



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

DISPERSIÓN DE PROPIEDADES CONSERVATIVAS POR EFECTO
DE LAS DPSA POR MEDIO DE MODELACIÓN NUMÉRICA

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA

GABRIEL GALLEGOS DIEZ BARROSO

TUTOR: DR. ISMAEL MARIÑO TAPIA POSGRADO DE CIENCIAS
DEL MAR Y LIMNOLOGÍA.

COMITÉ TUTORAL: DR. MIGUEL ÁNGEL ALATORRE ICM_yL, C.U.

DR. MARTÍN MERINO IBARRA ICM_yL, C.U.

DR. RODOLFO SILVA CASARÍN I.I, C.U.

DR. MARIO REBOLLEDO VIEYRA POSGRADO DE CIENCIAS DEL
MAR Y LIMNOLOGÍA.

MÉXICO D.F. JUNIO 2013.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Resumen.

A lo largo de las costas de la Península de Yucatán existen un gran número de descargas submarinas del acuífero, estos flujos que van de tierra hacia la zona costera, además de ser rutas preferenciales para la intrusión salina, tienen la capacidad de modificar la estructura termohalina de la región, aportar nutrientes y contaminantes y cambian las características químicas en su zona de influencia. En años recientes las zonas costeras a lo largo de esta región han sido presionadas por la creciente industria turística en la región, esto aunado a las actividades antrópicas de la zona, como la ganadería y agricultura, y el crecimiento de la población que inciden en las características del agua del acuífero, única fuente de agua potable en la península. Dado que no hay estudios en la zona que establezcan el área de influencia sobre la zona costera en términos de dispersión de propiedades conservativas, este trabajo se ha enfocado en hacer estudios a través de un modelo numérico, DELFT-3D. El modelo resuelve la hidrodinámica de la zona afectada por una descarga puntual del acuífero que descarga de manera intermitente $\sim 1 \frac{m^3}{s}$ en las costas de Dzilam Bravo. Para establecer la influencia de este fenómeno se establecieron distintos escenarios en la modelación numérica que consideran variaciones estacionales y distintos eventos que son frecuentes en la zona como nortes, brisas, surestes etc. Tomando como base los resultados numéricos de los distintos escenarios modelados, se pudo observar que el viento es fundamental en los procesos de dispersión del agua proveniente del acuífero y que los procesos de advección son mucho más importantes que los de difusión, sin embargo quien gobierna el área de influencia en el tiempo es la marea, ya que regula el agua que aporta la descarga puntual submarina del acuífero al regular los gradientes de presión entre el nivel piezométrico y el nivel del mar.

AGRADECIMIENTOS

Gracias

A Ismael por haber tenido paciencia, calma y confianza para realizar este trabajo. También por su compromiso con la ciencia y la formación de gente valiosa para el país.

A Cecilia por compartir valiosa información sin ningún recelo en el modelo numérico y sus valiosos comentarios.

A Rodolfo, Edgar, Martín, Miguel y Mario que han aportado ideas para el crecimiento de este trabajo.

A todos en el cubículo de procesos costeros, Gemma, Gabriel, Oscar, Pamela, Tihui, Rafael, Irani que han hecho de mi estancia en el laboratorio una agradable experiencia que continuará en breve.

A Emanuel por la enseñanza en el campo.

A Manu, Michel, Ileanas, y toda la banda adicta de Santiago Bolillo.

A Cristian, Tona, Elena, Gaby, Mariana y toda la banda jaranera.

A Gem y Beto por ser amigos y niñer@s de Lata. Por resolverme la vida tantas y tantas veces.

A Caro por la acogida en mis primeros días en Mérida.

A Yolanda y a Jesús por siempre estar al pie del cañon, a la distancia o en la cercanía con todo lo que he necesitado, siempre prestos con una buena cobija de amor .

A Eugenia por haberme formado tantas veces tanto, recojo frutos sembrados años atrás.

A mi compañera de vida, la que ha caminado junto tantos pasos. Gracias por esos ojos

que rebozan amor.

Gracias a la vida por andar en caminos de agua.

ÍNDICE GENERAL

1. Introducción	14
2. Antecedentes	17
2.1. Descargas Submarinas del Acuífero (DSA).	17
2.2. Forzamientos y Principio Físico de las DSA.	18
2.2.1. Nivel del mar	19
Marea	21
Oleaje	24
Viento	27
Presión atmosférica	30
2.2.2. Nivel piezométrico	31
Precipitación Pluvial	32
Nivel del mar	34
Presión atmosférica	35
2.3. Efectos y aportes de las DSA en el ambiente	36
2.4. Características del sitio de estudio	38
2.4.1. Cuenca noroccidental de la península. Cráter de Chicxulub	39
2.4.2. Oceanografía de la zona	41
Características termohalinas del acuífero.	42
Hidrodinámica de la DPSA	43
Cambios termohalinos por efectos de la DPSA a pequeña escala.	46
3. Modelo Numérico	50
3.1. Fronteras físicas	51
3.2. Fronteras conceptuales	52
4. Metodología	53
4.1. Mediciones en campo	54
4.1.1. Batimetría	54
4.1.2. Datos hidrodinámicos en zona remota a la DPSA estudiada	58
4.1.3. Datos hidrodinámicos de la DPSA	59
4.2. Validación	62

5. Resultados	68
5.1. Distribución espacial de salinidad promediada en tiempo	76
5.1.1. Condiciones ideales	76
5.1.2. Condiciones de viento reales.	82
5.1.3. Condiciones estacionales	83
5.1.4. Condiciones extremas	86
5.2. Transectos de salinidad alrededor del Xbuya-Ha	88
5.2.1. Condiciones ideales	88
5.2.2. Condiciones de viento	89
5.2.3. Condiciones estacionales	89
5.2.4. Condiciones extremas	90
5.3. Gradiente de salinidad en el espacio	90
5.3.1. Condiciones ideales	91
5.3.2. Condiciones viento	92
5.3.3. Condiciones estacionales	92
5.3.4. Condiciones extremas	93
5.4. Procesos de difusión y advección	93
5.4.1. Condiciones ideales	94
6. Discusión	96
7. Conclusiones	103
Bibliografía	104

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1. Aumento de la población del estado de Yucatán. Periodo 1910-2010.	15
2.1. Descripción de las descargas submarinas del acuífero.	19
2.2. Serie temporal $\eta(t)$	20
2.3. Clasificación de las ondas oceánicas.	21
2.4. Mapa de amplitudes mareales y líneas comareales.	22
2.5. Señal de marea en Dzilam Bravo	23
2.6. Parámetros que caracterizan una ola	24
2.7. Esquema del movimiento de partículas en una onda	25
2.8. Esquema de la espiral de Ekman.	28
2.9. Fenómenos de circulación causados por el viento	29
2.10. Sobre elevación por efecto de viento.	30
2.11. Efecto del barómetro inverso.	30
2.12. Elevación de la tabla de agua en la península de Yucatán	32
2.13. Precipitación en la entidad promediada por mes en diez años (2001-2010).	33
2.14. Esquema del balance en el lisímetro.	34
2.15. Nivel piezométrico acoplado con la marea	35
2.16. Nivel piezométrico acoplado con la presión atmosférica	36
2.17. Ubicación de Dzilam Bravo en la Península de Yucatán	39
2.18. Gravimetría del Cráter de Chicxulub en la zona noroccidental de la Península de Yucatán.	40
2.19. Anillo de cenotes y líneas de corrientes preferenciales	40
2.20. Ubicación de la DPSA conocida como Xbuya-Ha	42
2.21. Serie temporal de las condiciones termohalinas en una DPSA conocida como Xbuya-Ha en Dzilam Bravo	43
2.22. Señal de marea y velocidades u y w del Xbuya-Ha	44
2.23. Campo de velocidades cerca del Xbuya-Ha	45
2.24. Campo de velocidades en el ojo de agua Xbuya-Ha	46
2.25. Distribución superficial de salinidad promediada en un ciclo de marea	47
2.26. Distribución superficial de salinidad. Datos experimentales	48
4.1. Diagrama de flujo para la obtención de resultados	53
4.2. Transectos planeados para la batimetría.	54

4.3. Ruta de transectos seguidos.	55
4.4. Promedio móvil de datos obtenidos por la ecosonda y GPS diferencial.	56
4.5. Esquema de las distancias calculadas a partir de la altura elipsoidal.	56
4.6. Series de tiempo de ecosonda, GPS y batimetría calculada.	57
4.7. Batimetría interpolada.	58
4.8. Perfil de velocidad u lejos de la zona de influencia de la DPSA.	58
4.9. Velocidad promediada en la vertical y señal de marea en la zona remota al Xbuya-Ha.	59
4.10. Señal de marea y velocidades del flujo de la DPSA estudiada.	60
4.11. Mareas y velocidad de DPSA acopladas.	61
4.12. Temperatura y salinidad en la salida de la descarga puntual submarina.	62
4.13. Velocidad promediada en la vertical y señal de marea en la zona remota al Xbuya-Ha.	63
4.14. Datos de frontera y forzamientos para la validación del modelo numérico.	65
4.15. Corrientes calculadas, al oriente, poniente, y centro de la malla.	66
4.16. RMAE como función de tiempo de desfase.	67
4.17. η medida y calculada por el modelo.	67
5.1. Forzamientos ideales	69
5.2. Señal de marea medida para condiciones de viento	70
5.3. Señales de viento para brisas y surestes.	71
5.4. Señales de marea, flujo de la DPSA y salinidad de la descarga con variación estacional	72
5.4. Señales de marea, flujo de la DPSA y salinidad de la descarga con variación estacional	73
5.5. Señal de marea, flujo y salinidad del Xbuya-Ha para evento ENSO	74
5.6. Señal de marea, flujo del Xbuya y viento para evento de norte	75
5.7. Distribuciones espaciales de salinidad. Condiciones ideales.	77
5.7. Distribuciones espaciales de salinidad. Condiciones ideales.	78
5.8. Campo de velocidades promediadas en el tiempo. Condiciones ideales.	80
5.8. Campo de velocidades promediadas en el tiempo. Condiciones ideales.	81
5.9. Distribución de salinidad para distintas condiciones de viento.	82
5.9. Distribución de salinidad para distintas condiciones de viento.	83
5.10. Campo de velocidades promediadas en el tiempo. Condiciones de viento real.	83
5.10. Campo de velocidades promediadas en el tiempo. Condiciones de viento real.	84
5.11. Distribución de salinidad para distintas condiciones estacionales.	85
5.12. Distribución de salinidad para distintas condiciones extremas.	86
5.12. Distribución de salinidad para distintas condiciones extremas.	87
5.13. Campo de velocidades promediadas en el tiempo para evento extremo de Norte.	87

5.14. Transectos meridional y zonal alrededor del Xbuya-Ha. Condiciones ideales	88
5.15. Transectos meridional y zonal alrededor del Xbuya-Ha. Condiciones viento	89
5.16. Transectos meridional y zonal alrededor del Xbuya-Ha. Condiciones estacionales	89
5.17. Transectos meridional y zonal alrededor del Xbuya-Ha. Condiciones extremas	90
5.18. Gradiente de salinidad. Condiciones ideales	91
5.19. Gradiente salino. Condiciones de viento	92
5.20. Gradiente salino. Condiciones estacionales	92
5.21. Gradiente salino. Condiciones extremas	93
5.22. Distancias promedio de trazadores lagrangianos entre si y la DPSA. Condiciones ideales. En línea gruesa se pueden apreciar el proceso de advección y en la delgada el de difusión.	94
5.22. Distancias promedio de trazadores lagrangianos entre si y la DPSA. Condiciones ideales.	94
6.1. Zona de influencia con forzamientos ideales	97
6.2. Zona de influencia con distintos eventos de viento	98
6.3. Zonas de influencia con diferentes condiciones de contraste halino	99
6.4. Áreas de influencia por caso	100
6.5. Tiempo de residencia en los distintos escenarios	101

ÍNDICE DE TABLAS

2.1. Clasificación de mareas según sus componentes armónicas	23
2.2. Clasificación de mareas según sus componentes armónicas	24
2.3. Cálculo de celeridad y longitud de onda según la profundidad	26
2.4. Distancia de la costa al punto de medición	35
4.1. Clasificación del error.	66
6.1. Áreas de influencia según las condiciones de viento y de contraste	100

Variables

Antecedentes

- η Nivel del mar.
- T Periodo.
- ν Frecuencia.
- F Factor de forma.
- M_2, S_2 Componentes semidiurnos de la marea.
- K_1, O_1 Componentes diurnos de la marea.
- F Factor de forma de la marea.
- A_{K_1}, A_{O_1} Amplitudes de los componentes diurnos de la marea.
- A_{M_2}, A_{S_2} Amplitudes de los componentes semidiurnos de la marea.
- L Longitud de onda.
- g Aceleración de la gravedad en la tierra.
- h Profundidad.
- k Número de onda.
- C Celeridad.
- σ Frecuencia angular.
- H Altura de ola.
- ξ Sobre elevación del mar.
- τ_s Estres cortante del viento sobre la superficie libre del mar.
- ρ Densidad del agua.
- ρ_a Densidad del viento.
- C_D Coeficiente de fricción.
- W Velocidad del viento.

- I Aporte de agua debido al riego.
- P Aporte de agua debido a la lluvia.
- ET Pérdida de agua debido a evotranspiración.
- ES Aporte de agua por escorrentías.
- R Recarga del acuífero.
- ΔS Cambio de almacenamiento.

Modelo Numérico

- \vec{v} Velocidad vectorial.
- f Fuerza de Coriolis
- t Tiempo.
- η Superficie libre del mar.
- C Coeficiente de Chezy.
- d Profundidad debajo del plano de referencia.
- \vec{F}_{xy} Contribuciones de fuerzas externas.
- ρ_ω Densidad del agua.
- M_{xy} Contribuciones y sumideros de momentum.
- γ Velocidad angular de rotación terrestre.
- ϕ Latitud.
- \hat{n} Vector normal.
- τ_b Tensor de fricción en el fondo.
- ρ_0 Densidad del agua.
- \vec{u} Velocidad paralela al fondo.
- τ_s Tensor de fricción debido al viento.
- \vec{u}_{ws} Velocidad en la superficie libre.

- ρ_a Densidad del aire.
- C_d Coeficiente de arrastre del viento.
- U_{10} Velocidad del viento a diez metros de la superficie libre.

INTRODUCCIÓN

Desde hace algunos años en la Península de Yucatán el desarrollo de diferentes actividades antrópicas han ejercido una gran presión sobre los recursos naturales de la zona; en la costa vastas zonas de selva, manglares y dunas han sido invadidas por complejos hoteleros de gran capacidad en el poniente de la península, siendo Cancún el ejemplo por excelencia. En cuatro décadas la pérdida de vegetación entre Puerto Progreso y Sisal ha sido de $174km^2$ [Batllori-Sanpedro E., 1999], debido a que las ciudades han crecido de forma muy acelerada a lo largo de la costa norte de la península. A pesar que todo este desarrollo representa en parte un crecimiento económico que ha beneficiado la zona, no obedece a un orden de desarrollo urbano y los servicios básicos de la población no han ido a la par de la demanda, *e.g.* en el estado de Yucatán al menos el 30 % de la población no cuenta con sistema de alcantarillado [INEGI, 2010a]. En particular en la ciudad de Mérida buena parte de la zona urbana no cuenta con un sistema de recolección de aguas residuales y este problema es resuelto por medio de fosas sépticas o sumideros que muchas veces son bocas de cuevas que desembocan directo al manto freático. Todo esto ejerce presión sobre la única fuente de agua potable en la zona, su acuífero. Este recurso hídrico es una delgada lente de agua dulce que flota sobre agua salada [Marín L. E., 1990], según algunos estudios en Mérida la lente de agua dulce tiene 61m de espesor [Steinich, 1996] y tiende a ser más delgada en la zona costera.

Los factores de desarrollo en infraestructura mal planeada aunado al crecimiento de la población en la región, que está subvaluada por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía debido a una gran cantidad de población flotante que existe en el estado, agravan la situación en términos de la utilización de recursos hídricos. Figura 1.1.

Aunque la extracción de agua de los mantos acuíferos ha aumentado en un 24 % en los últimos 10 años, el nivel de presión sobre el recurso hídrico¹ que esto ejerce en la zona según la Comisión Nacional del Agua es del 9.2 %, lo cual no genera estrés en el acuífero en cuanto a su explotación², en la zona costera este aumento de extracción de agua dulce del manto acuífero favorece la intrusión de la cuña salina tierra adentro. Según cifras de la CNA [Comisión Nacional del Agua, 2011] del total del volumen extraído en Yucatán

¹El grado de presión se calcula a partir de la cantidad de agua renovable y la utilizada mediante la siguiente ecuación. $GPrh = 100 \left(\frac{V_{totalconcesionado}}{V_{aguarenovable}} \right)$.

²Este índice sólo toma en consideración la cantidad de agua extraída y la capacidad de recarga y deja por fuera las pérdidas por otras causas como puede ser la contaminación del acuífero.

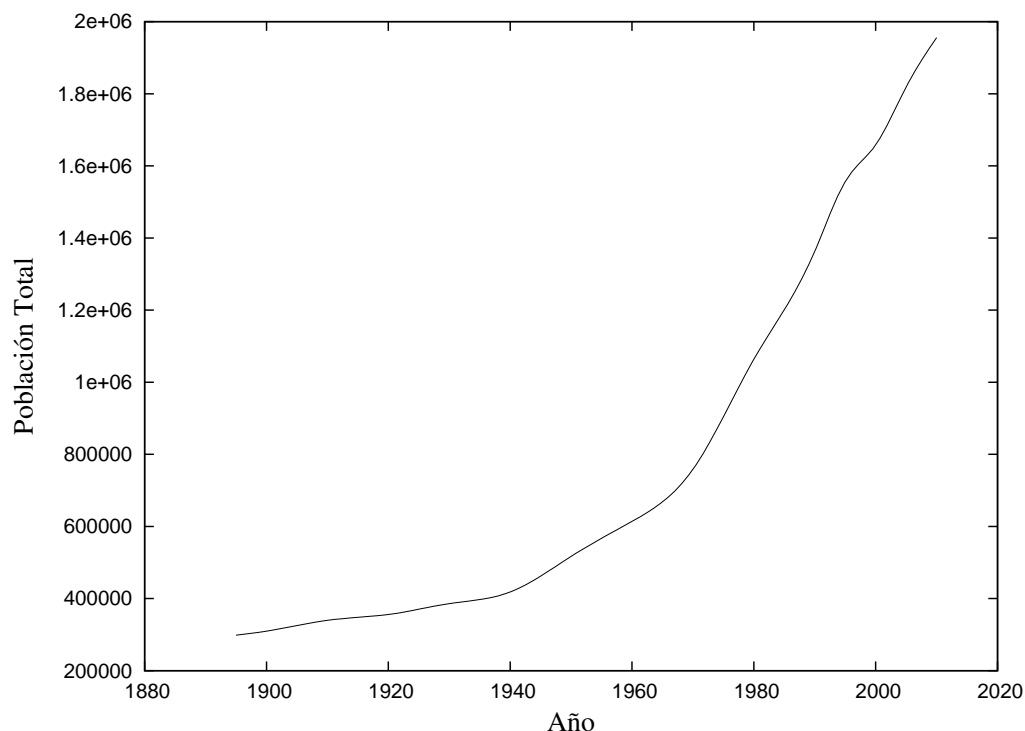


Figura 1.1: Aumento de la población del estado de Yucatán. Periodo 1910-2010 [INEGI, 2010b]

el 76 % es utilizado en actividades agropecuarias, el 19 % para consumo humano, y el 5 % restante para actividades industriales. Esta relación de usos que reporta la CNA es importante para determinar que tipo de contaminantes se pueden incorporar al acuífero como plaguicidas, nitrógeno, fósforo, etc. Además de esto es importante saber que hay tiraderos de basura que, debido a que no cuentan con una infraestructura apropiada, filtran lixiviados hacia el manto freático.

La formación del acuífero en la península se debe a que el sustrato de la región es muy permeable, de origen kárstico, esto permite que un gran porcentaje de la precipitación pluvial de la zona se filtre hacia el manto freático, según cifras de la CNA la capacidad de recarga del acuífero es de $29.645 \times 10^5 \frac{L}{y}$ [Comisión Nacional del Agua, 2011]. Esta condición de permeabilidad del sustrato que ha permitido la formación de un acuífero complejo es la misma que pone al lente de agua dulce como un receptor de descargas de aguas residuales, tanto urbanas como industriales, así como filtración de lixiviados a través del suelo. Esto se debe a que no hay una infraestructura adecuada para tratar las aguas residuales, existe una mala disposición de residuos sólidos etc. Al final del día gran

parte del agua que se filtra en el acuífero desemboca en zonas costeras, llevando todos los elementos que a lo largo del cauce permean el acuífero. Un fenómeno que refleja la gran cantidad de agua que desemboca mar adentro son las Descargas Submarinas del Acuífero (DSA) que son flujos de agua dulce o salobre que afloran mar adentro, estas pueden expresarse de dos maneras; difusa a lo largo de toda la zona costera, en los puntos de alta permeabilidad y puntual formando ojos de agua submarinos. Éstos últimos son los que nos ocupa en este estudio.

Si bien no se han hecho los suficientes estudios acerca de las descargas puntuales submarinas del acuífero (DPSA), se sabe que hay aporte de nutrientes y contaminantes a través de estos conductos de disolución hacia zonas costeras [Bautista F., 2011; Guebem K., 2008; Metcalfe C. D., 2011]. En particular se sabe que en Dzilam Bravo existe aporte de coprostanos³[Urrea Mariño U., 2011], y que en la región de la costa norte de Yucatán se observan fenómenos de marea roja con frecuencia, quizá estos fenómenos se puedan explicar con la incapacidad del medio de dispersar los aportes de nutrientes vía las descargas puntuales del acuífero bajo condiciones hidrodinámicas particulares. Recientemente diversos autores [Valle Levinson A., 2011; Kantún Manzano C. A., 2008, 2011; Mariño Tapia I., 2009], han realizado estudios en una DPSA en particular ubicada en Dzilam Bravo, Yucatán. A partir de estos estudios se ha generado la necesidad de conocer el área de influencia de la DPSA sobre la zona costera en términos de dispersión de sustancias conservativas y de su capacidad de cambiar las condiciones termohalinas a mediana escala del mar costero. Esto dependerá de la capacidad de mezcla del sistema bajo diferentes condiciones ambientales. Evaluar el área de influencia y la capacidad de mezcla de las DPSA será el principal objetivo del presente trabajo.

Con la finalidad de tener un marco de referencia acerca de las descargas submarinas del acuífero, en el capítulo 2 se explica a detalle porqué es posible el fenómeno, así como los resultados experimentales que se han obtenido con anterioridad y que permiten generar escenarios a través de un modelo numérico. Posteriormente se detallan las características del modelo numérico utilizado en el capítulo 3, que ecuaciones resuelve y bajo qué suposiciones trabaja, así como los términos considerados para resolver el problema. En el capítulo 4 se establece la estrategia para utilizar el modelo y poder validarlo con los resultados experimentales obtenidos con anterioridad, así como el proceso de validación para posteriormente mostrar los resultados de los diferentes escenarios en el capítulo 5, estos resultados son discutidos en el capítulo 6 y finalmente en el capítulo 7 se presentan las conclusiones del trabajo y recomendaciones a seguir en trabajos futuros.

³Indicador de heces fecales en descargas de agua.

ANTECEDENTES

Las descargas submarinas del acuífero son un fenómeno en el cual entran en juego muchas variables, los forzamientos ambientales involucrados son: la lluvia que cae en la zona, la cantidad de precipitación que logra permear hacia el acuífero, el nivel piezométrico, el nivel del mar, las condiciones termohalinas del mar, y las condiciones de la mezcla (corrientes, oleaje, etc). La región está sujeta a eventos extremos como huracanes, nortes, y sequías capaces de alterar el balance de las condiciones ambientales. Para entender un poco mejor el fenómeno se detallan a continuación algunos elementos que son necesarios para entender la dinámica de las descargas submarinas del acuífero y los efectos que tienen en la zona en donde se presentan.

2.1. Descargas Submarinas del Acuífero (DSA).

Las Descargas Submarinas del Acuífero son flujos de agua del acuífero que van del continente a zonas costeras por vía subterránea. Este flujo es posible debido a que existe un gradiente de presión entre el acuífero y el nivel del mar que permite la descarga del agua salobre hacia el mar. Es preciso decir que este balance no es estático debido a que los niveles de ambos cuerpos de agua cambian constantemente por diferentes factores. La manera en que estas descargas submarinas ocurren fundamentalmente depende de la evolución de la geología de la zona, en muchas ocasiones los cambios de nivel del mar debido a procesos glacioeustáticos o tectónicos han gobernado los procesos del sustrato. Se sabe además que en la franja de la interfase salina se producen procesos importantes de disolución. Esto ocurre debido al contacto de dos cuerpos de agua saturados con respecto a rocas carbonatadas, la mezcla de los dos cuerpos es por lo general insaturada teniendo un poder de disolución mayor¹, es por esto que el cambio de nivel de mar y por tanto la interfase entre agua continental y agua marina es fundamental en la historia de este tipo de suelos [Back, 1979].

La manera en que este flujo se expresa en las costas de la península generalmente es a

¹Este proceso es posible debido a que al mezclarse dos cuerpos de agua saturados en carbonatos, con diferentes iones, y con diferentes presiones parciales de CO_2 , las constantes de disolución de la calcita y la dolomita se ven abatidos y esto ocasiona que la mezcla resultante se torne agresiva debido a la capacidad que tiene de disolver más rocas carbonatadas.

través de la matriz porosa del sustrato o bien por conductos de disolución bien definidos, las primeras son llamadas descargas difusas submarinas del acuífero y las segundas descargas puntuales submarinas del acuífero (DPSA). Las descargas difusas generalmente se dan en áreas amplias y son de bajos caudales, por lo que es difícil identificarlas y cuantificar su aporte en términos volumétricos así como el aporte en nutrientes y hay que agregar las reacciones químicas que suceden en el lecho marino producto del efluente de agua dulce o recirculada del acuífero y el sedimento, estas reacciones elevan sensiblemente la cantidad de nutrientes, carbón y metales en la columna de agua [Burnett W. C., 2003]. Las descargas puntuales, ocurren a través de un canal dentro del suelo marino, esto permite flujos mucho más francos hacia la costa, en algunos casos del orden de metros cúbicos por segundo, por esto son responsables de aportar cantidades importantes de nutrientes y contaminantes a la zona costera con las consecuencias que esto tiene. En conjunto las descargas submarinas del acuífero son capaces de modificar las estructuras termohalina y química de su entorno, en particular en la Península de Yucatán, donde las DPSA se presentan frecuentemente a lo largo sus costas debido a la naturaleza kárstica de la región. Para comprender mejor las implicaciones ecológicas y de uso de la zona costera, incluyendo sus recursos hídricos, es importante entender el fenómeno de DPSA, sus zonas de influencia y capacidad dispersiva del ambiente.

2.2. Forzamientos y Principio Físico de las DSA.

Las DSA son en general un flujo de agua que va de tierra hacia el mar y que afloran en el suelo marino, este flujo solamente es posible debido a una carga hidráulica dada por una diferencia de el piezométrico y el nivel del mar. Esa diferencia de nivel entre el nivel piezométrico del acuífero y el nivel del mar no es estática, la carga hidráulica varía en tiempo y espacio bajo distintos forzamientos, Figura 2.1. En esta sección se aborda sobre cuales forzamientos gobiernan la cantidad de agua que se descarga al mar vía las descargas submarinas del acuífero. Para esto se separan los distintos fenómenos por cuerpos de agua, por una parte se tratan los forzamientos que controlan el nivel del mar; marea, viento, oleaje, presión barométrica, etc y por otra parte los fenómenos que controlan el nivel del acuífero; lluvias, presión atmosférica etc.

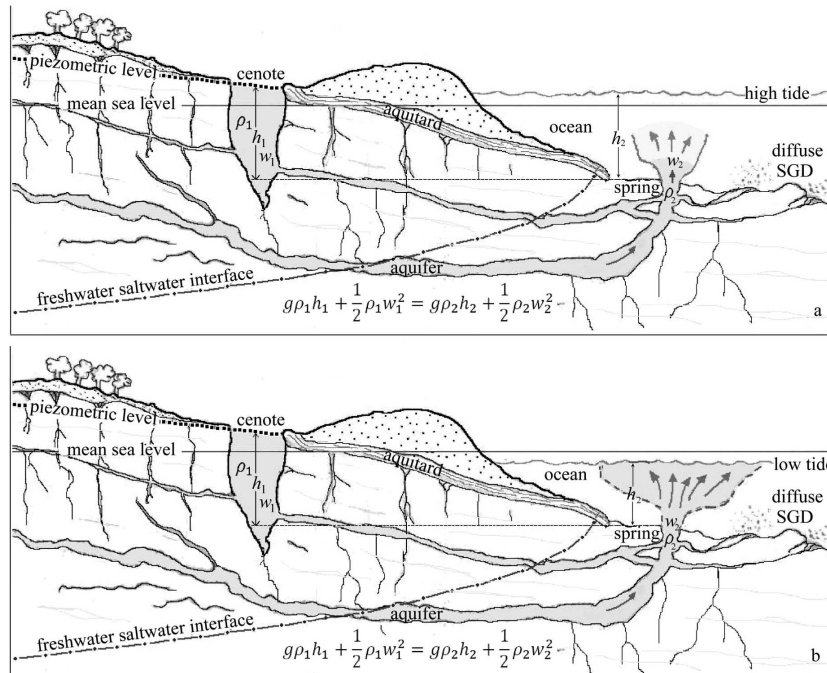


Figura 2.1: Descripción de las descargas submarinas del acuífero. En estas se puede apreciar la diferencia entre las descargas puntuales y las descargas difusas, además se ilustra la importancia de la variación del nivel del mar en la cantidad de agua que se descarga a la zona costera.[Valle Levinson A., 2011]

2.2.1. Nivel del mar

El nivel de la superficie libre marina como función del tiempo es una variable difícil de predecir debido a que es afectada por diversos fenómenos, algunos con una periodicidad bien definida, *e.g.* forzamientos astronómicos, y otros parecen tener un comportamiento aleatorio. A continuación se presenta una gráfica del nivel del mar como función del tiempo, Figura 2.2, que hace evidente la complejidad del comportamiento de esta variable.

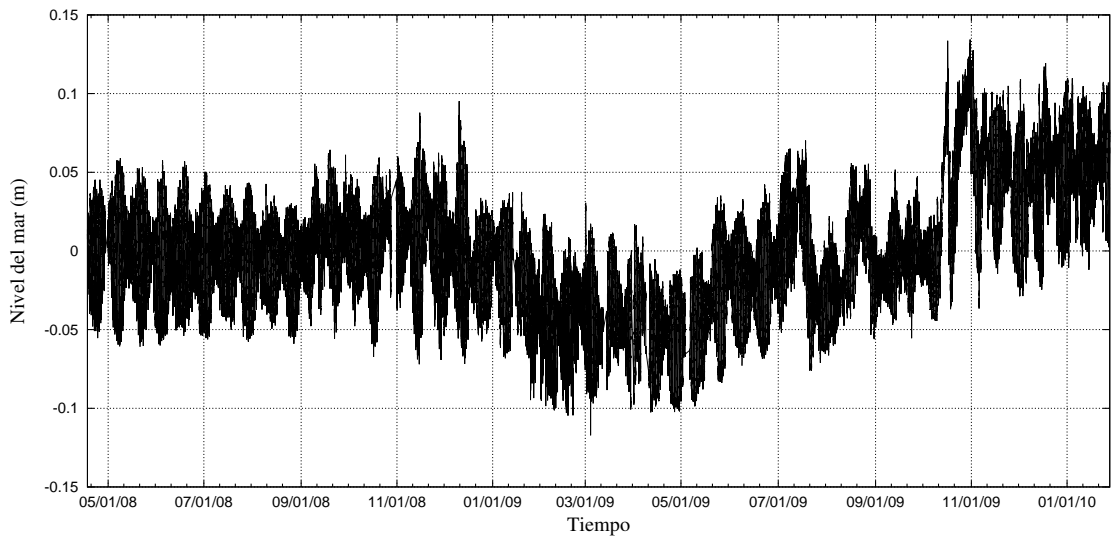


Figura 2.2: Serie temporal $\eta(t)$. Se puede apreciar que el nivel del mar tiene variaciones definidas con periodos característicos como las mareas, con periodo aproximado de $24h$, pero también tiene variación a largo plazo, años, así como incrementos por eventos extremos y que no tienen una frecuencia característica. Datos LAPCOF. CINVESTAV.

Los procesos que tienen una mayor contribución en el nivel del mar y por tanto los que se describen en esta sección son, marea, oleaje, viento y presión atmosférica. El único evento que tiene una frecuencia característica en este grupo es la marea. El viento, el oleaje y la presión pueden también presentar frecuencias diurnas, por ejemplo durante los eventos de brisas, sin embargo existen épocas del año en las que ese comportamiento está aminorado (invierno). En la siguiente gráfica se explican con detalle el tipo de forzamientos a los que esta sujeto el nivel del mar.

