Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



Doctorado en Ciencias en Oceanografía Física

Dinámica costera en la entrada del Golfo de California y su interacción con la península de Baja California

Tesis para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de Doctor en Ciencias

Presenta:

Jonathan Bruno Valle Rodríguez

Ensenada, Baja California, México 2021 Tesis defendida por Jonathan Bruno Valle Rodríguez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Armando Trasviña Castro Director de tesis

Miembros del comité

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra

Dr. Aurelien Paulmier

Dra. Ana Laura Flores Morales

Dr. Rubén Castro Valdez



Dr. José Gómez Valdés Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

> **Dra. Rufina Hernández Martínez** Directora de Estudios de Posgrado

Jonathan Bruno Valle Rodríguez © 2021 Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis Resumen de la tesis que presenta **Jonathan Bruno Valle Rodríguez** como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física

Dinámica costera en la entrada del Golfo de California y su interacción con la península de Baja California

Resumen aprobado por:

Dr. Armando Trasviña Castro Director de tesis

La Entrada del golfo de California (EGC) es una región dinámica debido a la interacción de diferentes masas de agua superficiales y a los patrones de circulación durante invierno y verano. El propósito de este trabajo es estudiar la dinámica de esta región a través de sensores remotos, dando énfasis a la circulación entre la península y la región oceánica de la entrada. La región ha sido estudiada anteriormente con datos de altimetría de baja resolución (0.25° × 0.25°), distribuidos por CMEMS para usarse en el dominio oceánico, presentando limitaciones en zonas costeras. Aquí se utilizó altimetría reprocesada para zonas costeras. El objetivo es combinar datos costeros de nivel del mar de altimetría (~7 km a lo largo del track) con los registros de mareógrafos. Se usó el modelo global TPXO9 para sustraer las principales componentes de marea de las misiones altimétricas y obtener las anomalías de nivel de mar (SLA, por sus siglas en inglés). Se construyeron mapas de alta resolución (~7km × 7km) de SLA y corrientes geostróficas, interpolando los tracks de las misiones altimétricas y mareógrafos a una malla regular. Se generaron mapas semanales y mensuales para el periodo de 2002 a 2016. También se analizó los datos de temperatura superficial del Grupo de Alta Resolución de Temperatura Superficial del Mar (GHRSST, por sus siglas en inglés) y vientos del re-análisis del Centro Europeo de Pronostico de Rango Medio (ECMWF, por sus siglas en inglés). Se construyeron mapas climatológicos de SLA, vientos, temperatura y corrientes geostróficas, que describen un flujo predominante hacia el sur en invierno e inicios de primavera, con temperaturas de 21°-25°C y vientos del noroeste ~5 ms⁻¹ en la EGC. En febrero y marzo, el flujo de la costa occidental de la península, atribuida a la Corriente de California, alcanza la EGC y se une al flujo saliente del golfo formando un remolino anticiclónico con velocidades superficiales de ~0.3 ms⁻¹. De mayo a septiembre se observa el avance hacia el polo de la Corriente Costera Mexicana (CCM), identificándolas con el avance de las isotermas de 26°C o superiores, consistentes con la advección de aguas cálidas de origen tropical y con velocidades promedio de 0.3 ms⁻¹. De julio a septiembre la CCM se desprende de la costa (20°-23°N) y forma un giro ciclónico de gran extensión en la boca del golfo (~23°N). En estos meses el viento de la costa occidental de la península gira ciclónicamente hacia la entrada, produciendo un rotacional importante del esfuerzo del viento $(2 - 6 \times 10^{-7} \text{ Nm}^{-3})$ al sur de la península. El océano superior responde con un flujo costero hacia el polo en la costa sur-occidental de la península, acarreando aguas de la EGC. Este flujo costero presentó velocidades promedio de 0.25 ms⁻¹ y un ancho de 50 a 90 km. Con datos de cruceros alrededor de la península en julio y agosto de 1995 se estimó que su extensión vertical alcanzó los 100 m de profundidad. Este flujo se observó anualmente entre los meses de julio y octubre.

Palabras clave: Altimetría costera, Corriente Costera Mexicana, Flujo costero hacia el polo, giro ciclónico, rotacional del esfuerzo del viento.

Abstract of the thesis presented **by Jonathan Bruno Valle Rodríguez** as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in Physical Oceanography

Coastal dynamics at the entrance to the Gulf of California and its interaction with the Baja California peninsula

Abstract approved by:

Dr. Armando Trasviña Castro Thesis Director

The entrance zone of the Gulf of California (EGC) is a dynamic region due to the interaction of water masses on the surface and the circulation patterns during winter and summer seasons. The purpose of this work is to study the dynamics of this region through remote sensing, emphasizing the circulation between the peninsula and the oceanic region of the entrance. The region has been previously studied with low resolution altimetry data ($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$), distributed by CMEMS to be used in the oceanic domain, presenting limitations in coastal areas. In this work, reprocessed altimetry was used specifically for coastal areas. The goal is to combine coastal sea level altimetry data (~ 7 km along the track) with tide gauge records. The global TPXO9 model was used to subtract the main tidal components from the altimetry missions and obtain the sea level anomalies (SLA). Subsequently, high resolution maps (~ 7km × 7km) of SLA and geostrophic currents were constructed, interpolating the tracks of the altimetry missions and tide gauges to a regular grid. Weekly and monthly maps were generated for the period 2002 to 2016. Surface temperature data from the High Resolution Group on Sea Surface Temperature (GHRSST) and winds from the re-analysis of the European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) were also analyzed. Climatological maps of SLA, winds, temperature and geostrophic currents were constructed, which describe a predominant flow towards the south in winter and early spring, with temperatures of 21° - 25°C and northwest winds ~5 ms⁻¹ over the EGC. In February and March, the flow from the west coast of the peninsula, attributed to the California Current, reaches the EGC coast and joins the outgoing circulation of the Gulf of California forming an anticyclonic circulation with surface velocities of ~0.3 ms⁻¹. Between May and September, the advance towards the pole of the Mexican Coastal Current (CCM) is appreciated, identifying them with the advance of isotherms of 26°C or higher, consistent with the advection of warm waters of tropical origin and with average speeds of 0.3 ms⁻¹. In the months of July to September, the CCM detaches from the coast north of Cabo Corrientes, between 20° - 23°N, and forms a cyclonic gyre that dominates the surface circulation around the mouth of the gulf (~ 23°N). We found that in these months the wind coming from the west coast of the peninsula turns cyclonically toward the entrance, producing an important curl of the effort of the wind $(2 - 6 \times 10^{-7} \text{ Nm}^{-3})$ around the tip of the peninsula. The upper ocean responds with a poleward coastal flow on the southern western coast of the peninsula, carrying waters from the EGC. This coastal flow presented average velocities of 0.25 ms⁻¹ and a width of 50 to 90 km. With data cruises around the peninsula in July and August 1995 it was estimated that its vertical extent reaches 100 m depth. This flow was observed annually between the months of July and October.

Keywords: Coastal altimetry, Mexican Coastal Current, Poleward coastal flow, cyclonic gyre, wind stress curl.

Dedicatoria

A mis padres Luz Marleny y Santiago, a mis hermanos Lidia, Arturo, Ana, Vanessa, Jhoan; y especialmente a mi novia Laura.

Agradecimientos

Agradezco de manera especial a mi director de tesis, el Dr. Armando Trasviña Castro por todos estos años de aprendizaje a su lado, que inicio desde la maestría y continuo con el doctorado. Muchas gracias por tu paciencia, dedicación, y por tu amistad.

A los miembros de mi comité de tesis, al Dr. Aurelien Paulmier, a quien tuve el gusto de conocer en Perú y que fue mi director de tesis de licenciatura, al Dr. Alejandro Pares y Dra. Ana Laura Flores, a quienes conocí durante la maestría y al Dr. Rubén Castro que me expreso su apoyo para la realización de esta tesis. Muchas gracias por su dedicación y apoyo.

A los maestros del posgrado por las enseñanzas impartidas. Al personal de Dirección de Estudios de Posgrado. Un agradecimiento especial al personal técnico y profesional de la Unidad La Paz, Laura, Juan, Ramón, Nando, Hugo, Emilio, Lalo, Miguel, que me albergaron por varios años y con quienes compartí seminarios, carnes asadas y muchos momentos agradables.

A mis compañeros durante la maestría y doctorado. Al grupo de amigos peruanos, Fernando, Jonathan (Yonchi), Jean Carlo, Rosmery, con quienes me sentí más cerca de casa. A los miembros del grupo de Oceanografía Tropical y Laboratorio SERVANT, Jesenia, Romeo, Alfredo.

A mis padres Luz Marleny y Santiago quienes estuvieron dándome su apoyo en todo momento y han estado a mi lado a pesar de la distancia. A mis hermanos(as), tíos(as) y demás familiares que me animan desde Perú. A mi novia Laura por su compañía, su amor, confianza y apoyo incondicional. A mis suegros Tonio y María Ángeles que me han brindado su afecto y me apoyan desde España. A mis grandes amigos Edward y Jaime, cuya amistad perdura aun cuando estamos lejos.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y al posgrado de Oceanografía Física por abrirme las puertas a los nuevos conocimientos adquiridos, y apoyarme en la movilidad hacia la Unidad de La Paz, B. C. S.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo económico que me permitió realizar los estudios como becario (CVU 546913). Al CEMIE-Océano, proyecto R-LT1, 7312, quienes han financiado esta última etapa de mi investigación.

Tabla de contenido

Página

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	xii

Capítulo 1. Introducción.

1.1	Visión General de la entrada del golfo de California					
1.2	Antecedentes de circulación en la entrada del golfo de California	3				
1.3	Antecedentes teóricos	8				
1.4	.4 Hipótesis					
1.5	Objetivos	9				
	1.5.1 Objetivo general	9				
	1.5.2 Objetivos específicos	9				

Capítulo 2. Datos

2.1 Altimetría satelital costera	
2.1.1 Datos de X-TRACK	13
2.1.2 Temperatura superficial y vientos	14
2.2 Datos de mareógrafos	15
2.3 Datos hidrográficos	17

Capítulo 3. Metodología

3.1	Validación de datos altimétricos	19
3.2	Tratamiento de datos de CryoSat-2	24
3.3	Mapas de alta resolución	25

Capítulo 4. Resultados

4.1	Viento climatológico	30
4.2	Mapas climatológicos de SLA de CMEMS y temperatura superficial	32
4.3	Altimetría costera en la entrada del golfo de California	35
4.4	Validación de CryoSat-2	41
4.5	Mapas de SLA de alta resolución	44
4.6	Resultados de datos hidrográficos	52

Capítulo 5. Discusión

5.1 Mapas de SLA de CMEMS y SLA de 7 km	59
5.2 Circulación superficial de crucero y corrientes de alta resolución	60
5.3 Modelo numérico y mecanismo de la circulación hacia el polo	66
Capítulo 6. Conclusiones	70
Literatura citada	74

Lista de figuras

Figura

1	Mapa de la entrada del golfo de California. La escala de color representa la profundidad en metros. Los contornos resaltan las isobatas de 100 y 1000 m. Los círculos magenta representan la ubicación de los mareógrafos en Cabo San Lucas (CSL), Pichilingue (PI), Topolobampo (TO), Mazatlán (MZ), San Blas (SB) e Islas Marías (IM). Las batimetrías son obtenidas de GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans, Weatherall et al., 2015).	1
2	Izquierda, sección de salinidad. La imagen inferior corresponde parcialmente a la zona de estudio y la línea continua a la sección de mayor resolución a lo largo de 23º15'N (entre la península de Baja California y Mazatlán). Derecha, sección de flujo baroclínico (cms ⁻¹) para la misma ubicación relativo a 1500 db. Los valores positivos (negativos) indican flujos hacia el norte (sur) de la sección. (Fuente: Roden, 1972)	4
3	Secciones obtenidas con los datos de CTD y ADCP (75KHz) del barco. (a) Salinidad (contornos de 0.1), (b) Temperatura (°C) con contornos de 1°C y (c) Velocidad norte- sur (ms ⁻¹), hacia el sur (norte) negativos (positivos). Tomado y modificado de Collins et al. (2015)	5
4	(a) Imagen de temperatura superficial de AVHRR para el 11 de noviembre de 2004 (color). Las flechas corresponden a las corrientes medidas con ADCP de barco. Tomado de Collins et al. (2015). (b) Velocidades geostróficas superficiales de AVISO (flechas grises) y de corrientes de ADCP (flechas negras). Tomado de Castro et al. (2017)	5
5	Corrientes obtenidas de LADCP promediados en las capas de 8 a 50 m y de 50 a 100m (Tomado de Lavín et al., 2009)	6
6	Tracks de derivadores para los meses de agosto de 2004 a 2006 (flechas azules, rojas y verdes). Tomado y modificado de Lavín et al. (2014)	7
7	Principio de altimetría satelital. El Rango (Range) corresponde a la distancia entre el satélite y la superficie del mar. Las estaciones en Tierra (Laser y Doris) sirven para conocer la posición y la órbita del satélite. Sea surface height, dynamic topography, geoid, ellipsoid son los términos en inglés para altura superficial del mar, topografía dinámica, geoide y elipsoide respectivamente. Fuente: <u>http://www.altimetry.info</u> /radar-altimetry-tutorial/how-altimetry-works/basic-principle/	10
8	Tracks de las misiones altimétricas utilizadas en este estudio. Los tracks de la misión CryoSat-2 no son procesadas por X-TRACK. Los círculos celestes representan las ubicaciones de los mareógrafos de la Tabla 3	13
9	Variabilidad de nivel del mar (registro de nivel del mar después de restar el promedio). Las posiciones de cada mareógrafo son mostradas en la Fig. 6	17

10	Área de muestreo del crucero PESCAR-06 en julio de 1995. Los puntos magenta corresponden a las estaciones hidrográficas y los contornos a la batimetría de la zona. Tomado de Alvarado Graef, 1998	18
11	Área de muestreo del crucero PESCAR-07 (golfo de California) y PATO 4 (extremo sur de la península) en agosto de 1995. Los puntos corresponden a las estaciones hidrográficas y el contorno verde corresponde a la batimetría de 100m y la morada a la de 1500 m. Las batimetrías son obtenidas de GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans, Weatherall et al., 2015)	18
12	Ubicaciones de mareógrafos (círculos rojos). Los tracks altimétricos para cada misión son representadas como líneas punteadas en la figura central. En las esquinas se resaltan las posiciones de los puntos altimétricos usados para la validación (círculos pequeños resaltados en rojo). El rombo verde corresponde a un punto de cruce de la misión Envisat (EN) que es comparada con el mareógrafo en Pichilingue	20
13	Arriba, mapa de amplitudes en cm. Abajo, mapas de fases en grados respecto al meridiano de Greenwich. Los mapas corresponden a las componentes diurnas obtenidas del modelo TPXO9 en nuestra zona de estudio. Los puntos negros son las ubicaciones de los mareógrafos	28
14	Similar a la Figura 11 pero para componentes semidiurnas. Amplitudes en cm y fases en grados respecto al meridiano de Greenwich	28
15	Índice Multivariado de El Niño-Oscilación del Sur (MEI) para el periodo de 2002 a 2016. Los círculos rojos corresponden a los meses con índice mayor a ± 1.5	31
16	Mapas climatológicos de viento y rotacional. Las flechas indican la dirección y su tamaño la magnitud del viento con unidades en ms ⁻¹ . Los mapas de color corresponden al rotacional producido por los vientos. Los valores del rotacional son del orden de 10 ⁻⁷ Nm ⁻³	31
17	Mapa climatológico mensual de SLA de CMEMS (cm), basado en el periodo 2002- 2016	33
18	Mapa climatológico de Temperatura superficial (SST), para el periodo comprendido entre 2002 a 2016 a partir de los datos de GHRSST. La isoterma de 21°C delimita el máximo de la masa de agua de la corriente de California (lado occidental de la península) y la isoterma de 25°C es la menor temperatura de las aguas tropicales	34
19	(a) Nivel del mar en Cabo San Lucas del mareógrafo de la SEMAR; (b) primera comparación entre SLA _{TG31} (línea negra) de mareógrafo y SLA _{XT} (línea roja) de la misión Jason2; (c) segunda comparación, extrayendo 18 componentes al mareógrafo (SLA _{TG18} , línea azul) y altímetro (SLA _{JA18} , línea naranja)	38
20	Similar a la Figura 17, utilizando el mareógrafo de Cabo San Lucas del CICESE	39