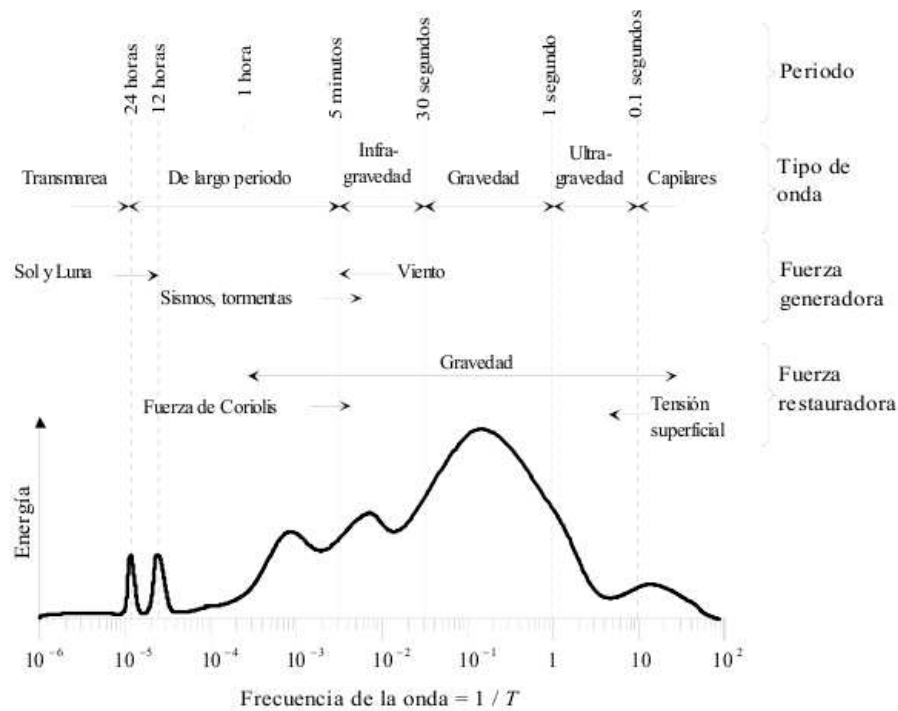


Figura 2.3: Clasificación por frecuencia de las ondas oceánicas. (Kinsman, 1965)

Marea

La marea astronómica es el cambio del nivel del mar resultado de las fuerzas de atracción gravitacionales tanto del sol como de la luna. Estas tienen un nivel de atracción distinto sobre la hidrósfera afectando el nivel del mar por regiones a nivel global y con periodos bien definidos. La reacción de las masas oceánicas a estas atracciones depende de diversos factores como la posición relativa entre los astros, la latitud en el globo terráqueo, la posición de los continentes etc.

La posición relativa entre los astros, Sol y Luna, tiene como efecto en el nivel del mar los fenómenos conocidos como mareas vivas y mareas muertas. Las mareas vivas tienen cabida cuando el sol y la luna y la tierra se encuentran alineados, las mareas muertas ocurren cuando el sol y la luna tienen un ángulo de noventa grados entre sí. Además existe Coriolis que desvía el movimiento de las masas de agua hacia la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur, esto ocasiona que las ondas de marea se propaguen como una onda de Kelvin, de borde, lo que genera puntos anfídromicos, regiones donde el nivel del agua no cambia por efecto de las mareas. Figura 2.4.

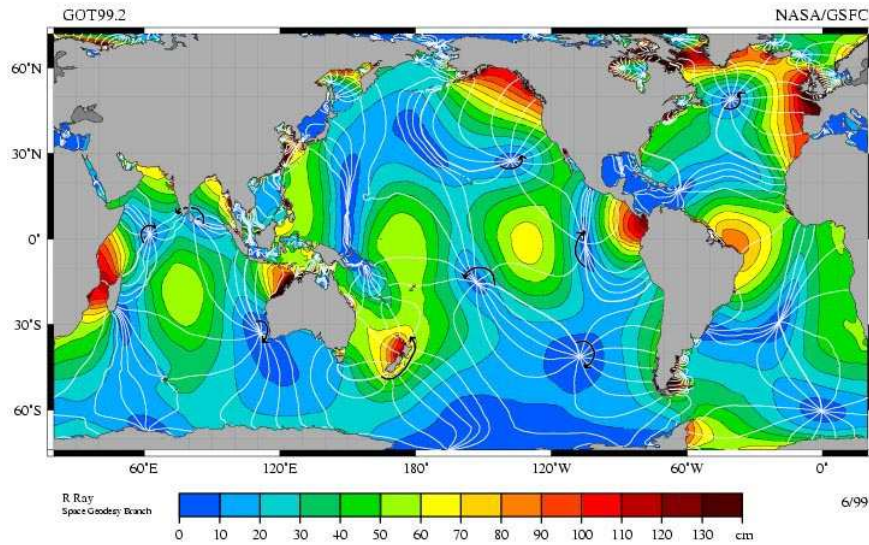


Figura 2.4: Mapa de amplitudes mareales y líneas comareales. La barra de colores indica la amplitud de mareas en cada sitio y las líneas son donde la marea está en fase, es decir que la onda de elevación ocurre al mismo momento a lo largo de esa línea con diferencia de dos horas. En general la amplitud de las mareas es más grande conforme se aleja de los puntos anfdrómicos, que son en los que las líneas comareales se intersectan. NASA.

La existencia de los puntos anfdrómicos y la diferencias entre los rangos de marea se debe a que la marea tiene un comportamiento de una onda de Kelvin cuya amplitud es mayor cuando la onda interactúa con bordes, y lejos de ellos se ubica el nodo de esta onda donde su amplitud no cambia.

Las frecuencias características de la marea son producto del periodo en que acontecen los distintos fenómenos astronómicos, el periodo de cuadratura, el periodo en que se encuentran alineados etc, estos tienen una contribución específica para cada lugar y una frecuencia característica con la que se repiten en cada cuenca. Gracias a estas características la marea se puede descomponer en contribuciones de diferentes amplitudes con diferentes frecuencias, esto permite caracterizar las mareas de una manera sencilla, los tres principales tipos de marea son las diurnas, con frecuencias de $\nu \simeq \frac{1}{24h}$, las semidiurnas con frecuencias de $\nu \simeq \frac{1}{12h}$ y las mixtas que son una combinación de ambas.

Las componentes de armónicos se pueden dividir en dos grupos: en semidiurnos M_2 y S_2 y los componentes diurnos conocidos como K_1 y O_1 . Estos componentes son los principales y los que potencialmente tendrían una contribución a la amplitud total de la marea. Para cuantificar la importancia de los componentes diurnos sobre los componentes semidiurnos

existe una relación conocido como factor de forma. Que se define de la siguiente manera:

$$F = \frac{A_{K_1} + A_{O_1}}{A_{M_2} + A_{S_2}}. \quad (2.1)$$

Según los valores que tome la ecuación 2.1 las mareas se definen como:

F	Clasificación
$0 < F < 0.35$	Semidiurno
$0.35 < F < 1.5$	Mixto, mayormente semidiurno
$1.5 < F < 3$	Mixto, mayormente diurno
$3 < F$	Diurno

Tabla 2.1: Clasificación de mareas según sus componentes armónicas.

El sitio de estudio, Dzilam Bravo presenta una marea diurna, tiene una bajamar y una pleamar por cada ciclo de $24h$, su rango de marea es de aproximadamente un metro, esta variación tan pequeña es la que gobernará en lo general la dinámica de las DSA. Esto indica el delicado equilibrio que guardan estas dos cargas hidráulicas en el lugar de estudio.

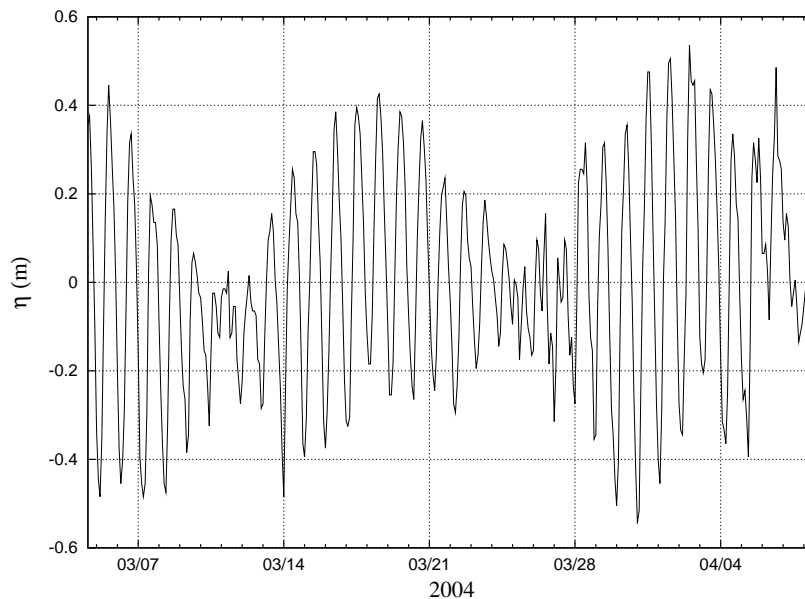


Figura 2.5: Señal de Marea en Dzilam Bravo En esta señal se puede observar el efecto de mareas muertas, amplitud pequeña y mareas vivas, amplitud grande. También se puede observar que no es una onda ideal compuesto por distintos armónicos si no que el nivel es afectado por otros procesos que no hacen del nivel del agua totalmente predecible.

A continuación se muestran las componentes principales que contribuyen en la región [Núñez Fernández T. I., 2012].

Componente	Frecuencia (cph)	Fase	Amplitud
O_1	0.386	116.306	0.1876
K_1	0.416	140.554	0.1808
M_2	0.0804	160.294	0.0408

Tabla 2.2: Clasificación de mareas según sus componentes armónicas.

Oleaje

El oleaje se genera por la acción del viento. Las olas se pueden clasificar según su origen en sea a swell, la primera es el oleaje local que se caracteriza por tener gran irregularidad, no se identifica bien la cresta y valle, tiene gran peralte y presenta periodos entre tres y diez segundos, y un amplio espectro de frecuencias. La segunda es el oleaje distante, tiene como características un espectro más concentrado en bajas frecuencias, periodos entre diez y veinte segundos, se puede definir bien la cresta y el valle de la onda además de presentarse en direcciones bien definidas y en grupos de olas.

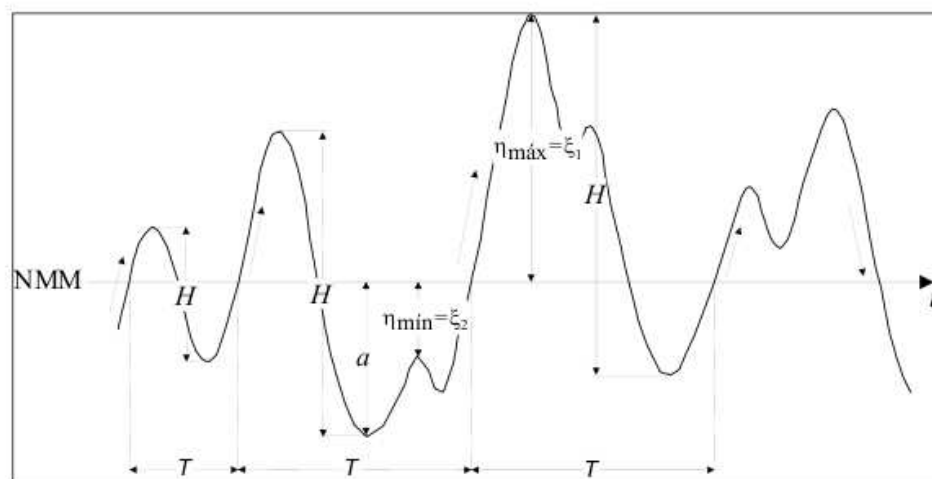


Figura 2.6: Parámetros que caracterizan una ola. [Silva Casarín R., 2005]

En general la propagación de ondas en un fluido es un problema no lineal, esto hace que su estudio y análisis no sea sencillo, sin embargo existen teorías y simplificaciones, muchas de ellas lineales, que permiten que la caracterización del oleaje sea mucho más sencilla.

Los parámetros mínimos para caracterizar una ola, son la amplitud y el periodo. Figura 2.6. Las partículas que se encuentran dentro de una ola, describen un movimiento circular, en mar profundo y conforme la ola se acerca a la costa este movimiento se va deformando de manera elipsoidal. Figura 2.7.

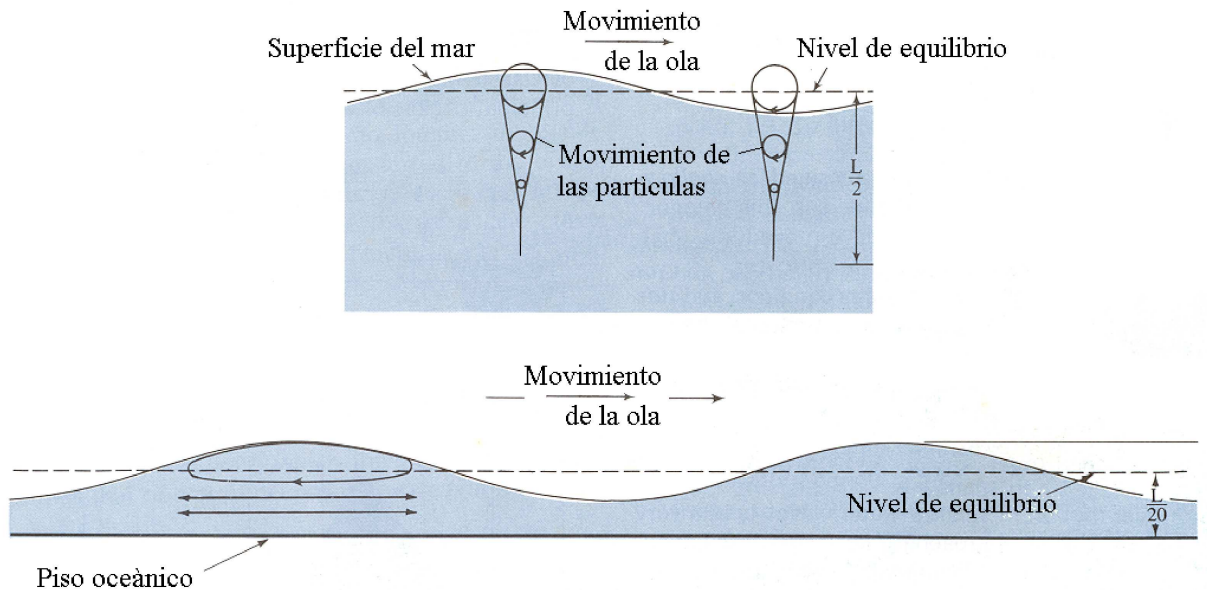


Figura 2.7: Esquema del movimiento de partículas en una onda. Conforme la ola se aproxima a la costa *siente* el fondo marino y el movimiento de las partículas en la onda se deforma. (G. Lizano R. , 2012)

La velocidad de propagación, también conocida como celeridad es función de la longitud de onda, el periodo y la profundidad sobre la que esta se esté propagando. La profundidad para que la ola no sea afectada por el fondo marino debe ser mayor a la mitad de la longitud de onda. De acuerdo a la profundidad sobre la que las olas se propagan estas se pueden clasificar en olas de aguas profundas, intermedia y someras. Dependiendo de esta clasificación la celeridad se calcula según el siguiente cuadro 2.3.

	Aguas someras $kh > \pi$	Aguas de transición $\frac{\pi}{10} < kh < \pi$	Aguas profundas $kh < \frac{\pi}{10}$
Longitud de onda	$L = T\sqrt{gh}$	$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh(kh)$	$L = \frac{gT^2}{2\pi}$
Celeridad	$C = \frac{L}{T} = \sqrt{gh}$	$C = \frac{L}{T} = \frac{\sigma}{k} = \frac{gT}{2\pi} \tanh(kh)$	$C = \frac{gT}{2\pi}$

Tabla 2.3: Cálculo de celeridad y longitud de onda según la profundidad

Esta información es útil para determinar las características de una onda, sin embargo en el mar se encuentran un sin fin de ondas con periodos, amplitudes y longitudes distintas, conocidas como estado de mar. Para estudiar este tipo de fenómenos en los cuales no hay un tren de olas monocromático², y poder caracterizar el oleaje de una zona, se ocupan parámetros estadísticos. Los parámetros estadísticos más importantes son:

1. Variación del nivel medio del mar.

$$\bar{\eta}(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \eta_i$$

donde η_i es el nivel del mar en la i ésima observación.

2. Varianza de la superficie del agua.

$$\eta_{rms}^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \eta_i^2$$

3. Altura media

$$\bar{H} = \frac{1}{N_o} \sum_{i=1}^{N_o} H_i$$

²Con una sola frecuencia

4. Periodo medio

$$\bar{T} = \frac{1}{N_o} \sum_{i=1}^{N_o} T_i$$

donde N_o es el número de olas individuales en todo el registro.

5. Altura cuadrática media

$$H_{rms} = \frac{1}{N_o \eta_{rms}^3} \sum_{i=1}^{N_o} \eta_i^3$$

Otros parámetros estadísticos son la altura significativa H_s y periodo pico espectral T_p que están definidas como la media aritmética de la tercera parte más alta de las olas, que también puede definirse como $H_s = 4\sigma$, donde σ es la desviación estandar. Estos parámetros son utilizados con frecuencia para efectuar diseños de estructuras de protección costera o a la navegación.

Viento

El viento induce una buena parte de la cinética a las corrientes oceánicas, estas corrientes llegan a los cientos de metros de la superficie del mar, la transmisión de momentum es por efecto de fricción en la superficie del mar, sin embargo el movimiento de la corriente inducida no es paralelo a la velocidad del viento, esto se debe al efecto de Coriolis, gracias al movimiento rotacional de la tierra, el transporte neto de momentum que es inducido por el viento y desviado por Coriolis es de 45° a la derecha, esto sucede en la superficie. El efecto que tiene en la columna de agua es distinto a cada profundidad, esto se debe al transporte por el esfuerzo cortante entre una capa y otra en la columna de agua, el resultado es la conocida espiral de Ekman que tiene una profundidad aproximada de $100m$, a continuación la espiral de Ekman se ilustra en la figura 2.8. Al final de la suma de transportes la resultante es hacia la derecha, en noventa grados de la dirección del viento,. En aguas someras, donde la fricción con el fondo es considerada, la dirección del transporte es aproximadamente en la dirección del viento.

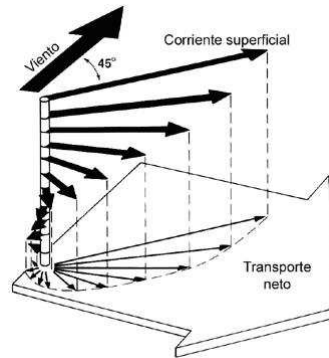


Figura 2.8: Esquema de la espiral de Ekman.

El efecto final que tiene la espiral de Ekman, es un transporte neto de agua hacia la derecha en el hemisferio norte, o la izquierda en el hemisferio sur. Este comportamiento sobre el transporte de momentum producido por el viento y desviado por el efecto de Coriolis, produce varios fenómenos como surgencias, zonas de convergencia y divergencia, etc estos fenómenos por lo general generan afloramientos de aguas profundas hacia la superficie.

Las surgencias son efecto del transporte de Ekman, suceden cuando el viento tiene dirección paralela a la costa, debe tener la dirección adecuada para que con la desviación por efecto de Coriolis, dependiendo del hemisferio, exista un transporte neto hacia el mar. Cuando los vientos son lo suficientemente fuertes y persistentes a lo largo de la costa existe un transporte neto alejando las masas de agua de la costa, por continuidad el agua de profundidades mas grandes suben a la superficie para suplir el agua retirada de la costa. Figura 2.9b

Además del efecto de Ekman, el viento es capaz de generar circulación por efecto de estrés³ que ejerce sobre la superficie del mar. Una expresión de este efecto son las celdas de Langmuir, turbulencia helicoidal cuyo eje de rotación es paralelo a la dirección del viento. Figura 2.9a. Las celdas de circulación de Langmuir se generan cuando el viento sopla con velocidades mayores a $3\frac{m}{s}$ y mientras mas grande sea la velocidad del viento mas grandes serán las celdas de helicoidales. Éste fenómeno se puede apreciar desde la superficie por la acumulación de materiales como espuma, materia orgánica, etc donde las corrientes generadas convergen lo que genera líneas paralelas en patrones rítmicos.

³Es estrés puede ser expresado en fuerza por unidad de área.

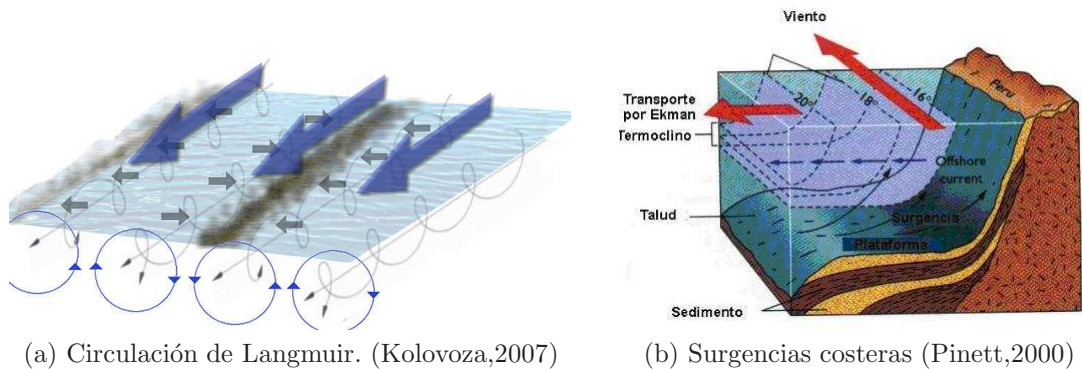


Figura 2.9: Fenómenos de circulación causados por el viento.

Además de este efecto en la circulación marina los vientos pueden variar el nivel del mar de manera significativa, esto ocurre en general cuando la pendiente de la batimetría es suave y muy larga, como en las costas de Yucatán. Esto sucede generalmente cuando el viento sopla con dirección normal a la costa y debido al estrés de éste sobre el mar, se logra apilar agua en la costa. A este fenómeno se le conoce como sobre elevación por efecto del viento. En 1983 Bowden escribió una expresión con la que se puede calcular esta sobre elevación por vientos normales a la costa:

$$\frac{\delta\xi}{\delta x} = \frac{\tau_s}{g\rho h} \quad (2.2)$$

donde ρ es la densidad, g es la aceleración debido a la gravedad, ξ es la sobre elevación del mar, h es la profundidad promedio, δx es la zona de *fetch* o recorrido sobre el cual el viento ejerce una fuerza de estrés sobre el agua τ_s , esta fuerza se puede escribir de la siguiente manera

$$\tau_s = \rho_a C_D W^2 \quad (2.3)$$

donde W es la velocidad del viento medida a $10m$ de altura, $C_D(W)$ es el coeficiente de fricción, una constante que depende de la velocidad, a mayor velocidad mayor valor es la constante y ρ_a es la densidad del aire.

Este fenómeno sucede a menudo en la costa norte de Yucatán debido a los frentes fríos que traen consigo vientos del norte, normales a la costa que consiguen apilar agua hacia la costa. El apilamiento de agua sobre la costa genera un gradiente de presión que se debe compensar con un flujo normal a la costa, con dirección hacia el mar. (Figura 2.10)

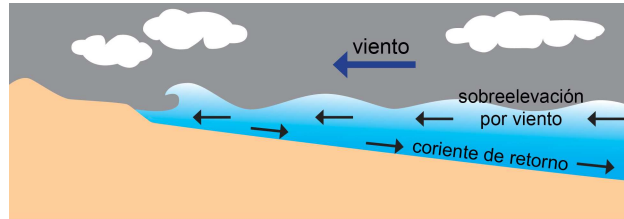


Figura 2.10: Sobre elevación por efecto de viento.

Presión atmosférica

La presión atmosférica es un elemento que muchas veces tiene una influencia importante y constante sobre el nivel del mar. La variación de la presión atmosférica produce una onda que tiene periodo largo, a esta onda se le conoce como marea meteorológica de presión. Se sabe que la presión atmosférica afecta al nivel del mar a razón de $\frac{\Delta P_{atm}}{\Delta \eta} = \frac{-1hPa}{1cm} = \frac{-1mbar}{1cm}$, es decir, por cada cambio en la presión atmosférica de $1mb$, el nivel del mar cambia en $1cm$. La influencia de la presión atmosférica es de efectos locales, sólo en aquella zona en la que la presión atmosférica varía lo suficiente para afectar el nivel del agua. Es preciso decir que el efecto de la presión se conoce como barómetro inverso, esto es porque cuando la presión atmosférica disminuye el nivel del mar aumenta. Este efecto es muy marcado en eventos donde la presión atmosférica disminuya considerablemente como los huracanes, donde se pueden tener variaciones de presión de $105hPa$. Esta variación en la presión atmosférica, corresponde con alrededor de un metro de diferencia sólo por el efecto del barómetro inverso. En la siguiente imagen se ejemplifica el efecto de la variación de la presión atmosférica sobre el nivel del mar. Figura 2.11.

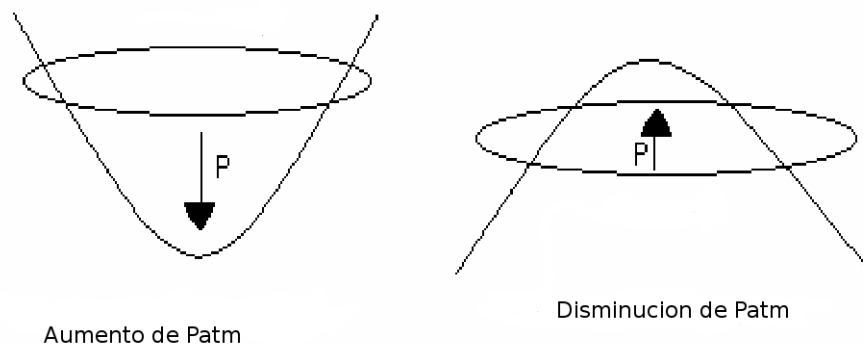


Figura 2.11: Efecto de barómetro inverso.

2.2.2. Nivel piezométrico

El nivel piezométrico se puede definir como la diferencia de altura de la superficie libre sobre el nivel del mar, en los acuíferos libres. Para los acuíferos confinados el nivel piezométrico se define como la altura que alcanzaría el nivel del acuífero hasta equilibrarse con la presión atmosférica. En Yucatán existen estos dos tipos de acuífero; al norte de la entidad, cerca de la costa, existe un acuitardo que confina al acuífero conocido como *caliche* que se extiende aproximadamente $6Km$ tierra adentro, y se extiende hacia mar alguna distancia que varía en toda la planicie costera. Fuera de esta franja de acuífero confinado el manto freático que se prolonga por el subsuelo de toda la península, el cual está libre debido a la alta permeabilidad de su sustrato de origen kárstico. Para efectos de las descargas submarinas del acuífero, el nivel piezométrico es de suma importancia ya que la velocidad del flujo en las descargas son proporcionales a la altura de este nivel. A continuación se describen las variables que influyen en el nivel piezométrico del acuífero. Es importante mencionar que el acuífero en la península es una lente de agua dulce que descansa sobre agua salada, por diferencia de densidades el agua dulce siempre se mantiene arriba.

En la península de Yucatán el nivel piezométrico del acuífero es mayor conforme se aleja de la costa, la altura oscila entre un metro al norte en la zona costera y 125 metros en el sur de la península. En la figura 2.12 se muestran los contornos del nivel piezométrico en la península de Yucatán.

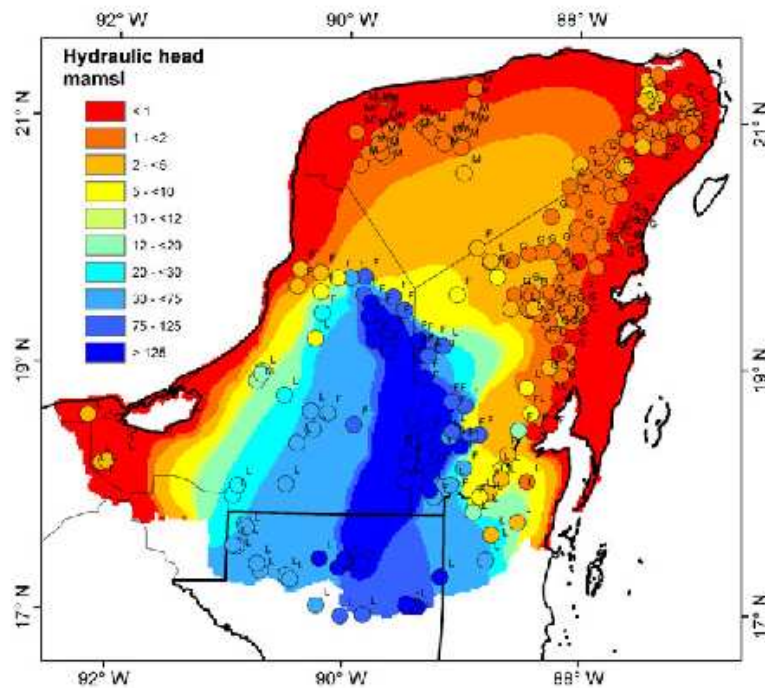


Figura 2.12: Elevación de la tabla de agua en la península de Yucatán [Bauer-Gottwein P., 2011].

Precipitación Pluvial

El acuífero de Yucatán depende enteramente de la cantidad de lluvia que cae sobre el territorio. La capacidad de recarga del acuífero es fundamental para el nivel piezométrico. Además de la cantidad de lluvia se debe considerar la capacidad de recarga del acuífero, eso solo depende del sustrato en el que el acuífero se encuentre. En términos de precipitación pluvial, la Península de Yucatán se ubica entre las cuatro cuencas más importantes de las trece que hay a nivel nacional, con promedio anual de 1218mm en la región. Además, debido a la permeabilidad del subsuelo que predomina en la península, la capacidad de recarga media anual es de $25,316 \frac{hm^3}{y}$ ubicándola en primer lugar nacional de capacidad de recarga de acuíferos. En la región existen tres épocas climáticas bien marcadas: secas, lluvias y nortes. A continuación se muestra un promedio de precipitación pluvial de diez años por mes. Figura 2.13.

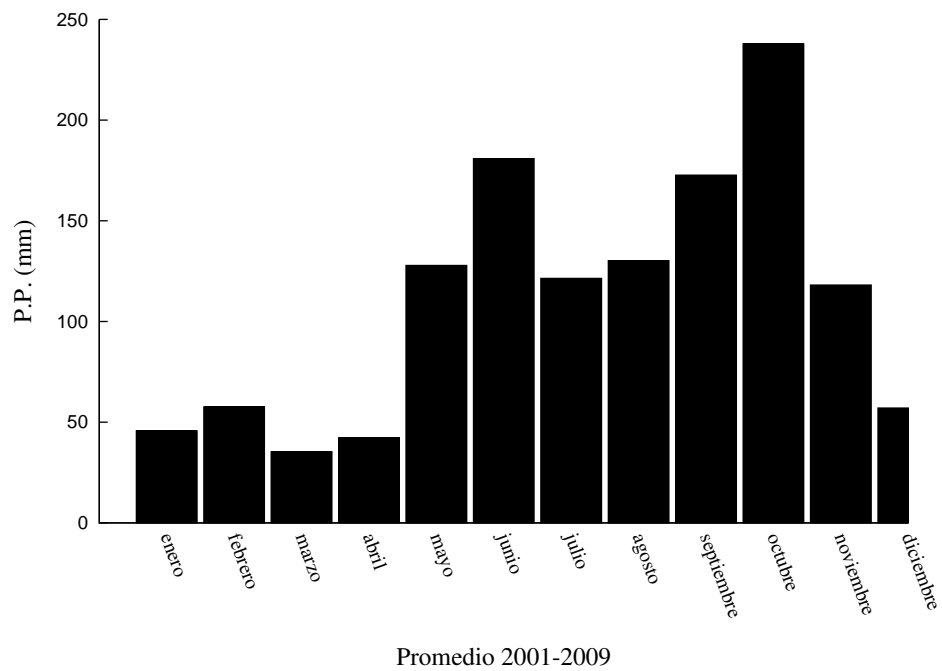


Figura 2.13: Precipitación en la entidad promediada por mes en diez años (2001-2010). Datos INEGI.

Una de las maneras de evaluar la capacidad del acuífero es por medio de lisímetros que son tanques instrumentados que tienen las características del suelo y están aislados hidrológicamente del suelo pero equivalen a una unidad del sustrato, así que a partir de estos se puede inferir las cantidades de agua que se necesitan para un balance hídrico. Figura 2.14.

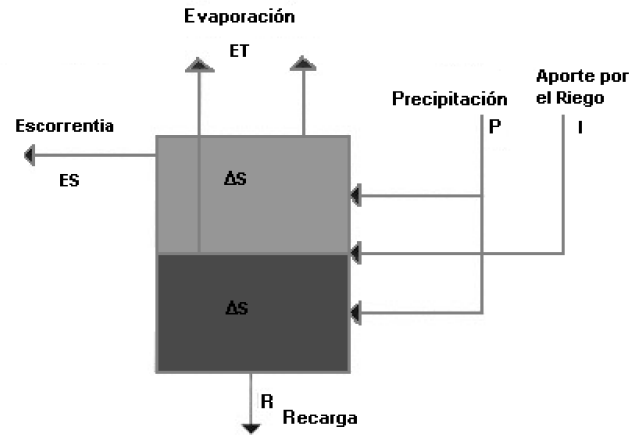


Figura 2.14: Esquema del balance en el lisímetro.[Vélez Otálvaro M. V., 2012]

El balance en la unidad de medida se puede expresar de la siguiente manera:

$$I + P = ET + ES + R + \Delta S \quad (2.4)$$

donde I es el aporte debido al riego, P precipitación, ET evotranspiración, ES escorrentías, R recarga, y ΔS es el cambio de almacenamiento [Vélez Otálvaro M. V., 2012]. Debido a la gran cantidad de lluvias y de su intensidad, la recarga del acuífero juega un papel importante en el nivel piezométrico y su evolución a través del tiempo.

Nivel del mar

Debido a que el acuífero es una lente que descansa sobre agua salada, por diferencia de densidades, esta capa de agua menos densa tenderá a mantenerse sobre el agua salada que subyace en la parte inferior del lente de agua dulce. Este principio tiene como consecuencia que ante variaciones en el nivel del mar, el acuífero responda a este forzamiento, la amplitud de variación del nivel piezométrico decae con la distancia y el tiempo de respuesta del acuífero aumenta conforme se aleja de la línea de costa.