21	Nivel del mar en Mazatlán; (b) primera comparación entre la serie de SLA _{TG31} (línea negra) de mareógrafo y SLA _{XT} (línea roja) de la misión Jason; (c) similar a (b) pero extrayendo solo 18 componentes de marea; (d) comparación entre mareógrafo (SLA _{TG16} , línea azul) y la misión Geosat Follow On (SLA _{GF016} , línea naranja) extrayendo 16 componentes; (e) comparación entre mareógrafo (SLA _{TG11} , línea celeste) y la misión Envisat (SLA _{EN11} , línea magenta) extrayendo 11 componentes de marea	40					
22	SLA del mareógrafo en Cabo San Lucas después de extraer 8 componentes de marea y la corrección dinámica atmosférica. Unidades en metros	41					
23	Diferencias de SLA entre mareógrafos y misión CryoSat-2 (en metros). (a) utilizando las correcciones especificadas para nuestra zona de estudio. (b) utilizando las SLA de CryoSat-2 por defecto. La estrella verde muestra la ubicación del mareógrafo	42					
24	Comparación de SLA _{TGCSL} (línea punteada negra) y SLA _{C2Pro} (línea punteada roja) a 23 km de la línea de costa	43					
25	Diagrama Hovmuller de SLA (m) basado en los tracks de CryoSat-2 a 20 Hz along-track en la ubicación de Cabo San Lucas	43					
26	Mapa climatológico de anomalías de nivel del mar (SLA, en centímetros) basado en el periodo 2002-2016. Los contornos continuos (discontinuos) corresponden a los valores positivos (negativos)						
27	Mapas climatológicos de corrientes geostróficas (ms ⁻¹) obtenidas a partir de los mapas climatológicos de SLA. La escala de color indica la magnitud. Solo se representa la tercera parte de las flechas	48					
28	(a) Mapa del sur de la península. Los puntos rojos corresponden a la sección tomada para la serie de tiempo de la SLA. (b) Serie de tiempo de SLA (m) de 2002 a 2016 basado en datos mensuales. (c) Serie de tiempo para el año 2002 basado en mapas semanales de SLA (m), los contornos son cada 0.04 m. (d) Componente U de las corrientes geostróficas (ms ⁻¹) semanales del 2002 para la sección mostrada en (a), los valores positivos (marrones)/negativos (azul oscuro) indican flujo hacia el este/oeste. Los contornos son cada 0.05 ms ⁻¹	50					
29	Izquierda: Mapa del sur de la península y área abarcada por el crucero Pescar-06 (julio de 1995). Los puntos negros son las posiciones interpoladas y los circulo rojos las secciones S1 a S3. Centro: Mapa de temperatura a 2m de profundidad. Derecha: Mapa de salinidad a 2m de profundidad	53					
30	Arriba: Secciones del transecto S1. Velocidad geostrófica (ms ⁻¹) con respecto al nivel de referencia de 250 m (panel izquierdo). Los valores positivos (negativos) indican flujo hacia el este (oeste) de la sección. Sección de Temperatura (°C) y Salinidad (g kg ⁻¹) en el panel central y derecho respectivamente. Abajo: Secciones del transecto S2 para las mismas variables. Ambas secciones son del crucero PESCAR-06 (julio 1995).	54					

х

31	Izquierda: Mapa de la punta de la península y área abarcada por el crucero PESCAR- 07 y PATO-04. Los puntos negros son las posiciones interpoladas y los circulo rojos las secciones S1 y S2. Centro: Mapa de temperatura a 1m de profundidad. Derecha: Mapa de salinidad a 1m de profundidad	55
32	Arriba: Secciones del transecto S1. Velocidad geostrófica (ms ⁻¹) con respecto al nivel de referencia de 250 m (panel izquierdo). Los valores positivos (negativos) indican flujo hacia el este (oeste) de la sección. Sección de Temperatura (°C) y Salinidad (g kg ⁻¹) en el panel central y derecho respectivamente. Abajo: Secciones del transecto S2 para las mismas variables. Ambas secciones son del crucero PESCAR-07 y PATO-04 (agosto de 1995)	58
33	Rmse entre los mapas semanales de CMEMS y los procesados bajo nuestra metodología, para el periodo comprendido entre 2002 a 2016 y en los primeros ~100 km con respecto a la línea de costa	60
34	(a) Corrientes promedio entre 20 – 40 m de ADCP para junio de 2003, tomado de Lavín et al. 2006. (b) Anomalías de nivel del mar (color) y corrientes (flechas) para las fechas de este crucero. Solo se representa la mitad de los vectores	61
35	(a) Corrientes promedio entre 20 – 40 m de ADCP para junio de 2005, tomado de Lavín et al. 2006. (b) Anomalías de nivel del mar (color) y corrientes (flechas) para las fechas de este crucero. Solo se representa la mitad de los vectores	62
36	(a) Corrientes promedio entre 8 – 50 m de LADCP para junio de 2004, tomado de Lavín et al. 2009. (b) Anomalías de nivel del mar (color) y corrientes (flechas) para las fechas de este crucero. Solo se representa la mitad de los vectores	64
37	(a) Corrientes promedio entre 8 – 32 m de SADCP para abril de 2013, tomado de Castro et al. 2017. (b) Anomalías de nivel del mar (color) y corrientes (flechas) para las fechas de 16 a 22 de abril de 2013. Solo se representa la mitad de los vectores	65
38	(a) Serie de tiempo de la Componente U de las corrientes geostróficas (ms ⁻¹) semanales del 2002 para la sección mostrada a la izquierda, los valores positivos (marrones)/negativos (azul oscuro) indican flujo hacia el este/oeste. Los contornos son cada 0.05 ms ⁻¹ . (b) Serie de tiempo para el mismo año, del rotacional del esfuerzo de viento a lo largo de la sección en la izquierda de la figura. Los valores del rotacional son del orden de 10 ⁻⁷ Nm ⁻³	68
39	Diagrama esquemático de la circulación en la entrada al Golfo de California. El viento se representa por la flecha discontinua en color rojo. La temperatura superficial con líneas discontinuas amarrillas. La Corriente Costera Mexicana (CCM) con las flechas azul y celeste en la figura derecha. La Corriente de California (CC) por las flechas moradas. El Flujo costero hacia el Polo (FP) es apreciable solo en verano (flecha	
	verde). El agua del Golfo de California (AGC) en línea naranja	73

xi

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Principales características de las misiones altimétricas	12
2	Características y correcciones aplicadas en los datos de X-TRACK	14
3	Ubicación y periodo de registro de mareógrafos. (*) Corresponde a CICESE. Las posiciones de cada mareógrafo están en la Figura 6	16
4	Principales componentes de marea en la entrada del golfo de California. Los valores de Promedio y Rango están en cm; RO es el rango óptimo. Las 3 últimas columnas corresponden al periodo de aliasing de cada componente y para cada misión. Los valores en rojo son las componentes no resueltas para cada misión	23
5	Modelos globales de marea	27
6	Valores de RSS para cada modelo según la ubicación del mareógrafo. Los valores en negrita resaltan las ubicaciones donde los modelos tienen mejores resultados	27
7	Comparación de amplitudes (Amp) y fases (Pha) de los mareógrafos en Cabo San Lucas y la misión Jason. Las fechas corresponden al periodo usado en ambas series de datos. Los valores en negrita corresponden a las componentes mejor estimadas por los altímetros	37

1.1 Visión General de la entrada del golfo de California

La entrada del golfo de California (Figura 1) se encuentra en comunicación directa con el Océano Pacífico Tropical Oriental. En esta área se alcanzan profundidades alrededor de los 3000 m y disminuyen hacia el interior del golfo (Lavín y Marinone, 2003). Asimismo, sobre esta región confluyen 3 tipos de masas de agua superficiales, que abarcan ~150 m de profundidad (Collins et al., 1997). Estas corresponden a Aguas de la corriente de California (CCW, por sus siglas en ingles), Agua del golfo de California (GCW, por sus siglas en ingles) y Agua Tropical Superficial (TSW, por sus siglas en ingles). Los rangos de temperatura y salinidad que definen a estas masas de agua son detallados en Portela et al. (2016). Las interacciones de estas masas de agua originan frentes los cuales tienden a desarrollar estructuras de mesoescala como remolinos, chorros y meandros (Lavín et al. 2009; Collins et al., 2015).



Figura 1. Mapa de la entrada del golfo de California. La escala de color representa la profundidad en el área. Los contornos resaltan las isobatas de 100 y 1000 m. Los círculos magenta representan la ubicación de los mareógrafos. Cabo San Lucas (CSL), Pichilingue (PI), Topolobampo (TO), Mazatlan (MZ), San Blas (SB) e Islas Marías (IM). La batimetrías se obtuvo de GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans, Weatherall et al., 2015).

La circulación en la entrada del golfo en parte es forzada por las corrientes oceánicas del Pacífico Tropical Este, de comportamiento estacional (Wyrtki, 1965; Baumgartner y Christensen, 1985). Kessler (2006) mejora el esquema de la circulación sobre el Pacífico Tropical Nororiental (ETPN, por sus siglas en inglés) de Wyrtki (1965) en base a datos recientes y añade la corriente oeste mexicana (WMC, por sus siglas en inglés, ver Figura 5b en Kessler, 2006) costera hacia el polo, con origen subsuperficial en el golfo de Tehuantepec (~17°N) y elevándose cerca de la superficie alrededor de Cabo Corrientes (~20°N). Badan-Dangon (1998) propuso llamar a esta corriente como Corriente Costera Mexicana (CCM) y es como la denominamos a lo largo de este trabajo. Adicionalmente, el esquema de Kessler (2006) muestra la presencia de la Corriente de California frente a las costas de Cabo Corrientes, en donde una circulación de tipo ciclónica transporta estas aguas hacia la costa. Sin embargo, debido a los pocos datos con los que contaba, no pudo establecer una interconexión clara entre las corrientes mencionadas. Los trabajos de Lavín et al. (2006) y Godínez et al. (2010), con datos de cruceros en los alrededores de Cabo Corrientes, describieron con mayor claridad la presencia de la Corriente Costera Mexicana (CCM), con velocidades entre 0.15 – 0.3 ms⁻¹, ancho entre 90 – 180 Km y con extensión vertical ~300 m. Ambos trabajos verifican la presencia de una circulación ciclónica frente a Cabo Corrientes la cual transporta aguas de la Corriente de California hacia la zona costera. Godínez et al. (2010) propuso que la formación del remolino ciclónico fue debido al rotacional del esfuerzo de viento, mientras que con modelos numéricos Zamudio et al. (2007) sugirió que la MCC es reforzada por este rotacional. Adicionalmente, los resultados de modelos numéricos de Zamudio et al. (2007, 2008), Flores-Morales et al. (2012) y Gómez-Valdivia et al. (2015), sugirieron que el paso de una onda atrapada a la costa (CTW, por sus siglas en inglés) en primavera puede inducir un fortalecimiento de la CCM en su paso hacia la entrada del golfo de California y hacia el interior del mismo.

La presencia de las corrientes en la ETPN está relacionado a las variaciones estacionales del nivel del mar. El comportamiento estacional del nivel del mar en el Pacífico Tropical Este fue identificado localmente con datos de mareógrafos en el trabajo de Ripa (1997). Lavín et al. (2014) utilizó datos de anomalías de nivel del mar (SLA, por sus siglas en inglés) obtenidas de mareógrafos entre Acapulco (~17°N) y Mazatlán (~23°N) para investigar el origen de las fuertes corrientes sobre la costa continental durante junio de 2004. En base a datos altimétricos, Strub y James (2002a) estudiaron las variaciones de nivel del mar y encontraron que los máximos y mínimos se producen durante verano e invierno respectivamente en la entrada al golfo de California. En escala interanual, Strub y James (2002c) en base a datos de altimétría satelital, mostraron que la región es afectada por fenómenos remotos tipo ENSO (El Niño – Oscilación del Sur, por sus siglas en inglés), provocando valores más altos de nivel del mar; mientras que un efecto contrario se espera con los eventos de La Niña.

El viento también constituye uno de los principales forzantes en el golfo de California. Exhibe un marcado comportamiento estacional producido por los cambios estacionales de los centros de presión atmosférica. Esto da como resultado que durante invierno y primavera el viento sople del Noroeste (NO) con velocidades entre 8 a 12 ms⁻¹ mientras que en verano la dirección cambia y los vientos soplan desde el Sureste (SE) con valores menores a 5 ms⁻¹ (Badan-Dangon et al., 1991b, 2003). Este comportamiento de carácter monzónico fue reportado por Bordoni et al. (2004) y Marinone et al. (2004) con datos satelitales de QuikScat; mientras que Lavín et al. (2009, 2014) mostraron que cuando los vientos del Pacífico (provenientes del Noroeste) pasan por la punta de la península, giran ciclónicamente hacia el interior del golfo desde mediados de mayo a finales de junio. Este comportamiento se aprecia también de julio a septiembre. Esta característica del viento en primavera y verano origina rotacionales positivos de viento en regiones frente a la punta de la península y a la costa occidental como lo muestran los trabajos de Castro y Martínez (2010) y Durazo (2015). Asimismo, el efecto acumulativo del esfuerzo del viento puede forzar una señal tipo Kelvin (CTW) capaz de incrementar el nivel del mar sobre las costas (Lavín et al., 2014).

Otra característica importante en las aguas de la costa tropical oeste de México es la presencia de una zona de mínimo de oxigeno (ZMO) de gran extensión subsuperficial de bajas concentraciones de oxígeno disuelto (O_2) que pueden alcanzan valores menores a 1 μ M, limitando el hábitat de varias especies marinas y produciendo gases con efecto climático. Las ZMO sobre la ETPN, definidas por una concentración de oxigeno menor a 20 μ M, presentando una extensión horizontal de 12.4×10⁶ km², corresponde al 41% de las ZMO globales con un núcleo superior a 400 m (Paulmier y Ruiz-Pino, 2009). La OMZ se hace somera en las zonas costeras, por ejemplo, la entrada al golfo de California (EGC; Maske et al. 2010), actúa como una zona de interacción entre ZMO de mar abierto y costa, con un gran potencial de oxigenación y desoxigenación intermitente. En particular la EGC es una zona de transición (Fig. 1, entre 20 – 23°N), debido a la influencia de aguas ricas en oxígeno disuelto acarreadas por la Corriente de California que provocan que el límite superior de la ZMO se profundice por debajo de los 150 m, pero conforme nos desplazamos hacia el sur, el límite superior de la ZMO se hace somero (Cepeda-Morales et al., 2009, 2013; Ruelas y Trasviña, 2017).