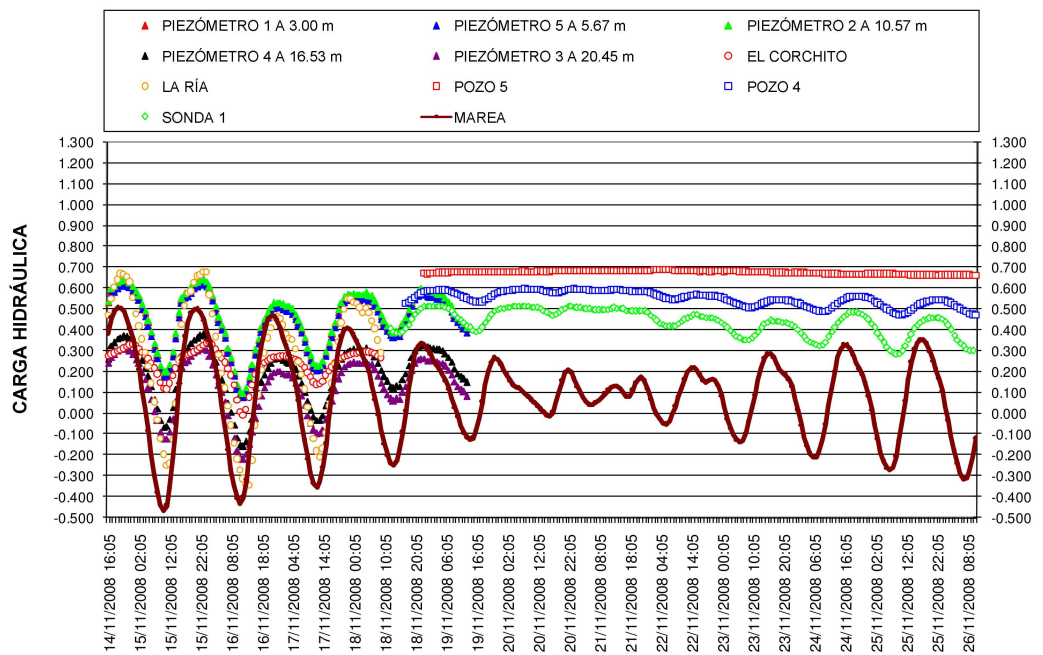


Figura 2.15: Nivel piezométrico acoplado con la marea.[Villasuso Pino M. J., 2011]

En la figura anterior se puede apreciar la señal de marea y su clara influencia sobre el nivel piezométrico del acuífero, las distintas curvas representan puntos de medición en distintos sitios. A continuación se muestra la distancia a la costa de los puntos medidos, en el cuadro 2.4.

Punto de medición	Distancia a la costa (m)
El Corchito	1065
Piezómetro 1	1700
Piezómetro 4	1700
Bore 4	8100
Bore 5	13150

Tabla 2.4: Distancia de la costa al punto de medición [Villasuso Pino M. J., 2011]

Presión atmosférica

La presión atmosférica ejerce un efecto del barómetro inverso sobre el nivel de cualquier cuerpo de agua superficial, por lo que también tiene un efecto sobre el nivel piezométrico del acuífero. Este efecto se hace notorio en el acuífero de forma indirecta a través de la

sobre elevación del nivel del mar, cuerpos de agua en contacto directo con la atmósfera, como cenotes, experimentan directamente el efecto del barómetro inverso.

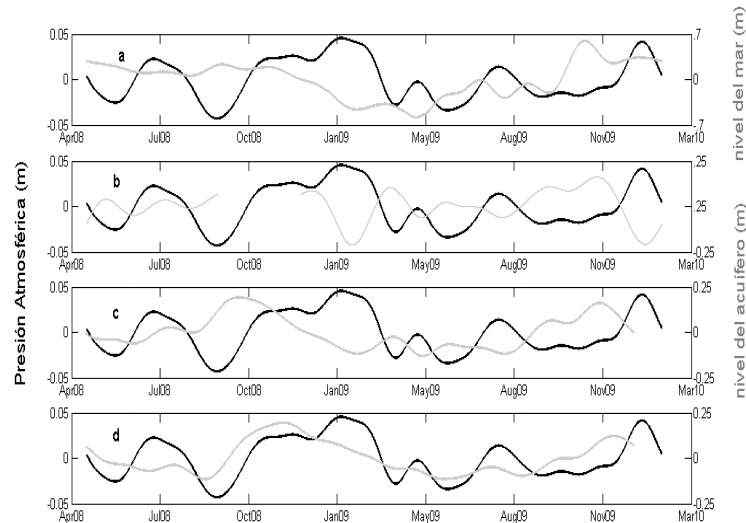


Figura 2.16: Nivel piezométrico acoplado con la presión atmosférica. Los puntos de observación b,c y d están tierra adentro a 1km , 6km y 11km de a costa respectivamente. [Vera Manrique I., 2012]

En la figura 2.16 se puede observar que la presión atmosférica afecta a todos los cuerpos de agua, tanto del mar como del acuífero, en éste último se midió en tres diferentes sitios. La distancia entre cada punto y la costa difiere y es por esto que existe un desfase en el tiempo de reacción, esto tiene el mismo comportamiento que se había observado en la oscilación del acuífero debido a la marea, sin embargo en este caso la amplitud entre los distintos puntos es casi constante. Es notorio que la estación de 1km , ubicado en un cenote, que está en contacto directo con la atmósfera, tiene una mayor correlación con las variaciones de la presión atmosférica que las estaciones al interior del acuífero.

2.3. Efectos y aportes de las DSA en el ambiente

Hasta hace algunos años las DSA eran despreciadas con respecto al flujo y al aporte de nutrientes al medio marino. Sin embargo debido a que este fenómeno está íntimamente ligado al estado del acuífero en cuestión, si el acuífero se encuentra alterado por actividades antrópicas, el aporte del acuífero a la zona costera llevará a estas alteraciones

producidas en el continente. En varias ocasiones se han detectado contaminantes como plaguicidas, heces fecales, hidrocarburos, metales pesados, nitratos etc, así como marcadores de actividades humanas como cafeína, cocaína y nicotina [Metcalfe C. D., 2011; Hernández-Terrones L., 2011; Leal-Bautista R. M., 2011], todos estos estudios se han centrado en la parte noreste de la península debido al gran crecimiento poblacional y de industria turística, con toda la demanda de recursos que esto conlleva.

En la costa norte de Yucatán no se ha desarrollado con tanta agresividad la industria hotelera, sin embargo el aumento de la población en esta zona, y la construcción de casas de verano así como la agricultura y la ganadería, tanto de ganado vacuno como de ganado porcino, aportan una gran cantidad de contaminantes al acuífero. Aunque las autoridades encargadas de la administración del agua tienen registros de la calidad del agua extraída, estos estudios se realizan del agua tomada de lo profundo del acuífero, antes de llegar a la interfase salina, y no registran los aportes de contaminación que se quedan en la parte superficial del acuífero[Bautista F., 2011]. Además hay que considerar que dentro de la cuenca de Chicxulub se encuentra la capital del estado, en la que no todos los servicios, en particular el de drenaje, están disponibles en la ciudad, por lo que la vulnerabilidad del acuífero a la contaminación es alta. La manera en que actualmente se resuelve el problema de las aguas residuales son los sumideros y esto genera una mala disposición de las aguas residuales, si a esta deficiencia se le suma una mala política de la disposición de los desechos sólidos que son depositados en tiraderos al aire libre y sin protección de geomembranas para resguardar la integridad del acuífero, el flujo de contaminantes por lixiviación hacia el acuífero es considerable, tan solo en la ciudad.

Recientemente se han encontrado evidencias de coprostanos, que es un biomarcador de contaminación fecal útil en medios marinos [González Oreja J. A., 2002], en las inmediaciones de la descarga puntual submarina Xbuya-Ha. Es importante mencionar que a partir de este método de detección de contaminación fecal se puede distinguir el origen de la materia contaminante, de esta manera se puede saber que zona de influencia tiene la descarga que se está analizando.

Bajo estas consideraciones, el aporte de contaminantes y nutrientes a la zona costera vía las DSA en las costas de Yucatán no pueden ser despreciados. Tomando en cuenta que este tipo de flujos de agua continental hacia el mar costero no son poco usuales alrededor de toda la península⁴, la capacidad de dispersión de los diferentes cuerpos de agua en los que desembocan las DSA, como lagunas costeras y lagunas arrecifales, deben ser estudiadas para evaluar el potencial de contaminación por esta vía. El caso en el cual la dispersión del agua emanada del acuífero es más intensa, es aquel donde no hay ninguna

⁴Pensando solo en ojos de agua alrededor de la península que son conocidos por los lugareños.

barrera que confine la circulación de las corrientes marinas. En Dzilam Bravo no existe ninguna estructura geológica que confine de alguna manera la circulación⁵, por lo que se espera que los procesos de dispersión sean intensos. Uno de los principales objetivos de este trabajo es determinar la zona de influencia de los ojos de agua a mediana escala así como la capacidad que tiene el sistema costero para dispersar el flujo de la DPSA. Para lograr esto se utiliza un modelo numérico validado que se corre bajo varios escenarios ambientales y mediante el uso de trazadores de sustancias conservativas, principalmente la salinidad, se caracterizan los efectos de dispersión en ese medio ambiente.

Una pregunta que motivó esta investigación es la hipótesis de que las DSA son un factor que detona las mareas rojas, debido a la gran cantidad de agua que se vierte en el mar y la cantidad de nutrientes que esto aporta a la zona costera. Si el sistema no es capaz de dispersar adecuadamente este exceso de nutrientes quizá sea un factor a considerar para este evento biológico que en ocasiones es tan fuerte y violento que es capaz de cambiar el entorno físico de la zona.

2.4. Características del sitio de estudio

Este trabajo se centra en conocer la zona de influencia de una descarga puntual submarina del acuífero (DPSA) conocida como Xbuya-Ha que se ubica en las costas de Dzilam Bravo, Yucatán. Esta descarga es una de las más conocidas en la región debido a la cantidad de agua que aporta. Dzilam Bravo es una cabecera municipal situada en la costa norte de Yucatán, figura 2.17. Las principales actividades económicas son pesca, agricultura, ganadería, y recientemente ha habido un incremento en el ecoturismo. Se encuentra en el área donde el acuífero es confinado, debido al *caliche*, esto entre otras consecuencias permite la formación de llanuras inundables, que se encuentran presentes en casi toda la costa norte de la península sobre las cuales se generan humedales y lagunas costeras que albergan a una gran cantidad de biodiversidad, además de prestar servicios ecológicos a la zona. Esta zona es donde se encuentran gran parte de los manglares de la región.

⁵Un ejemplo donde existe una barrera que no permite la libre circulación de las corrientes es el caso de lagunas costeras o arrecifales.



Figura 2.17: Ubicación de Dzilam Bravo en la península de Yucatán

A lo largo de este texto se ha mencionado el origen geológico de la península de Yucatán. En la siguiente sección se presentan las características específicas de la región de estudio. En este caso es la región noroeste de la península.

2.4.1. Cuenca noroccidental de la península. Cráter de Chicxulub

Se sabe que una buena parte de la Península de Yucatán está formada por material calizo depositado durante millones de años en un mar prehistórico somero, esta característica provee a la región de un sustrato permeable, esto ha permitido la formación de un acuífero extenso y con una capacidad de recarga importante. La región se puede dividir en tres grandes zonas; la zona centro, la zona este y la noroccidental [Marín Stillman L. E., 2007]. La cuenca hidrogeológica noroccidental de la península de Yucatán está delimitada por el cráter de Chicxulub. Este cráter fue formado por el impacto de un meteorito hace sesenta y cinco millones de años. El diámetro del cráter es de 180km , dentro de este se formó una cuenca depositaria de material calizo y en los anillos de excavación del cráter se creó un anillo de cenotes, debido a la disolución del material calizo a través de millones de años.

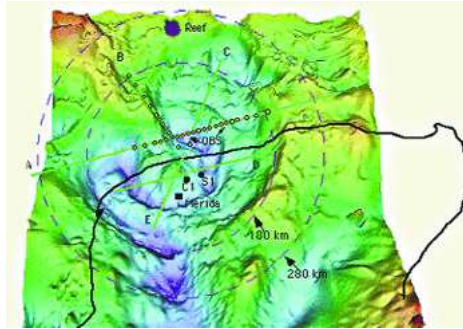
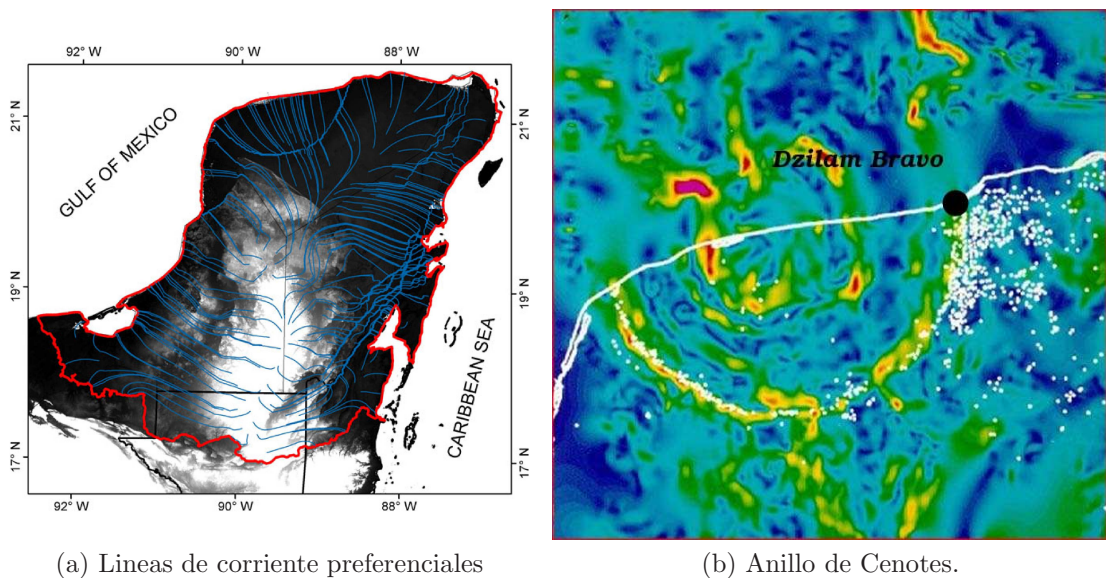


Figura 2.18: Gravimetría del Cráter de Chicxulub en la zona noroccidental de la Península de Yucatán. Lunar and Planetary Institute, NASA. Sharpton 1993.

El anillo de cenotes ubicado en la cavidad externa del cráter tiene una influencia importante sobre la cuenca ya que es un canal de conducción preferencial del flujo del acuífero hacia la costa, este canal tiende a aislar la Cuenca de Chicxulub del sistema de acuíferos de la zona, y por tanto su capacidad de respuesta ante diversas perturbaciones [Batllori-Samperdo E., 2005], en particular las generadas por actividades antrópicas.



(a) Líneas de corriente preferenciales

(b) Anillo de Cenotes.

Figura 2.19: Anillo de cenotes y línea de corrientes preferenciales. A la izquierda (a) se presenta la imagen de líneas de corrientes preferenciales en el acuífero, resultado de un modelo del acuífero de la península (Charvet, 2009). A la derecha (b) se muestra la concentración de cenotes se ubica en el borde de la cavidad de excavación. NASA.

Al norte de la cuenca se encuentran depositados sedimentos de calizas de la era pleistocénica y holocénica que forman la barra arenosa, por debajo de los sedimentos se encuentra el acuitardo formado por el depósito de evaporitas debido al constante cambio de nivel del mar en estas eras. Este acuitardo es poco permeable y duro, localmente es conocido como *caliche*. Al ser una estructura de baja permeabilidad confina el acuífero en una franja alineada a la costa tanto en tierra como en aguas adentro [Batllori-Samperdo E., 2005]. En tierra el confinamiento del acuífero se expresa en la franja de lagunas costeras en la Península de Yucatán.

El flujo de la cuenca, que es en parte gobernado por el anillo de cenotes, se dirige en gran parte hacia la costa. Es conocido que a lo largo de las costas de la Península de Yucatán hay ojos de agua submarinos, esto es producto de la descarga de agua del acuífero hacia el mar. Estas descargas se presentan en forma difusa y de manera puntual.

La zona de estudio, Dzilam Bravo, se encuentra ubicada cerca de la intersección del anillo de cenotes con la costa, es de esperarse entonces que en la zona haya una gran cantidad de agua proveniente del acuífero, fluyendo hacia la costa. Además se encuentra en una zona donde el acuífero se encuentra confinado por el caliche. Estas características dan las condiciones para que exista un gran número de descargas submarinas del acuífero Figura 2.19b.

2.4.2. Oceanografía de la zona

En Dzilam Bravo se han hecho diversos estudios asociados con las descargas submarinas del acuífero, en este trabajo se retoman dos en particular que abordan los efectos que tienen estos flujos en las condiciones termohalinas locales, así como la hidrodinámica del ojo de agua. Estos resultados son fundamentales para este trabajo ya que son base para adaptar el modelo numérico de manera adecuada.

La DPSA conocida como Xbuya-Ha, se encuentra a unos 200m de la costa, está situada en una región muy somera y está rodeada de numerosas descargas puntuales que también aportan una cantidad importante de agua, aunque en menor cantidad que el Xbuya. Figura 2.20.

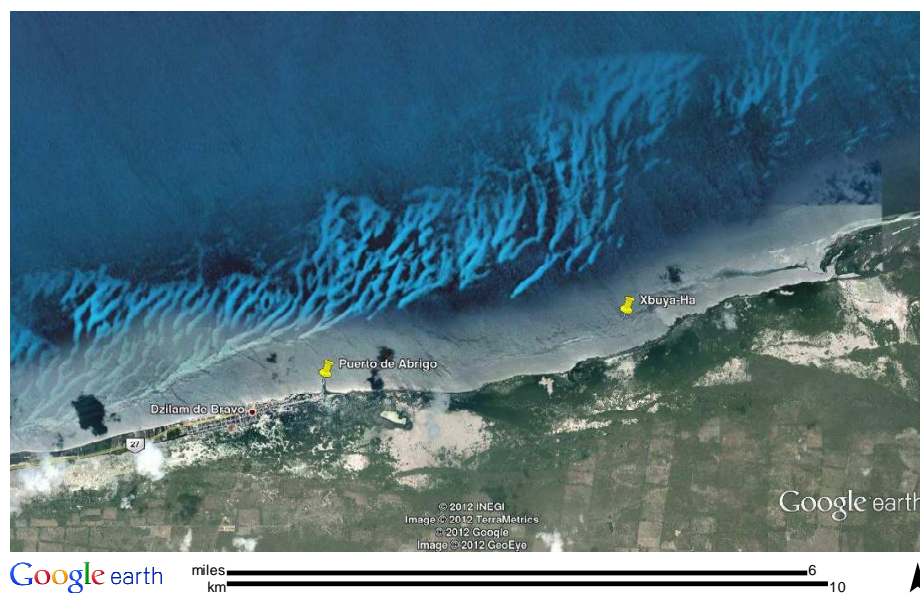


Figura 2.20: Ubicación de la DPSA conocida como Xbuya-Ha. Google-Earth.

El ojo de agua tiene un flujo intermitente producto del balance dinámico de las fuerzas que produce la marea en el mar, y el nivel piezométrico en tierra. En la figura 2.1 se pueden observar las diferencias de flujo con diferente nivel del mar, a saber, cuando la columna de agua por encima de la salida del ojo de agua aumenta, el nivel del mar sube, ésta funciona como un tapón hidráulico que inhibe el flujo del acuífero hacia el mar. Si el nivel del mar es lo suficientemente alto puede existir un flujo del mar hacia el acuífero por el mismo conducto de donde sale agua dulce, generando intrusión salina.

Características termohalinas del acuífero.

Las características termohalinas del acuífero varían en un rango muy limitado, es decir tanto la temperatura como la salinidad no tienen grandes fluctuaciones en el tiempo en condiciones normales⁶. Esto es debido a que el agua del acuífero está térmicamente aislada de la atmósfera, y la recarga de agua de lluvia es suficiente como para mantener la conductividad en niveles bajos. A continuación se presentan datos experimentales tomados de las condiciones termohalinas del acuífero, medidas en la desembocadura del ojo de

⁶Estas condiciones pueden presentar variaciones considerables en condiciones ENSO.

agua Xbuya-Ha.

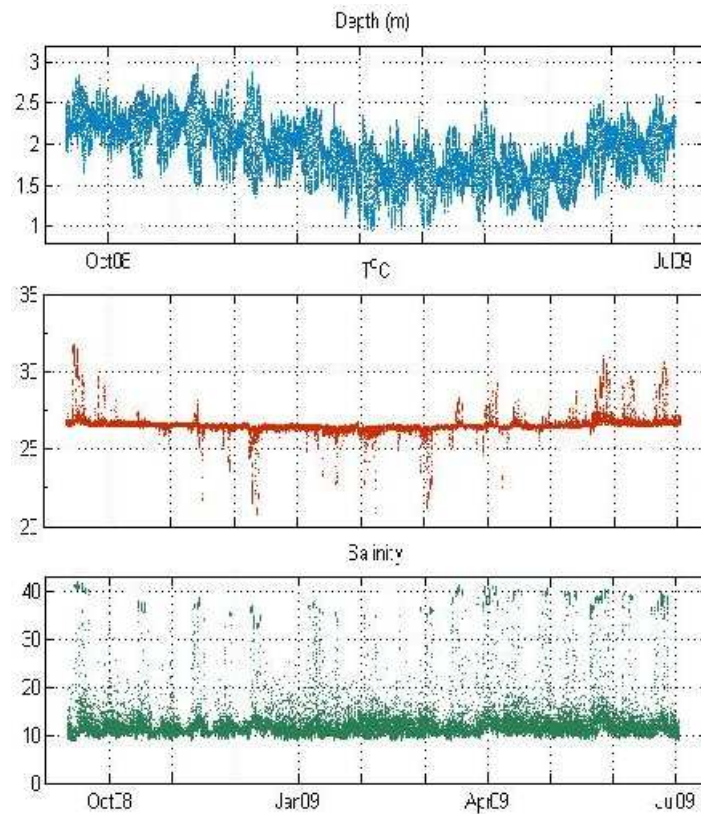


Figura 2.21: Serie temporal de las condiciones termohalinas en una DPSA conocida como Xbuya-Ha en Dzilam Bravo [Vera Manrique I., 2012].

Tanto la salinidad como la temperatura tienen una tendencia persistente y de largo plazo de valores relativamente constantes de $\sim 11\text{ups}$ y 26°C , sugiriendo una relativa estabilidad termohalina del agua que emana del acuífero al mar. Los saltos abruptos que se observan ocurren cuando el nivel del mar es suficiente como para detener el flujo del ojo de agua y el agua de mar invade el sensor del aparato, haciendo fluctuar la salinidad y la temperatura.

Hidrodinámica de la DPSA

La boca del ojo de agua se encuentra en una cavidad y la salida del agua está inclinada 45° aproximadamente. Este ojo de agua que tiene un flujo aproximado de $1\frac{\text{m}^3}{\text{s}}$. La dinámica del flujo de los ojos de agua está fundamentalmente gobernada por la marea, debido a

que el fenómeno se rige por la diferencia de presiones entre el acuífero y el nivel del mar. Las mareas en Dzilam Bravo son diurnas, con un periodo de $\sim 24h$ y un rango de marea de $1m$. Esta ligera variación en el nivel del mar es suficiente para detener el flujo de la descarga. Esto se puede apreciar en la figura 2.22 en donde las velocidades w son negativas en la boca del ojo de agua, esto puede funcionar como un canal preferente de intrusión salina por un flujo del mar hacia el acuífero.

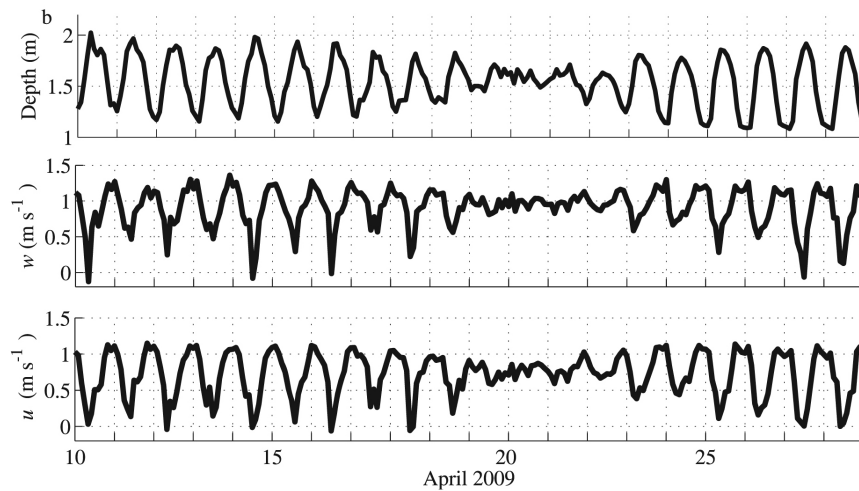


Figura 2.22: Señal de marea y velocidades u y w del Xbuya-Ha [Valle Levinson A., 2011]

Para poder caracterizar la hidrodinámica del ojo de agua, es necesario promediar los efectos de marea y así poder observar qué comportamiento siguen las velocidades cerca del ojo de agua, esto debido a que el flujo es intermitente. Se encontró que cerca de la superficie, a $0.8m$ de profundidad, el promedio de las velocidades verticales positivas es de $0.03\frac{m}{s}$ y las velocidades verticales negativas son muy parecidas de $0.02\frac{m}{s}$ y están localizadas al norte y al este de la DPSA. La presencia del ojo de agua genera un giro anticiclónico. Figura 2.23.

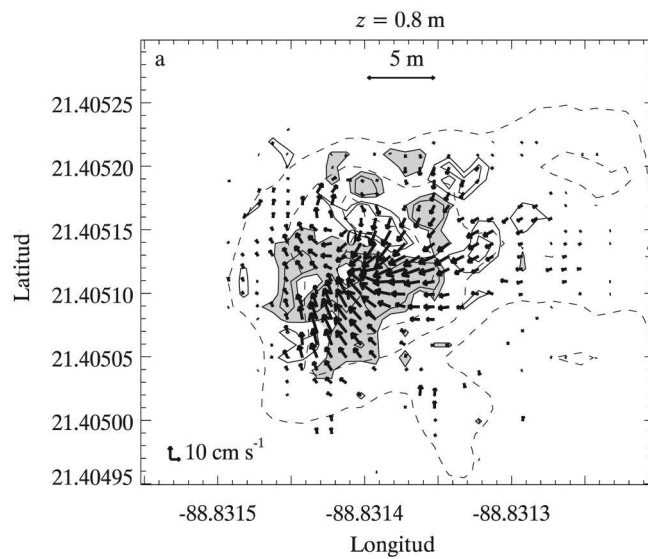
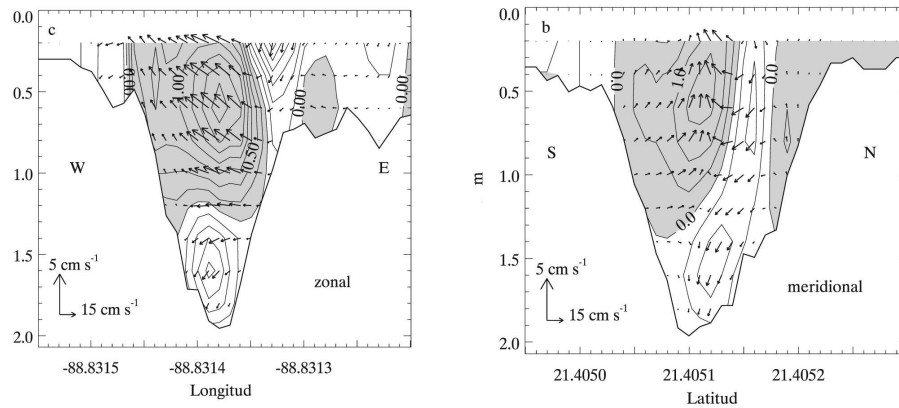


Figura 2.23: Campo de velocidades cerca del Xbuya-Ha. Los contornos en gris ubican las zonas en donde las velocidades tienen una componente vertical positiva [Valle Levinson A., 2011]

El comportamiento de las componentes verticales de flujo donde se encuentra el ojo de agua se detalla mediante un par de perfiles, uno meridional Figura 2.24a y uno zonal Figura 2.24b. La zona de máxima velocidad no se encuentra en la salida de la descarga y esto se puede explicar por dos situaciones; interferencia del fondo en las mediciones acústicas y la inclinación de 45° sobre la horizontal de la boca del ojo de agua.



(a) Corte meridional de la caverna

(b) Corte zonal de la caverna

Figura 2.24: Campo de velocidades en el ojo de agua Xbuya-Ha. Los contornos en gris ubican las zonas en donde las velocidades tienen una componente vertical positiva [Valle Levinson A., 2011]

Cambios termohalinos por efectos de la DPSA a pequeña escala.

Como es de esperarse, la salida de agua dulce en un medio marino cambia las condiciones termohalinas en la zona, esta influencia varía conforme el flujo de la DPSA cambia. La zona de influencia es mayor en mareas bajas y menor en mareas altas, esto debido a que la relación de flujo con en nivel del mar es inversa. Para conocer la zona de influencia en promedio se promediaron los valores de salinidad en un ciclo de marea. Figura 2.25.

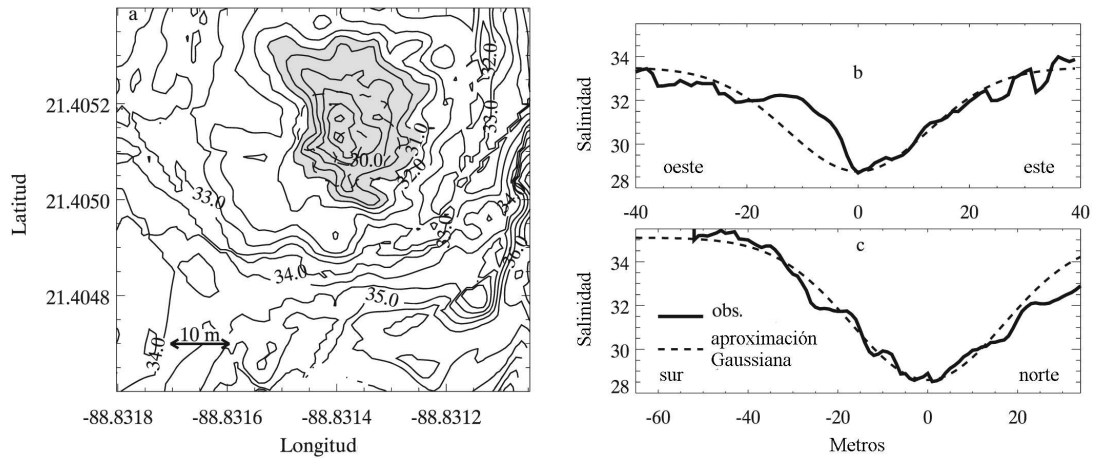


Figura 2.25: Distribución superficial de salinidad promediada en un ciclo de marea. En a. se muestran las isohalinas de los datos promediados en un ciclo de marea, en contorno gris se tienen los valores por debajo de 31UPS , el intervalo de contorno es de 0.5UPS . En b. un corte zonal y en c. un corte meridional de los valores de salinidad en la superficie, la línea punteada corresponde a una aproximación gaussiana del proceso de dilución. Datos experimentales [Valle Levinson A., 2011]

En la figura anterior se puede observar que la distribución espacial de la salinidad, más evidente en los cortes zonales y meridionales, tiene forma de curva gaussiana típica de fenómenos gobernados por difusión, esto sugiere que la dispersión de la descarga se debe a procesos de difusión, con algunos de advección generada por corrientes de la zona.

El contraste de la zona de influencia entre mareas bajas y mareas altas se obtuvo en otra serie de mediciones de salinidad superficial donde se hace un comparativo para las dos condiciones. Estos muestreos se hicieron en distintos momentos estacionales para poder tener una variación en condiciones del mar.

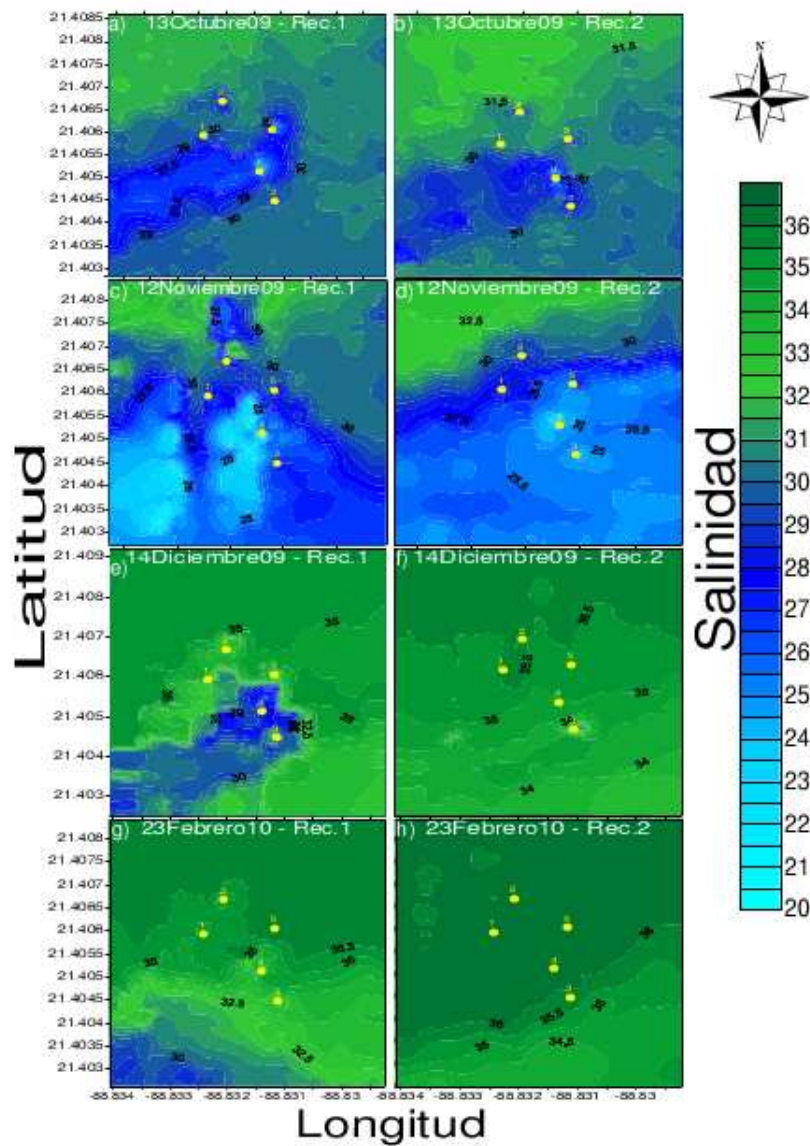


Figura 2.26: Distribución superficial de salinidad. Datos experimentales [Kantún Manzano C. A., 2008]

En la figura 2.26 se muestran las distribuciones espaciales de la salinidad en la superficie. Estos datos fueron tomados en marea alta (derecha) y marea baja (izquierda) para cada muestreo, y los muestreos fueron tomados en distintos momentos del año para tener variación estacional. Se puede observar que en marea baja los valores de salinidad en la superficie, cerca de los ojos de agua, son mas bajos que en marea alta. La capacidad de dilución de las descargas submarinas también está en función de la salinidad de fondo, que

tiene variación estacional. Dado que estos resultados fueron obtenidos en un área pequeña, dieron motivo para hacer el presente estudio de escala más amplia para poder conocer cuál es el área de influencia de los ojos de agua en esta región, así como la capacidad de dispersión del medio a mediana escala, *i.e.* kilómetros.