1.2 Antecedentes de circulación en la entrada del golfo de California

En el estudio de Roden (1972), a finales de noviembre e inicios de diciembre de 1969, mostró los resultados de una sección hidrográfica (temperatura, salinidad y corrientes) de alta resolución vertical y

horizontal en la boca del golfo, a lo largo de 23°15'N entre el cañón del arroyo de las Vinoramas hasta unos pocos kilómetros de la costa de Mazatlán. La sección se muestra en la parte inferior izquierda de la Figura 2. En esta misma figura se muestra las secciones de salinidad y flujo baroclínico. En la sección de salinidad (Fig. 2 izquierda) se distingue 4 capas. Sobre el margen oeste (cerca de la península) se halla una región de alta salinidad superficial (>34.6‰); en la zona central y lado este (cerca de Sinaloa) se aprecia un mínimo somero. Por debajo de estas capas se desarrolló un máximo subsuperficial limitado por la isohalina de 34.6‰ y entre los 600 – 900 metros se establece un mínimo profundo (34.5‰). El flujo baroclínico (Fig. 2 derecha) presentó dos núcleos salientes cerca de la península (10 – 40 cms⁻¹), uno en superficie y otro alrededor de los 600 metros. En la zona central y margen continental el flujo fue entrante hacia el interior del golfo con valores ~ 40 cms⁻¹ y 20 cms⁻¹ en superficie respectivamente. La sección de temperatura (no mostrado aquí) presentó valores más altos en el lado continental ~25°C y sobre la península de 23°C. En otra sección (no mostrada aquí) realizada entre Cabo San Lucas e Isla Socorro, se encontraron características similares que incluyen un flujo baroclínico saliente (< 23 cm s⁻¹) alrededor de Cabo San Lucas.



Figura 2. Izquierda, sección de salinidad. La imagen inferior corresponde parcialmente a la zona de estudio y la línea continua a la sección de mayor resolución a lo largo de 23º15'N (entre la península de Baja California y Mazatlán). Derecha, sección de flujo baroclínico (cms⁻¹) para la misma ubicación relativo a 1500 db. Los valores positivos (negativos) indican flujos hacia el norte (sur) de la sección. (Fuente: Roden, 1972).

Otros estudios han replicado la medición de una sección en la boca del golfo. Destacan los trabajos de Collins et al. (1997, 2015), Castro et al. (2000, 2017) y Mascarenhas et al. (2004). Sus observaciones incluyeron variables hidrográficas (temperatura, salinidad) y corrientes obtenidos de los campos de temperatura y salinidad, así como de ADCP de barco y dropsondas Pegasus. En la Figura 3 se muestran las secciones de salinidad, temperatura y de las corrientes durante noviembre de 2004 (Collins et al., 2015). La salinidad presentó un patrón similar al obtenido por Roden (1972) y la sección de corrientes mostró un flujo saliente superficial en la costa de Baja California y una circulación ciclónica en la región central del golfo. Adicionalmente, los trabajos de Collins et al. (1997, 2015) y Castro et al. (2017) se apoyaron en mapas satelitales superficiales de temperatura (Fig. 4a) y corrientes geostróficas (Fig. 4b) respectivamente, para describir las condiciones relacionadas a los cruceros. Detectaron intrusiones de aguas frías cerca a la costa continental llevadas por remolinos, formando frentes intensos.



Figura 3. Secciones obtenidas con los datos de CTD y ADCP (75KHz) del barco. (a) Salinidad (contornos de 0.1), (b) Temperatura (°C) con contornos de 1°C y (c) Velocidad norte-sur (ms⁻¹), hacia el sur (norte) negativos (positivos). Tomado y modificado de Collins et al. (2015).



Figura 4. (a) Imagen de temperatura superficial de AVHRR para el 11 de noviembre de 2004 (color). Las flechas corresponden a las corrientes medidas con ADCP de barco. Tomado de Collins et al. (2015). (b) Velocidades geostróficas superficiales de AVISO (flechas grises) y de corrientes de ADCP (flechas negras). Tomado de Castro et al. (2017).

El trabajo de Lavín et al. (2006) abarcó principalmente el sur de la EGC, centrado alrededor de Cabo Corrientes (~20°N). Describió los flujos costeros hacia el polo producidos por la CCM en los meses de junio de 2003 y 2005 con velocidades cercanas a los 0.5 ms⁻¹, con extensión vertical hasta los 400 m y ancho variable entre 90 – 180 km. Además, sus resultados sugirieron la presencia de un remolino ciclónico frente a Cabo Corrientes. Estos resultados han sido reproducidos con modelos numéricos en los trabajos de Zamudio et al. (2007, 2008) y Gómez-Valdivia et al. (2015).

La variabilidad estacional del nivel del mar (anual y semianual) en la EGC, fue descrita por Godínez et al. (2010) y Flores-Morales et al. (2012), a partir de datos de SLA de satélites y modelos numéricos. Sus resultados indicaron que la componente anual explica la mayor parte de la variabilidad estacional en mar abierto asociado al paso de ondas largas de Rossby, mientras que la componente semianual juega un rol importante en las zonas costeras, asociadas a ondas semianuales tipo Kelvin.

La dinámica del sur del golfo de California fue descrita por Lavín et al. (2009) con datos de la campaña oceanográfica del proyecto NAME (North American Moonson Experiment), durante junio de 2004. En esta campaña se utilizó un LADCP (Lowering Acoustic Doppler Current Profiler) de 300 KHz para obtener mediciones de corrientes. La Figura 5 muestra los flujos promediados en las capas de 8 a 50 metros y de 50 a 100 metros. Se aprecia un flujo saliente del golfo por la costa este de la península con velocidades entre 0.15 m s⁻¹ a 0.4 m s⁻¹ desde los 8 m hasta los 100 m de profundidad. En el margen continental el flujo es entrante e intenso (0.3 a 0.5 m s⁻¹).



Figura 5. Corrientes obtenidas de LADCP promediados en las capas de 8 a 50 m y de 50 a 100m (Tomado de Lavín et al., 2009)

Adicionalmente, con derivadores superficiales entre los años 2004 a 2006, Lavín et al. (2014) describió la circulación superficial a lo largo del golfo. La Figura 6 se presenta las trayectorias de los derivadores durante el mes de agosto de los años 2004 a 2006 en el sur del golfo. En particular durante agosto de 2004 (trayectorias azules) algunos derivadores bordean la punta de la península y se desplazan por la costa oeste de la misma llegando casi hasta Bahía Magdalena, mientras que otros derivadores parecen ser afectados por la presencia de remolinos o meandros en la entrada del golfo de California.



Figura 6. Tracks de derivadores para los meses de agosto de 2004 a 2006 (flechas azules, rojas y verdes). Tomado y modificado de Lavín et al. (2014).

Las trayectorias de los trazadores alrededor de la punta de la península en agosto de 2004, coinciden con un flujo superficial que se desarrolla en los meses de verano, que bordean la península y se dirige hacia el polo. El estudio de Gutiérrez et al. (2014) sugiere que una onda atrapada a la costa se difracta y una parte sigue hacia el interior del golfo y la otra se propaga hacia el polo sobre la costa occidental de la península; mientras que Gómez-Valdivia et al. (2015) sugiere que la MCC subsuperficial se bifurca a la altura de Cabo Corrientes y una parte salta la EGC y se dirige por la costa occidental de la península uniéndose a la subcorriente de California y fortaleciéndola. Valle y Trasviña (2017) estudiaron el flujo hacia el polo con datos hidrográficos y altimetría satelital costera en la región costera frente a Bahía Magdalena, y encontraron la presencia del flujo hacia el polo entre los meses de julio a octubre, con velocidades entre $0.3 - 0.5 \text{ ms}^{-1}$ en superficie, abarcando entre 50 a 80 km de extensión respecto a la costa. En esta tesis se propone que este flujo superficial hacia el polo se genere por efectos locales producidos por el viento y la circulación ciclónica en la boca del golfo.

1.3 Antecedentes teóricos

El efecto de viento en la superficie del océano fue descrito de manera teórica por Ekman (1905). Ekman resuelve las ecuaciones estacionarias y propone que la circulación superficial del océano puede ser entendida, a primera aproximación, como la suma de la circulación geostrófica y la del viento. En su trabajo se explica varios aspectos de la influencia del viento sobre el océano, como las corrientes producidas en superficie, la profundidad de la influencia de la fricción del viento, que conocemos como capa de Ekman y los efectos de surgencias costeras. Los trabajos de Crépon y Richez (1982) y Crépon et al. (1984) estudiaron los efectos de la variabilidad a lo largo de la costa del esfuerzo del viento y los efectos producidos por la geometría de la línea costera sobre los afloramientos costeros, basados en soluciones analíticas de las ecuaciones de movimiento en un fluido de dos capas. Encontraron que los cambios abruptos del viento a lo largo de la costa generan ondas de Kelvin que modifican la amplitud de los afloramientos y dan lugar a una contracorriente debajo de la termoclina.

Kessler (2006) describió los efectos de las variaciones del campo de viento sobre el océano Pacifico Nororiental, los cuales pueden generar rotacionales de viento positivos (negativos) relacionados a zonas de divergencia (convergencia) interpretada como afloramiento (hundimiento) conocido como bombeo de Ekman. Además, señala que el bombeo de Ekman, producido por los rotacionales de esfuerzo de viento, tiene como consecuencias las variaciones en la profundidad de la termoclina resultando en gradientes de presión y consecuentemente producen flujo geostrófico; mientras que sobre un planeta en rotación las variaciones de la columna de agua por bombeo de Ekman adquieren vorticidad y de esta manera el rotacional del esfuerzo del viento puede imponer su rotación sobre el océano. La generación de remolinos generados por el rotacional del esfuerzo del viento ha sido corroborada por medio de estudios numéricos, como el realizado por Batteen et al. (1992) sobre la costa noroeste de la península Iberica o el de Zamudio et al. (2008) en el sur del golfo de California. En ambos estudios los modelos fueron forzados por el viento; en el estudio de Batteen et al. (1992) usaron un viento uniforme a lo largo de la costa, pero con variabilidad zonal y en Zamudio et al. (2008) usaron vientos mensuales del Centro Europeo de Pronostico de Rango Medio (ECMWF). Los resultados de estos estudios mostraron la formación de remolinos, Batteen et al. (1992) concluyó que fue a la variabilidad zonal del viento, que genera rotacional del esfuerzo del viento, lo que originó la formación de remolinos luego de un periodo de 20 días de simulación. Zamudio et al. (2008) mostró que el forzante de viento fue menos importante que un forzante remoto (ondas atrapadas a la costa) para la generación de remolinos, pero el viento como único forzante puede generar remolinos someros y débiles. El trabajo de Lavín et al. (2013) también considera que el viento es un importante agente forzante en la capa superior del sur del golfo de California, principalmente en los meses de verano.

En este trabajo estudiaremos la compleja interacción entre el viento y la circulación de la entrada al golfo de California en base a mediciones satelitales y tomando en cuenta los resultados antes mencionados.

1.4 Hipótesis

Proponemos que los cambios en el forzamiento del viento y la interacción con la circulación en la entrada del Golfo de California originan el flujo superficial hacia el polo en la costa occidental de la península de Baja California en los meses de primavera y verano.

1.5 Objetivos

1.5.1 Objetivo general

Estudiar la variabilidad estacional de las anomalías de nivel del mar (SLA) costeras y las corrientes obtenidas a partir de ellas en la entrada del golfo de California, en el periodo del 2002 al 2016, con el propósito de comprender los flujos producidos en los alrededores de la punta de la península en los meses de primavera y verano.

1.5.2 Objetivos específicos

- Validar los datos de altimetría costera del producto X-TRACK, en particular los datos de anomalías de nivel del mar, con datos de mareógrafos.
- Describir la variabilidad del nivel del mar (en escala estacional) en las zonas costeras de la entrada del golfo de California usando datos de altimetría costera.
- Analizar el campo de temperatura superficial del mar usando sensores remotos para describir su variabilidad estacional.
- Analizar los efectos del viento sobre la circulación costera, para entender su papel en la generación de la circulación hacia el polo.
- Analizar las secciones de temperatura, salinidad y corrientes geostróficas en la capa superficial (250 m de profundidad) alrededor de la punta de la península, de los cruceros oceanográficos PESCAR-06, PESCAR-07 y PATO 4.

2.1 Altimetría satelital costera

La altimetría satelital surgió como una técnica para proveer información sobre la forma de la Tierra y la dinámica oceánica (Kaula, 1970). El principio de la altimetría satelital consiste en medir el tiempo de viaje de ida y vuelta de un pulso de onda emitido por el radar a bordo del satélite y reflejado por la superficie del mar (Figura 7). Las primeras misiones se realizaron desde inicios de los 70's con la misión Skylab (1973 – 1974) hasta mediados de los 80's con GEOSAT (1985). Estas misiones sirvieron de base a las misiones desarrolladas en los 90's, los cuales contaban con instrumentos más precisos y trayectorias mejor conocidas permitiendo obtener una mayor cantidad de datos con errores cada vez menores. Para más aspectos de la altimetría satelital el lector es referido a Fu and Cazenave (2000); Vignudelli et al. (2011) y Stammer et al. (2017).



Figura 7. Principio de altimetría satelital. El Rango (Range) corresponde a la distancia entre el satélite y la superficie del mar. Las estaciones en Tierra (Laser y Doris) sirven para conocer la posición y la órbita del satélite. Sea surface height, dynamic topography, geoid, ellipsoid son los términos en inglés para altura superficial del mar, topografía dinámica, geoide y elipsoide respectivamente. Fuente: http://www.altimetry.info/radar-altimetry-tutorial/how-altimetry-works/basic-principle/.

En la década de los 90's destaca la misión TOPEX/Poseidon (1992 – 2006) porque proveyó datos de altimetría de alta precisión para el monitoreo de mesoescala y gran escala (Fu y Lefebvre, 1989). Además,

el diseño de su órbita y su periodo de repetición de 9.9156 días, permite que el aliasing (efecto que causa que diferentes señales sean indistinguibles cuando son muestreadas) de las señales de marea no sean confundidas con otros procesos oceánicos (Parke et al., 1987; Schlax y Chelton, 1994). Otras misiones contemporáneas fueron la misión satelital ERS-1 (European Remote Sensing – 1) de 1991 a 1996 y ERS-2 de 1995 a 2000 (Benveniste et al., 2001), cuyo muestreo fue dedicado al monitoreo de mesoescala especialmente en altas latitudes. A finales de los 90's fue lanzada la misión GEOSAT Follow On (1998 – 2008) optimizado para el monitoreo de mesoescala (Barry, 1993). Estas misiones son seguidas por otras con mejor precisión en las mediciones de nivel del mar (SSH por sus siglas en ingles). Entre estas tenemos las misiones Jason-1, 2 y 3, que continúan en la misma orbita de TOPEX/Poseidon, la misión Envisat y SARAL/AltiKa que continúan sobre la órbita de las misiones ERS. La Tabla 1 concentra las características principales de estas misiones.

A pesar del incremento en precisión de los radares altimétricos, las mediciones de SSH (término usado de aquí en adelante para referirnos a nivel del mar, por sus siglas en inglés) en la franja costera de 30 a 50 km presentan una disminución importante en cantidad de datos válidos, así como en su precisión (Anzenhofer et al., 1999; Andersen y Scharroo, 2011). En las zonas costeras los datos son afectados por diversos factores, como la contaminación de la señal por la presencia de tierra, correcciones geofísicas inadecuadas (Cipollini et al., 2009; Gommenginger et al., 2011) y la presencia de aguas calmas que generan una señal especular en el radar que impide la estimación correcta del nivel del mar (Gómez-Enri et al., 2010).

El monitoreo de los océanos costeros es importante debido a su alta productividad biológica, y en un entorno de calentamiento global, busca entender las consecuencias del incremento del nivel del mar, tales como erosión de la línea de costa e inundaciones (Hartley et al., 2006). El incremento en el nivel del mar es uno de los indicadores clave del cambio climático y sus principales efectos (Ablain et al., 2017). Debido a la necesidad de comprender y responder a los problemas que surgen en las áreas costeras, se desarrollaron nuevas técnicas para extender el uso de los altímetros a estas zonas. Estas técnicas llevan desarrollándose desde los inicios del año 2000, y son acompañadas por mejoras en las correcciones geofísicas y atmosféricas aplicadas a zonas costeras (Gommenginger et al., 2011; Roblou et al., 2011; Fernandes et al., 2015; Fernandes y Lázaro, 2016). A esto se suman las nuevas misiones altimétricas dedicadas a recuperar información de las áreas costeras, por ejemplo, SARAL/AltiKa que permite mediciones a lo largo del track de SSH hasta 40 Hz (Verron et al., 2015) y CryoSat-2 (2010 – hasta la actualidad), midiendo a 20 Hz (Raney, 1998). En la Tabla 1 describimos los datos altimétricos del producto costero X-TRACK utilizados en esta tesis.

Misión	Altitud (km)/	Rango de	Numero de	Distancia	Agencia a cargo	Lanzamiento/	Objetivo
	Repetición (días)	Latitud (ºN)	tracks por ciclo	entre tracks (km)		Fin de misión	Primario
TOPEX/ Poseidon (TP)	1336 / 9.915	± 66	254	~315	NASA/CNES	1992-2006	Océano
ERS-1	785 / 35	± 81.5	1002	~80	ESA	1992-1996	Océano, Hielo, Geodesia
ERS-2	785 / 35	± 81.5	1002	~80	ESA	1995-2011	Océano, Hielo
Geosat Follow	800 / 17	± 72	488	~165	US Navy	1998-2008	Océano
On (GFO)							
Jason-1 (J1)	1336 / 9.915	± 66	254	~315	NASA/CNES	2001-2013	Océano
Envisat (EN)	782 / 35	± 81.5	1002	~80	ESA	2002-2012	Océano
Jason-2 (J2)	1336 / 9.915	± 66	254	~315	NASA/CNES/ NOAA/ EUMETSAT	2008-	Océano
CryoSat-2 (C2)	717 / 369 (subciclos de 29 días)	± 88	840	~98	ESA	2010-	Hielo
Saral/Altika (SA)	782 / 35	± 81.5	1002	~315	CNES/ISRO	2013-	Océano, Hielo, Hidrología
Jason-3 (J3)	1336 / 9.915	± 66	254	~315	NASA/CNES/ NOAA/ EUMETSAT	2016-	Océano

Tabla 1. Principales características de las misiones altimétricas.

2.1.1 Datos de X-TRACK

X-TRACK es un software de post-procesamiento de datos de altimetría en áreas costeras desarrollado por LEGOS (Laboratorio de Estudios en Geofísica y Oceanografía Espacial) y distribuidos por CTOH (Centro de Topografía de los Océanos y la Hidrósfera, <u>http://ctoh.legos.obs-mip.fr/products/coastalproducts/coastal-products-1/sla-1hz</u>). X-TRACK produce anomalías de nivel del mar (SLA, denominados así de aquí en adelante) a lo largo de la pista del satélite (alongtrack), editando las principales correcciones geofísicas como el estado del sesgo del mar, mareas, barómetro invertido, correcciones de tropósfera húmeda y seca, y el promedio de la altura superficial del mar (Roblou et al., 2011; Birol et al., 2017). Para abreviar, en este trabajo usaremos los términos *track* y *alongtrack* como equivalentes de los términos en español de *pista satelital* y *a lo largo de la pista satelital*. En la Tabla 2 se describe las principales correcciones aplicadas a los datos de X-TRACK y en la Figura 8 se muestra los tracks de las misiones procesadas por X-TRACK excepto la misión CryoSat-2, cuyo procesamiento será explicado en otra sección. En particular usaremos la versión CTOH X-TRACK 2017_02, como esta descrito en Birol et al. (2017).



Figura 8. Tracks de las misiones altimétricas utilizadas en este estudio. Los tracks de la misión CryoSat-2 no son procesadas por X-TRACK. Los círculos celestes representan las ubicaciones de los mareógrafos de la Tabla 3.

Tabla 2. Características y correcciones aplicadas en los datos de X-TRACK.

Características	TOPEX/Poseidon (TP)	Jason-1,2,3 (J1, J2, J3)	Geosat Follow On (GFO)	Envisat (EN) - Saral/Altika (SA)			
Frecuencia alongtrack en Hz (km)	1 Hz (~7 km)	1 Hz (~7 km)	1 Hz (~7 km)	1 Hz (~7 km)			
Periodo de repetición (días)	Periodo de 9.9156 petición (días)		17.0505	35			
Disponibilidad de los datos	1993/02-2002/08 TP intercalado 2002/09-2005/10	2002/01- 2017/07* J1 intercalado 2009/02-2012/03	2000/01-2008/09	2002/10-2010/10 (EN) 2013/03-2016/04 (SA)			
Correcciones							
lonosférica	Obtenido de las mediciones de rango de doble frecuencia + Producto de Correcciones Geofísicas (GCP) para TP		De modelo de Mapas Globales Ionosféricas (GIM, lijima et al., 1999)				
Troposfera seca	De ECMWF	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	De NCEP	De ECMWF			
Troposfera húmeda	De radiómetro + GCP	De correcciones mejoradas de radiómetro		De radiómetro			
Estado de sesgo del mar (Ssb)	De modelo empírico no paramétrico + GCP	elo De modelo De 4.5% de la no empírico no altura significante + GCP paramétrico de la ola		De modelo empírico no paramétrico			
Marea sólida (terrestre)	De modelo de potencial de marea (Cartwright & Tayler, 1971)						
Mareas polares	De Wahr (1985)						
Carga de marea	De FES	1999 (modelo de sol	ución de elementos f	initos)			
Atmosféricas	Del modelo TUGOm 2D para periodos menores a 20 dias (Carrère and Losféricas2003) + efectos del barómetro invertido de ECMWF para periodos mayor						
	uias. De modelo global de mareas FES2012 (Carrère et al. 2012). Extrae 33						
Mareas oceánicas	componentes de marea.						

2.1.2 Sensores remotos: SLA, Temperatura Superficial y Vientos

En esta tesis se dará prioridad a los datos de SLA alongtrack descritos arriba; sin embargo, también utilizamos datos en mallas regulares de SLA distribuidos por CMEMS (siglas en ingles de Copernicus Marine Environment Monitoring Service, <u>https://marine.copernicus.eu/</u>). Este producto fue distribuido anteriormente por AVISO (<u>https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html</u>). Las SLA son obtenidas del

sistema de procesamiento de datos de altímetro de multimisión DUACS (AVISO, 2020). Los mapas globales de SLA son estimados por interpolación optima combinando las mediciones de diferentes misiones altimétricas disponibles, incluyendo las misiones mostradas en la Tabla 1 y agregando nuevas misiones como Sentinel-3A. La resolución temporal de estos datos es diaria y su resolución espacial es de 1/4° × 1/4°. Estos mapas son obtenidos en tiempo diferido y a los cuales se les ha aplicado correcciones similares a las mostradas en la Tabla 2. Como los mapas están basados en la combinación de diferentes altímetros, los errores que puedan tener estos mapas depende del error alongtrack de cada misión, los cuales son menores a los 2 cm.

Los datos de temperatura superficial (SST por sus siglas en inglés) son generados por el GHRSST (siglas en inglés de Group for High Resolution Sea Surface Temperature, <u>https://www.ghrsst.org/</u>). La versión de estos datos corresponde a ultra alta resolución de multiescala (MUR, por sus siglas en ingles), provenientes de varios satélites, interpolados, mallados y libres de huecos (sin cobertura nubosa). Estos datos son producidos por el Laboratorio de Propulsión a Chorro (JPL, por sus siglas en inglés) de la NASA, disponibles desde el 1 de junio de 2002 hasta la actualidad, con resolución temporal diaria y espacial de 1km × 1km y precisión menor a 0.4K. Solo usaremos los mapas producidos hasta diciembre de 2016 y son obtenidos del siguiente enlace: <u>ftp://ftp.nodc.noaa.gov/pub/data.nodc/ghrsst/GDS2/L4/GLOB/JPL/MUR/v4.1/.</u>

Los datos de vientos fueron obtenidos del Centro Europeo ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, <u>https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-interim</u>). Estos datos corresponden al reanálisis global atmosférico ERA-Interim (Berrisford et al., 2011), disponible desde enero de 1979 a 31 de agosto de 2019. Solo utilizaremos las componentes de viento zonal y meridional (U, V) a 10 m, los cuales tienen una resolución espacial de $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$, mientras que su resolución temporal es de 6 horas (0, 6, 12 y 18 h).

2.2 Datos de mareógrafos

Los mareógrafos han sido utilizados desde hace cientos de años para registrar los cambios del nivel del mar en las costas (Cartwright, 1999). Entre sus principales ventajas se encuentra su periodo de medición, que puede ser de pocos minutos, además de la precisión de sus mediciones. Algunas de sus limitaciones son que se encuentran ubicados localmente en costas, por lo que no aportan información en mar abierto. Los registros no son simultáneos y no hay una cobertura espacial regular, por ejemplo, hay una mayor cantidad de registros en el hemisferio norte (Cipollini et al., 2017). Con la llegada de la altimetría, ambos tipos de medición de nivel del mar se han convertido en complementarios. Los datos altimétricos pueden

ser considerados como una red global de mareógrafos virtuales en el océano (Schrama y Ray, 1994) mientras que en las costas los mareógrafos complementarían las mediciones que la altimetría convencional no puede obtener por la contaminación de la señal cercana a tierra.

Diversos estudios han utilizado los registros de mareógrafos y mediciones altimétricas para mejorar modelos globales de marea (Le Provost et al., 1994; Andersen, 1995; Egbert y Erofeeva, 2002; Carrère et al., 2012). Otros estudios se han dedicado a la validación de datos altimétricos costeros comparándolos con los registros de mareógrafos como el trabajo de Salazar-Ceciliano et al. (2018) en los alrededores del golfo de Tehuantepec, Valle y Trasviña (2020) en la entrada al golfo de California, entre otros.

En este estudio se utilizaron los registros de mareógrafos de seis ubicaciones en la entrada del golfo de California (Figura 1). Las ubicaciones son: Cabo San Lucas (CSL), Pichilingue (PI), Topolobampo (TO), Mazatlán (MZ), San Blas (SB) e Islas Marías (IM); estos registros son horarios y son distribuidos por la Secretaria de Marina de México (SEMAR, <u>https://oceanografia.semar.gob.mx/estaciones.html</u>). Estos registros presentan huecos que varían desde horas hasta meses. Adicionalmente se cuenta con un registro en CSL proveniente de la red mareográfica del CICESE (<u>http://redmar.cicese.mx/</u>) cuyo muestreo es a intervalos de 1 minuto y que contiene muy pocos huecos de medición. La precisión de estos instrumentos es de ± 5 mm. La Tabla 3 contiene las posiciones y periodos de medición en cada sitio. La Figura 9 muestra las series de tiempo de nivel del mar en las 6 posiciones.

Ubicación	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Periodo		
Cabo San Lucas (CSL)*	22° 52′		2006/12 - 2017/10		
Cabo San Lucas (CSL)	22° 52.73′ 109° 54.417′		2010/02 – 2016/12		
Pichilingue (PI)	24° 16.03'	110°19.967'	1999/05 – 2014/12		
Topolobampo (TO)	25° 35.23′	109° 3.4′	2002/02 – 2016/12		
Mazatlán (MZ)	23° 12.183′	106° 24.667′	1999/05 – 2016/12		
San Blas (SB)	21° 32.26′	105°17.283'	2010/01 – 2016/12		
Islas Marias (IM)	21° 38.06'	106°32.133'	2010/02 – 2015/09		

Tabla 3. Ubicación y periodo de registro de mareógrafos. (*) Corresponde a CICESE. Las posiciones de cada mareógrafo están en la Figura 6.



Figura 9. Variabilidad de nivel del mar (registro de nivel del mar después de restar el promedio). Las posiciones de cada mareógrafo son mostradas en la Fig. 6.

2.3 Datos hidrográficos

Contamos con los datos hidrográficos de los cruceros PESCAR-06, PESCAR-07 (Pegasus in the Sea of Cortes Area, IIO-UABC, México) y PATO 4 (CICESE, México). Los perfiles de conductividad, temperatura y presión son de un CTD marca SeaBird, modelo SBE-25 del Instituto de Investigaciones Oceanológicas (UABC, México) y de un SeaBird, modelo SBE9/11 del CICESE (México). El periodo de muestreo del crucero PESCAR-06 fue del 11 al 19 de julio de 1995 a bordo del buque oceanográfico de la Armada de México B/O Alejandro de Humboldt H-03, realizando 121 lances de CTD cuya distancia de la costa varía entre 1.8 a 113.6 km. La zona de estudio y las estaciones pueden observarse en la Figura 10. El crucero PESCAR-07 (UABC) en conjunto con el crucero PATO 4 (CICESE) se realizó a bordo del B.O. El Puma (UNAM, México) del 12 al 21 de agosto de 1995, comprendiendo un total de 118 lances entre la punta de la península y la boca del golfo de California (Fig. 11).



Figura 10. Área de muestreo del crucero PESCAR-06 en julio 1995. Los puntos magenta corresponden a las estaciones hidrográficas y los contornos a la batimetría de la zona. Tomado de Alvarado Graef, 1998.



Figura 11. Área de muestreo del crucero PESCAR-07 (golfo de California) y PATO 4 (extremo sur de la peninsula) en agosto de 1995. Los puntos corresponden a las estaciones hidrográficas y el contorno verde corresponde a la batimetría de 100m y la morada a la de 1500 m. Las batimetrías son obtenidas de GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans, Weatherall et al., 2015).

3.1 Validación de datos altimétricos

En esta subsección describiremos la metodología usada para validar los datos del producto X-TRACK de altimetría costera en la región de la entrada del golfo de California. Usamos los datos de anomalías de nivel del mar (SLA) de este producto, y como se mencionó en el capítulo anterior, están sujetas a correcciones, donde las principales son mostradas en las ecuaciones 1 y 2.

$$SLA_0 = SSH - MSSH \tag{1}$$

$$SLA_{XT} = SLA_0 - Mareas - DAC$$
 (2)

Donde SSH es la altura superficial del mar, MSSH es el promedio de la altura superficial del mar, Mareas corresponden a las constituyentes de marea extraídas por el modelo FES2012 (33 componentes) y DAC corresponde a las correcciones dinámicas atmosféricas que provienen del efecto de barómetro invertido y vientos. En la Tabla 2 se encuentran las referencias de las correcciones de Mareas y DAC. El subíndice XT en la variable SLA (ec. 2) es para denotar las anomalías del producto X-TRACK.

La validación se realizó comparando los valores de anomalías de X-TRACK con los obtenidos de mareógrafos. Utilizamos los mareógrafos ubicados en Cabo San Lucas (CSL), Pichilingue (PI), Topolobampo (TO) y Mazatlán (MZ). La Figura 12 muestra las ubicaciones de los mareógrafos y los tracks usados en la validación. Los mareógrafos miden el nivel total del agua (TWLE, por sus siglas en inglés), por lo que deben ser corregidas. Las correcciones corresponden también a la extracción de componentes de marea y atmosféricas (DAC). Para la extracción de mareas usamos la herramienta UTide (Codiga, 2011), el cual realiza el análisis armónico y obtiene las amplitudes y fases de cada componente. Se extrajeron 31 componentes de marea incluyendo el promedio del nivel del mar, aunque el modelo FES2012 extrae 2 componentes adicionales, están tienen amplitudes despreciables (~0.1 cm) por lo tanto no afectan nuestro resultado. Posteriormente extraemos el DAC, los cuales se interpolaron a las ubicaciones de los mareógrafos y a los tiempos de los datos de altímetro. El procedimiento que se realizó a los datos de mareógrafos es expresado en las ecuaciones 3 y 4:

$$Residual = registro \ de \ mareografos - x_constituyentes$$
(3)

$$SLA_{TGX} = Residual - DAC$$
 (4)

Donde SLA_{TGX} corresponde a las anomalías de nivel del mar obtenido de los mareógrafos, mientras que el subíndice X refiere a la cantidad de constituyentes extraídas.