MODELO NUMÉRICO

El modelo numérico que se ha ocupado para este trabajo es el DELFT-3D, el cual fue desarrollado en la universidad de Delft, Holanda. En un principio este programa sólo podía ser utilizado bajo licencia, sin embargo desde hace algún tiempo se liberó el código para uso libre. Este modelo ha sido ampliamente utilizado para resolver diversos problemas que atañen a la hidrodinámica de cuerpos de agua costeros y ha tenido éxito en numerosas ocasiones. En este trabajo se utilizó el DELFT-3D para resolver la influencia espacio temporal de un ojo de agua en las costas de Dzilam Bravo, esta influencia estará marcada por la diferencia de salinidad ocasionada por la mezcla que hay de agua del acuífero, de baja salinidad, y la del mar. En este capítulo se explica brevemente que ecuaciones resuelve el modelo numérico que se utilizó, y su funcionamiento en general.

El modelo resuelve las ecuaciones de Navier Stokes escritas bajo las suposiciones de Boussinesq en dos y tres dimensiones, en estados no estacionarios. Flujos resultados de forzamientos de marea, corriente y meteorológicos, así como fenómenos de transporte de masa y calor. Este modelo es bueno en predicciones de flujo de aguas someras como ríos, lagos, lagunas, zonas costeras etc. Resuelve bien los fenómenos que tienen flujos en una escala horizontal más grande que una vertical.

Para efectos de este trabajo se describirán las ecuaciones promediadas en la vertical 2D utilizadas por el modelo, debido a que el área analizada es somera y no presenta gradientes significativos de propiedades como salinidad, temperatura y por tanto de densidad. Además se deben considerar las ecuaciones de transporte para poder resolver procesos termohalinos.

La ecuación de movimiento para una dirección se puede escribir de la siguiente manera de manera vectorial

$$\frac{D\vec{v}}{Dt} + g\nabla\eta - f\vec{v} + \frac{g|\vec{v}|}{C^2(d+\eta)}\vec{v} - \frac{1}{\rho_\omega(d+\eta)}\vec{F}_{xy} - \nabla^2\vec{v} - M_{xy} = 0 \quad (3.1)$$

Donde F_{xy} son contribuciones de fuerzas externas que bien podría ser el viento, C es el coeficiente de Chezy, M_{xy} las contribuciones por fuentes o sumideros de momentum. Esta ecuación expresa como se comporta la velocidad en el espacio y el tiempo. La derivada total de la velocidad expresa como cambia el vector \vec{v} en el tiempo y el espacio, en este caso

como las ecuaciones son promediadas en la vertical, la variación espacial es en el plano (x, y) . El segundo termino toma en cuenta el gradiente de presión, el siguiente la fuerza de Coriolis donde $f = 2\gamma \text{sen}(\phi)$, el término que incluye en coeficiente de fricción de Chezy toma en cuenta el fondo del mar y su rugosidad. Esta ecuación junto con la ecuación de continuidad para flujos incompresibles que es $\nabla \cdot \vec{v} = 0$ gobernará la hidrodinámica en el seno del líquido.

Estas ecuaciones estarán acopladas a condiciones de frontera que a continuación se describen. Las fronteras pueden ser concebidas como barreras físicas, tales como el fondo marino, y algunas estructuras, o bien como fronteras conceptuales, que no corresponden a una barrera física pero si a alguna condición que evite el problema de fronteras abiertas que ocurre en el límite del dominio.

3.1. Fronteras físicas

En esta sección se establecerán las condiciones de frontera debido a barreras físicas como el fondo marino, la superficie libre, y la línea de costa.

Para el lecho marino la velocidad normal a la superficie sera cero

$$\vec{v} \cdot \hat{n} = 0 \quad (3.2)$$

Para resolver las velocidades en la interfase sólido-fluido, *i.e.* en el lecho marino o con cualquier estructura que no sea fluido el tensor de fricción estará dado por

$$\tau_b = \frac{\rho_0 g |\vec{u}|}{C_{2d}^2} \vec{u} \quad (3.3)$$

La superficie libre se puede expresar mediante la siguiente ecuación,

$$\frac{v \rho_0}{d + \eta} \nabla \vec{v} = \vec{\tau}_s e^{i\theta} \quad (3.4)$$

donde τ_s se define como

$$|\vec{\tau}_s| = \rho_0 |u_{ws}^{\vec{}}| u_{ws}^{\vec{}} \quad (3.5)$$

donde $u_{ws}^{\vec{}}$ es la velocidad en la superficie libre. Debido a que no es posible conocer la velocidad en la interfase fluido-fluido la tensión debido al viento, ecuación 3.5, se puede calcular de la siguiente manera

$$|\vec{\tau}_s| = \rho_a C_d U_{10}^2 \quad (3.6)$$

En donde C_d es el coeficiente de arrastre de viento, ρ_a es la densidad del aire y U_{10} es la velocidad del viento a diez metros de la superficie libre. El modelo aplica este esquema a todos los nodos de la malla, de manera uniforme.

3.2. Fronteras conceptuales

Además de las fronteras en el fondo del mar se debe considerar las condiciones de frontera a los lados del dominio, las cuales establecen la manera en que el modelo resolverá los bordes del dominio. Para esto se le debe asignar algún valor para evitar múltiples soluciones a las ecuaciones diferenciales de movimiento

1. Pidiendo que el nivel de agua $\eta_{xy}(t) = \eta(m, n)$ sea una cantidad que se establece o bien fija o bien variable en el tiempo, por ejemplo la señal de marea.
2. Estableciendo un valor de velocidad promediada en la columna de agua $\vec{v}_{x,y}(t) = v$ tenga un valor específico en el tiempo y en el espacio donde la frontera existe.
3. Frontera de cambio evaluado, también conocida como condición de Neumann. Esta frontera sólo puede ser aplicada de manera perpendicular a la costa, cuando existe una frontera que impone el nivel del mar η a un valor determinado. Esta frontera determina la derivada normal de una propiedad y a ella le asigna un valor, esto establece una variación en tiempo y en espacio del cambio de la propiedad que se quiera evaluar.

$$\frac{\partial x}{\partial \vec{n}} = f(t)$$

METODOLOGÍA

Una importante ventaja del presente estudio numérico es la existencia de una considerable cantidad de datos de campo, los cuales se pueden utilizar para calibrar un modelo realista de la región. Los datos tomados en campo alimentan el modelo fijando las condiciones de frontera, este grupo de datos son el flujo de la DPSA, sus condiciones termohalinas, marea, batimetría, corrientes, viento. Algunos de estos datos servirán para validar el modelo mostrando que éste resuelve la hidrodinámica de manera apropiada y reproduce en buena medida las condiciones de circulación en la zona.

El primer paso consistió en analizar y tratar los datos que se habían obtenido en campo para que el DELFT-3D pudiera utilizarlos como información de frontera, una vez que los datos estaban listos y en el formato requerido, se procedió a validar el modelo, proceso que incluye un análisis de estabilidad y la comparación de las condiciones hidrodinámicas medidas en la zona contra aquellas que ha calculado el modelo, una vez que se pudo lograr que el error entre las velocidades medidas y las calculadas fuera aceptable se pudieron hacer los experimentos de dispersión bajo diferentes condiciones ambientales. Esto se ejemplifica en el esquema de la figura 4.1.

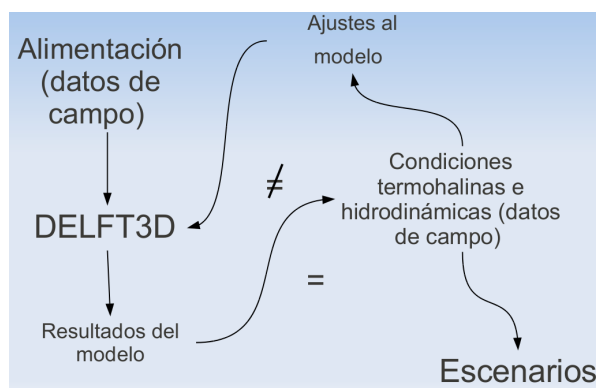


Figura 4.1: Diagrama de flujo para la obtención de resultados.

En este capítulo se expondrá el procesamiento de datos para que puedan ser utilizados por el modelo numérico. Existen dos grupos de datos, aquellos que están en una zona remota a la descarga puntual submarina que se está estudiando. El otro grupo está formado por los

datos que corresponden al flujo y características termohalinas del ojo de agua Xbuya-Ha.

Con un subconjunto de estos datos que describen la zona en términos hidrodinámicos y termohalinos se validará el modelo para corroborar que la hidrodinámica se resuelve de manera adecuada, una vez validado el modelo se establecerán distintos escenarios de dispersión. Serán tres grupos de escenarios; casos ideales, variación estacional y eventos extremos, de los cuales se hablará con detalle en el capítulo siguiente.

4.1. Mediciones en campo

4.1.1. Batimetría

Para definir los límites en el modelo, la batimetría del lugar es indispensable. Para este trabajo se obtuvo la batimetría de la zona de estudio que comprende 6km a lo largo de la costa por 3km hacia el mar (Figura 4.2). La batimetría se hizo con una ecosonda Syquest, capaz de medir en un rango de 0.5m hasta 500m . Se hicieron transectos separados por 200m cada uno para obtener una malla regular de datos. La batimetría se realizó del primero al tres de febrero del dos mil doce.

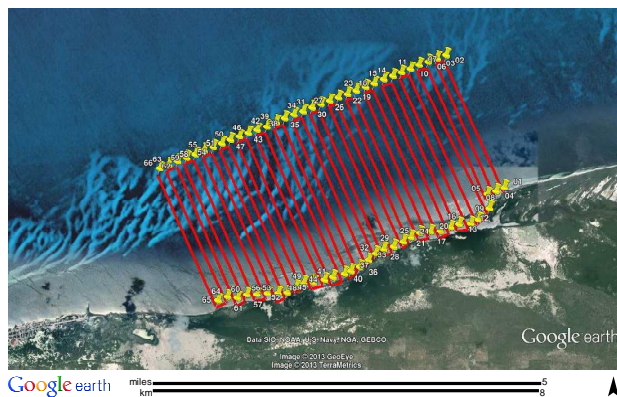


Figura 4.2: Transectos planeados para la batimetría.

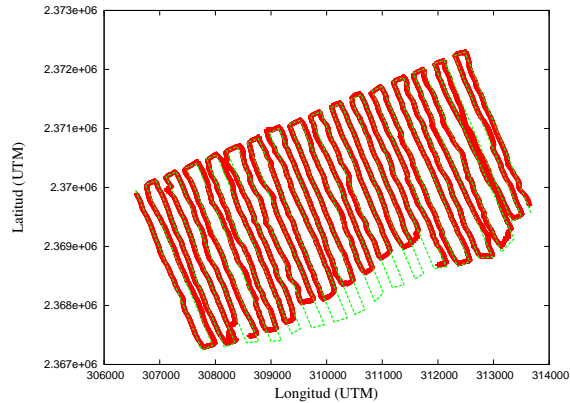


Figura 4.3: La línea delgada representa los transectos planeados y la línea gruesa muestra la ruta real del recorrido en el campo.

Los transectos fueron realizados en una lancha tiburonera a una velocidad menor a $10 \frac{km}{h}$. La figura 4.3 muestra la ruta que se siguió en la lancha con línea continua y la planeada con línea punteada. Para asociar la profundidad con la posición en la superficie del mar, se acopló la ecosonda a un sistema GPS diferencial¹, de esta manera se pudo obtener la altura del fondo del mar con respecto a la elipsoidal para tener profundidades que no cambien con la posición del nivel del mar.

Para poder utilizar los datos medidos por la ecosonda, se hizo un promedio móvil sobre 30 datos de extensión a la serie temporal de estos datos, figura 4.4a. Esto se hace para eliminar las fluctuaciones de los valores obtenidos en campo ocasionados por el oleaje o movimiento de la embarcación. Este mismo tratamiento se realizó a los datos del GPS, figura 4.4b. El sistema ecosonda-GPS diferencial es necesario debido a que las variaciones de profundidad con respecto a la superficie libre del mar cambian en el tiempo, debido a las contribuciones de la marea y el viento. Para resolver esta dificultad se utilizó la altura elipsoidal del nivel medio del mar medido en Telchac como referencia $Z_{NMMelipsoidal} = -13.3m$. Con la altura elipsoidal, la altura obtenida del GPS diferencial, y la profundidad medida por la ecosonda se puede calcular la profundidad del suelo marino con una referencia constante en el tiempo.

¹La base se puso en un lugar conocido, en la azotea de la cooperativa ecoturística Zayachuleb, lugar donde nos prestaron el servicio de lancha. Este lugar ya había sido georeferenciado con anterioridad y por eso se pudo utilizar, con un punto georeferenciado en Mérida por el INEGI.

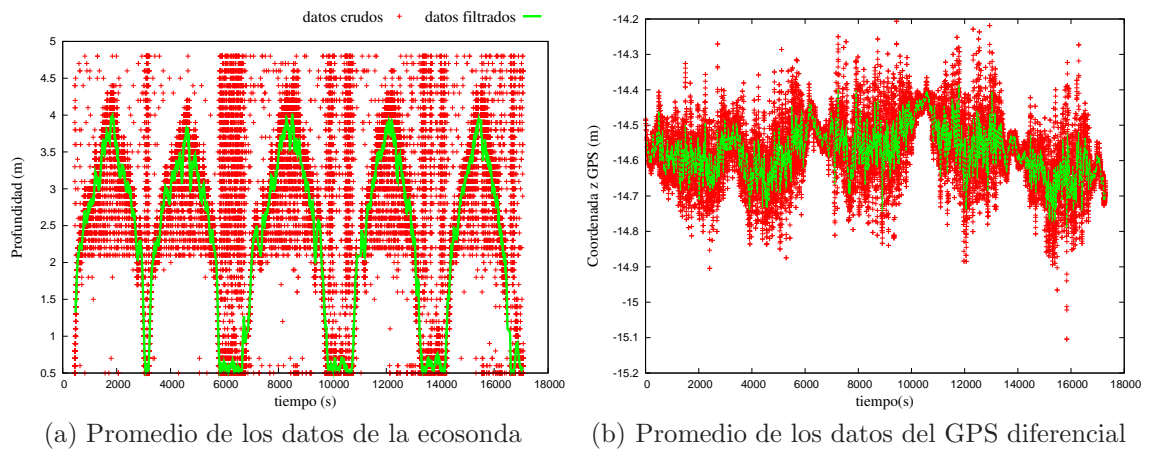


Figura 4.4: (a) Promedio móvil de los datos obtenidos por la ecosonda (izquierda) . (b) Promedio móvil de los datos obtenidos por el GPS diferencial (derecha).

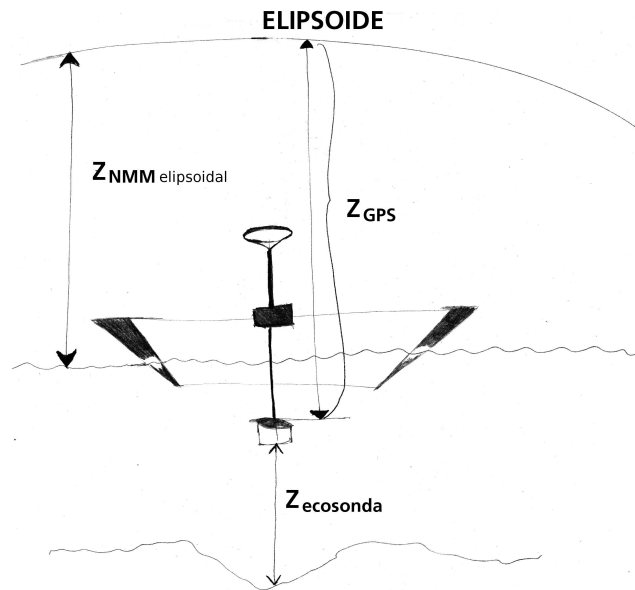


Figura 4.5: Esquema de las distancias calculadas a partir de la altura elipsoidal.

Con base en la figura 4.5, se pudo calcular la batimetría con base en alturas elipsoidales de la siguiente manera.

$$Z_{bat} = |Z_{GPS} + Z_{ecosonda}| - |Z_{NMMelipsoidal}| \quad (4.1)$$

Mediante la ecuación 4.1 se calculó la batimetría, todo esto se hizo en la señal temporal de ambos instrumentos, posteriormente se interpolaron con las coordenadas asociadas obviando la información temporal. En la figura 4.6 se puede observar como se acoplan los datos en la señal temporal para obtener la batimetría.

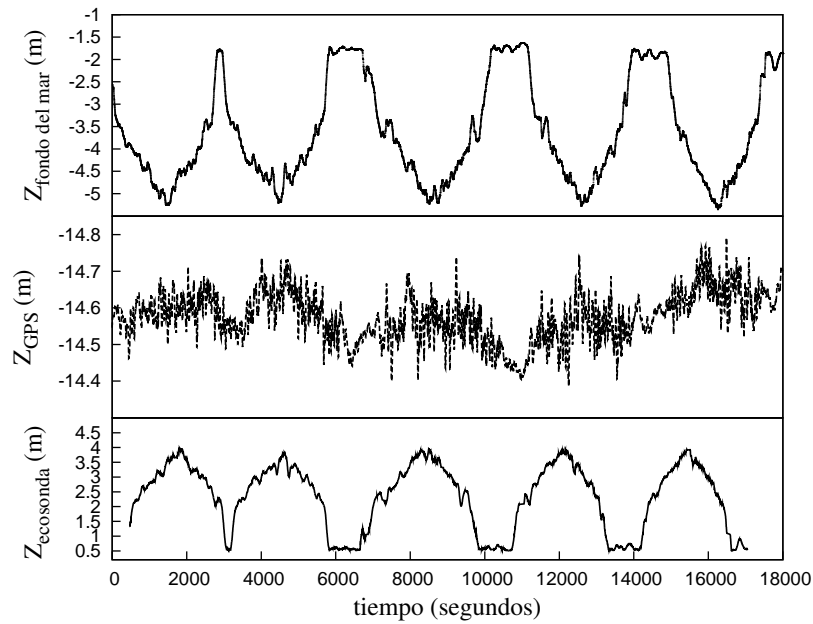


Figura 4.6: Series de tiempo de ecosonda, GPS y batimetría calculada. Abajo se tiene la señal obtenida por al ecosonda, en medio se encuentra la señal temporal del GPS diferencial. Arriba se tiene conforme la ecuación 4.1, la batimetría calculada a partir de las dos señales de abajo y la altura elipsoidal del NMM.

Finalmente se interpola la información procesada para obtener la batimetría como superficie y poder alimentar el modelo numérico con estos valores. A continuación se presenta la gráfica de la superficie interpolada. Figura 4.7.

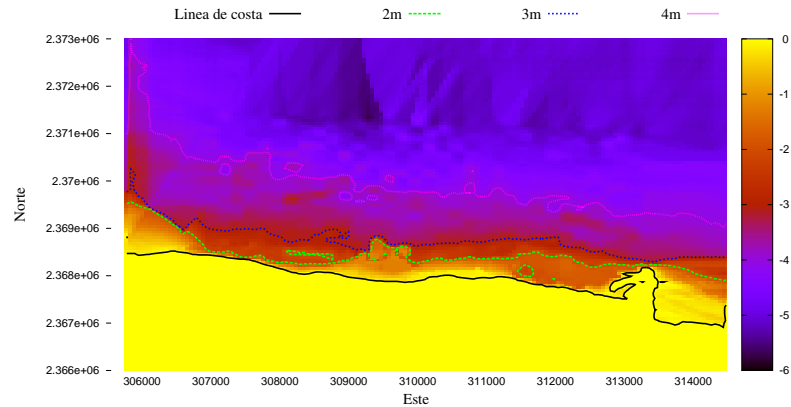


Figura 4.7: Batimetría interpolada.

4.1.2. Datos hidrodinámicos en zona remota a la DPSA estudiada

Durante 2010 se habían tomado datos de corrientes lejos de la influencia del Xbuya-Ha, estos datos sirven para alimentar el modelo en la frontera. Los datos fueron tomados por un ADCP Awac instalado en el fondo a $6m$ de profundidad. Las celdas de muestreo fueron a cada $0.50m$, midiendo en total diez celdas, sin considerar la distancia de blanqueo y la altura del anclaje sobre el lecho marino. La estrategia de muestreo fue promediar datos durante un minuto cada quince minutos.

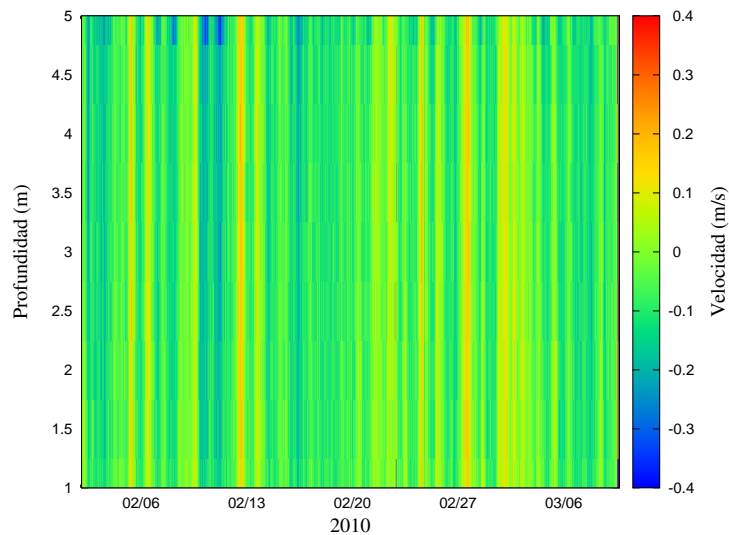


Figura 4.8: Perfil de velocidad u lejos de la zona de influencia de la DPSA.

En la figura 4.8 se muestran los perfiles de velocidad tomados en componente E-W de

enero a marzo del año 2010. Los valores positivos son aquellas velocidades que van hacia el este y las negativas hacia el oeste. Debido a que el modelo es en dos dimensiones, con las ecuaciones de velocidad promediadas en la vertical, a este perfil hay que sacarle el promedio en la columna de agua. De la gráfica anterior se puede vislumbrar que en promedio el agua se desplaza hacia el oeste de manera preferencial y que tiene inversiones hacia el oriente de manera esporádica, pero evidente. Además de medir las velocidades el instrumento también midió la señal de presión con la misma estrategia mencionada, de estos datos se puede construir la señal de marea con precisión. Figura 4.9

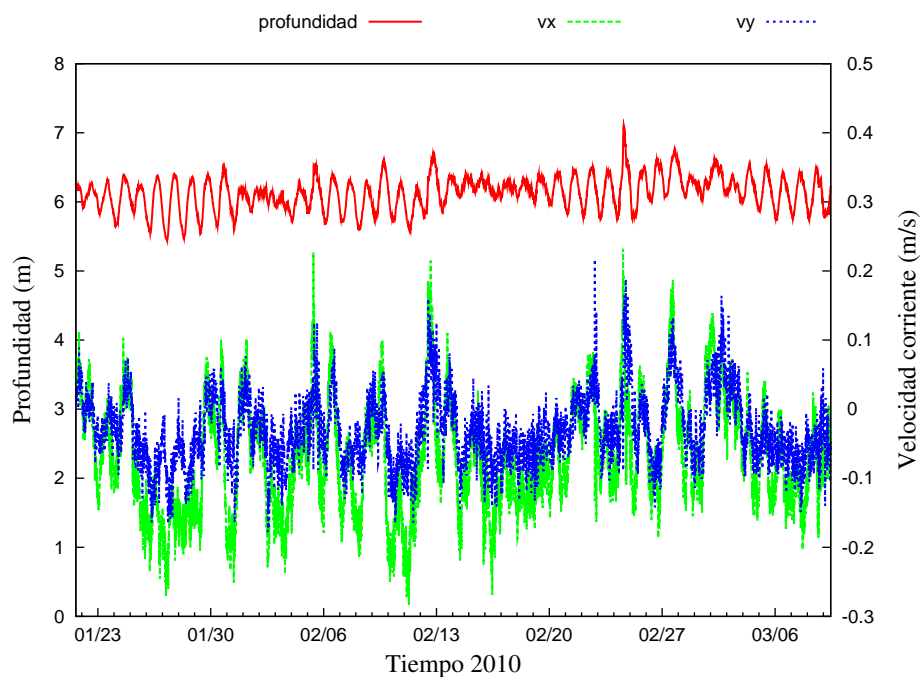


Figura 4.9: Velocidad y señal de marea en la zona remota al Xbuya-Ha.

4.1.3. Datos hidrodinámicos de la DPSA

La información hidrodinámica que corresponde al flujo en el ojo de agua estudiado fue adquirida por un correntímetro acústico (Nortek, Vector) que mide en un punto las tres direcciones de flujo, u , v y w . Este fue anclado en la boca del Xbuya-Ha, además cuenta con un sensor de presión. Estos dos datos, la velocidad y la profundidad son de mucha utilidad ya que se sabe que el forzamiento que gobierna el flujo de las descargas puntuales submarinas del acuífero es el nivel del mar.

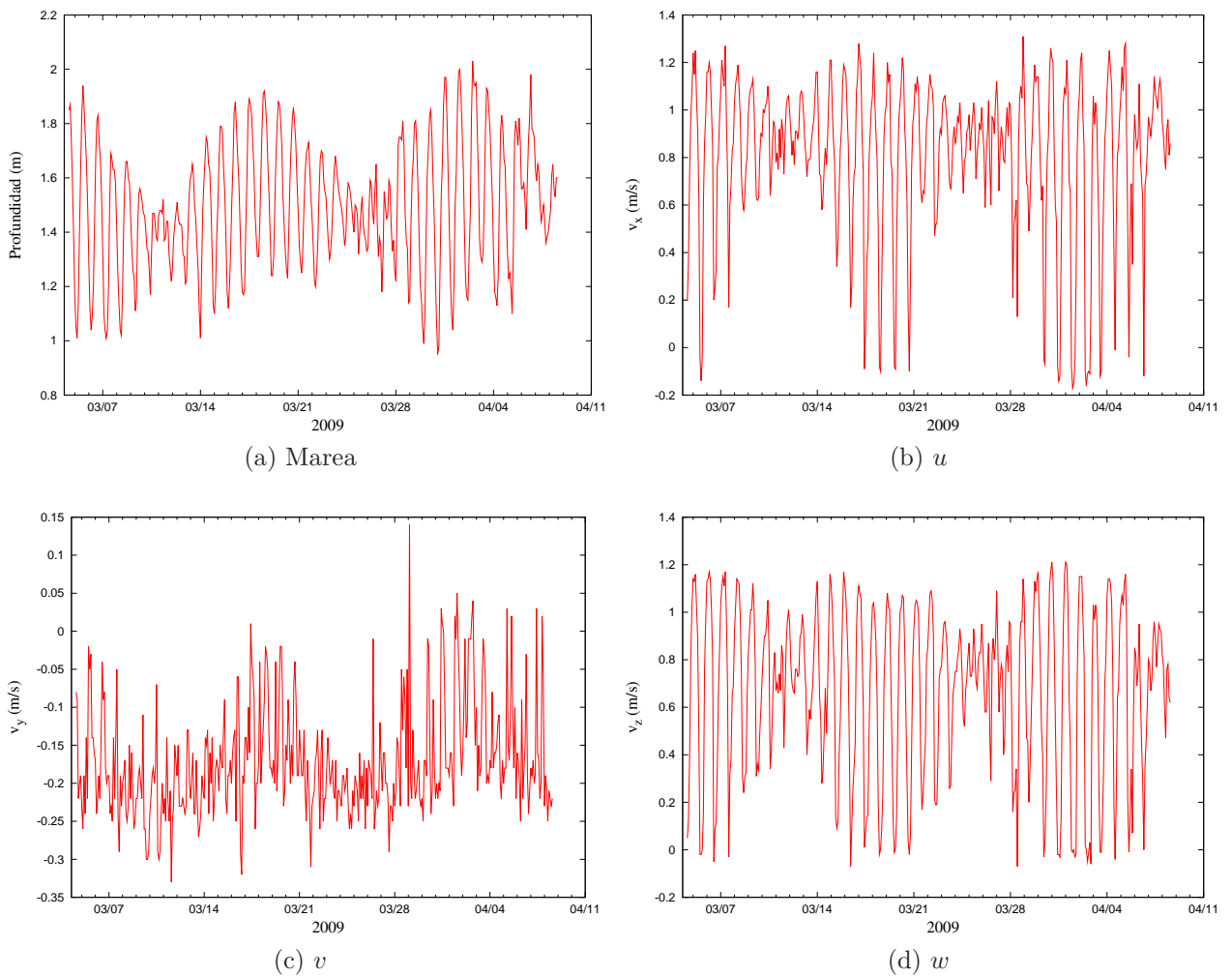
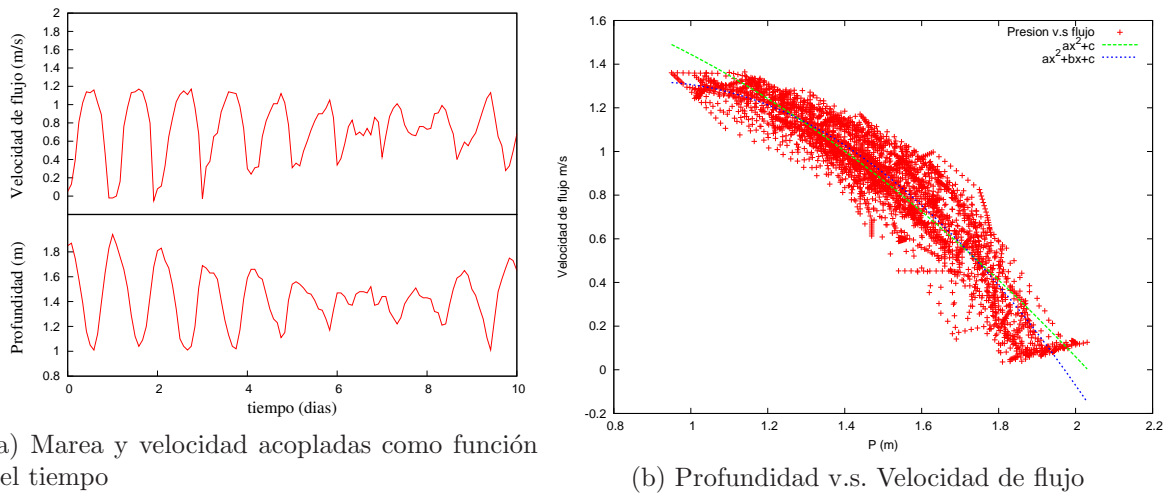


Figura 4.10: Señal de Marea (a) y velocidades u , v y w , (b),(c),y (d) respectivamente en la DPSA estudiada.

Al poder asociar los datos de profundidad y velocidad, se puede tener una relación directa entre el flujo y el nivel del mar, esto servirá en un futuro ya que no siempre se tienen datos para las mismas fechas y a partir de conocer como se relacionan las velocidades como función de la profundidad se puede obtener el flujo únicamente conociendo la profundidad.



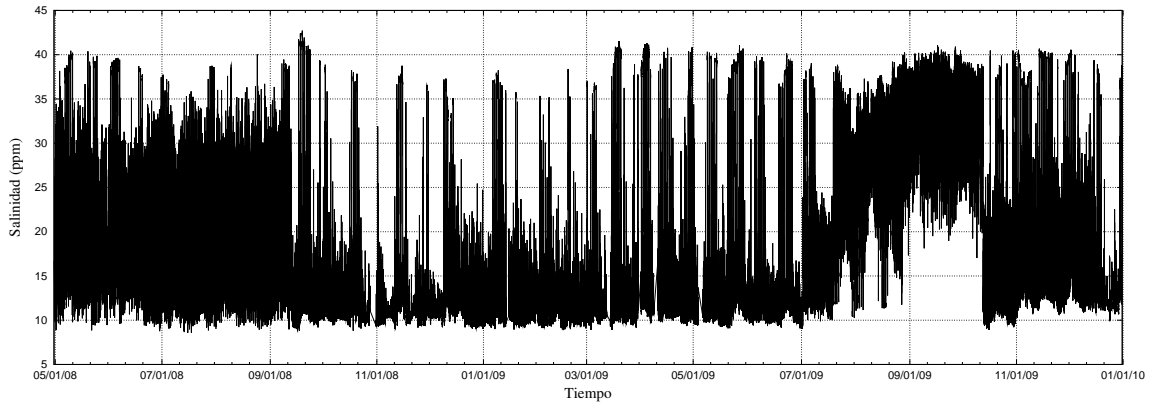
(a) Marea y velocidad acopladas como función del tiempo

(b) Profundidad v.s. Velocidad de flujo

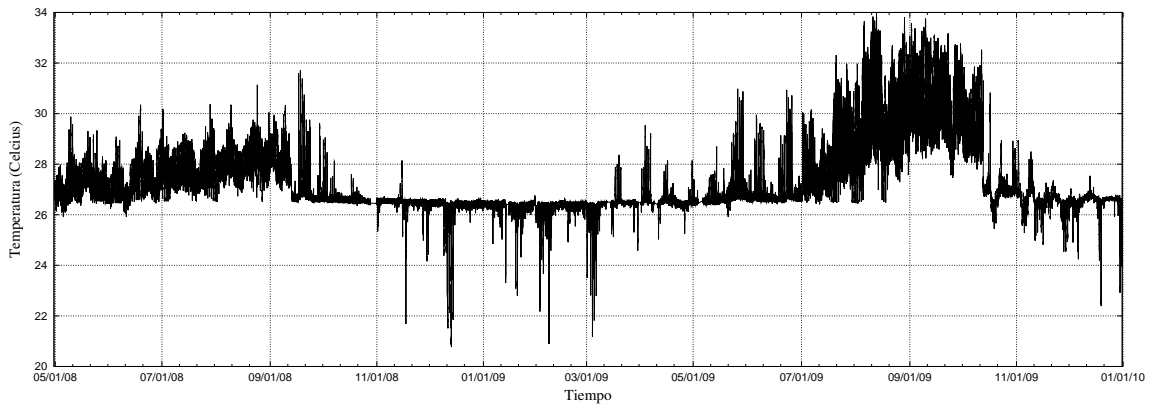
Figura 4.11: Mareas y velocidad de DPSA acopladas. A la izquierda se puede ver el comportamiento de la marea y la velocidad de la DPSA y se observa claramente que el nivel de mar gobierna el flujo del ojo de agua submarino. A la derecha se establece una relación empírica entre la profundidad y la velocidad de la DPSA.