Figura 12. Ubicaciones de mareógrafos (círculos rojos). Los tracks altimétricos para cada misión son representadas como líneas punteadas en la figura central. En las esquinas se resaltan las posiciones de los puntos altimétricos usados para la validación (círculos pequeños resaltados en rojo). El rombo verde corresponde a un punto de cruce de la misión Envisat (EN) que es comparada con el mareógrafo en Pichilingue.

En una segunda comparación, a ambos tipos de datos se les extrajo una menor cantidad de constituyentes de marea. Para esto nos basamos en el análisis realizado con UTide a los datos de mareógrafos y elegimos solo aquellas componentes que tengan una amplitud mayor a 1 cm, estas componentes son mostradas en la Tabla 4. Las componentes Mm (mensual) y LDA2 (lunar eveccional menor semidiurna) son consideradas debido a que sus amplitudes son cercanas a 1 cm en el interior del golfo de California.

Debido a la variación de las amplitudes de las componentes de marea en la entrada del golfo, se propuso utilizar un rango optimo (RO), el cual considera el rango de amplitudes con un intervalo de confianza de 95% (cuarta columna de la Tabla 4) y dividirlo entre el valor promedio, como se muestra en la quinta columna de la Tabla 4. El propósito de este rango optimo es cuantificar la proporción de las amplitudes (altímetros/mareógrafos) de las componentes de marea, de manera que los valores de la proporción que caigan dentro del rango optimo sean consideradas como buenas estimaciones.

Para estimar las amplitudes y fases de las componentes de marea en los datos de altimetría debemos considerar que el periodo de las misiones es mucho más grande que los periodos de las mareas, por lo cual se debe considerar el periodo de "aliasing" como lo sugieren Schlax y Chelton (1994). El periodo de "aliasing" nos permite calcular el tiempo necesario para distinguir dos señales de frecuencias cercanas. Aquí las utilizamos para estimar los periodos de las componentes de marea que pueden ser medidas por una misión altimétrica. Este periodo lo obtuvimos a través de las ecuaciones 5 – 7 (Fang et al., 2004).

$$f_c = 1/(2\Delta t) \tag{5}$$

$$f_a = min|2mf_c - f|, \ m = 0,1,2,...$$
 (6)

$$T_a = 1/f_a \tag{7}$$

Donde f_c es la frecuencia de Nyquist, Δt es el intervalo de muestreo (9.9156 días para Topex/Poseidon (TP) y Jason (Ja); 17.05 días para Geosat Follow On (GFO) y 35 días para Envisat (EN)). El termino f_a es la frecuencia de aliasing de una constituyente de marea de frecuencia f. El termino T_a corresponde al periodo de aliasing. Los periodos de aliasing para cada constituyente de marea y para cada misión satelital son mostrados en las columnas 6 a 8 de la Tabla 4.

Los valores en rojo de la Tabla 4 muestran las componentes de marea que no pueden ser resueltas adecuadamente por los altímetros, debido a que necesitan un periodo de medición mucho mayor al tiempo de duración de la misión, como el caso de la componente P₁ en GFO el cual requiere 4466 días (~12 años) mientras que los datos validos de la misión apenas alcanzan los 8 años; asimismo en la misión Envisat (EN) la componente S₂ requiere una cantidad enorme de años de medición para poder ser estimada. Las otras componentes en rojo poseen periodos de medición que son muy cercanas a otras componentes llegando a ser enmascaradas. En GFO se presenta el caso de las componentes M₂ y T₂, sin embargo, se considera que la componente M₂ es la más representativa para dicho periodo puesto que la amplitud es mucho mayor que la T₂, donde esta última componente es enmascarada y por lo tanto no es considerada

para nuestras estimaciones. La misión Envisat presentó varias componentes con periodos muy cercanos al periodo anual y difíciles de distinguirse entre ellos, por lo cual las componentes L₂, 2N₂, T₂, K₁ y P₁ no son tomados en cuenta; asimismo la componente LDA₂ no es considerada por no ser adecuadamente estimada por esta misión.

Para estimar las componentes de marea de los datos de altimetría del producto X-TRACK, partimos del nivel total del agua (ec. 8). Realizamos el análisis de mareas con UTide, considerando que para las misiones TP-Jason/Geosat/Envisat solo se pueden extraer 18/16/11 componentes de marea (ec. 9) basados en la Tabla 4.

$$TWLE = SLA_{XT} + Mareas + DAC$$
(8)

$$SLA_{Altyy} = TWLE - YY \ componentes \ de \ marea - DAC$$
 (9)

Donde TWLE es el nivel total del agua (por sus siglas en ingles). El subíndice Alt en la variable SLA (ec. 9) se utilizó para distinguir el nombre de la misión altimétrica y YY es para el número de componentes de marea extraídas. Por ejemplo, SLA_{JA18} se refiere a la misión Jason luego de extraer 18 componentes de marea, SLA_{GF016} corresponde a la misión Geosat Follow On extrayendo 16 componentes y SLA_{EN11} es para la misión Envisat extrayendo 11 componentes de marea.

Finalmente, calculamos la correlación entre las series de tiempo de SLA obtenidas de mareógrafos y altímetros además del error cuadrático medio (Rmse, ec. 10), que representa una medida de las diferencias entre ambas series.

$$Rmse = \sqrt{\frac{\sum (SLA_{TG} - SLA_{Alt})^2}{N}}$$
(10)

Donde SLA_{TG} y SLA_{Alt} representan las series de tiempo de las anomalías de mareógrafos y altímetros respectivamente, N es la longitud de la serie de tiempo. Los resultados de esta validación son mostrados en la sección 4.1.

Componentes de marea		Valores obtenidos de mareógrafos			Misiones altimétricas		
Nombre	Periodo (días)	Promedio (μ)	Rango (Ra)	RO = Ra/μ	TP – Jason (días)	GFO (días)	Envisat (días)
M ₂	0.517	32.18	23.58 - 40.77	0.73 - 1.27	62.076	317.09	94.485
N ₂	0.527	7.35	5.04 - 9.66	0.68 - 1.31	49.548	52.072	97.485
L ₂	0.508	1.05	0.64 - 1.46	0.61 - 1.39	20.639	39.198	349.25
S ₂	0.500	22.35	18.51 – 26.19	0.83 - 1.17	58.771	168.82	~
K ₂	0.498	6.51	5.31 – 7.72	0.81 - 1.18	86.66	87.724	182.62
2N ₂	0.538	0.95	0.58 – 1.32	0.61 - 1.39	22.534	58.522	392.52
NU ₂	0.526	1.41	0.96 - 1.85	0.68 – 1.32	65.251	41.561	74.367
MU ₂	0.536	1.35	0.76 - 1.94	0.57 – 1.43	20.311	35.359	135.05
LDA ₂	0.509	0.41	0.22 - 1.04	0-2.52	21.033	35.359	129.53
T ₂	0.501	1.31	1.03 – 1.6	0.78 – 1.22	50.625	313.89	365.27
O 1	1.076	16.27	13.98 – 18.57	0.86 - 1.14	45.706	112.95	75.067
K1	0.997	23.85	19.75 – 27.95	0.83 – 1.17	173.32	175.45	365.27
Q1	1.119	3.18	2.79 – 3.57	0.88 - 1.12	69.383	74.050	132.81
P 1	1.003	7.44	6.27 - 8.61	0.84 - 1.16	88.925	4466.0	365.25
J ₁	0.962	1.38	1.12 – 1.64	0.81 - 1.19	32.763	60.031	95.619
NO1	1.035	1.25	1.07 – 1.42	0.86 - 1.14	23.775	32.688	200.71
Mm	27.55	0.61	0.31 – 0.89	0.52 – 1.48	27.554	44.727	129.53
Ssa	182.6	2.61	1.93 - 3.28	0.74 - 1.26	182.62	182.62	182.62

Tabla 4. Principales componentes de marea en la entrada del golfo de California. Los valores de Promedio y Rango están en cm; RO es el rango óptimo. Las 3 últimas columnas corresponden al periodo de aliasing de cada componente y para cada misión. Los valores en rojo son las componentes no resueltas para cada misión.
3.2 Tratamiento de datos de CryoSat-2

La misión CryoSat-2 fue lanzada en febrero de 2010 y se mantiene en actividad hasta la actualidad. Es la primera misión en contar con modo SAR (Radar de Apertura Sintética), también conocido como modo Doppler retardado (Raney, 1998). En total tiene tres modos de operación: SAR, SAR-Interferométrico (SARin) y el modo de baja resolución (LRM por sus siglas en ingles). Los modos operan según una determinada máscara geográfica (ESRIN-ESA, 2012). El modo SAR está disponible en zonas con hielo marino y algunas áreas costeras, mientras que SARin es utilizado en casquetes polares y en glaciares de montañas y el modo LRM está habilitado sobre el mar abierto y todas las otras áreas no cubiertas por los otros modos (ESRIN-ESA, 2012). El modo LRM tiene una resolución de medición a lo largo del track de 20 Hz (~300 m) y la repetición (visita de la misma ubicación) es cada 369 días. A pesar del largo periodo de revisita, cuenta con subciclos de cada 30 días en los que cubre áreas vecinas. Los datos de CryoSat-2 son obtenidos del siguiente enlace: http://science-pds.cryosat.esa.int/SIR_GOP_P2P/

El tratamiento de datos de CryoSat-2 se basa en la metodología desarrollada por Gómez-Enri et al. (2018). La validación que ellos realizan es por medio de la comparación de anomalías de nivel del mar (SLA) de la misión altimétrica con las mediciones de mareógrafos en el golfo de Cádiz. La metodología se resume en los siguientes pasos:

- Seleccionar los tracks de CryoSat-2 que caen en un radio de 50 km de la ubicación del mareógrafo.
- Excluir los datos de SLA fuera del rango de ± 1.5 m.
- Excluir los valores de SLA que sean mayores a la media ± 3 la desviación estándar ($\mu \pm 3\sigma$).
- Extraer series de tiempo a ciertas distancias de la línea de costa (1, 3, 5, 10, 15 y 20 km).
- Calcular el error cuadrático medio (Rmse, por sus siglas en ingles) y la correlación entre las series de tiempo de SLA de CryoSat-2 y del mareógrafo.

Los valores de SLA son corregidos por marea mediante el modelo FES2014b, el cual extrae 34 componentes de marea. En lugar de aplicar el sesgo del estado del mar (SSB, por sus siglas en ingles), se usa el 5% de la altura significante de la ola (SWH, por sus siglas en ingles). En este estudio la validación se realizó mediante comparación con el mareógrafo de Cabo San Lucas (CICESE, México) y en un radio de 0.5° de la ubicación del mareógrafo. Para corregir por SSB usamos el 6% de la SWH. Los valores de SLA son obtenidos de la ecuación 11.

$$SLA_{C2} = altitud - rango - Mss - iono - troposfera_{seca} - troposfera_{humeda} - marea_{solida} - marea_{polar} - DAC - Marea - SWH$$
(11)

En la ec. 11, SLA_{C2} corresponde a las anomalías de nivel del mar obtenidas de CryoSat-2. Altitud es la distancia entre el satélite y el elipsoide de referencia en Tierra. Rango es la distancia entre el satélite y la superficie del mar. Mss es la altura promedio de la superficie del mar obtenido del producto CNES-CLS-15 en base a 20 años de datos altimétric, producido por CLS y distribuido por AVISO+ con soporte de CNES (https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/auxiliary-products/mss.html). Iono es la corrección al rango debido a la ionosfera. Las correcciones de Troposfera seca y húmeda se hacen para compensar los efectos producidos por la presencia de gases secos y vapor de agua en la troposfera. La marea solida es producida por la deformación de la Tierra debido a las fuerzas de marea del sol y la luna, el modelo de Cartwright (Cartwright y Eden, 1973) es utilizado para esta corrección. La corrección de marea polar (Wahr, 1985) remueve la distorsión de largo periodo de la corteza terrestre causada por las variaciones en la fuerza centrífuga durante el movimiento del eje rotacional de la Tierra. DAC es la corrección dinámica atmosférica y las proporciona AVISO (<u>https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/auxiliary-</u> products/dynamic-atmospheric-correction.html). Marea es la corrección al rango por mareas oceánicas del modelo FES2014b. SWH es la altura significante de la ola, que corresponde al promedio de la altura de un tercio de las olas superficiales más grandes. Una descripción más detallada de las principales correcciones puede ser encontrada en el manual del producto CryoSat-2 (ESA, 2019).

3.3 Mapas de alta resolución

Los mapas de alta resolución (~7km × 7km) se basan en el estudio de Saraceno et al. (2008) en la costa oeste de Estados Unidos. En ese trabajo los autores extendieron los resultados de las SLA de AVISO a zonas costeras utilizando datos de mareógrafos. Dichos autores encontraron que los mapas de SLA de AVISO (1/4°×1/4°) carecían de datos confiables en la zona costera porque provenían de extrapolaciones de datos en mar abierto. Ellos quitaron los datos de SLA de los primeros ~37 km desde la costa y utilizaron los valores de SLA de mareógrafos para completar estas áreas mediante una interpolación basada en el método de triangulación Delaunay (Delaunay, 1934). Luego de estimar los mapas semanales interpolados, calcularon las corrientes geostróficas y comparan la componente meridional con valores de las corrientes obtenidas de ADCPs en la misma dirección y obtienen correlaciones de 0.73 a 0.83. Las corrientes de los mapas de AVISO solo alcanzaban correlaciones de 0.26 como máximo.

En base a la idea planteada en el estudio de Saraceno et al. (2008), nosotros propusimos crear mapas semanales y mensuales combinando datos de altimetría y de mareógrafos en la zona de la Entrada al golfo

de California (EGC). Usamos datos a lo largo del track (cada ~7km) de X-TRACK. Los mapas se construyeron en una malla con esta misma resolución. Los datos abarcan desde enero de 2002 hasta diciembre de 2016.

Aunque los valores de SLA corresponden al producto X-TRACK, tomaremos en consideración los resultados de la validación del estudio de Valle y Trasviña (2020). En ese trabajo se concluyó que los valores de SLA de altímetros y mareógrafos en la entrada del golfo tuvieron una mayor correlación y una menor Rmse (ec. 10) cuando la cantidad de componentes de marea extraídos en la corrección por mareas es menor a la cantidad de componentes resueltas por el modelo FES2012 (33 componentes). Debido a que no se cuenta con un modelo de mareas regional para la zona de la entrada, procedimos primero a determinar el modelo global de mareas que obtiene mejores resultados en nuestra zona de estudio.