En la relación que se observa entre la señal de marea y la velocidad de flujo de la DPSA tiene dos curvas, la que tiene una mejor correlación es la de tres términos, $y(x) = ax^2 + bx + c$. Cabe mencionar que esta aproximación no considera el efecto que el nivel piezométrico pueda ejercer en el flujo.

Las condiciones termohalinas del ojo de agua fueron tomadas a lo largo de casi dos años de manera continua, este registro abarca un fenómeno El Niño, que afectó considerablemente las características termohalinas del acuífero al provocar una intensa sequía. A través del contraste de condiciones entre el acuífero y las condiciones de mar de fondo se podrán simular las distintas épocas estacionales y algunos eventos extremos como parte de los resultados.



(a) Salinidad vs tiempo



(b) Temperatura vs tiempo

Figura 4.12: Temperatura y salinidad en la salida de la descarga puntual submarina.

4.2. Validación

Para reportar resultados que representen la realidad es necesario validar el modelo numérico, esto se debe hacer en dos partes, la primera tiene que ver con la estabilidad numérica de las simulaciones y la segunda que el modelo reproduzca la hidrodinámica que se conoce en la región. La estabilidad de la malla se refiere a que las velocidades resueltas sean estables y no aumenten de forma consistente en el tiempo. Esto se evalúa a partir de la energía cinética del dominio y se monitorea su comportamiento en el tiempo. Si el modelo se vuelve inestable, la energía cinética empieza a crecer exponencialmente y las ecuaciones dejan de tener sentido y generalmente el programa se detiene por divergencia numérica, esto representa saltos grandes de velocidades en cada paso de tiempo. La calidad de los cálculos, la estabilidad y la eficiencia del modelo numérico depende en muy buena parte de la malla. Por este motivo se decidió generar una malla rectangular con espaciado regular

entre cada nodo². La malla que se utilizó es de 487×244 nodos. La resolución de la malla es de $14m$. Las fronteras se establecieron según el escenario a representar y a cada caso se especificará las características de la frontera.

- Estabilidad.

Para establecer si la malla generada es estable, se introduce un forzamiento de marea con amplitudes mayores a las que se forzarán en los distintos escenarios. Para saber si la malla es estable se calculan la energía cinética en todo el dominio, sumando la energía cinética para cada nodo de la malla³. Los parámetros utilizados para la señal de marea son los siguientes; $A_{M_2} = 1.0m$, $\phi_{M_2} = 0.0$ y $A_{S_2} = 1m$ y $\phi_{S_2} = 90.0$. Bajo estas condiciones el tiempo de simulación fue de treinta días.

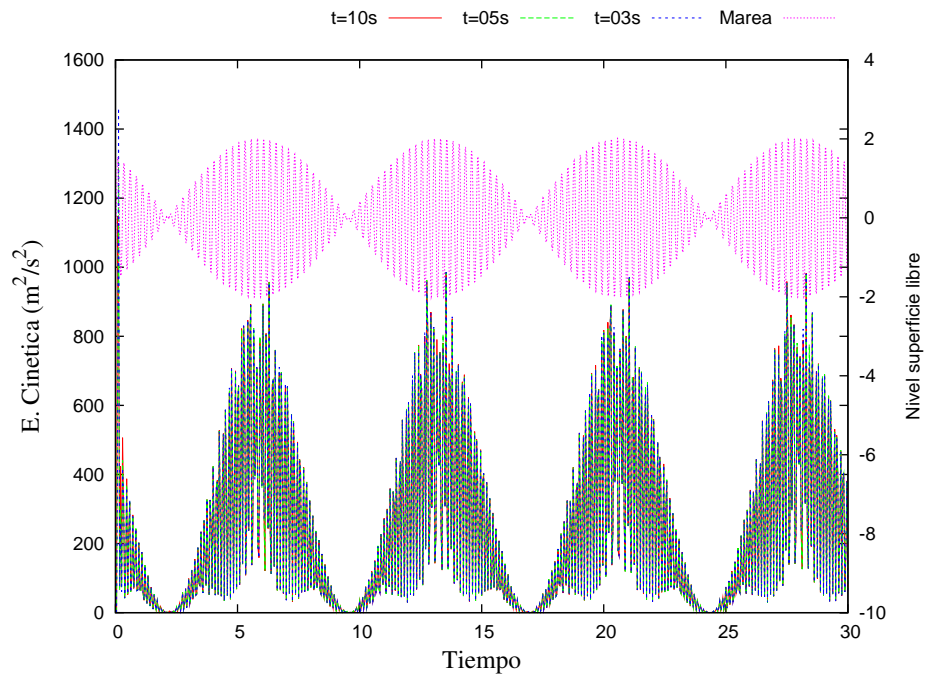


Figura 4.13: Velocidad y señal de marea en la zona remota al Xbuya-Ha.

En la figura 4.13 se puede apreciar que las fluctuaciones de velocidad coinciden con la señal de marea, y no existen saltos abruptos con al pasar el tiempo. Además se

²Se probaron varias mallas antes de escoger esta, las anteriores resultaban estables pero en la validación hidrodinámica siempre presentaron un error inaceptable.

³Las unidades de este calculo son de energía cinética específica, es decir por unidad de masa.

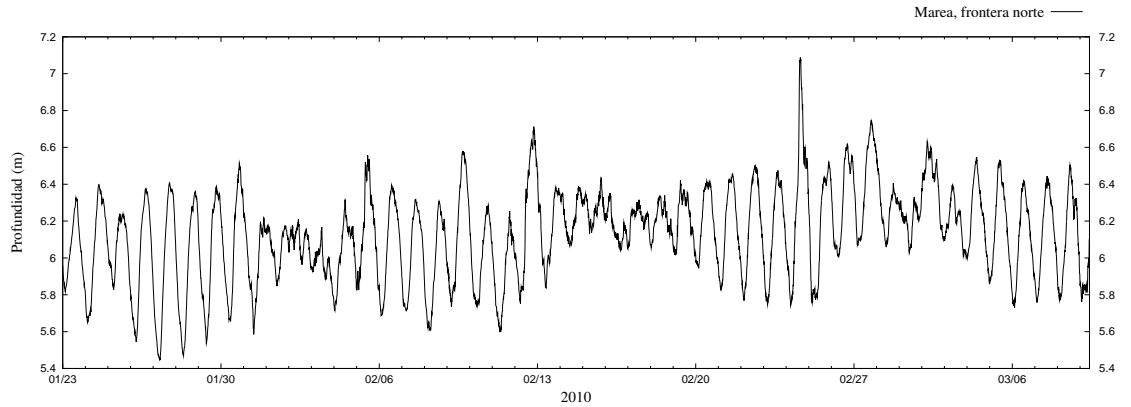
probó esta malla con diferentes condiciones de paso de tiempo Δt , ya que si el Δt es muy grande la energía cinética tiende a sobre estimarse. En este caso la diferencia en energía cinética no es muy marcada entre el paso de tiempo más grande, $\Delta t = 10s$, y el paso de tiempo más pequeño, $\Delta t = 3s$, sin embargo el tiempo de calculo si es mucho más grande. Para asegurar que el sistema no sobre estime la energía del sistema por un paso de tiempo mal escogido se decidió tomar el $\Delta t = 5s$ debido a que no se ha considerado el flujo de la DPSA que aporta velocidades importantes al dominio, para tener un balance entre un buen cálculo y un tiempo de cálculo aceptable.

■ Validación

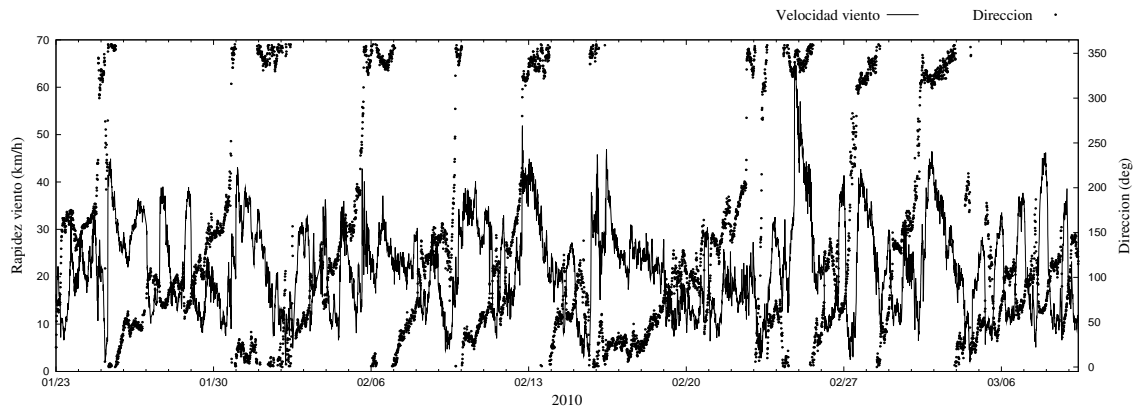
La validación del modelo es una prueba que se hace para saber si con los forzamientos y las condiciones hidrodinámicas de la zona, el modelo es capaz de reproducir la hidrodinámica. Los forzamientos que se incluyeron para validar el modelo son, viento y señal de marea, estos datos deben estar acoplados debido a que esto representa mejor las condiciones reales y el objetivo es reproducirlas. Si el modelo logra reproducir la hidrodinámica que fue medida se puede decir que éste reproduciría la hidrodinámica bajo distintas condiciones y que estos resultados tendrán una representación válida en la realidad.

A continuación se proporcionan los datos de entrada para establecer los distintos forzamientos en las distintas fronteras del modelo. En la figura 4.14a se muestran los datos que se establecen en la frontera norte. En la frontera norte se prescribe la elevación del nivel del mar (señal de marea). En la frontera poniente se piden condiciones de Neumann, estas establecen que la derivada de la altura del nivel de agua sea igual con cero. También se incluyó el forzamiento del viento, que es el forzamiento que gobierna la dinámica de la zona. Los datos de viento son tomados a diez metros en la Estación Meteorológica Automática de la Comisión Nacional del Agua ubicada en Dzilam Bravo, estos datos se muestran en magnitud de la velocidad y dirección⁴. Figura 4.14b

⁴La dirección se mide a partir del norte y los grados se miden en sentido de las manecillas del reloj, de tal manera que noventa grados es viento del este.



(a) Frontera norte y este. Marea y corriente respectivamente.



(b) Forzamiento de viento.

Figura 4.14: Datos de frontera y forzamientos para la validación del modelo numérico.

Para calcular el error entre el resultado del cálculo hecho por el modelo numérico con los forzamientos anteriores y la corriente medida se utilizó un error que toma en cuenta no solo la desviación entre las mediciones y los cálculos si no también el error que conlleva toda medición experimental, en este caso el error intrínseco del instrumento. Este error es conocido como RMAE (Relative Mean Absolute Error) [Walstra L. C., 2001], la expresión que permite calcularlo es:

$$RMAE = \frac{\langle |V_m - V_c| \rangle - 0.005}{\langle |V_m| \rangle} \quad (4.2)$$

donde V_m es el valor medido y V_c es el valor calculado, 0.005 es la incertidumbre del instrumento en $\frac{m}{s}$.

El rango de este error se especifica en la siguiente tabla. Cuadro 4.1.

Calificación	Excelente	Bueno	Razonable	Pobre	Malo
$R.M.A.E$	< 0.2	$0.2 - 0.4$	$0.4 - 0.7$	$0.7 - 1$	> 1

Tabla 4.1: Clasificación del error.

El resultado de la validación que se obtuvo con la malla rectangular fue una corriente calculada con un $RMAE = 1.0635$, y se suscribe a un error de cálculo malo, en general la corriente calculada sigue el comportamiento general de la corriente medida pero con un retraso del orden de 1.6 horas. Figura 4.15. Este valor a pesar de ser alto permite seguir con el planteamiento de escenarios para determinar qué procesos y forzamientos gobiernan la dispersión de sustancias conservativas. Un error en el desfase de dos o tres horas en las corrientes limita la validez del modelo para reproducir efectos puntuales y de corto plazo, pero para determinar la importancia relativa de forzamientos con frecuencias de ocurrencia del orden de días (marea y viento) se considera que una calibración razonable es suficiente para caracterizar la dinámica promedio y los procesos de dispersión bajo distintos escenarios ambientales.

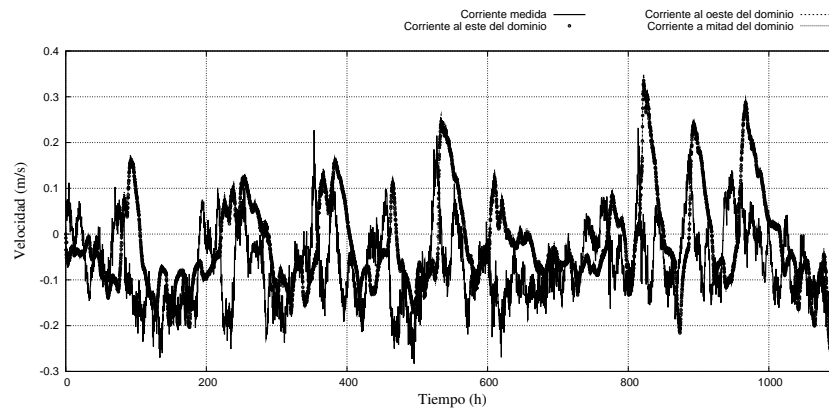


Figura 4.15: Corrientes calculadas, al oriente, poniente y centro de la malla. Se puede observar que el comportamiento general de las velocidades calculadas en el dominio difieren de la velocidad medida, sin embargo el comportamiento general de la velocidad se sigue con un desfase de $\sim 1.6h$.

Cuando se evalúa el error del cálculo $RMAE$, contra el desfase en horas de las dos señales, la corriente medida y la corriente calculada por el modelo se puede ver que si se compensa las horas de diferencia entre el comportamiento de la corriente medida

y la calculada se puede llegar a un error de $RMAE = 0.85$ que es un calculo pobre. Esto se debe a que no sigue el detalle de la corriente pero si el comportamiento general. Figura 4.16

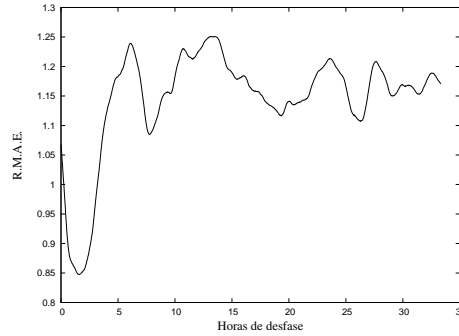


Figura 4.16: RMAE como función de tiempo de desfase.

Por otro lado, en el campo de la hidrodinámica, es bien conocido que la calibración de un modelo numérico con datos de velocidad es siempre más difícil que con datos de elevación. Utilizando la señal de nivel del mar medida en el ojo de agua, Xbuya-Ha, se realizó una validación del modelo con nivel dando un valor $RMAE = 0.05$, que corresponde a un calculo con un error mínimo. Figura4.17.

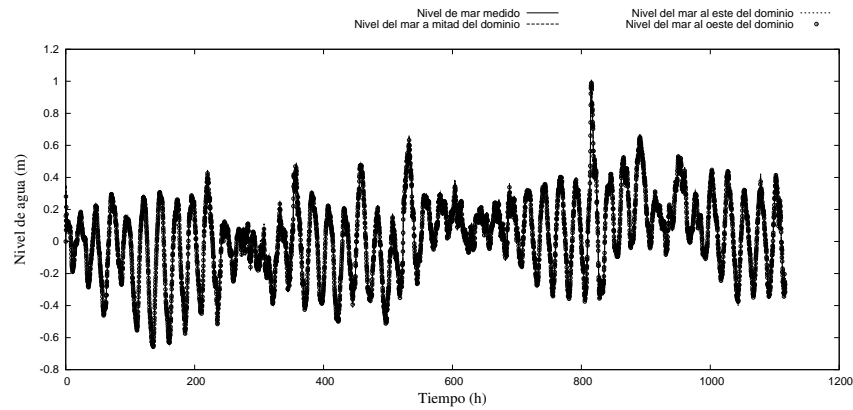


Figura 4.17: η medida y calculada por el modelo.

Estos dos esquemas de validación, en velocidad y en nivel de agua, permiten establecer que el modelo numérico es capaz de reproducir el comportamiento general de las condiciones hidrodinámicas en la región de estudio y por tanto hacer experimentos de dispersión con distintos forzamientos.

RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados de la dispersión de sustancias conservativas, agua salobre y trazadores, que aporta el Xbuya-Ha al medio costero. Los casos simulados se dividen en tres grupos. En el primero, denominado condiciones ideales, el sistema es sometido a dos forzamientos distintos por separado, una marea astronómica, y viento constante del noreste. Posteriormente se combinan estos dos forzamientos con el propósito de evidenciar la importancia de cada uno de ellos en los procesos de dispersión. El segundo grupo es la variación de condiciones estacionales, se simulan dos casos, primero la época de secas y posteriormente lluvias, la manera en que estas condiciones son introducidas al modelo es por medio de las condiciones termohalinas tanto del flujo del Xbuya-Ha como de las condiciones del mar, estos datos son tomados de mediciones de campo. Finalmente se realizó la simulación del tercer grupo con eventos extremos como lo es un norte fuerte en febrero de 2009 y un fenómeno ENSO, en septiembre del mismo año. Este último evento se considera extremo en el contexto de las condiciones termohalinas que indujo en el acuífero, las cuales cambiaron drásticamente debido a una intensa sequía registrada en la región.

Los resultados fueron analizados de dos maneras principalmente, la primera con base en el comportamiento de los campos de salinidad promediados en el tiempo. Estos campos dan una buena idea de la zona de influencia de los ojos de agua bajo distintas condiciones ambientales. Asociado a este análisis está un cálculo de los gradientes de salinidad lo cual tiene el fin de identificar frentes salinos. El segundo grupo de análisis evalúa qué tanto se dispersa la emanación del ojo de agua en el medio, es decir si el agua que aporta el Xbuya-Ha se desplaza como una masa de agua compacta o se dispersa en el dominio de la zona de estudio. Esto se logra analizando la distancia entre trazadores Lagrangianos a través del tiempo evaluando la dispersión, y su distancia del origen, el ojo de agua, a través del tiempo que evalúa los efectos por advección.

Las simulaciones se agruparon conforme las condiciones y forzamientos fueron cambiando. En total forman cuatro grupos que intentan describir situaciones ambientales que ocurren frecuentemente en las costas del norte de la península.

1. Condiciones ideales

Este grupo de simulaciones tienen condiciones estándar de salinidad, *i.e.* 35 ppm

de salinidad en el agua de mar y 10 ppm de salinidad en el agua proveniente del acuífero. Los forzamientos inducidos al sistema fueron un viento constante en dirección (45°) y magnitud de $10\frac{m}{s}$. La marea es una señal astronómica generada por el programa con componentes astronómicas O1 y K1 con amplitudes de $0.1686m$ y $0.1803m$ respectivamente. Figura 5.1.

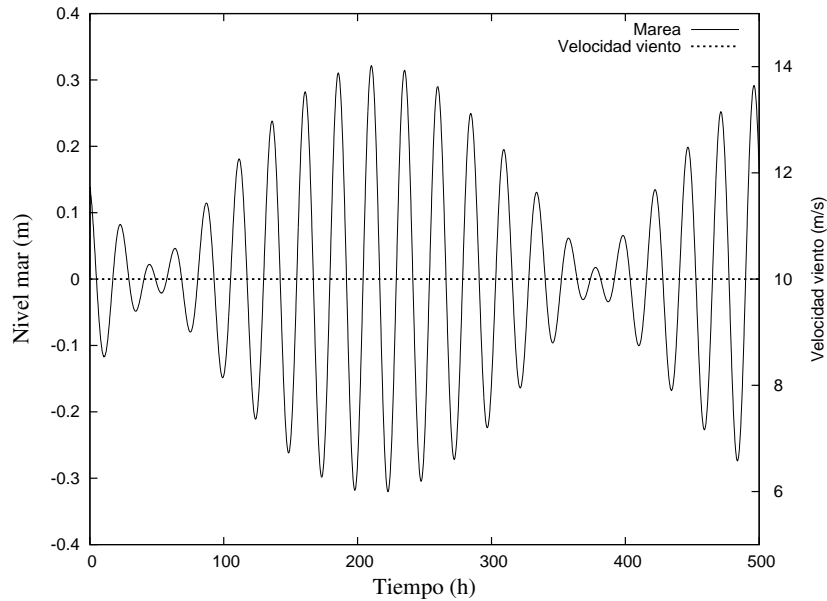


Figura 5.1: Forzamientos ideales alimentados al sistema.

Este grupo de simulaciones permiten conocer la respuesta del sistema ante distintos forzamientos y determinar su importancia relativa en la dispersión de sustancias en la zona de estudio. Las cuatro simulaciones en este grupo son:

- a) Sin forzamientos.
- b) Sistema forzado con marea.
- c) Sistema forzado con viento.
- d) Sistema forzado con marea y viento.

2. Condiciones de viento.

Se hicieron dos simulaciones con dos eventos que suceden frecuentemente en la costa norte de la Península de Yucatán. El primero es un evento de brisas, que consiste

en una modulación de la dirección meridional, Norte-Sur, del viento debido a un gradiente de presiones entre tierra y mar. Por las mañanas el viento va de sur a norte, de tierra hacia el mar, y por las tardes van en dirección contraria. El segundo evento es un evento de sureste, que puede ser producido por un gradiente en la presión atmosférica remanentes después que haya pasado un norte recientemente ó un gradiente de presión provocado por las altas temperaturas en el continente.

A continuación se presentan los forzamientos que se introducen el evento de brisas. En la figura 5.2 se muestra la señal de marea que se introduce en la frontera norte en ambos casos, lo cual es producto de mediciones en campo.

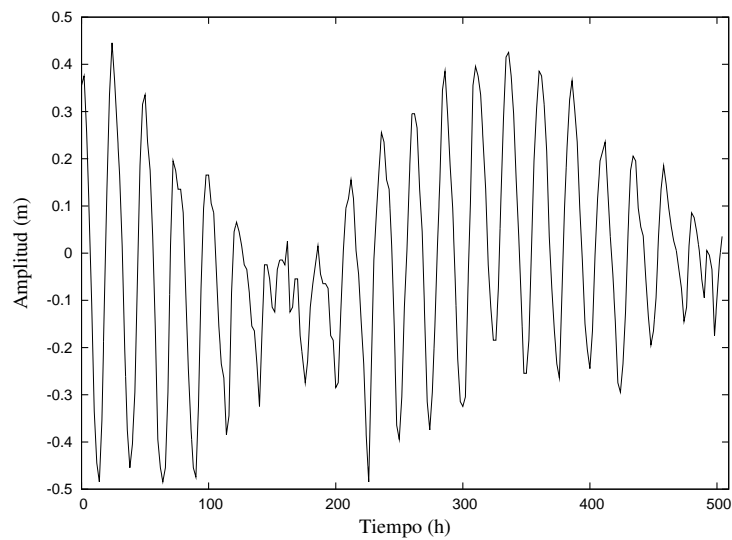
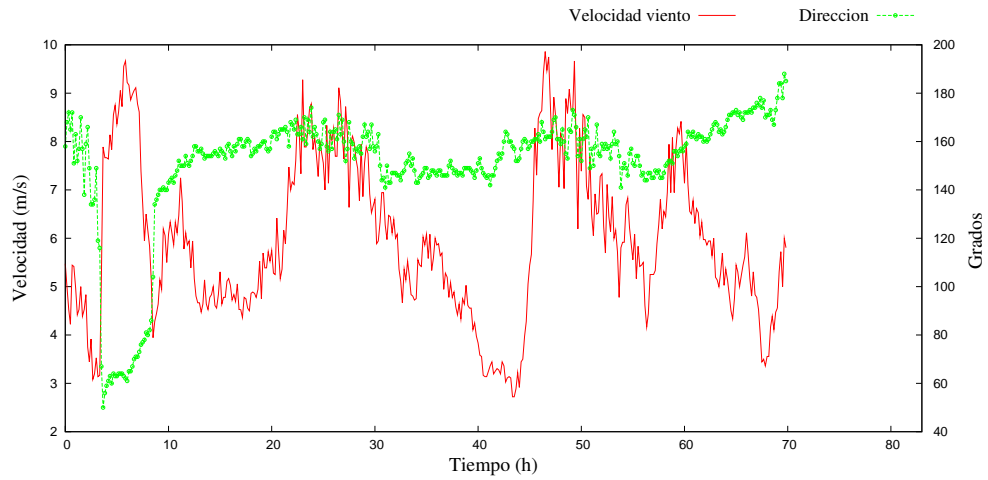
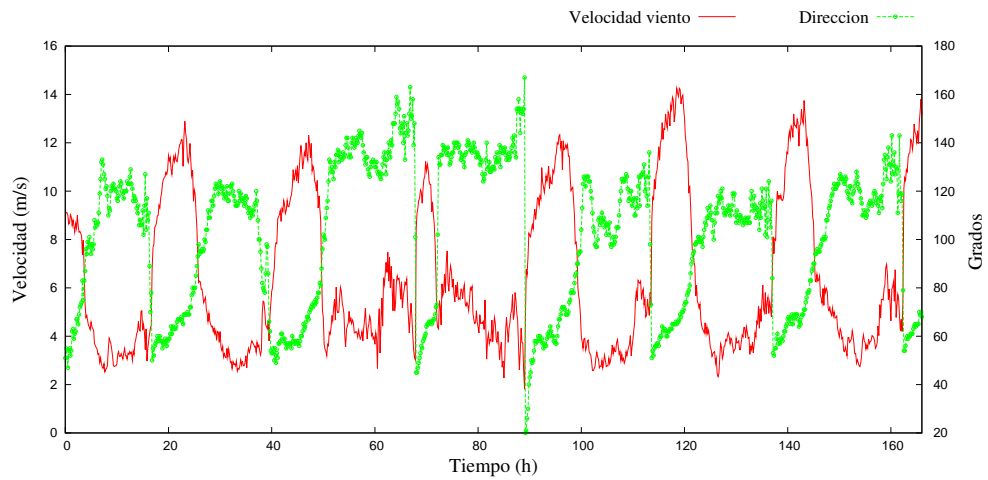


Figura 5.2: Señal de marea medida para condiciones de viento. Esta señal sera cortada para el evento de sureste a $\sim 70h$ que es más corto que el evento de brisas, $\sim 160h$.

El evento de brisas tiene un periodo de oscilación de la componente meridional de un dia aproximadamente, por otro lado el sureste muchas veces tiene una duración por arriba de las $24h$, son vientos que son sostenidos en una dirección preferencial. A continuación se muestran las señales de viento utilizados para brisas, figura 5.3b y para surestes, figura 5.3a



(a) Señal de viento para surestes



(b) Señal de viento para brisas

Figura 5.3: Señales de viento para brisas y surestes. Se puede apreciar la diferencia en la dirección del viento, en un sureste la dirección se mantiene casi constante, mientras que para el evento de brisas, la dirección oscila en un rango de $40^\circ < \phi < 160^\circ$

3. Condiciones estacionales.

Para las condiciones estacionales, se utilizaron los forzamientos de los eventos de brisas, la señal de viento descrita en las figura 5.3b. Para simular las condiciones estacionales que predominan en la zona se variaron los parámetros de la salinidad del mar y la salinidad del acuífero. Las variaciones estacionales son fundamentalmente dos; secas y lluvias. En secas la salinidad del mar presenta valores altos, $37ppm$ y

en lluvias mucho más diluida, 35ppm . Para las condiciones del acuífero, la DPSA, la señal de entrada fue tomada de los datos previamente medidos en la entrada del ojo de agua. Figura 5.4

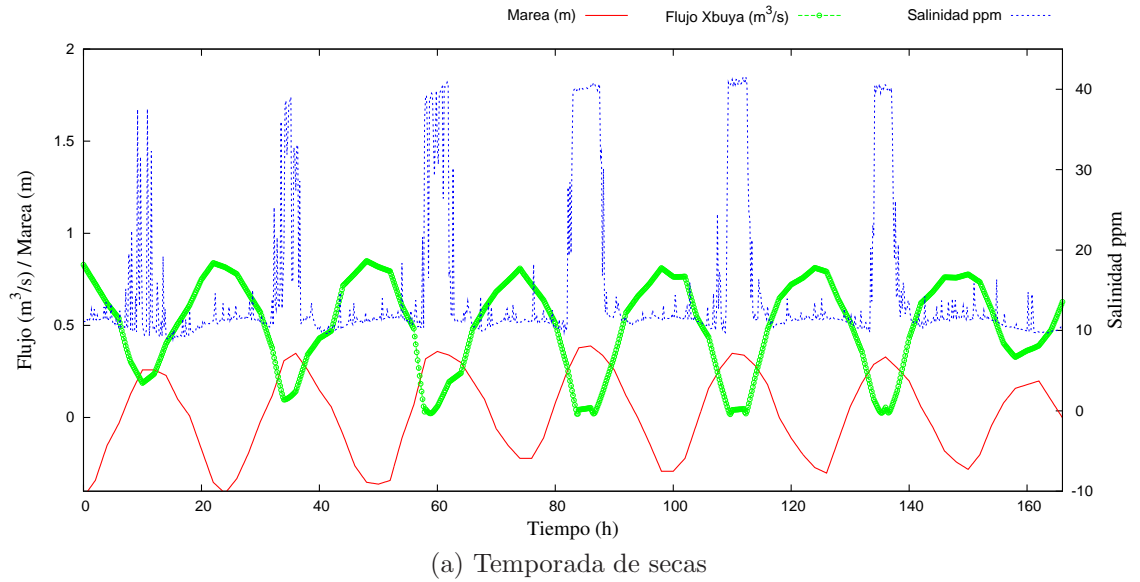
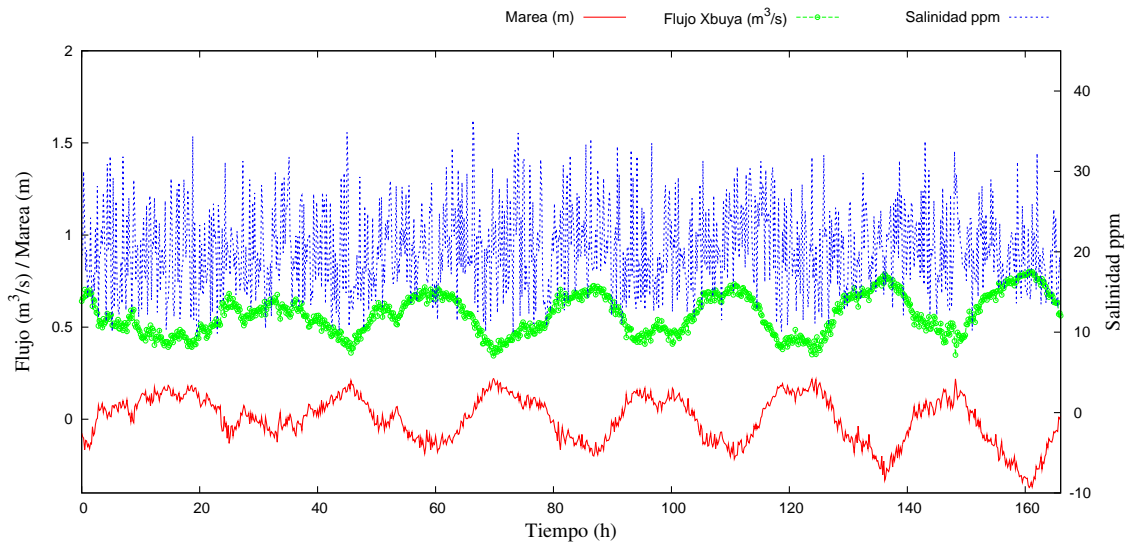


Figura 5.4: Señales de marea, flujo de la DPSA y salinidad de la descarga con variación estacional



(b) Temporada de lluvias

Figura 5.4: Señales de marea, flujo de la DPSA y salinidad de la descarga con variación estacional

4. Condiciones extremas

Las condiciones extremas simuladas en este grupo son eventos de norte y Niño. Para el evento del Niño el forzamiento del viento es el evento de brisas, el valor de la salinidad del mar fue fijado en 38ppm debido a una fuerte sequía que hubo ese año, la señal de marea medida, del aporte del Xbuya-Ha y la salinidad asociada al aporte se muestran en la siguiente gráfica. En este ejercicio aunque las condiciones hidrodinámicas son parecidas, el contraste entre la salinidad del mar y la del agua proveniente del acuífero es muy estrecha, y esto altera la zona de influencia en términos halinos.