La forma de evaluar los modelos de marea consistió en comparar las amplitudes y fases de las componentes de marea con las obtenidas de los mareógrafos. Se utilizaron las ecuaciones 12 y 13 propuestas en el trabajo de Oreiro et al. (2014). Los modelos globales de marea que comparamos son mostrados en la Tabla 5. Solo se usaron 8 componentes de marea, 4 diurnas (K₁, O₁, P₁ y Q₁) y 4 semidiurnas (M₂, S₂, N₂ y K₂) porque son las principales en nuestra zona de estudio y porque son las componentes comunes a todos los modelos de marea analizados. Debido a las diferentes resoluciones espaciales de los modelos, hicimos la comparación con las ubicaciones más cercanas a los mareógrafos.

$$RMS_{j} = \left(\frac{1}{2}\left\{\left[h_{j}\cos g_{j} - H_{j}\cos G_{j}\right]^{2} + \left[h_{j}\sin g_{j} - H_{j}\sin G_{j}\right]^{2}\right\}\right)^{1/2}$$
(12)

$$RSS = \left(\sum_{j=1}^{N} RMS_j^2\right)^{1/2}$$
(13)

En estas ecuaciones N es el número de componentes de marea. Las amplitudes y fases de los mareógrafos (modelos de marea) son representados como h_j, g_j, (H_j, G_j) respectivamente. RSS representa el efecto total de las N constituyentes de marea comparadas con las obtenidas de los mareógrafos.

En la Tabla 6 se muestra los valores de RSS obtenidos para cada modelo y cada ubicación de mareógrafo. Los modelos con menor valor de RSS son los que mejor resuelven los componentes de marea en nuestra región. Los modelos TPXO8-9, EOT11a, FES2012 y FES2014b presentaron los valores más bajos de RSS. Escogimos el modelo TPXO9 porque presenta valores bajos de RSS en casi todas las ubicaciones de los mareógrafos, y porque tiene una resolución de 1/30°. La ubicación de Topolobampo es la única que no es adecuadamente resuelta por los modelos de marea presentando una RSS alta, de 13 a 16 cm.

Tab	bla	5.	Moc	lelo	os g	o	bal	les	de	marea	eval	luad	os.
-----	-----	----	-----	------	------	---	-----	-----	----	-------	------	------	-----

Modelo de Marea	Resolución	Número de componentes de marea	Misiones asimiladas	Autores
ТРХО8 - 9	1/30°	13	ТР	Egbert y Erofeeva (2002)
DTU	1/8°	10	TP, J1, J2, TPN, J1N, EN, GFO y ERS-2	Cheng y Andersen (2011)
EOT11a	1/8°	13	TP, J1, J2, ERS-2, EN	Savcenko y Bosch (2012)
HAMTIDE	1/8°	9	TP, J1, J2, ERS-2, EN	Taguchi et al. (2014)
FES2012	1/16°	33	TP, J1, J2, ERS-1,2 y EN	Lyard et al. (2006)
FES2014b	1/16°	34	TP, J1, J2, TPN, J1N, ERS-1,2 y EN	Lyard et al. (a ser sometido)

Tabla 6. Valores de RSS para cada modelo de la Tabla 5, comparado con diferentes mareógrafos. Los valores en negrita resaltan las ubicaciones donde los modelos tienen mejores resultados (RSS pequeñas).

RSS (cm)	TPXO8	ΤΡΧΟ9	DTU10	HAMTIDE	EOT11a	FES2012	FES2014b
CSL	0.912	0.848	2.080	1.527	1.042	1.541	0.495
IM	2.127	1.833	2.708	2.109	1.311	1.499	1.624
MZ	2.254	2.254	2.687	3.125	2.162	2.306	1.832
PI	2.029	2.137	3.879	7.183	3.846	2.604	3.342
SB	2.340	2.368	3.213	3.892	2.715	2.723	2.043
то	13.39	13.75	14.38	16.33	14.36	13.69	14.37

Las correcciones con el modelo TPXO9 son realizadas usando las ec. (9 y 11) para los datos de X-TRACK y CryoSat-2 respectivamente. Las 8 componentes de marea (amplitud y fase) para cada pase satelital y para cada misión se obtienen con el modelo Tide Model Drive (TMD) versión 2.5 para Matlab (Erofeeva et al. 2020).



Figura 13. Arriba, mapa de amplitudes en cm. Abajo, mapas de fases en grados respecto al meridiano de Greenwich. Los mapas corresponden a las componentes diurnas obtenidas del modelo TPXO9 en nuestra zona de estudio. Los puntos negros son las ubicaciones de los mareógrafos.



Figura 14. Similar a la Figura 11 pero para componentes semidiurnas. Amplitudes en cm y fases en grados respecto al meridiano de Greenwich.

Las Figuras 13 y 14 muestran las amplitudes y fases de las componentes principales diurnas (K_1 , O_1 , P_1 y Q_1) y semidiurnas (M_2 , S_2 , N_2 y K_2) resueltas por el modelo TPXO9 en nuestra área de estudio. Las posiciones de los mareógrafos se representan con puntos negros sobre la línea de costa.

Luego de haber realizado la corrección de marea para cada misión altimétrica, creamos los mapas semanales y mensuales de SLA. Los mapas fueron obtenidos por medio de una interpolación de análisis variacional (DIVA, por sus siglas en inglés); éste método es muy útil para interpolar datos irregularmente espaciados, además toma en cuenta restricciones topográficas y dinámicas (línea de costa, advección) (Troupin et al., 2012). DIVA se encuentra disponible como una herramienta para Matlab, en la siguiente dirección: http://modb.oce.ulg.ac.be/mediawiki/index.php/DIVA.

El modo de empleo de DIVA es similar a la de una interpolación objetiva, puesto que necesita de una escala de correlación que indiquen la distancias a las cuales los datos influyen sobre sus vecinos (L_x , L_y). Mientras que la interpolación optima utiliza una función de covarianza gaussiana, el método Variacional busca minimizar una función de costo que mide el desajuste de los datos analizados y la regularidad del campo reconstruido (Troupin et al., 2012). El área interpolada en la entrada del golfo de California está delimitada en latitud de 20 a 26°N y en longitud de -111 a -105°W. En ambas direcciones los intervalos de interpolación ($\Delta x = \Delta y$) son 0.063° (alrededor de 7km) y la escala de correlación es 0.732° ($L_x = L_y$).

Estimamos las velocidades geostróficas anómalas de los mapas de SLA de alta resolución, a partir de las ecuaciones 14 y 15.

$$u(x,y) = -\left(\frac{g}{f}\right) \cdot \frac{\Delta SLA(x,y)}{\Delta y}$$
(14)

$$v(x,y) = \left(\frac{g}{f}\right) \cdot \frac{\Delta SLA(x,y)}{\Delta x}$$
(15)

Donde x corresponde a la longitud (dirección este-oeste, positivo hacia el este), y y corresponde a la latitud (dirección norte-sur, positivo al norte), f es el parámetro de Coriolis y g la gravedad (9.8 m/s²).

4.1 Viento Climatológico

El viento es uno de los forzantes importantes sobre la circulación superficial, por ello es importante conocer el campo de viento sobre nuestra región. Utilizamos los datos de viento de la ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecast) descritos en la sección 2.1.2. A partir de estos datos creamos mapas mensuales para el periodo 2002 a 2016. Adicionalmente calculamos los rotacionales del esfuerzo del viento (ec. 16). Sin embargo, debido a que la resolución de los datos de viento es de $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$, se realizó una interpolación a estos datos con el método de análisis variacional (DIVA, Troupin et al., 2012). La resolución obtenida para el cálculo de los rotacionales es de $1/16^{\circ} \times 1/16^{\circ}$, y de esta manera evitamos perder una gran cantidad de datos sobre las zonas costeras.

$$Rot = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y}$$
(16)

La ec. 16 representa la componente vertical del rotacional del esfuerzo del viento. Donde $\tau_x = C_d \cdot \rho_a \cdot |U| \cdot U_x$ y $\tau_y = C_d \cdot \rho_a \cdot |U| \cdot U_y$ son las componentes horizontales del esfuerzo del viento. Con C_d el coeficiente de arrastre cuyo valor es 0.0015 adimensional; ρ_a es la densidad del aire (1.2 kg m⁻³); |U| es la magnitud del vector de viento. U_x, U_y son las componentes del vector de viento en las direcciones x e y respectivamente.

Creamos los mapas climatológicos de viento y rotacional de viento a partir de los mapas mensuales, pero no tomamos en cuenta los meses cuyo índice MEI (Multivariate ENSO Index, https://psl.noaa.gov/enso/mei/) sea superior a ± 1.5. Wolter y Timlim (2011) indican que los valores de MEI > 2 (< -2) corresponden a eventos fuertes de El Niño (La Niña); mientras que Yan et al. (2018) sugiere el umbral de 0.9 (-0.9) para definir El Niño (La Niña). Aquí se utilizó los valores mayores (menores) a 1.5 (- 1.5) para indicar la presencia de efectos moderados producidos por El Niño (La Niña). Se utilizó el índice MEI porque nos permite distinguir la intensidad del ENSO en tiempo real e histórico y está basada en el efecto combinado de 5 variables (presión de nivel del mar, temperatura superficial, componentes meridional y zonal del viento en superficie y radiación de onda larga saliente) en la región de 30°S a 30°N y de 100°E a 70°W. De esta manera evitamos que los mapas climatológicos se vean alterados por efectos interanuales. Los meses que no se toman en cuenta aparecen con un círculo rojo en la Figura 15.

La Figura 16 muestra el mapa climatológico de vientos (flechas) y rotacional del esfuerzo del viento (color) sobre el área de estudio. Los meses de diciembre a mayo presentaron valores de viento mayores a los 4.9 ms⁻¹. Los valores máximos están representados en valor en cada mes sobre el lado continental.



Figura 15. Índice Multivariado de El Niño-Oscilación del Sur (MEI) para el periodo de 2002 a 2016. Los círculos rojos corresponden a los meses con índice mayor a ± 1.5.



Figura 16. Mapas climatológicos de viento y rotacional. Las flechas indican la dirección y su tamaño la magnitud del viento con unidades en ms⁻¹. Los mapas de color corresponden a la componente vertical del rotacional producido por los vientos. Los valores del rotacional son del orden de 10⁻⁷ Nm⁻³.

De diciembre a febrero los valores altos de viento se presentan en el interior del golfo de California, mientras que de marzo a abril los valores intensos se desarrollan sobre la costa oeste de la península. Durante estos meses el viento presenta una dirección casi uniforme proveniente del noroeste. De junio a noviembre la velocidad del viento disminuye a valores menores a 4.5 ms⁻¹, con valores de 2.8 ms⁻¹ en septiembre. Entre junio y septiembre el viento sobre la península gira ciclónicamente hacia el interior del golfo como lo reportó Lavín et al. (2009).

El rotacional del esfuerzo del viento mostró valores mayores a 2×10^{-7} Nm⁻³ sobre la costa continental durante los meses de noviembre a marzo, mientras que los valores más bajos se obtuvieron entre julio y septiembre. Por el lado de la península, el margen oeste muestra valores positivos a lo largo del año, incrementándose desde febrero, con valores altos en los meses de abril a junio (> 6×10^{-7} Nm⁻³). En el mes de junio el rotacional alcanzó su valor más alto en la punta de la península (> 8×10^{-7} Nm⁻³). De julio a octubre el rotacional se mantuvo positivo sobre la punta de península, pero disminuyó de ~4 a 2 × 10^{-7} Nm⁻³. El lado este de la península (interior del golfo) muestra valores negativos de octubre a marzo con valores bajos entre diciembre y enero (< -4×10^{-7} Nm⁻³) y desciende gradualmente de febrero a mayo. De junio a septiembre esta zona también presenta valores positivos de rotacional entre 0 a 2×10^{-7} Nm⁻³. Los valores del rotacional están relacionados al bombeo de Ekman, los positivos están asociados a afloramientos y los negativos a hundimientos (Bakun y Nelson, 1991; Castro y Martínez, 2010).

El comportamiento aquí descrito del rotacional del viento sobre el lado oeste y sur de la península es similar al mostrado por Castro y Martínez (2010), aunque los valores encontrados están en el rango de \pm 2×10⁻⁷ Nm⁻³ y corresponden a promedios estacionales basados en 8 años de medición del satélite QuikSCAT (2000 – 2007).

4.2 Mapas climatológicos de SLA de CMEMS y Temperatura Superficial

Los mapas de anomalías de nivel del mar (SLA) fueron obtenidos de CMEMS (distribuidos anteriormente por AVISO). Estos mapas tienen una resolución espacial de 1/4°×1/4°, por lo que presentan menos valores cerca de las costas. Los datos de temperatura superficial fueron obtenidos de GHRSST cuya resolución espacial es de 1km × 1km, ambos tipos de datos son descritos en la sección 2.1.2. Construimos mapas climatológicos mensuales de manera similar a los mapas climatológicos de viento, es decir, basados en el periodo de 2002 a 2016 y sin considerar los meses cuyo índice MEI es mayor (menor) a +1.5 (-1.5).

Las Figuras 17 y 18 corresponden a los mapas climatológicos (mensuales) de SLA y temperatura superficial respectivamente. Los meses de enero a marzo presentan valores negativos de SLA (~ -5 cm) que se van extendiendo desde el interior del golfo hasta cubrir parte de la costa occidental de la península. Estas anomalías están asociadas a la disminución de temperaturas superficiales (Fig. 18, enero a marzo) las cuales retraen la isoterma de 25°C al sur de la zona de estudio. Sobre la costa occidental de la península, la disminución de temperatura está ligada a la presencia de aguas frías de la Corriente de California. La región al sur de la península presentó anomalías positivas que disminuyen desde enero (10 cm) a marzo (5 cm).



Figura 17. Mapa climatológico mensual de SLA de CMEMS (cm), basado en el periodo 2002-2016.

Abril y mayo muestra condiciones de transición de cambios de estación de otoño a verano y con valores de SLA menores a los ± 5cm. En los mapas de temperatura para estos mismos meses, mostraron que la isoterma de 25°C se desplaza hacia el interior del golfo y con máximos de 27°C alrededor de Islas Marías, lo cual es una clara señal del ingreso de aguas de origen tropical sobre la zona de la entrada (ver Lavín et al., 2009). De junio a octubre las SLA positivas (> 10 cm) se expanden desde la costa continental hasta cubrir toda la zona de estudio. En septiembre y octubre se registran los valores más altos de SLA (> 15 cm) en la zona de la entrada e interior del golfo.



Figura 18. Mapa climatológico de Temperatura superficial (SST), para el periodo comprendido entre 2002 a 2016 a partir de los datos de GHRSST. La isoterma de 21°C delimita el máximo de la masa de agua de la corriente de California (lado occidental de la península) y la isoterma de 25°C es la menor temperatura de las aguas tropicales.

Las altas anomalías en verano e inicios de otoño (julio a octubre) son producidas por la presencia de aguas cálidas sobre la región y son apreciables en el mapa de temperaturas (Fig. 18) donde las isotermas se extienden de manera casi longitudinal. Mientras que, sobre la costa occidental de la península, las isotermas avanzan primero sobre la zona costera. Las temperaturas más altas se dan en agosto y septiembre en la zona de la entrada (> 30°C). Asimismo, desde julio a setiembre se forma un domo alrededor de los 23°N entre las isotermas de 28°C, 29°C y 30°C. Esta formación coincide con el campo de anomalías de la Fig. 17 y es relacionada a la presencia de un remolino ciclónico sobre esa ubicación. Es en estos meses donde se desarrolla una circulación costera sobre la punta de la península y se propaga hacia el polo sobre la costa occidental. Los meses de noviembre y diciembre mostraron una disminución gradual de las anomalías positivas y de la temperatura superficial sobre la zona de estudio, sin embargo, este proceso es más lento.

Aun necesitamos contar con una mayor resolución en los mapas de SLA sobre la zona costera, en particular para describir la circulación sobre la punta de la península y entender las posibles causas que la originan. Para ello partimos de las SLA costeras alongtrack obtenidas de la altimetría satelital costera de diversas misiones altimétricas y mareógrafos en nuestra zona de estudio, los cuales son descritas en las siguientes secciones.