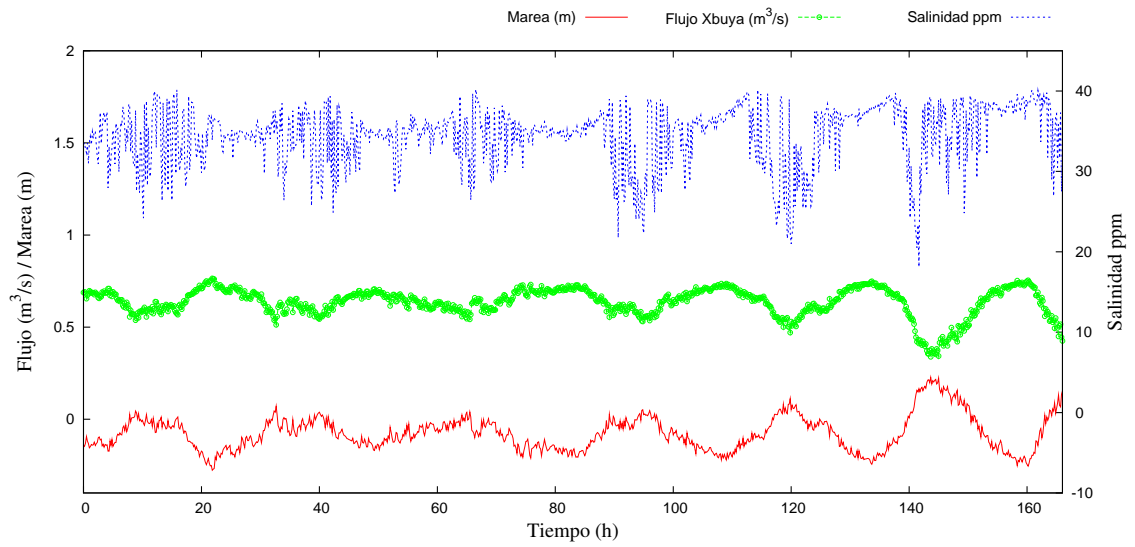
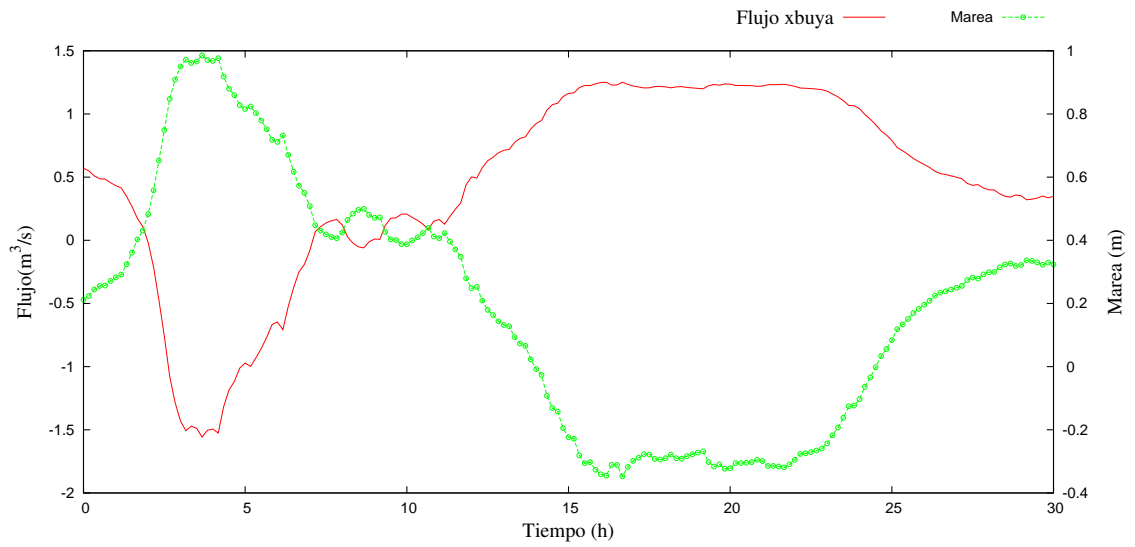
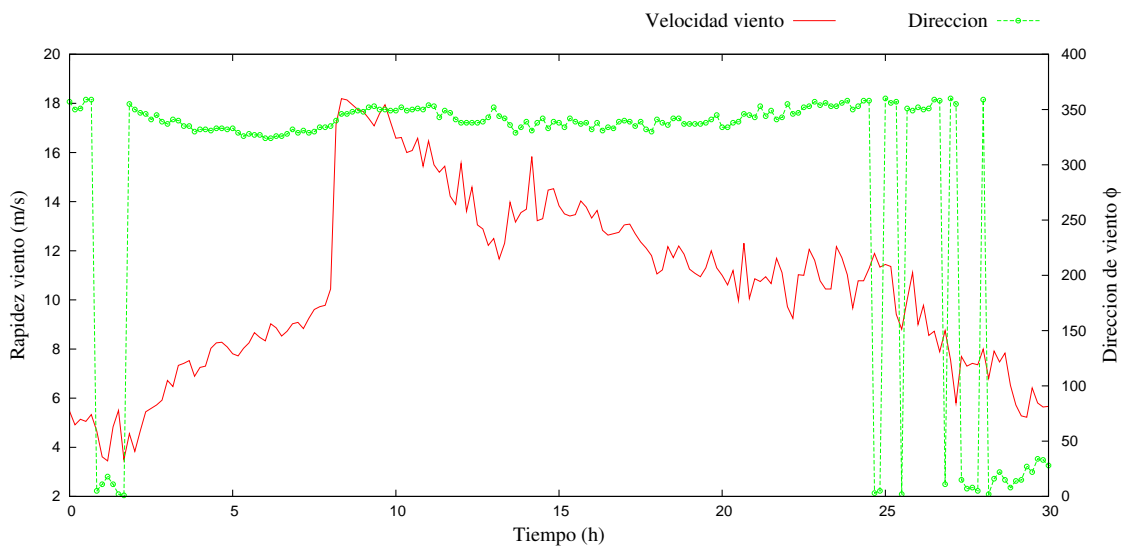


Figura 5.5: Señal de marea, flujo y salinidad del Xbuya-Ha para evento ENSO.

Para el evento de norte, las condiciones hidrodinámicas son muy distintas y energéticas, mientras que las termohalinas son muy parecidas al estándar. Para este caso la salinidad marina es de 34ppm y la salinidad del acuífero es de 10ppm . Los forzamientos de viento, señal de marea así como el flujo proveniente de la DPSA se muestran en la siguiente gráfica, todas ellas medidas en campo.



(a) Señal de marea y flujo del Xbuya-Ha



(b) Magnitud y dirección de viento para evento de norte

Figura 5.6: Señal de marea, flujo del Xbuya y viento para evento de norte

Hasta aquí se han presentado las condiciones de frontera y los forzamientos a los que el sistema esta sometido en los distintos experimentos numéricos. A continuación se muestran los resultados obtenidos de los diferentes casos.

5.1. Distribución espacial de salinidad promediada en tiempo

En esta sección se muestran las distribuciones espaciales de salinidad que resultan de las distintas simulaciones. Los resultados serán divididos por grupos de condiciones de contraste y forzamientos que se han descrito anteriormente. Estos mapas de salinidad muestran la distribución promediada en el tiempo bajo distintas condiciones de forzamiento.

El análisis de los datos se hizo para conocer la zona de influencia del ojo de agua promediada en el tiempo, para esto se obtuvieron mapas de distribución salina en el espacio y gradiente de salinidad promediados en el tiempo, en este análisis se define a la zona de influencia de la descarga submarina del acuífero como aquella que varía en 0.1ppm de la salinidad del mar. Por ejemplo para las condiciones ideales, la salinidad marina fue fijada en 35ppm , como no existe ningún forzamiento en el modelo capaz de modificar la salinidad, se utiliza un valor de 34.9ppm para establecer el límite último de la dilución ocasionada por el aporte del ojo de agua antes de mezclarse por completo.

5.1.1. Condiciones ideales

Este grupo de simulaciones se hizo con el propósito de observar que contribución tiene cada forzamiento en la dilución del agua proveniente del acuífero en el agua de mar. Figura 5.7.

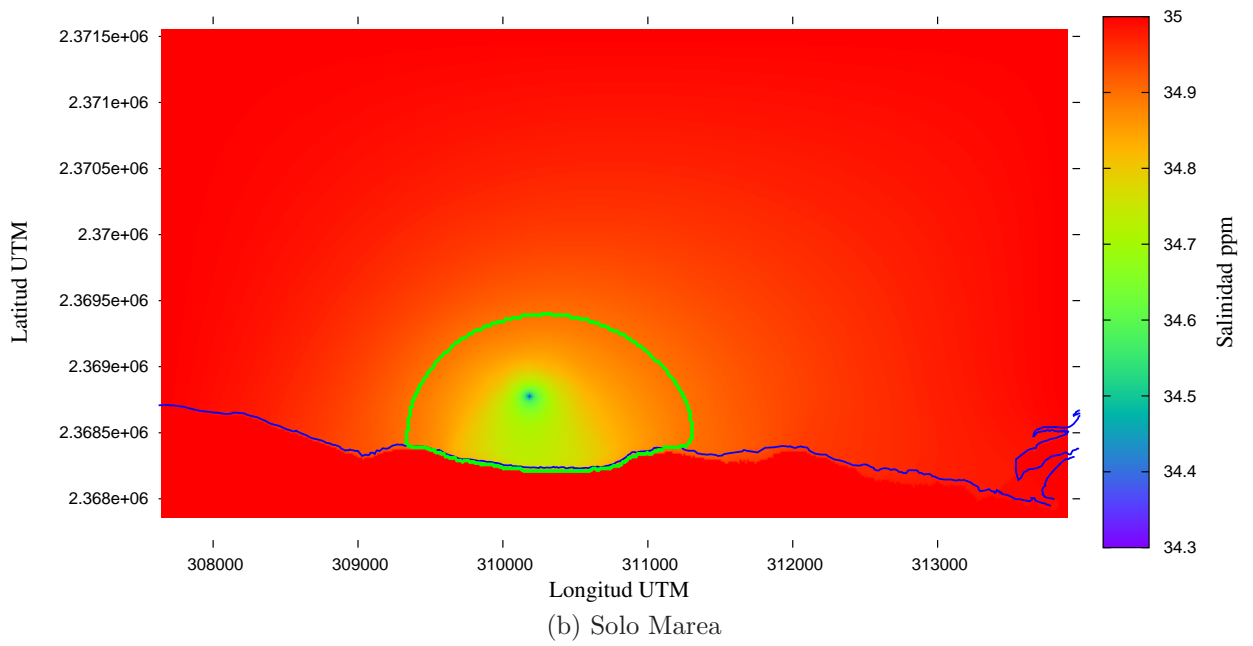
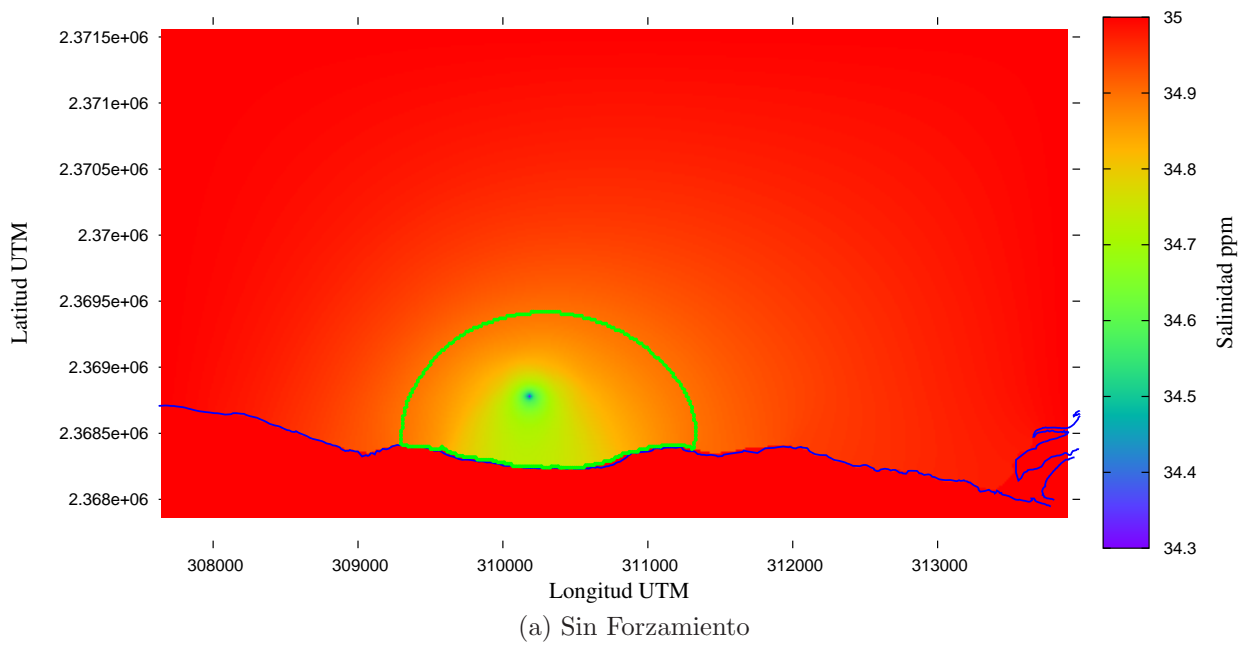


Figura 5.7: Distribuciones espaciales de salinidad. Condiciones ideales. El contorno marcado es el valor de 34.9ppm .

En las gráficas que corresponden a la dilución sin forzamiento donde el único parámetro de

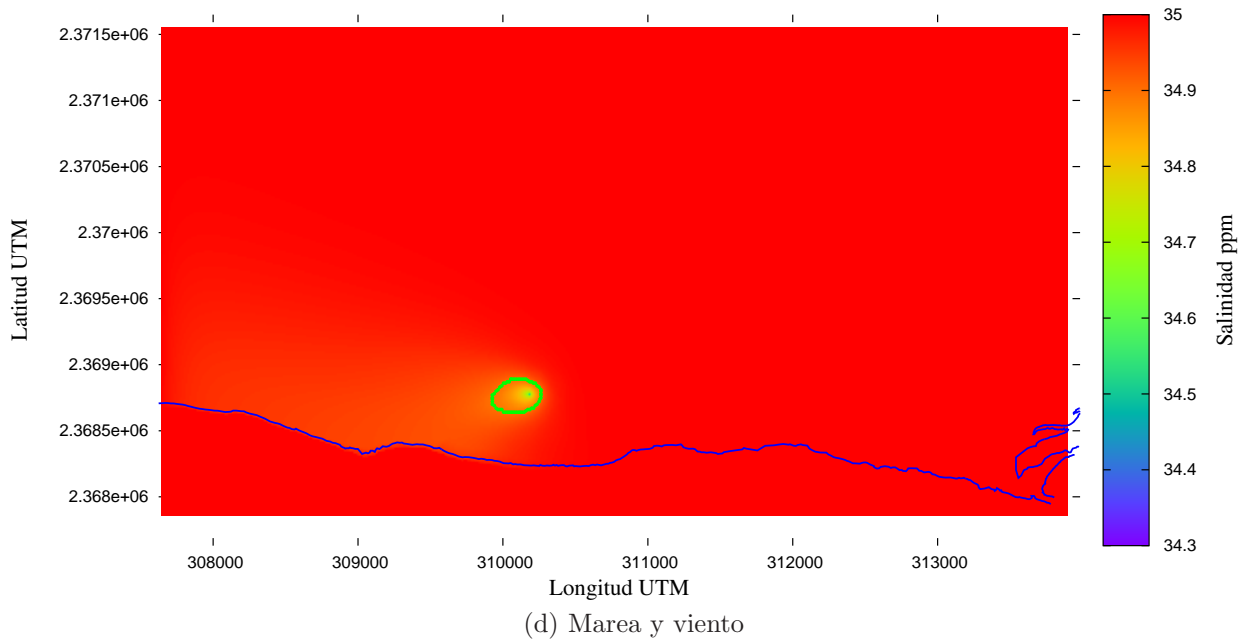
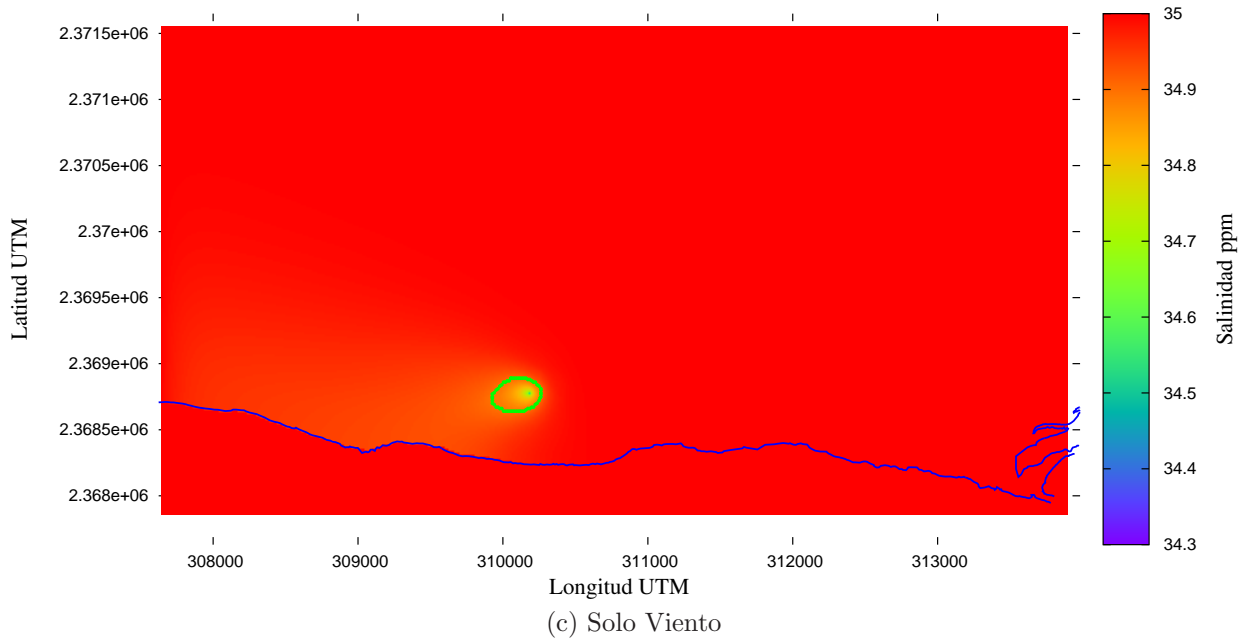
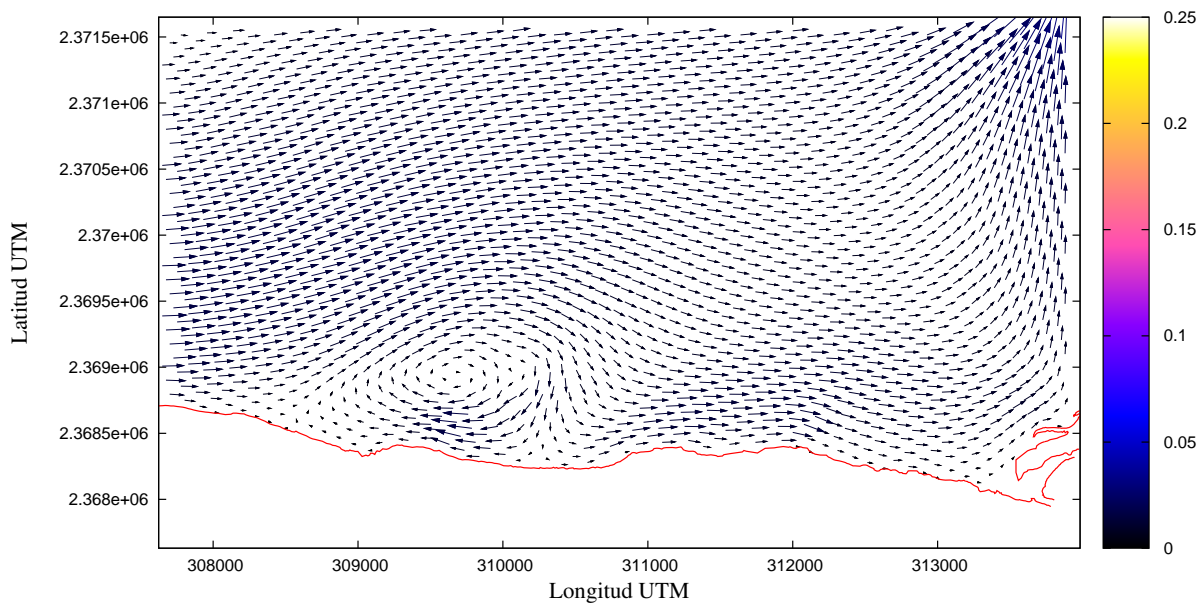


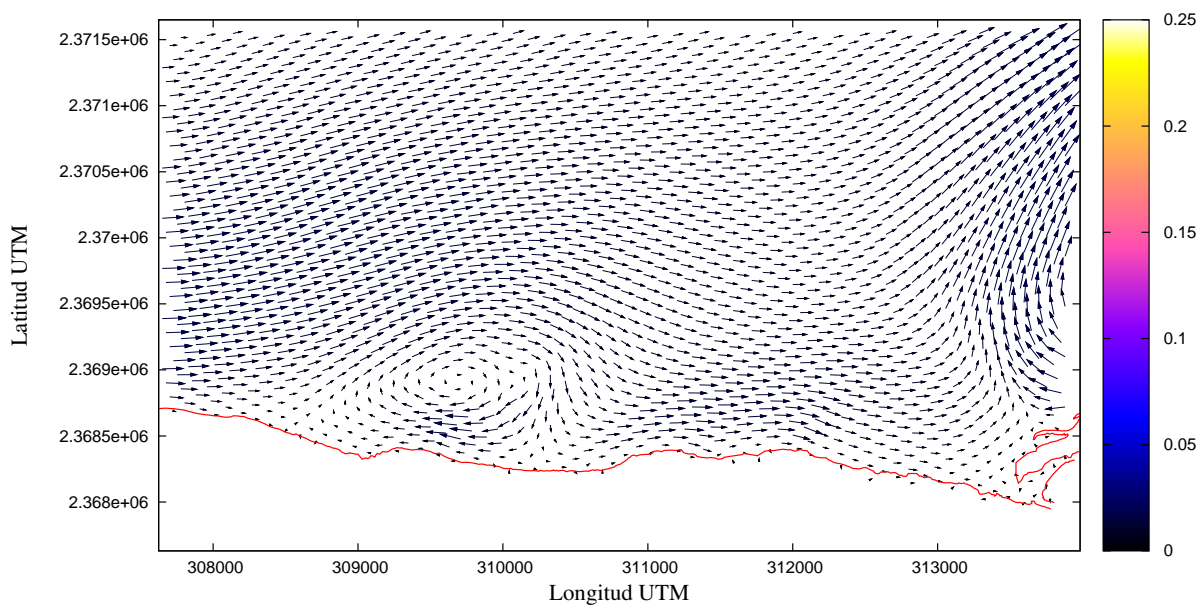
Figura 5.7: Distribuciones espaciales de salinidad. Condiciones ideales. El contorno marcado es el valor de 34.9ppm .

entrada al modelo es el flujo del ojo de agua, figura 5.7a y forzado únicamente con marea y el mismo flujo del xbuya, figura 5.7b, se puede apreciar que el contorno que corresponde a $34.9ppm$ se encuentra prácticamente en el mismo lugar. En los casos donde el sistema fue forzado únicamente con viento, figura 5.7c, y forzado con marea y viento, figura 5.7d, la zona de influencia es prácticamente igual. Esto indica el viento es el forzamiento que gobierna la dilución y la mezcla.

La cantidad de energía cinética que el viento induce al sistema es evidente, esto se puede corroborar en las siguientes gráficas donde se muestra el comportamiento de las velocidades promediadas en el tiempo de la zona de estudio, ver figura 5.8. Las primeras dos gráficas en donde el sistema únicamente tiene el aporte del ojo de agua, figura 5.8a y donde el sistema es forzado con marea, figura 5.8b muestran velocidades muy pequeñas, esto permite que la zona de bajas salinidades, debido al aporte del Xbuya-Ha, sea mucho más grande.



(a) Sin Forzamiento



(b) Solo Marea

Figura 5.8: Campo de velocidades promediadas en el tiempo. Condiciones ideales.

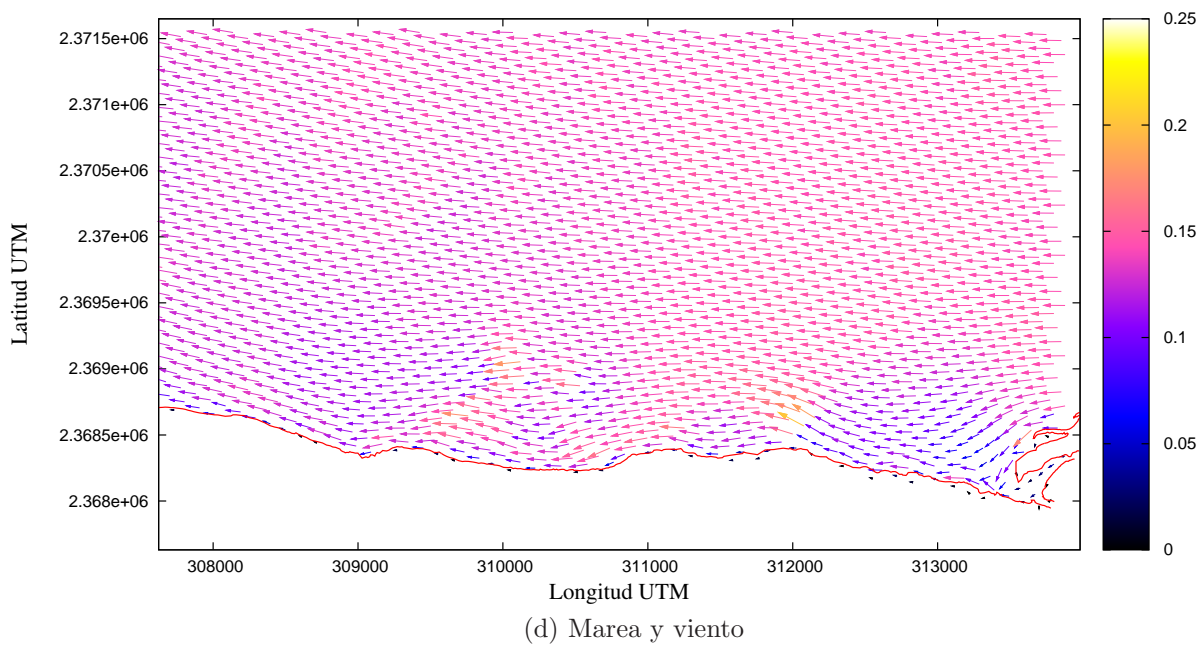
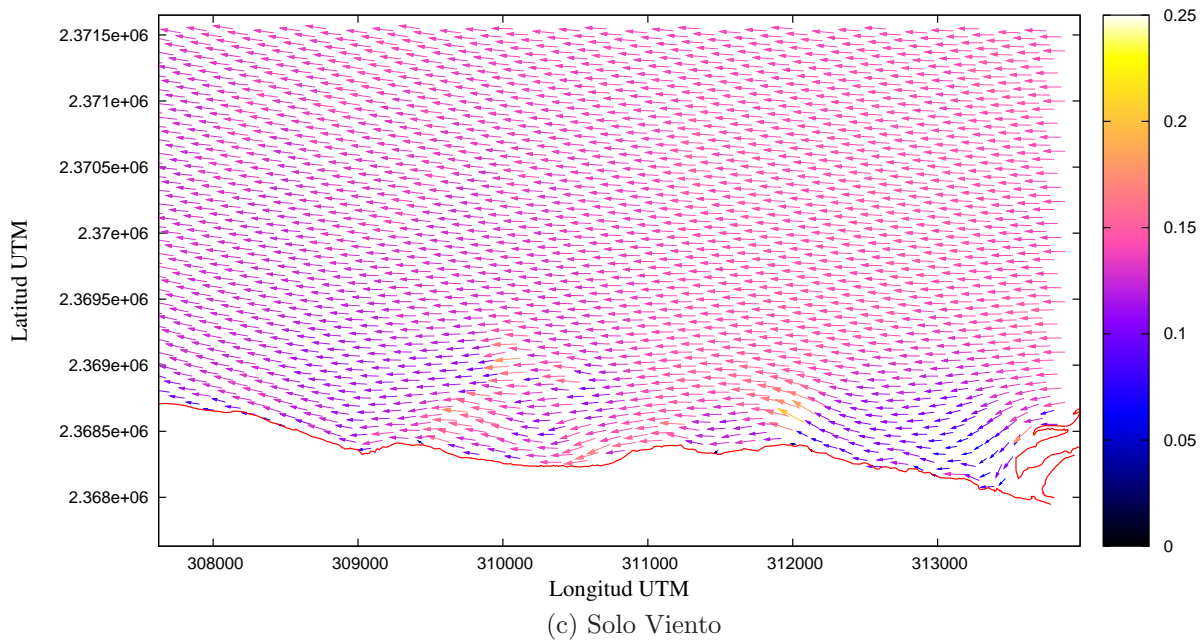


Figura 5.8: Campo de velocidades promediadas en el tiempo. Condiciones ideales.

5.1.2. Condiciones de viento reales.

El grupo de condiciones de viento considera dos eventos que suceden a menudo en la costa norte de Yucatán, brisas y surestes. Debido a que el viento es el forzamiento que gobierna la dispersión del agua dulce, es importante ver que diferencias existen entre estos dos eventos. A pesar que las características de los eventos de brisas y surestes son diferentes, la manera en que estos dispersan el aporte de agua salobre es muy similar, figura 5.9. La componente de los vientos dominantes es del Este, tiene un mayor impacto sobre la mezcla de los dos cuerpos de agua. Esto se puede apreciar en la zona de influencia de la distribución halina en la zona. Para confirmar este comportamiento a continuación se muestran las velocidades promediadas en el tiempo para los dos eventos, brisas y sureste, figura 5.10.

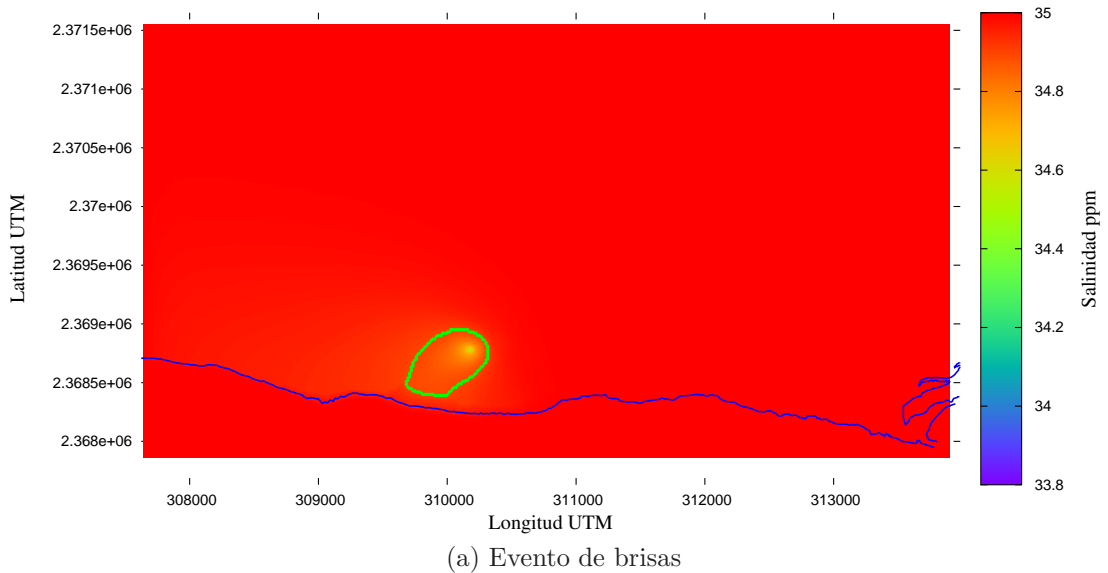
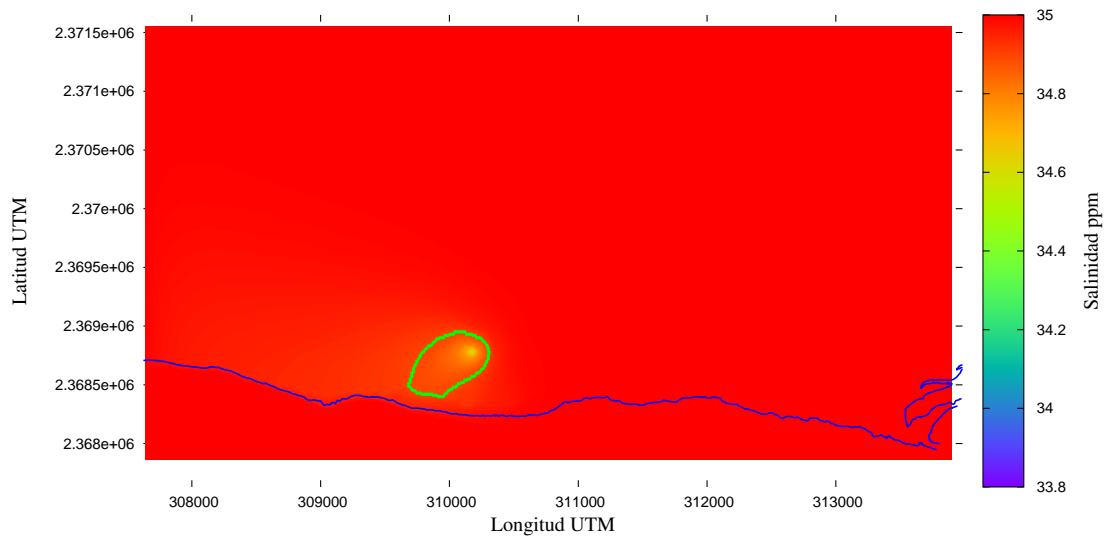
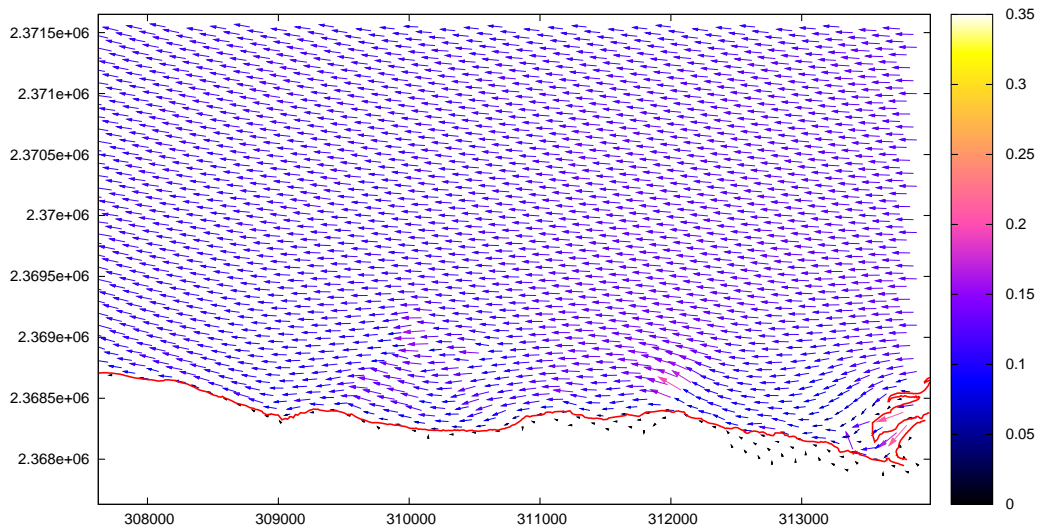


Figura 5.9: Distribución de salinidad para distintas condiciones de viento.