4.3 Altimetría costera en la entrada del golfo de California

A continuación, se muestran los resultados de las validaciones entre altímetros y mareógrafos en la entrada del golfo, basados en la metodología descrita en la sección 3.1 (ver Fig. 12). Como se mencionó en la sección 3.1, primero se compararon las anomalías de nivel del mar (SLA) de altímetros y mareógrafos después de eliminar todas las componentes de marea que calcula el modelo FES2012.

En la segunda comparación se eliminaron un número menor de componentes de marea. Como se explicó en la metodología, esto depende de la misión. Se extraen 18/16/11 componentes de marea a las misiones TP-Jason/GFO/Envisat respectivamente. El análisis busca determinar las componentes de marea que son mejor resueltas por los altímetros. En la Tabla 7 se comparan las amplitudes y fases de las componentes de marea obtenidos de los mareógrafos en Cabo San Lucas y la misión altimétrica Jason. Se usó el mismo periodo de tiempo para estas comparaciones. Se obtuvo la proporción de amplitudes entre altímetro y mareógrafo (Pr). Esta proporción indica cuándo la misión altimétrica subestima (Pr < 1) o sobreestima (Pr > 1) las amplitudes de las componentes de marea obtenidas por los mareógrafos.

Asimismo, los valores de Pr que caigan dentro del rango óptimo (Tabla 4, quinta columna) son considerados como buenas estimaciones de las amplitudes por parte de los altímetros. Las comparaciones para las otras ubicaciones son mostradas en el material suplementario de Valle y Trasviña (2020). Los resultados de la Tabla 7 indican que las componentes principales semidiurnas (M₂, N₂, S₂, K₂) y diurnas (O₁, K_1 , P_1 , Q_1) así como las componentes NU_2 , MU_2 y SSA son adecuadamente estimadas por el altímetro (valores en negrita), en este caso la misión Jason. Las otras componentes presentan valores de Pr fuera del rango optimo (RO) y diferencias de fase (ΔP) mayores a 20 grados. Aunque las comparaciones con otras misiones no son mostradas aquí, estas presentan resultados similares, es decir, las componentes principales diurnas y semidiurnas suelen ser bien estimadas, excepto aquellas que no pueden ser medidas por las misiones GFO y Envisat. Por otro lado, existen componentes que presentan diferencias mayores de amplitud (Pr) y fase (ΔP) en las cuatro ubicaciones, siendo LDA₂ la componente más complicada de estimar por los altímetros. Esto se debe a que su periodo de aliasing es cercano a otros periodos semidiurnos y queda enmascarado por esas otras componentes. La componente mensual lunar (MM) es sobreestimada por los altímetros en la mayoría de las ubicaciones presentando Pr > 1, mientras que la componente semianual (SSA) es subestimada (Pr < 1) por la misión Topex-Jason y sobreestimadas (Pr > 1) por las misiones GFO y Envisat, además presentan diferencias de fase (ΔP) entre 6 y 116° en las diferentes locaciones.

Las Figuras 19-21 muestran las series de tiempo de SLA obtenidas de la primera y segunda comparación para las ubicaciones de Cabo San Lucas y Mazatlán. Para las ubicaciones de Pichilingue y Topolobampo, el lector es referido a Valle y Trasviña (2020). La Figura 19a corresponde al nivel del mar del mareógrafo en Cabo San Lucas (CSL) proporcionado por la SEMAR. EL periodo de medición va desde febrero de 2010 hasta finales de 2016. Presenta huecos en varias partes de la serie, donde el más grande ocurrió a inicios de 2016. En el panel (b) de la Figura 19, se muestra las series de SLA de mareógrafo y altímetro obtenidas de la primera comparación SLA_{TG31} (línea negra) y SLA_{XT} (línea roja) respectivamente, el punto del altímetro es ubicado a \sim 30 km del mareógrafo. La serie de mareógrafo (SLA_{TG31}) varía entre ± 0.2 m, mientras que la de altímetro (SLA_{XT}) lo hace entre -0.15 a 0.35 m con valores altos desde finales de 2014 a 2015. Otras diferencias importantes entre ambas series ocurrieron a finales de 2010, inicios de 2011 y mediados de 2012. La correlación de ambas series es 0.52 y el Rmse es de 9.4 cm. La desviación estándar para SLA_{XT} es de 10.1 cm y para SLA_{TG31} es de 9.1 cm. En el panel (c) de la Figura 19 se compara ambas series de SLA, pero extrayendo solo 18 componentes de marea. Los valores de SLA para ambas series fluctúan entre -0.2 a 0.3 m. Las diferencias con respecto al panel (b) han disminuido presentando incluso tendencias similares desde el 2013 a finales de 2015. La desviación estándar para la serie del altímetro (SLAJA18, línea azul) disminuyó a 8.3 cm comparado a SLA_{XT} (10.1 cm) del panel (b); mientras que para el mareógrafo (SLA_{TG18},

línea naranja) la desviación estándar permanece casi igual (9.2 cm). La correlación entre ambas series se incrementó a 0.68 y el Rmse disminuyó a 7.1 cm.

Tabla 7. Comparación de amplitudes (Amp) y fases (Pha) de los mareógrafos en Cabo San Lucas y la misión Jason. Las fechas corresponden al periodo usado en ambas series de datos. TG corresponde al mareógrafo (Tide Gauge en inglés). El termino Ja23 es para la serie de tiempo de la misión Jason2-3, mientras que Ja2 solo comprende la misión Jason2. Pr y Δ P son las proporciones de amplitudes (altímetro/mareógrafo) y las diferencias de fase respectivamente. Los valores en negrita corresponden a las componentes mejor estimadas por los altímetros.

Compo-	Cabo San Lucas (CSL SEMAR) 2010/02 – 2016/12					Cabo Sa 2007/01	n Lucas (C L – 2013/1	SL CICESE) 0
nentes	Amp (A) Pha (P)	TG	Ja23	Pr ΔP		TG	Ja2	Pr ΔP
M ₂	Α	37.7	36.3	0.96		37.1	36.0	0.97
	Р	94.2	97.2	3.0		96.2	97.0	0.8
NI	А	8.96	9.30	1.04		8.63	9.31	1.08
IN2	Р	83.0	91.6	8.6		84.9	92.7	7.8
1	А	0.77	0.76	0.99		1.17	1.70	1.45
L2	Р	85.7	30.1	-55.6		87.6	95.6	8.0
c	А	24.1	23.3	0.97		23.8	23.4	0.98
32	Р	101.0	102.0	1.0		103.0	101.0	-2.0
V	А	6.88	7.11	1.03		6.76	7.10	1.05
K2	Р	98.6	95.2	-3.4		100.0	98.8	-1.2
21	А	1.28	1.61	1.26		1.18	1.74	1.47
ZIN2	Р	61.5	37.8	-23.7		64.5	43.3	-21.2
	А	1.77	1.75	0.99		1.59	1.57	0.99
$NO_2(V_2)$	Р	86.1	69.9	-16.2		88.9	68.1	-20.8
	А	1.35	1.41	1.04		1.26	1.33	1.05
$WU_2(\mu_2)$	Р	70.9	81.9	11.0		73.0	68.1	-4.9
	А	0.16	0.87	5.4		0.25	0.46	1.84
$LDA_2(\Lambda_2)$	Р	134.0	118.0	-16.0		96.3	183.0	86.7
т	А	1.57	1.45	0.92		1.48	0.72	0.49
1 <u>2</u>	Р	84.9	117.0	32.1		86.1	119.0	32.9
0	А	15.4	15.9	1.03		15.2	15.0	0.99
O_1	Р	172.0	170.0	-2.0		173.0	172.0	-1.0
K	А	22.3	21.5	0.96		22.1	21.5	1.02
κ ₁	Р	183.0	186.0	3.0		184.0	183.0	-1.0
0	А	3.02	3.18	1.05		2.99	2.53	0.85
Q_1	Р	164.0	182.0	18.0		165.0	164.0	-1.0
P ₁	А	7.15	7.11	0.99		6.98	7.46	1.07
	Р	179.0	184.0	5.0		180.0	185.0	5.0
J_1	А	1.35	2.07	1.53		1.27	1.87	1.47
	Р	187.0	150.0	-37.0		192.0	163.0	-29.0
NO ₁	A	1.13	1.79	1.58		1.13	1.59	1.41
	Р	180.0	154.0	-26.0		178.0	116.0	-62.0
MM	Α	0.54	0.42	0.78	_	0.55	1.44	2.6
(M _m)	Р	56.2	8.15	-48.05		20.0+	347.0	-33.0
	A	2.54	1.89	0.74		2.56	2.45	0.96
55A (5 _{Sa})	Р	16.7	23.8	7.1		7.59⁺	353.0	-14.6



Figura 19. (a) Nivel del mar en Cabo San Lucas del mareógrafo de la SEMAR; (b) primera comparación entre SLA_{TG31} (línea negra) de mareógrafo y SLA_{XT} (línea roja) de la misión Jason2; (c) segunda comparación, extrayendo 18 componentes al mareógrafo (SLA_{TG18}, línea azul) y altímetro (SLA_{JA18}, línea naranja).

La serie del nivel del mar y de anomalías (SLA) para el mareógrafo proporcionado por la red mareográfica del CICESE (REDMAR) en Cabo San Lucas se muestra en la Figura 20. El panel superior (a) corresponde al nivel del mar, el cual presenta muy pocos huecos y donde el más notable ocurrió a finales de 2008. A comparación de otras ubicaciones, esta serie fue la más completa. El periodo del registro comprende desde inicios de 2007 a finales de 2013. En el panel (b) se presentan las series del primer análisis. La ubicación del punto del altímetro es el mismo que el usado en la Figura 19 (a ~30 km del mareógrafo). La serie de anomalías del mareógrafo (SLA_{TG31}, línea negra) y la del altímetro (SLA_{XT}, línea roja) varían de -0.2 a 0.3 m, con valores altos a finales de 2009, causados posiblemente por la presencia de un evento El Niño moderado, desarrollado a finales de 2009 e inicios del 2010. Las diferencias más resaltantes entre ambas series ocurren desde el 2008 a finales de 2010, posterior a esta fecha las series muestran una gran similitud. La desviación estándar para SLA_{TG31} y SLA_{XT} son 9.8 y 9.3 cm respectivamente, mientras que la correlación entre ambas es de 0.77 y Rmse de 7.4 cm. En el panel inferior (c) se muestran las series de SLA a las que se le ha extraído solo 18 componentes de marea tanto para altímetro (SLA JA18, línea azul) como para mareógrafo (SLA_{TG18}, línea naranja). Los valores más altos son registrados en la SLA del altímetro (~0.35 m) a finales de 2009 mientras que para el mareógrafo son cercanos a 0.3 m. La desviación estándar de SLA_{TG18} permanece igual (9.8 cm) y para SLA_{JA18} disminuye a 8.7 cm. La correlación entre ambas series aumenta ligeramente a 0.79 y el Rmse decrece a 6.2 cm.



Figura 20. Similar a la Figura 17, utilizando el mareógrafo de Cabo San Lucas del CICESE.

En la Figura 21 se muestran las comparaciones entre el mareógrafo de Mazatlán y los puntos de las misiones altimétricas Topex-Jason (a 16 km de distancia), GFO (a 22 km) y Envisat (a 12 km) (Ver Fig. 12, esquina inferior derecha). El periodo de registro del nivel del mar de este mareógrafo comprendió casi 18 años (Fig. 21a), desde mediados de 1999 a finales de 2016. Sin embargo, a lo largo de la serie se presentan huecos que pueden ir desde días, semanas o meses. El panel (b) corresponde a las anomalías obtenidas del producto X-TRACK (SLA_{XT}, línea roja) de la misión Topex-Jason y las de mareógrafo (SLA_{TG31}, línea negra). Ambas series presentan valores de SLA entre ± 0.4 m, con diferencias notorias a inicios de los años 2002, 2007, 2015 y a mediados de los años 2000 y 2003. El resto de la serie presenta diferencias menores. Para esta comparación la correlación fue 0.76 con un Rmse de 9 cm. Las desviaciones estándar de SLA_{TG31} y SLA_{XT} son 13.3 y 12.1 cm, respectivamente. En el panel (c) se comparan las mismas series, pero en este caso se les ha extraído 18 componentes de marea. Las diferencias señaladas anteriormente disminuyen ligeramente, lo cual conlleva a un incremento en la correlación (0.79) y una disminución en su Rmse (8.3 cm). En estas series (SLA_{TG18} y SLA_{TJA18}) se mantiene el pico negativo a inicios de 2003, el cual no parece estar relacionado a una variabilidad interanual, por lo que debe tratarse de algún evento local. Por otro lado, los registros de los 2015 y 2016 de ambas series muestran los efectos de un evento El Niño fuerte, caracterizado por un incremento en las anomalías de nivel del mar. En el cuarto panel (d) se comparan las anomalías del mareógrafo (SLA_{TG16}) y de la misión GFO (SLA_{GF016}) extrayendo solo 16 componentes de marea como se explicó en la sección 3.1. En este caso, el periodo de comparación va desde el año 2000 a

finales de 2007, que es el periodo de la misión GFO. Las SLA del mareógrafo (SLA_{TG16}, línea azul) varían entre \pm 0.45 m, mientras que para el altímetro (SLA_{GF016}, línea naranja) fluctúan desde -0.2 a 0.3 m. Las diferencias son apreciables a mediados del 2003 e inicios del 2004. Los dos últimos años del registro fueron afectados por la presencia de huecos tanto en la serie del mareógrafo como en el altímetro. La desviación estándar de SLA_{TG16} y SLA_{GF016} son 14.8 y 9.4 respectivamente. La correlación de ambas series es 0.65 con un Rmse de 11 cm. En el panel (e) se comparan las anomalías de nivel del mar del mareógrafo (SLA_{TG11}, línea celeste) y la misión Envisat (SLA_{EN}, línea magenta) extrayendo solo 11 componentes de marea. La cantidad de constituyentes de marea comparables es menor que en las otras misiones debido al largo periodo de repetición de la misión Envisat (35 días). Ambas series muestran gran similitud, pero con valores separados entre sí, estas diferencias pueden ser atribuidas a que la misión Envisat no estima algunas componentes principales de marea (S₂, K₁ y P₁) que son importantes en nuestra zona de estudio. La desviación estándar es alrededor de 10 cm para ambas series, mientras que la correlación y el Rmse tienen valores de 0.65 y 18 cm respectivamente.



Figura 21. Nivel del mar en Mazatlán; (b) primera comparación entre la serie de SLA_{TG31} (línea negra) de mareógrafo y SLA_{XT} (línea roja) de la misión Jason; (c) similar a (b) pero extrayendo solo 18 componentes de marea; (d) comparación entre mareógrafo (SLA_{TG16}, línea azul) y la misión Geosat Follow On (SLA_{GF016}, línea naranja) extrayendo 16 componentes; (e) comparación entre mareógrafo (SLA_{TG17}, línea (SLA_{TG11}, línea celeste) y la misión Envisat (SLA_{EN11}, línea magenta) extrayendo 11 componentes de marea.

En conclusión, la comparación de los datos de X-TRACK y mareógrafos, cuando se eliminan menos componentes de marea que pueden ser resueltas por los altímetros, resultaron en una mejor correlación y menor Rmse, lo cual permitió validar los datos altimetría costera y utilizarlos de manera confiable en regiones costeras que no cuentan con mediciones in-situ.

4.4 Validación de CryoSat-2

La validación de los datos de la misión CryoSat-2 se realizaron en base a la metodología de Gomez-Enri et al. (2018) descrito en la sección 3.2. La validación se realiza por comparación con datos de mareógrafo. En este trabajo solo usaremos el registro de nivel del mar en Cabo San Lucas de la red mareográfica del CICESE (REDMAR). Las anomalías de nivel del mar en esta ubicación (SLA_{TGCSL}) se muestran en la Figura 20 después de eliminar: a) 8 componentes de marea (K₁, P₁, O₁, Q₁, M₂, N₂, S₂ y K₂) y b) la corrección dinámica atmosférica (DAC). La serie está comprendida por dos periodos, el primero va desde el 2010 a finales de 2013 y la segunda desde finales de 2015 a diciembre de 2016. Estos periodos coinciden con mediciones de la misión CryoSat-2. El rango de valores oscila entre -0.2 a 0.3 m, con pocos valores fuera de este rango.