(b) Evento de sureste

Figura 5.9: Distribución de salinidad para distintas condiciones de viento.



(a) Brisas

Figura 5.10: Campo de velocidades promediadas en el tiempo. Condiciones de viento real.

5.1.3. Condiciones estacionales

Además del viento, el efecto en las condiciones halinas debido a la salida de agua del acuífero depende de la diferencia que existe entre el agua de mar y el agua del acuífero.

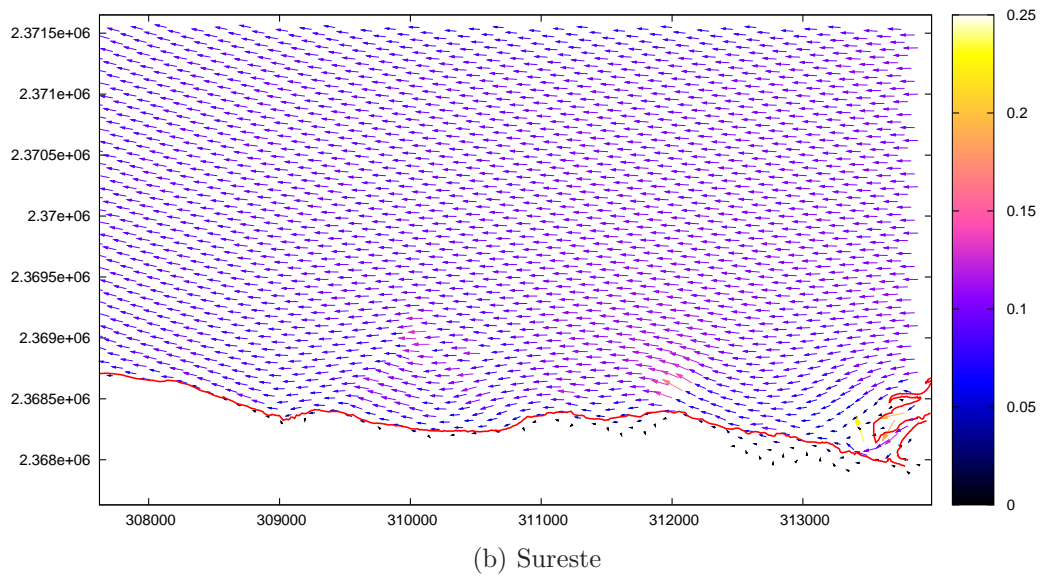
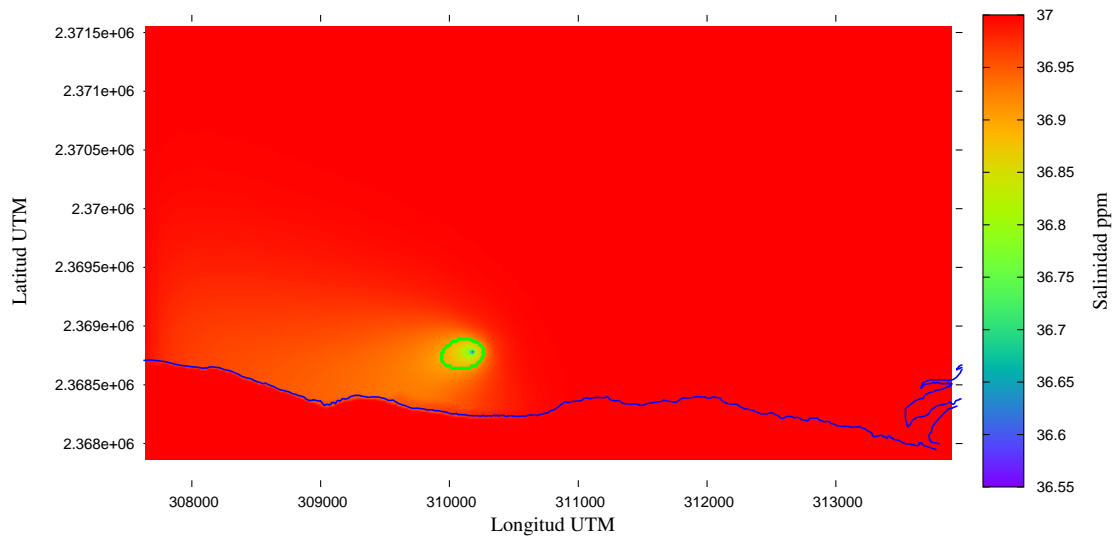
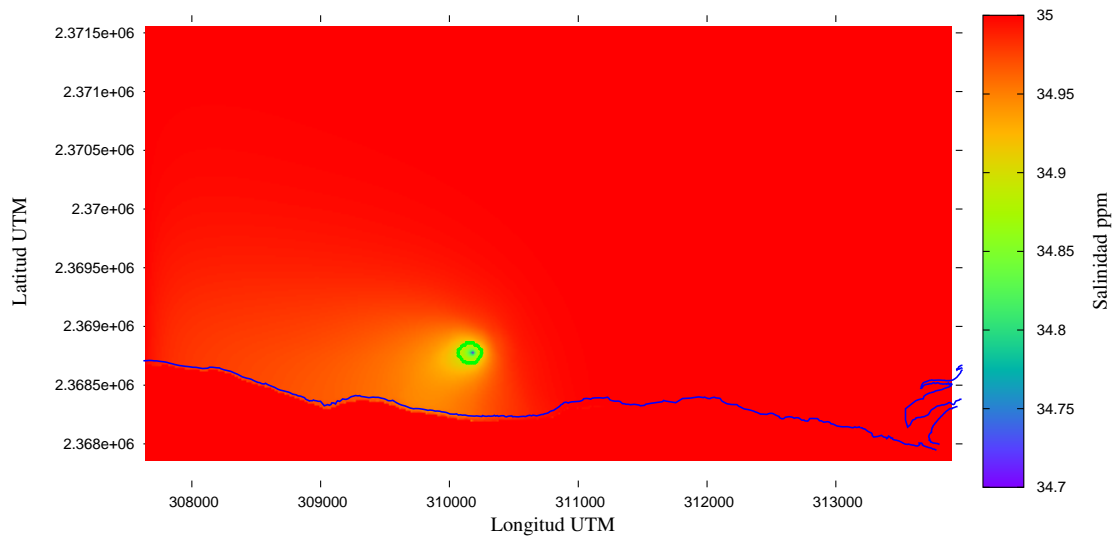


Figura 5.10: Campo de velocidades promediadas en el tiempo. Condiciones de viento real.

Este grupo de simulaciones tiene los forzamientos de viento con evento de brisas y varían las condiciones de contraste.



(a) Época de secas



(b) Época de lluvias

Figura 5.11: Distribución de salinidad para distintas condiciones estacionales.

En la gráfica anterior se puede observar que el contraste es determinante en términos de la distribución espacial de la salinidad promediada en el tiempo. Aunque el flujo del Xbuya es similar en ambos casos, la zona de influencia es muy distinta debido a las distintas características, tanto del agua de mar como de la salinidad del acuífero.

5.1.4. Condiciones extremas

Este grupo de simulaciones tienen dos distintas condiciones extremas, la primera esta relacionada con la cinética del medio debido a las condiciones de viento con las que el sistema es forzado, tormenta de norte y la segunda es un flujo muy restringido y salinizado debido al fenómeno del Niño, tanto en el acuífero como en el mar las condiciones halinas variaron aumentando la salinidad considerablemente.

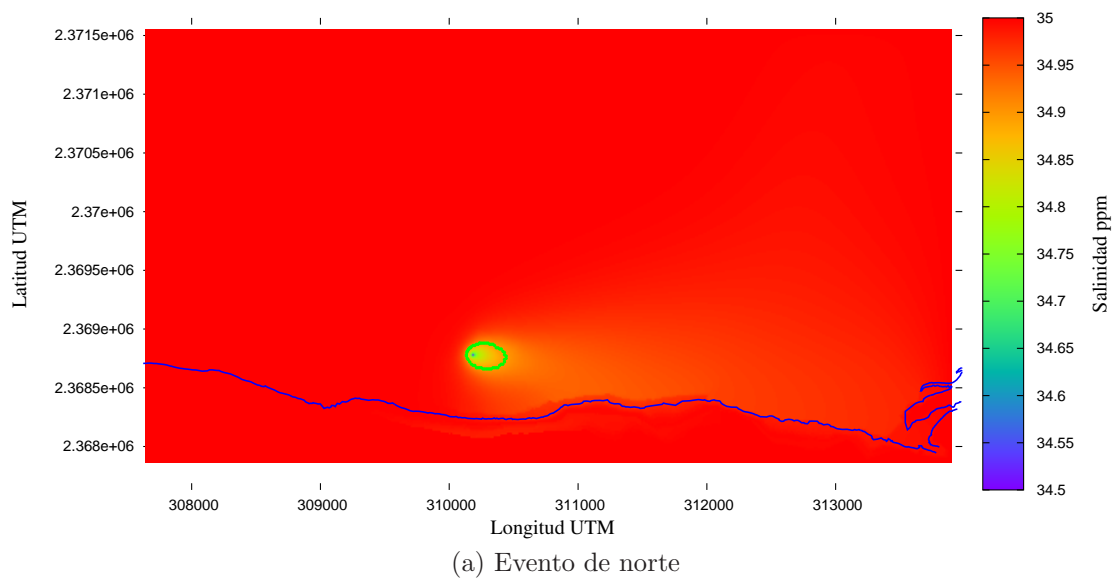
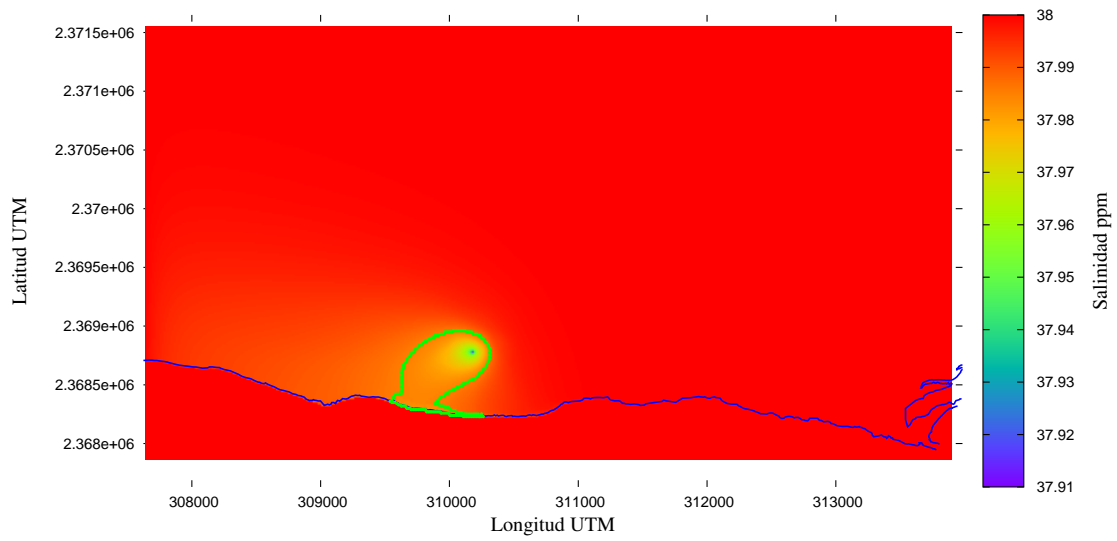


Figura 5.12: Distribucion de salinidad para distintas condiciones extremas.

El único evento de viento que gira la pluma de la zona de influencia hacia el este, es el de norte, todos los otros forzamientos de viento distribuyen el agua proveniente del acuífero hacia el poniente. Por otro lado, las condiciones de poco contraste de salinidad entre el agua de mar y el acuífero en el evento de Niño ocasiona que el gradiente de salinidades sea muy pequeño, por eso la zona de influencia se define con un orden de magnitud menor al de las otras simulaciones. Para ver el comportamiento de hidrodinámico durante el evento de norte a continuación se muestra el campo de velocidades promediadas en el tiempo que duró este evento, figura 5.13



(b) Evento de Niño

Figura 5.12: Distribucion de salinidad para distintas condiciones extremas. Debido a que el gradiente de salinidad es tan pequeño en el caso de un evento de Niño, la zona de influencia se define con un cambio en 0.01ppm

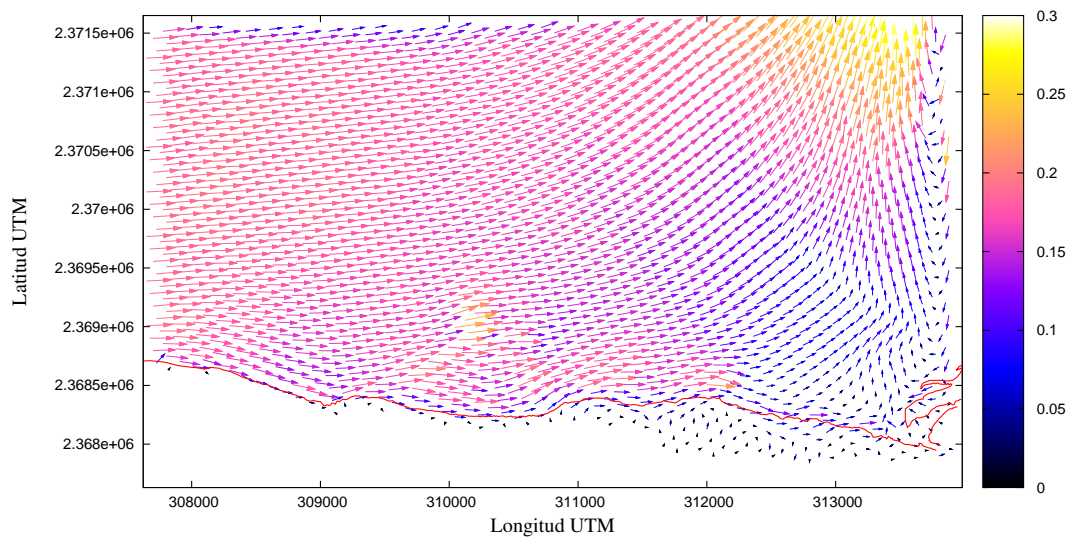


Figura 5.13: Campo de velocidades promediadas en el tiempo para evento extremo de Norte.

5.2. Transectos de salinidad alrededor del Xbuya-Ha

Los transectos que se intersectan en el ojo de agua tienen información en detalle de la dilución del agua proveniente del acuífero en el mar. En todos los casos la manera en que la salinidad se distribuye en la vecindad del ojo de agua es similar, aproximándose a una curva gaussiana, con ligeras variaciones debido a las distintas condiciones hidrodinámicas y de contraste impuestas al sistema.

5.2.1. Condiciones ideales

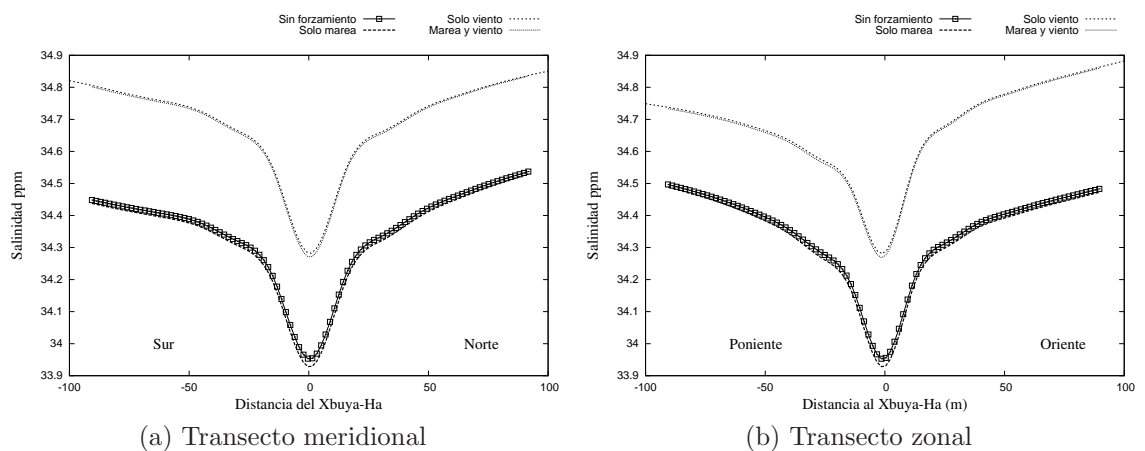


Figura 5.14: Transectos meridional y zonal alrededor del Xbuya-Ha. Condiciones ideales

En esta gráfica el efecto del viento sobre la dilución del agua del acuífero en el mar es evidente. En los transectos donde no existe forzamiento del viento la salinidad es mucho más baja lo que indica que el sistema no puede dispersar fácilmente el agua proveniente del acuífero, con baja salinidad. Para los casos en los que el viento participa la salinidad es sensiblemente mas alta señal de que la mezcla con agua salada es mas intensa.

5.2.2. Condiciones de viento

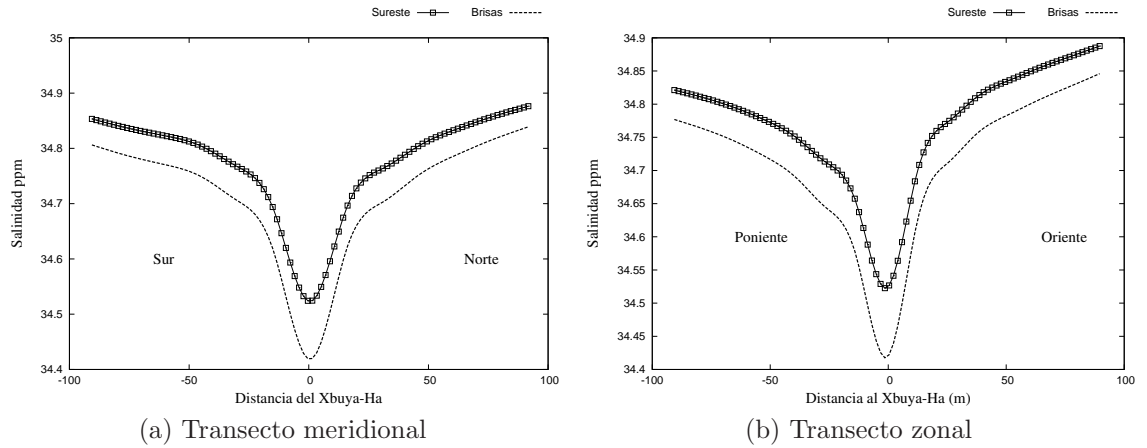


Figura 5.15: Transectos meridional y zonal alrededor del Xbuya-Ha. Condiciones viento

A través de los perfiles de salinidad se puede observar que procesos dominan la dispersión de las masas de agua, además de esto se puede ver con claridad que eventos favorecen la mezcla de la zona, en este caso el sureste favorece la mezcla, en la zona inmediata a la descarga, sobre el evento de brisas, esto es evidente ya que para el evento de brisas la salinidad cerca del ojo de agua es más alta que en el evento de brisas.

5.2.3. Condiciones estacionales

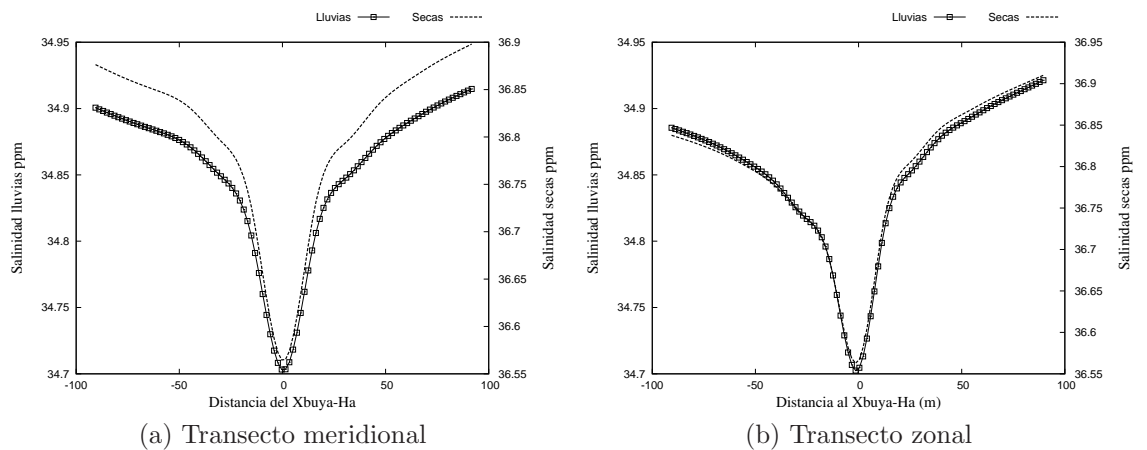


Figura 5.16: Transectos meridional y zonal alrededor del Xbuya-Ha. Condiciones estacionales

5.2.4. Condiciones extremas

Se ejecutaron dos simulaciones que ofrecen condiciones que están fuera del comportamiento normal en la zona. El evento de norte que se simula en este trabajo ocasionó inundaciones en Dzilam Bravo, esto no siempre ocurre con cada evento, sólo con velocidades de viento importantes puede suceder eso. Por otro lado las condiciones de Niño ocasionaron la elevación de salinidad en el acuífero y esto reduce el contraste entre el agua de mar y el agua dulce.

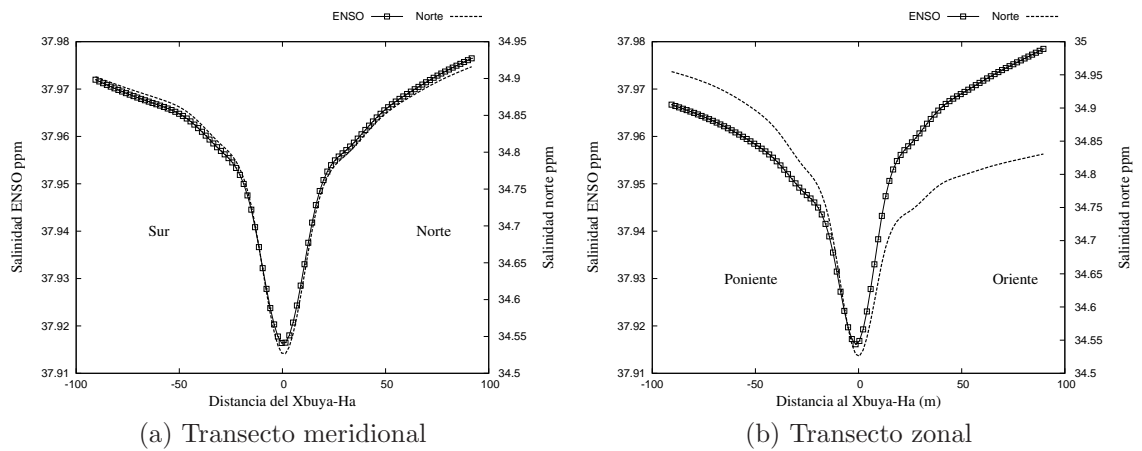


Figura 5.17: Transectos meridional y zonal alrededor del Xbuya-Ha. Condiciones extremas

5.3. Gradiente de salinidad en el espacio

Además de la distribución de salinidad espacial es conveniente obtener el gradiente de la distribución, con esta información se pueden localizar los frentes salinos además de ver la dirección preferencial de difusión de salinidad producto de la mezcla entre dos masas de agua. A continuación se presentan los gradientes espaciales bajo diferentes condiciones de modelado.

5.3.1. Condiciones ideales

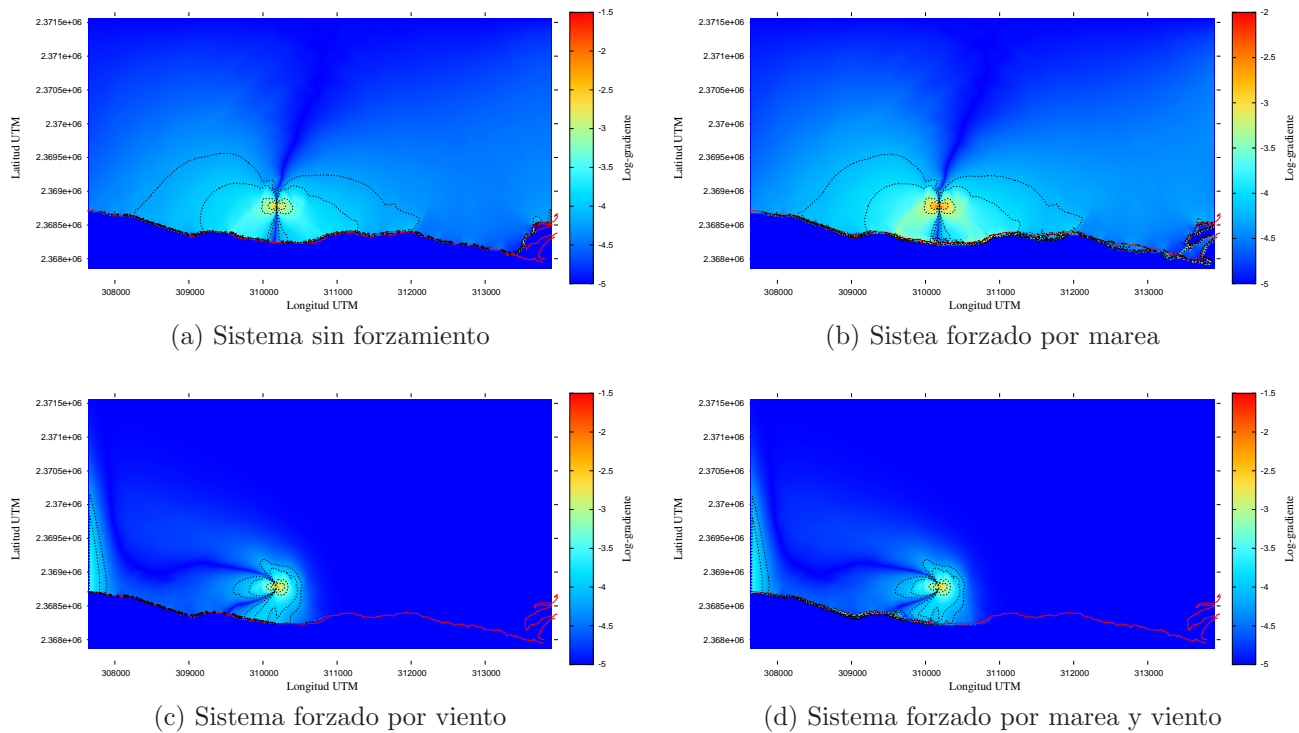


Figura 5.18: Gradiente de salinidad. Condiciones ideales. Los contornos están alrededor de los valores a)0.00005 b)0.0001 c)0.0005 d)0.001

El gradiente en las simulaciones, donde el sistema no está forzado por el viento, es suave y simétrico, en los casos que se ilustran en las figuras 5.18a y 5.18b. Cuando se agrega el efecto del viento a los forzamientos se puede ver como el gradiente es más abrupto y no es simétrico, el viento genera un frente de salinidad al oriente del ojo de agua por efectos de advección de las corrientes de agua de mar.

5.3.2. Condiciones viento

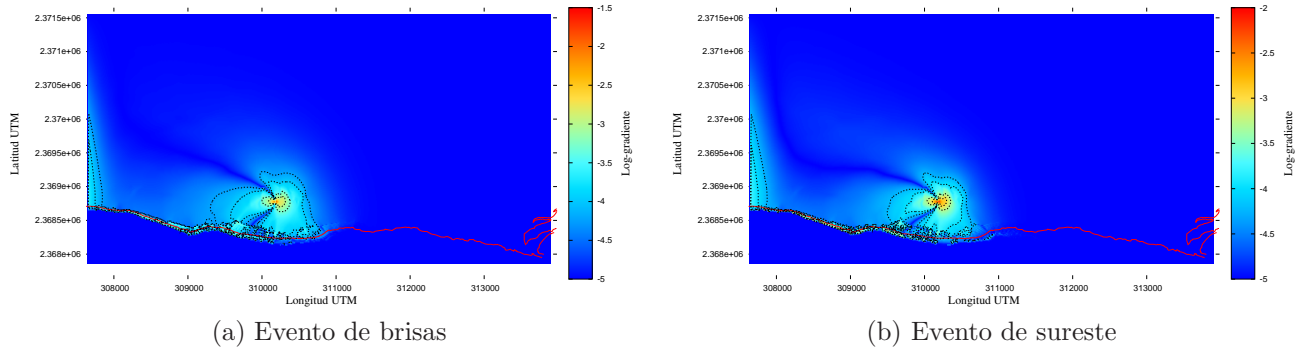


Figura 5.19: Gradiente salino. Condiciones de viento. Los contornos están ubicados alrededor de los valores a) 0.00005 b)0.0001 c)0.0005 d)0.001

Como se ha comprobado a lo largo de los resultados, el viento gobierna los procesos de dispersión del agua proveniente del acuífero. Para los dos eventos de viento que fuerzan el sistema, el gradiente tiene ligeras diferencias entre sí. La primera es que el evento de surestes disminuye el área abarcada por las isoclinas, otra diferencia es que las isoclinas del gradiente en el evento de sureste están más alejadas de la costa que en el evento de brisas, esto es consistente con la distribución observada en la pluma de salinidad descrita en la gráfica 5.9b

5.3.3. Condiciones estacionales

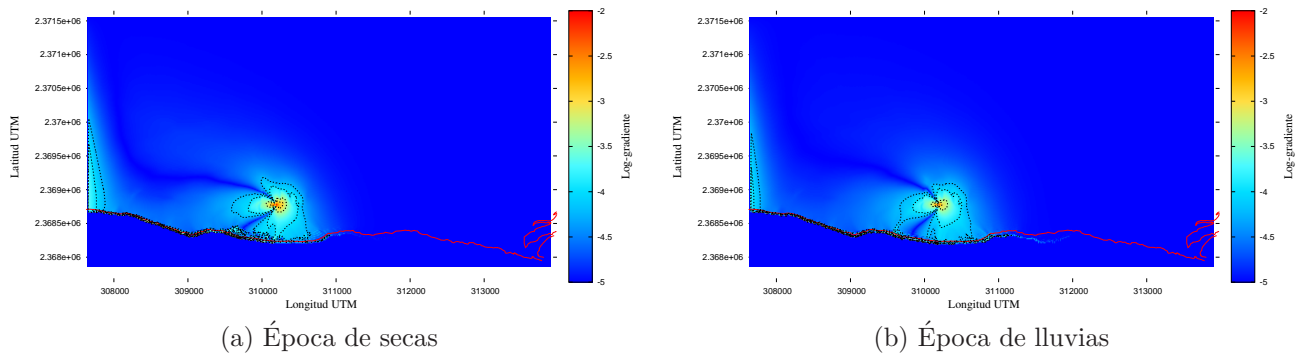


Figura 5.20: Gradiente salino. Condiciones estacionales. Los contornos están ubicados alrededor de los valores a) 0.00005 b)0.0001 c)0.0005 d)0.001

Las única variante en este par de simulaciones son las condiciones de contraste, debido a que el forzamiento de viento es el mismo, la forma predominante de la pluma y por ende

del gradientes son similares. Sin embargo el área de los frentes salinos son menores en las condiciones de contraste en época de lluvias que en la época de secas.

5.3.4. Condiciones extremas

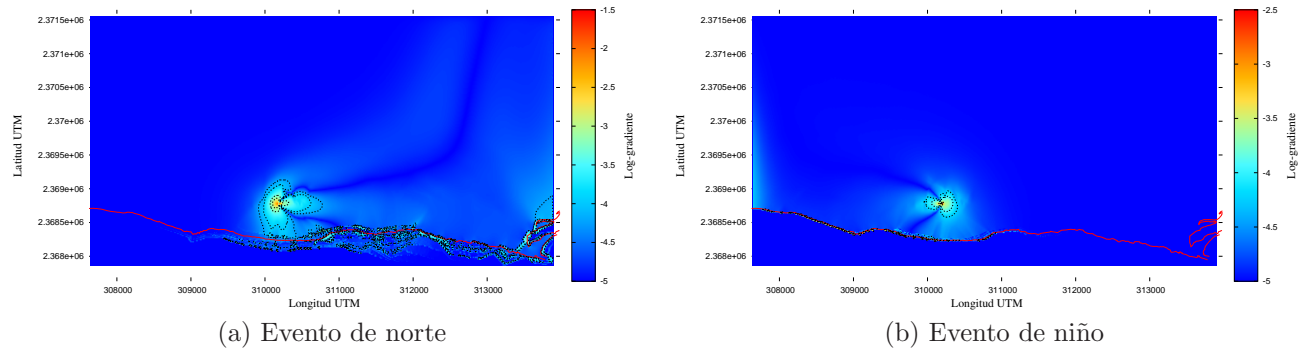


Figura 5.21: Gradiente salino. Condiciones extremas. Los ontornos estan ubicados alrededor de los valores a) 0.00005 b)0.0001 c)0.0005 d)0.001

El gradiente para el evento del norte es consistente con la forma de la pluma de salinidad mostrada con anterioridad. El frente salino producido por efectos de advección se encuentra ahora del lado poniente del ojo de agua. Por otro lado, el contraste reducido, debido al evento del Niño en el que el acuífero tuvo un incremento sensible de salinidad afecta a la zona de influencia halina, esto en términos del gradiente hace que las isolineas del gradiente se encuentren muy cercanas a la fuente de agua salobre.

5.4. Procesos de difusión y advección

Es importante saber que procesos de dilución dominan en la región bajo distintos escenarios y conocer de que manera se desplaza la parcela de agua proveniente del acuífero en el dominio y que tanto se dispersa en él.

5.4.1. Condiciones ideales

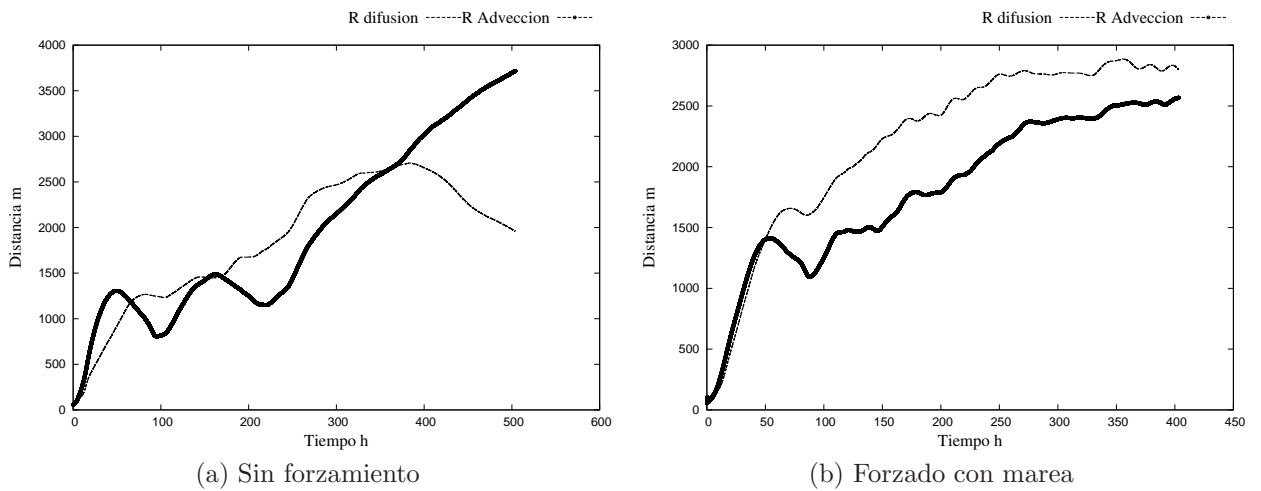


Figura 5.22: Distancias promedio de trazadores lagrangianos entre si y la DPSA. Condiciones ideales. En línea gruesa se pueden apreciar el proceso de advección y en la delgada el de difusión.

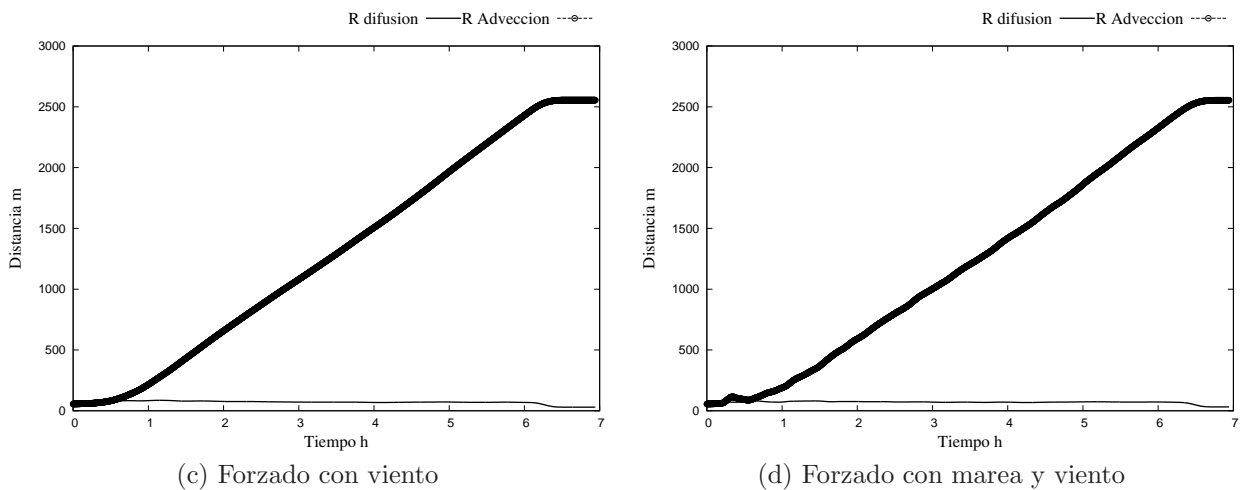


Figura 5.22: Distancias promedio de trazadores lagrangianos entre si y la DPSA. Condiciones ideales.

Estos resultados, además de confirmar la importancia del viento en la dinámica de la zona costera, muestran que, una vez que se implementa el viento como forzamiento en las simu-

laciones, los procesos de dilución del agua proveniente del acuífero en el mar estará dada fundamentalmente por procesos de advección y no de dispersión. También muestran que la marea tiene un papel importante en la dispersión del agua del acuífero en el mar, sin embargo su contribución es escasa en los procesos de dilución debido a que no introduce velocidades importantes debido al cambio de nivel del mar. Estos resultados son los únicos que se muestran ya que en los siguientes casos simulados en los que el viento es un forzamiento presente, el resultado comparativo entre los dos procesos tienen el mismo comportamiento.

DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos de las distintas simulaciones se han presentado y descrito en el capítulo anterior. En el presente capítulo se revisarán las implicaciones de los resultados observados en el capítulo 5. Este trabajo tiene como propósito analizar el efecto de los ojos de agua en la zona de estudio en términos halinos. Esto se puede hacer debido a que la salinidad es un elemento conservativo en las masas de agua, *i.e* la diferencia de salinidad entre una masa de agua y otra puede servir como trazador en el mar. Bajo este principio los gradientes de salinidad darán una idea de la capacidad de dispersión que tiene el sistema a las descargas subterráneas puntuales del acuífero.

En términos de distribución de salinidad, la zona de influencia de la DPSA en estudio se definió como la zona donde existe una salinidad 0.1ppm menor a la salinidad establecida para el mar. Esto es válido para casi todos los escenarios, sin embargo hay situaciones como sucede con el evento de Niño, que el contraste de salinidad es tan bajo que no se puede distinguir la zona de influencia con la definición antes mencionada. El área de influencia depende fundamentalmente de las condiciones hidrodinámicas y del gradiente de salinidad que exista entre el agua aportada por el Xbuya-Ha y la salinidad circundante del agua de mar. La respuesta hidrodinámica fundamentalmente se debe a la acción del viento, este forzamiento es quien gobierna la difusión advectiva en la zona de estudio, así que la zona de influencia fundamentalmente dependerá de las características del viento en la región.

A continuación se muestran las zonas de influencia que tiene cada simulación, se separan en tres grupos, el primero con las condiciones ideales, figura 6.1. El segundo con los forzamientos que inciden sobre la dinámica de la zona de estudio, figura 6.2. El tercero con las condiciones que varían los contrastes de salinidad y que tienen los mismos forzamientos que inciden en la hidrodinámica de la zona, evento de brisas, figura 6.3.

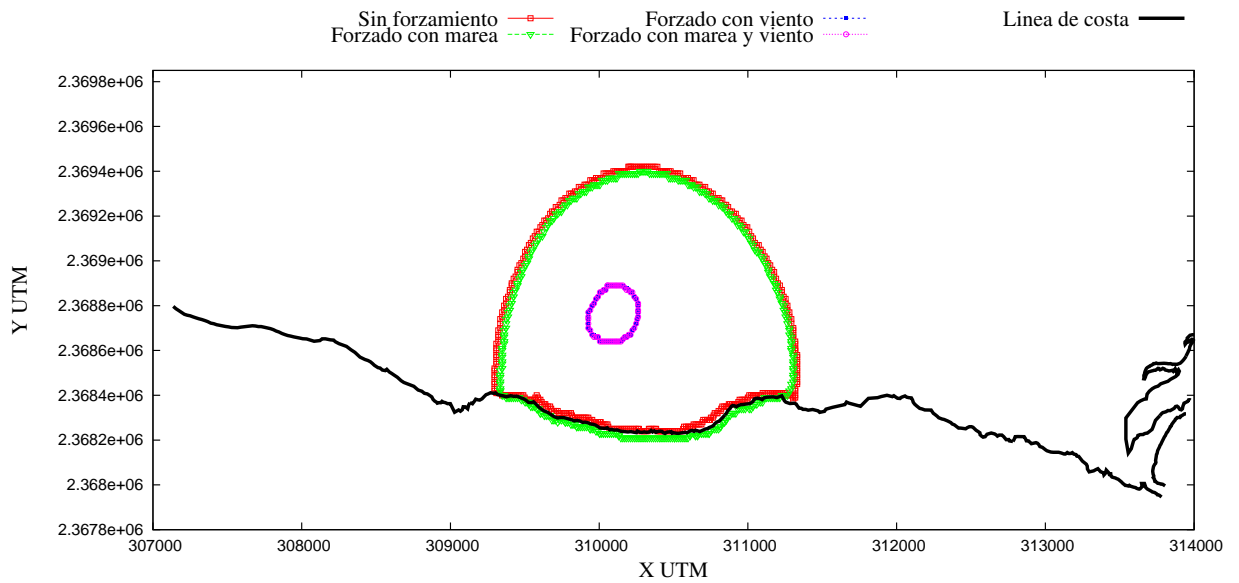


Figura 6.1: Zona de influencia con forzamientos ideales

A lo largo de la presentación de los resultados se ha podido constatar que el viento es el forzamiento que domina el proceso de dispersión del agua del acuífero, esto se debe a que los procesos de dispersión que gobiernan esta zona son de difusión advectiva, esto involucra la velocidad de los fluidos, de ahí que la marea tenga una contribución menor. La contribución de la marea en la difusión se puede observar en un ligero aumento de área en la zona de influencia cuando en el sistema se incluye el forzamiento de la marea. Figura 6.1.

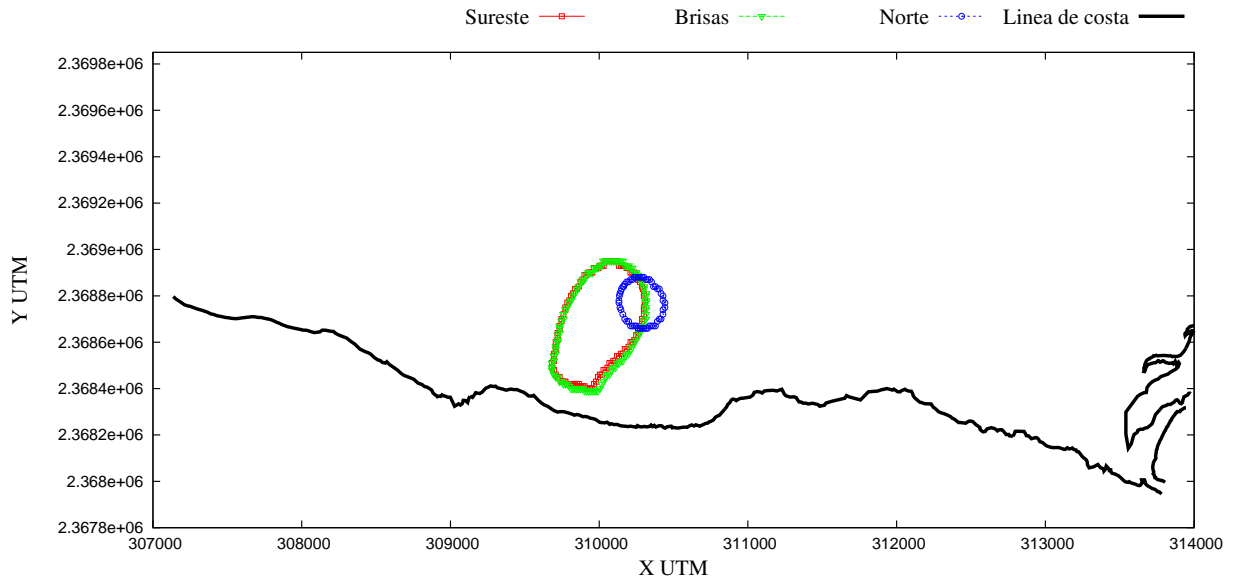


Figura 6.2: Zona de influencia con distintos eventos de viento

Los diferentes eventos de viento, además de dirigir la pluma de la descarga hacia un lugar preferencial, normalmente son hacia el poniente debido a la dirección predominante de vientos del este tiene un efecto en la zona de influencia de la pluma. Mientras más intensos sean los vientos menor será el área de influencia de la DPSA, por efectos de mezcla. Esto se puede observar con claridad en la figura 6.2, donde se muestra que el efecto de un norte intenso disminuye el área de influencia bajo las mismas características de contraste halino.

Debido a que la transferencia de masa se lleva a cabo por diferencia de concentraciones, a mayor contraste la transferencia se dará con mayor rapidez, y su influencia en términos espaciales. Esto mismo sucede con el contraste de salinidad entre el agua del acuífero y el mar.

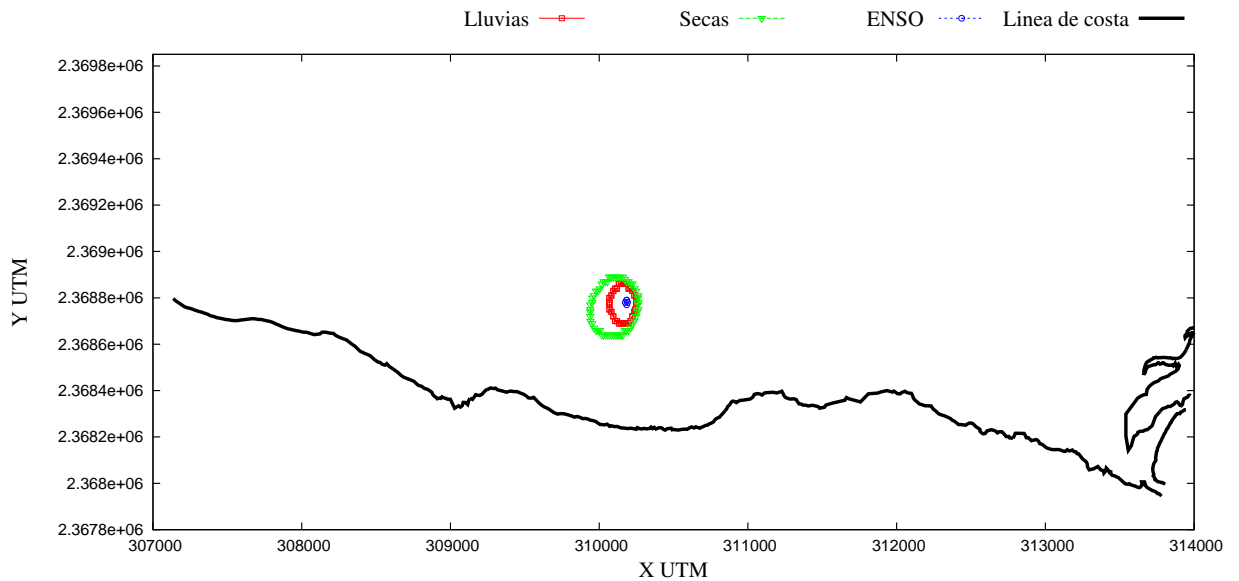


Figura 6.3: Zonas de influencia bajo distintas condiciones de contraste halino. Cuando el evento del Niño es tratado con los mismos parámetros que los demás su área de influencia es mínima.

La información de los transectos, uno zonal y uno meridional que se intersectan en el ojo de agua dan información de como es que se dispersa el agua del acuífero, esto a través del perfil de salinidades que se observan en los transectos. Para todas las simulaciones este perfil tiene la forma de una curva gaussiana propia de los procesos de difusión y difusión advectiva [Fischer H. B., 1979]. Esto se puede apreciar con facilidad en la sección 5.2. Los transectos se asemejan en forma a la distribución observada en el trabajo realizado por Valle-Levinson *et al*[Valle Levinson A., 2011], figura 2.25. Existe una diferencia marcada en el cambio que existe alrededor del Xbuya, en los datos de campo se puede apreciar un cambio en la salinidad de $6ppm$ en ambos transectos, tanto en el meridional como en el zonal. En los transectos obtenidos a partir de los resultados de la distribución salina en el espacio promediada en el tiempo se pueden apreciar que el cambio nunca supera $1ppm$. Esta diferencia se debe a que la simulación está hecha en dos dimensiones, las ecuaciones que resuelve el DELFT-FLOW en 2D son promediadas en la vertical. En la realidad este flujo es boyante debido a que tiene una menor densidad que el agua del mar y tiende a ocupar la zona superficial, al perder este efecto en el modelo no se pueden reproducir los datos obtenidos en campo.

Para cuantificar el área de influencia que ocurre en cada evento se integró el área dentro del contorno del área marcada. Los resultados se muestran en la siguiente tabla.

Caso	Contraste Δppm	Tipo de viento	Área km^2	%Área del dominio
Sin forzamiento	25	—	1.9169	8.3487
Solo marea	25	—	1.9004	8.2767
Solo viento	25	$10 \frac{m}{s}$, 45°	0.069887	0.30438
Marea y viento	25	$10 \frac{m}{s}$, 45°	0.069887	0.30438
Brisas	25	Brisas	0.25911	1.1285
Surestes	25	Sureste	.25911	1.1285
Norte	25	Norte	0.054313	0.23655
Lluvias	$\Delta S(t)$	Brisas	0.0249118	0.10852
Secas	$\Delta S(t)$	Brisas	0.0667772	0.02981
ENSO	$\Delta S(t)$	Brisas	0.001	0.004355

Tabla 6.1: Áreas de influencia según las condiciones de viento y de contraste. El contraste para los casos de lluvias, secas y ENSO son variables

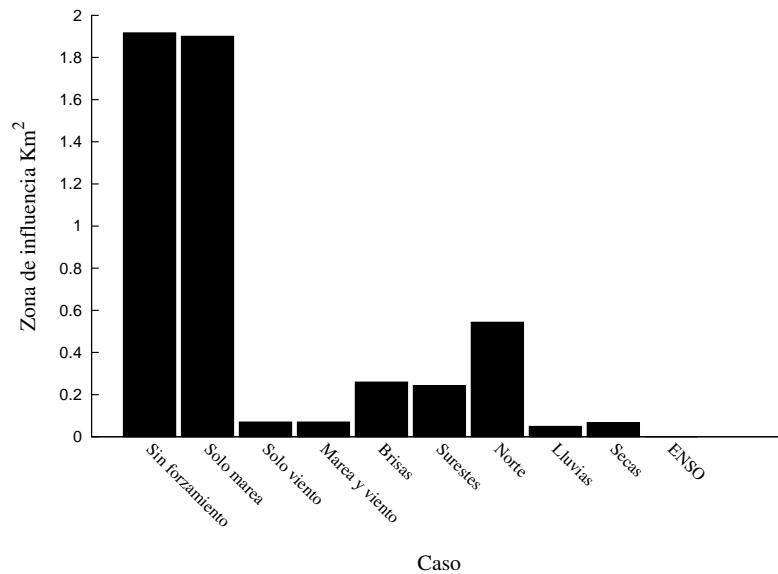


Figura 6.4: Áreas de influencia por caso. Bajo la consideración que en el evento ENSO tiene una definición del área de influencia un orden de magnitud más chico.

Un factor importante en la dinámica de las descargas es el tiempo de residencia que las parcelas de agua proveniente del acuífero tiene en el dominio. El tiempo de residencia en todos los casos es muy similar. En términos generales en todos los escenarios las par-

celas de agua tardan alrededor de $10h$, en promedio en un cuarto de ciclo de marea el agua aportada por el ojo de agua esta fuera del dominio, recorriendo alrededor de $2.5Km$.

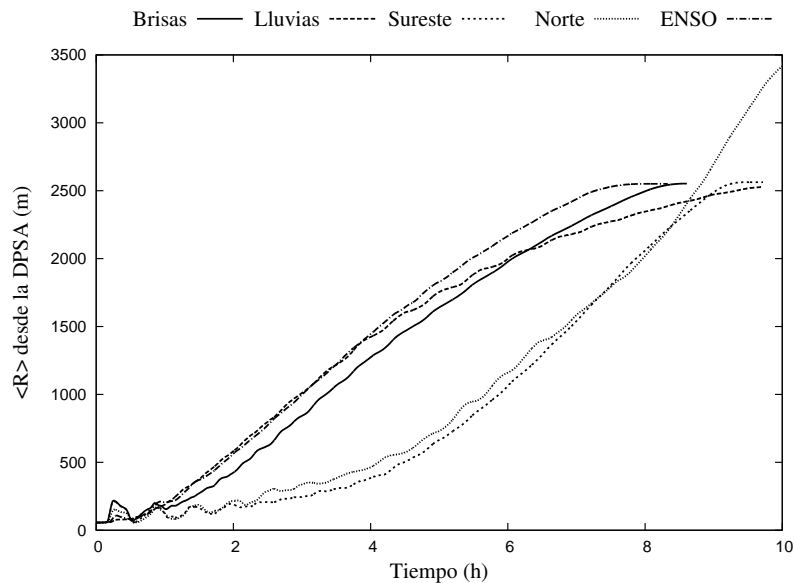


Figura 6.5: Tiempos de residencia en los distintos escenarios

Un forzamiento que se ha dejado de lado y que parecería ser importante en términos de mezcla de sustancias es el oleaje. Se sabe que el oleaje transmite sólo energía a través de su trayecto, lo cual implica que el transporte de masa es muy pobre, esto es cierto hasta el punto de rotura, la zona de rompiente es el único momento en el cual el oleaje transporta masa y energía. En la zona de estudio Dzilam Bravo, las olas no rompen si no hasta las inmediaciones de la línea de costa dejando por fuera la transmisión de masa y la posibilidad que tenga un impacto sobre la dispersión del agua proveniente del acuífero. Sin embargo, su papel en los procesos de mezcla deben ser importantes, pero evaluable sólo en un modelo 3D.

Las líneas de corriente en la zona tienen componentes paralelos a la costa mucho más grandes que los perpendiculares. Esto es un resultado común en las zonas costeras y es producto de geostrofia. Esto tiene un impacto directo en la dispersión del agua proveniente del acuífero, pues ocasiona que la pluma de dilución del ojo de agua quede siempre pegada a la costa a lo largo de todo el dominio y muy probablemente a lo largo de la costa. Si estos flujos junto con todos los componentes que llevan a cuevas no se dispersan de manera perpendicular a la costa la cantidad de nutrientes y contaminantes se irán sumando a lo largo de la costa donde se encuentren otras descargas puntuales submarinas

que son abundantes en la zona. Este es probablemente un detonador de mareas rojas que son recurrentes en la costa norte de la Península de Yucatán que no se ha tomado en cuenta, ya que además de los flujos puntuales existen flujos dispersos que incrementan la concentración de nutrientes no sólo por la concentración que llevan dichas corrientes, ya que al pasar a través de la matriz porosa ocurren reacciones químicas en la interfase del suelo marino que incrementan la cantidad de sustancias aprovechables por diversos organismos. Estas consideraciones se tienen que sumar a los diversos aportes que provienen de brazos de mar y dársenas ubicadas a lo largo de las costa.

La importancia de los frentes de salinidad, marcados por las isolíneas del gradiente, es debido a que en esa región se dan muchos procesos de mezcla que dan pie a reacciones químicas que en algunos casos dan como resultado un ambiente agresivo con el sustrato de la región [Back, 1979] y un incremento de nutrientes a lo largo de la mezcla de estos dos cuerpos de agua [Burnett W. C., 2003].

Ahora que se conoce la capacidad de dispersar el agua proveniente de una sola descarga submarina en la zona de estudio, una pregunta que queda abierta es la capacidad que las DPSA tienen en conjunto a lo largo de la costa de la Península de Yucatán de modificar las condiciones halinas y hasta que punto el sistema costero es capaz de dispersar esta agua que es una potencial entrada de contaminantes a la zona costera. Los aportes submarinos de agua continental pueden ser detonadores que no se han considerado en el estudio de mareas rojas debido a la gran cantidad de nutrientes que llevan desde tierra hasta la zona costera.

CONCLUSIONES

1. El aporte de agua continental vía las descargas puntuales submarinas es capaz de modificar las condiciones halinas locales abarcando un área de hasta 8.34 % del dominio del sistema definido si el sistema es forzado solo con marea .
2. Además de promover la mezcla entre el agua continental y el agua marina, el viento controla la dirección de la pluma y juega un papel fundamental en la dispersión del agua continental en el mar, es quien gobierna por procesos advectivos la mezcla y dilución del agua continental. El área de influencia de la descarga cuando el viento es incluido en el modelo es 27 veces mas chica que en los casos donde no fue considerado. La advección del agua continental en casos donde actúa el viento es dos ordenes de magnitud mayor que los procesos de difusión, cuando el sistema no es forzado con viento los procesos de advección y difusión son similares.
3. Los procesos de dispersión en la zona inmediata del ojo de agua son debidos a procesos de difusión, esto se puede deducir de la forma de los perfiles en los transectos zonales y meridionales promediados en el tiempo, la curva de salinidad a lo largo de los transectos se aproximan bien a una curva gaussiana, característica de procesos de difusión.
4. El tiempo que tarda una parcela de agua proveniente del acuífero en abandonar el dominio de simulación es alrededor de 10h en promedio, aproximadamente un tercio de ciclo de marea. La distancia que recorre es de $\sim 2.5Km$ desde la DPSA hasta la frontera de la malla.
5. El transporte es paralelo a la linea de costa, esto ocasiona que la zona de baja salinidad siempre quede pegado a la costa y se desplace ya sea hacia el poniente, en casos de circulación normal o hacia el oriente en condiciones de norte. Este patrón de transporte favorece que estas condiciones de baja salinidad se vean intensificadas debido a los aportes de agua continental a lo largo de toda la costa, debido al gran número de ojos de agua que se sabe que existen en la región.
6. Se postula que la diferencia entre los datos obtenidos en campo, y los cálculos obtenidos por el DELFT-FLOW en los transectos se debe a que el modelo resuelve

las ecuaciones promediadas en la vertical. Con esta consideración se pierde el efecto de flotación que tiene el agua continental al ser sensiblemente menos densa que el agua de mar. Esto tiene como consecuencia que la zona de baja salinidad esté confinada en un espacio muy reducido en la malla de calculo y que la diferencia entre la salinidad del mar y la evaluada en la vecindad del ojo de agua esté subestimada.

7. Se recomienda hacer experimentos en 3D para no perder los efectos del flujo boyante y poder tener una mejor representación de la distribución salina debido a las descargas submarinas del acuífero. Además Se tienen ubicados más ojos de agua submarinos cercanos al Xbuya-Ha, sin embargo no se tienen datos de la cantidad de agua que aportan a la zona costera, es recomendable que se midan estas descargas puntuales para tener un mejor escenario de lo que sucede en la zona de estudio.

BIBLIOGRAFÍA

- Back, W., B. H. T. P. L. P. A. W. (1979). Geochemical significance of groundwater discharge and carbonate solution to the formation of caleta xel ha, quintana roo, méxico. *Water Resour. Reser.*, **15**(6):1521–1535.
- Batllore-Samperdo E., González-Piedra J. I., D. S. J. F. J. L. (2005). Caracterización hidrológica de la región costera noroccidental del estado de Yucatán, México. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (59):74–92.
- Batllore-Sanpedro E., Febles-Patrón J. L., D.-S. J. (1999). Landscape Change in Yucatan's Northwest Coastal Wetlands (1948-1991). *Human Ecology Review*, **6**(1).
- Bauer-Gottwein P., R.N. Gondwe B., C. G.-M. L. R.-V. M. M.-A. G. (2011). Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, **19**:507–524.
- Bautista F., Aguilar-Duarte Y., B.-S. E. (2011). Amenazas, vulnerabilidad y riesgo de contaminación de las aguas subterráneas en la Península de Yucatán. *Teoría y Praxis*, (9):9–31.
- Burnett W. C., Bokuniewicz H., H. M. M. W. S. T. M. (2003). Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry*, **66**(1-2):3–33.
- Comisión Nacional del Agua (2011). *Estadísticas del agua en México, edición 2011*. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Fischer H. B., List E. J., K. R. C. I. J. B. N. H. (1979). *Mixing in Inland and Coastal Waters*. Academic Press.
- González Oreja J. A. (2002). El coprostanol como biomarcador de la contaminación fecal. Una revisión de sus aplicaciones en el medio marino. *Revista de la Sociedad Química de México*, **46**(4):341–348.
- Guebem K., Jae-Woong R., D.-W. H. (2008). Radium tracing of submarine ground water discharge (SGD) and associated nutrient fluxes in a highly-permeable bed coastal zone, Korea. *Marine Chemistry*, **109**:307–317.

- Hernández-Terrones L., Rebolledo-Vieyra M., M.-I. M. S. M. L.-C. A.-M.-R. E. (2011). Ground water Pollution in a Karstic Region (NE Yucatan): Baseline Nutrient Content and Flux to Coastal Ecosystems. *Water Air Soil Pollut*, **219**(1-4):517–528.
- INEGI (2010a). México en cifras. Información Nacional, por entidad federativa y municipios. <http://www.inegi.org.mx/sistemas/mexicocifras/default.aspx?e=31>.
- INEGI (2010b). Recurso electrónico del INEGI. Gráficas. <http://www.inegi.org.mx/Sistemas/MexicoCifras/Grafica/grafica.aspx?e=31&mun=0>.
- Kantún Manzano C. A. (2008). *Influencia de las descargas de agua subterránea en la costa de Dzilam Bravo, Yucatán. Tesis de Licenciatura*. Instituto Tecnológico de Conkal.
- Kantún Manzano C. A. (2011). *Aporte de Nutrientes de las Descargas Submarinas del Acuífero en Dzilam Bravo, Yucatán. Tesis de Maestría*. CINVESTAV.
- Leal-Bautista R. M., Hernández-Zárata G., J. M. N. A. C. R. G.-V. O. G. (2011). Pathogens and pharmaceuticals pollutants as indicators of contamination at the Northeastern Aquifer of Quintana Roo. *Tropical and Subtropical Agroecosystems*, **13**:211–219.
- Mariño Tapia I., Enríquez Ortiz C., H. S. J. C. F. L. C. V. V. M. I. K. M. C. (2009). *Evaluación de la interfase salina para el desarrollo y manejo integral de la zona costera en Yucatán*. CINVESTAV.
- Marín L. E. (1990). *Field investigation and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatán. Tesis Doctoral*. Northern Illinois University.
- Marín Stillman L. E., Pacheco Ávila J. G., M. R. R. (2007). *Hidrogeología de la Península de Yucatán*. XV Congreso de la Sociedad Mesoamericana para la Biología y la Conservación. Mérida Yucatán.
- Metcalf C. D., Beddows A. P., G. B. G. M. T. L. L. H. V. L. H. (2011.). Contaminants in the coastal karst aquifer system along the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula, Mexico. *Environmental Pollution.*, **159**:991–997.
- Núñez Fernández T. I. (2012). *Contribuciones de las componentes astronómicas, meteorológicas y oceanográficas en el nivel del mar en el noroeste de la Península de Yucatán. Tesis de Maestría*. CINVESTAV.
- Silva Casarín R. (2005). *Análisis y descripción estadística del oleaje*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ingeniería.
- Steinich, B., M. L. E. (1996). Hydrogeological Investigations in Northwestern Yucatan, Mexico, Using Resistivity Surveys. *Ground Water*, **34**(4):640–646.

- Urrea Mariño U., Árcega-Cabrera F., M. n. T. I. N. n.-B. E. (2011). Coprostanol asociado a descargas submarinas del acuífero en Dzilam de Bravo, Yucatán México. XV Congreso de la Sociedad Mesoamericana por la Biología y la Conservación, Mérida Yucatán.
- Valle Levinson A., Mariño-Tapia I., E. C. W. A. (2011). Tidal variability of salinity and velocity fields related to intense point-source submarine groundwater discharges into the coastal ocean. *Limnol. Oceanogr.*, **56**(4):1213–1224.
- Vélez Otálvaro M. V., V. A. L. M. (2012). Métodos para determinar la recarga en acuíferos. *Avances en Recursos Hídricos*, **11**:51–62.
- Vera Manrique I. (2012). *Forzamientos Meteorológicos y Oceanográficos que gobiernan las descargas submarinas del acuífero. Tesis Doctoral*. CINVESTAV.
- Villasuso Pino M. J., Sánchez y Pinto I. A., C. M. C. C. S. R. B. E. G. S. C. J. P. E. P. P. A. C. (2011). Hydrogeology and conceptual model of the karstic coastal aquifer in northern Yucatan State, Mexico. *Trop. and Subtrop Agroecosystems*, **13**:243–260.
- Walstra L. C., Van Rijn L. C., B. H. V. O. M. (2001). Evaluation of a hydrodynamic area model based on the COAST3D data at Teignmouth 1999. *Report TR121-EC MAST Project No. MAS3-CT97-0086, HR Wallingford, UK.*, :D4.1–D4.4.