Figura 22. SLA del mareógrafo en Cabo San Lucas después de extraer 8 componentes de marea y la corrección dinámica atmosférica. Unidades en metros.

Debido a que la misión CryoSat-2 (C2) fue diseñada para obtener una alta cobertura espacial, su periodo de repetición es largo (369 días). Los tracks se encuentran separados alrededor de 8 km entre sí cuando se toma en cuenta un periodo de 369 días. Para la validación tomamos en cuenta los tracks que se encuentran dentro de un radio de 0.5° de la ubicación del mareógrafo y seguimos los pasos descritos en la sección 3.2. Los valores de anomalías se obtienen de la ecuación 11 y las denominamos SLA procesado (SLA_{C2Pro}). Para la corrección de mareas usamos el modelo TPXO9, extrayendo 8 componentes tanto al

mareógrafo como a los datos del altímetro. Además, usamos el 6% de la SWH (altura significante de la ola) para corregir el sesgo del estado del mar (SSB).

La Figura 23 muestra los resultados de las diferencias entre anomalías de mareógrafos y la misión C2: SLA_{TGCSL} – SLA_{C2Pro}. El mapa de diferencias muestra valores a determinadas distancias con respecto a la línea de costa. Estas diferencias representan pendientes entre la ubicación del mareógrafo y las diferentes distancias a la costa. Las mediciones del mareógrafo y altímetro están separadas por periodos menores a 5 minutos. Por esta razón esperamos que las diferencias sean pequeñas o que sean pendientes reales. Consideramos las diferencias entre \pm 0.2 m tomando en cuenta que es un área con una dinámica compleja que incluye corrientes costeras. El 94.8% de los valores se encuentra dentro del intervalo de \pm 0.2 m.



Figura 23. Diferencias de SLA entre mareógrafos y misión CryoSat-2 (en metros). (a) utilizando las correcciones especificadas para nuestra zona de estudio. (b) utilizando las SLA de CryoSat-2 por defecto. La estrella verde muestra la ubicación del mareógrafo.

En la Figura 24 se grafica la serie de tiempo de SLA del mareógrafo (SLA_{TGCSL}, línea punteada negra) y la serie de C2 (SLA_{C2Pro}, línea punteada roja) a 23 km de la línea de costa. Aunque en algunas fechas presentan diferencias considerables, la SLA_{C2Pro} se mantiene dentro del rango de -0.2 a + 0.3 m. El valor de la Rmse entre ambas series es de 8.6 cm y la correlación es 0.67. A otras distancias de la costa, los valores de correlación van de 0.45 a 0.73 mientras que las Rmse van desde 8.4 a 18.6 cm. A distancias menores a 5 km de la línea de costa se presentan las Rmse más altas y correlaciones más bajas.



Figura 24. Comparación de SLA_{TGCSL} (línea punteada negra) y SLA_{C2Pro} (línea punteada roja) a 23 km de la línea de costa.

En conclusión, a través de este análisis validamos las anomalías de nivel del mar (SLA) de alta resolución (20 Hz) en nuestra región de estudio, y a partir de las anomalías pudimos construir series de tiempo (Hovmuller) basados en los tracks de CryoSat-2. La Figura 25 corresponde al diagrama de Hovmuller realizado con los tracks que caen dentro los 0.5° del mareógrafo en Cabo San Lucas.



Figura 25. Diagrama Hovmuller de SLA (m) basado en los tracks de CryoSat-2 a 20 Hz along-track en la ubicación de Cabo San Lucas.

Se puede apreciar la estacionalidad de las SLA, con valores positivos desde mediados de año hasta inicios del siguiente año; relacionado con la presencia de aguas cálidas sobre esta región. Las anomalías negativas están asociadas a aguas frías procedentes de la Corriente de California. Las anomalías negativas ocurren desde fines de enero hasta mediados de año. En esta figura también se aprecia el efecto del Blob (verano de 2014) y El Niño (verano de 2015) en las proximidades de Cabo San Lucas con valores SLA mayores a 0.25 m.

4.5 Mapas de SLA de alta resolución

Una vez validada la altimetría costera en nuestra zona de estudio, procedimos a la construcción de los mapas de alta resolución espacial (~ 7km × 7km). Estos mapas se realizaron luego de combinar las anomalías de nivel del mar (SLA) de diferentes misiones altimétricas, pero como se mencionó en la sección 3.3, todas las misiones deben se corrigieron por un mismo modelo de marea. El modelo TPXO9 desarrollado por Egbert y Erofeeva (2002) se escogió luego del análisis mediante las ec. (12) y (13). Posteriormente, las SLA de las misiones fueron obtenidas a través de las ec. (9) y (11), e interpoladas a periodos semanales y mensuales desde el 2002 hasta finales de 2016.

A partir de los mapas mensuales de SLA se decidió crear mapas climatológicos de la zona de estudio. Estos mapas climatológicos fueron creados a partir de los mapas mensuales para el periodo 2002 a 2016, pero no toma en cuenta los meses cuyo índice MEI sea superior a ± 1.5 (Fig. 15) de manera similar a los mapas climatológicos de vientos, SLA de CMEMS y temperatura superficial.

En la Figura 26 se muestra los mapas climatológicos mensuales de las SLA en la zona de estudio procesados por nuestro método. En los meses de enero a marzo (Fig. 26) gran parte de la región muestra valores negativos de SLA, principalmente en la entrada al golfo de California con valores entre -2 a -12 cm relacionado a afloramiento producido por vientos y bombeo de Ekman generado por rotacionales de esfuerzo de viento positivo (Bakun y Nelson, 1991; Castro y Martinez, 2010). El afloramiento lleva aguas frías desde subsuperficie a superficie y genera el retroceso de las aguas cálidas en esta área. La región suroeste presenta valores positivos, aunque menores a los 7 cm, relacionados a remanentes de aguas cálidas. En abril y mayo casi toda la región presentó valores negativos, llegando a los -8 cm en el sur de la península, los cuales corresponden con el arribo de aguas frías de la corriente de California.

A partir del mes de junio, surgen anomalías positivas sobre el margen continental, inducidas por el ingreso de aguas tropicales sobre la zona de la entrada (< 10 cm). El incremento de las anomalías positivas de SLA se extienden de manera gradual desde julio hasta octubre. En este último mes, las SLA positivas cubren toda la región con valores que van desde los 5 a 15 cm. Es en este periodo donde se desarrolla un flujo sobre la punta de la península y continua hacia el polo sobre la costa oeste de la misma como se aprecia en la Figura 27. En los meses de noviembre y diciembre las anomalías se atenúan considerablemente mostrando amplias regiones con valores de anomalías menores a ± 5 cm.

Nuestros mapas climatológicos presentaron una gran similitud con los mapas de CMEMS (Fig. 17). Los meses de enero a marzo y de junio a noviembre muestran los mismos patrones. La diferencia solo se da en el rango de valores, mientras que nuestros resultados muestran valores de hasta -12 cm en marzo, los

de CMEMS son cercanos a los -10 cm. En verano los máximos registrados por CMEMS oscilan entre 15 a 20 cm, mientras que los nuestros van de 12 a 17 cm. Los meses con mayor diferencia son abril y mayo, donde este último un mes es de transición de condiciones frías a cálidas.

La novedad de nuestros mapas procesados es su alta resolución, que nos da mayor detalle en las zonas costeras, permitiéndonos detectar pendientes negativas de nivel del mar (valores más altos de SLA en costa y menores fuera de ella) como se observa en los meses de agosto, septiembre y octubre en la costa occidental y punta de la península. Estas pendientes producen flujos hacia el polo sobre la costa occidental de Baja California. Este flujo que bordea la península ha sido reportado por Collins et al. (1997), Castro et al. (2006) en la boca del golfo. Durazo y Baumgartner (2002), Durazo (2015) y Valle y Trasviña (2017) reportan este flujo sobre la costa occidental de la península.



Figura 26. Mapa climatológico de anomalías de nivel del mar (SLA, en centímetros) basado en el periodo 2002-2016. Los contornos continuos (discontinuos) corresponden a los valores positivos (negativos).

La Figura 27 muestra el mapa climatológico de corrientes geostróficas obtenidos de los mapas climatológicos de SLA usando las ecuaciones 14 y 15. Los valores menores a 0.05 ms⁻¹ (5 cms⁻¹) que corresponden a ΔSLA ~2mm son suprimidos de los mapas, para mayor claridad. Los máximos de cada mes se muestran sobre el lado continental, las flechas más grandes encima de los máximos mensuales corresponden al valor de 0.4 ms⁻¹ y es el valor de escala para todos los meses. De enero a abril las corrientes son predominantes hacia el sur. En enero y febrero las corrientes más fuertes son dan al sur de la península con valores alrededor de los 0.2 ms⁻¹, desarrollando formaciones anticiclónicas en la boca del golfo (~23°N, -108°W) y al sur de la península. En marzo se aprecia un flujo saliente del golfo con velocidades entre 0.2

46

 -0.3 ms^{-1} y que se combina con un flujo proveniente de la costa oeste de la península alrededor de los 23°N. La combinación de ambos flujos proyecta una circulación costera sobre el margen continental (21 – 23°N) con velocidades menores a los 0.15 ms⁻¹, mientras que la circulación más intensa se desarrolla fuera de costa entre -106° a -108°W, alcanzando los 20°N (frente a Cabo Corrientes). Durante el paso de esta corriente hacia el sur, se producen meandros en la zona de la entrada. En abril, se aprecia un remolino anticiclónico intenso al sur de la península, centrado en -109°W y 21°N, con velocidades ~0.35 ms⁻¹. En la boca del golfo se mantiene una formación anticiclónica con velocidades ~0.25 ms⁻¹. Sobre la costa este de la punta de la península se produce un flujo que se dirige hacia el interior del golfo. En el mes de mayo el flujo hacia el sur se atenúa y la dinámica de la zona de la entrada parece ser manejada por la presencia de remolinos ciclónicos y anticiclónicos con velocidades <0.15 ms⁻¹ y originan la circulación hacia la península y al interior del golfo, con dirección hacia el norte. Entre la costa continental, de 20 – 23°N, e Islas Marías se desarrolla una circulación hacia el polo (0.2 a 0.25 ms⁻¹) correspondiente a la Corriente Costera Mexicana (CCM) descrita anteriormente en los trabajos de Badan-Dangon, 1998; Strub and James, 2002a; Lavín et al., 2006, Gómez-Valdivia et al., 2015. Durante junio y julio la CCM se propaga sobre la costa continental hacia el interior del golfo de California (~0.3 ms⁻¹), asimismo se desarrolla un flujo paralelo a la punta de la península hacia el oeste (~ 0.15 ms⁻¹) producido por un remolino ciclónico (-109.5°W, 22°N); mientras que en julio parte de este flujo hacia el oeste se torna sobre la costa occidental de la península con velocidades menores a los 0.1 ms⁻¹. En el mes de julio existe una bifurcación de la CCM alrededor de los 24°N y -107.5°W; sin embargo, la rama oeste de esta bifurcación se dirige sobre la costa este de la península. En este mismo mes comienza a desarrollarse una formación ciclónica tipo remolino el cual llega a ser más evidente en los meses de agosto y septiembre, donde el brazo este del remolino es muy intenso (0.25 – 0.3 ms⁻¹) y parece gobernar la circulación superficial sobre la boca del golfo. En los meses de agosto y septiembre también se observa que la CCM se desprende de la costa al sur de los 23°N, entre los -108° y -107°W, con velocidad <0.25 ms⁻¹ y formando remolinos anticiclónicos durante su paso. Además, en estos meses se desarrolla una circulación costera sobre la punta de la península y se dirige hacia el polo sobre la costa occidental de la misma con velocidades < 0.22 ms⁻¹ en ambos meses. La extensión (ancho) de esta circulación costera varía entre 50 – 90 km y ha sido detectada hasta el golfo de Ulloa como lo muestran Valle y Trasviña (2017).

En el mes de octubre, se da un flujo saliente del golfo (hacia el sureste) sobre la costa continental entre los 26° y 23°N, con velocidades < 0.15 ms⁻¹. En la boca del golfo (-108.5°W y 24°N) se desarrolla un remolino anticiclónico con velocidad menor a 0.15 ms⁻¹. En gran parte de la zona de la entrada se desarrollan remolinos ciclónicos y anticiclónicos. Sobre la costa occidental de la península se mantiene el flujo hacia el polo con velocidades cercanas a los 0.25 ms⁻¹ mientras que en la punta de la península la circulación presenta velocidades menores a los 0.13 ms⁻¹. La diferencia de velocidades entre ambas ubicaciones se debe a que sobre la costa occidental se desarrollan remolinos ciclónicos los cuales intensifican la circulación hacia el polo (Valle y Trasviña, 2017, Figura 2b). En los meses de noviembre y diciembre el flujo más resaltante es el que sale del golfo de California hacia el sureste, mientras que en noviembre este flujo se da sobre el margen continental, en diciembre lo hace sobre la costa este de la península con velocidades menores a 0.22 ms⁻¹ en ambos meses. El resto de la región sigue bajo la influencia de meandros y remolinos ciclónicos y anticiclónicos. Sobre la punta de la península el flujo costero hacia el oeste desaparece y en diciembre el flujo se torna hacia el este. En la costa occidental de la península la corriente presenta variabilidad en noviembre y en diciembre parece ser influenciado por un remolino ciclónico.



Figura 27. Mapas climatológicos de corrientes geostróficas (ms⁻¹) obtenidas a partir de los mapas climatológicos de SLA. La escala de color indica la magnitud. Solo se representa la tercera parte de las flechas.

La circulación costera hacia el polo que se desarrolla en los meses de julio a octubre sobre la punta de la península, depende del esfuerzo del viento y de los gradientes de presión (gradientes de SLA). Relvas y Barton (2000) estudiaron el flujo costero cálido en el suroeste de la península Ibérica (alrededor de Cabo San Vicente) y encontraron que sobre la costa oeste el esfuerzo del viento (favorable a afloramiento) prevaleció sobre el gradiente de presión a lo largo de la costa con el flujo fue predominante hacia el ecuador, mientras que en la costa sur la situación fue opuesta y la circulación fue principalmente hacia el oeste. Estos autores mencionan que el flujo de aguas cálidas costeras hacia el oeste se debió a la relajación de los vientos favorables a afloramientos y dependiendo del debilitamiento de los vientos, las aguas cálidas pueden girar ciclónicamente alrededor del Cabo San Vicente y dirigirse hacia el polo. Wang (1997) utilizó un modelo tridimensional para estudiar los efectos del viento (favorables a afloramiento) sobre pequeñas escalas, simulándolo para los alrededores de Punta Concepción (~34.5°N). Encontró que se formó un fuerte gradiente de presión a lo largo de la costa y hacia el polo, establecido por un rotacional positivo de viento, el cual indujo un remolino ciclónico y provocó el ingreso de agua cálida en la zona de surgencia durante la relajación del viento. Las diferencias de temperaturas a lo largo de la costa, crean gradientes de presión que actúa como el forzante hacia el polo. En la entrada al golfo de California, el mecanismo del flujo hacia el polo es similar a los descritos por Wang (1997) y Relvas y Barton (2000), el cual incluye la presencia de aguas cálidas sobre la punta de la península a finales de primavera e inicios de verano. El debilitamiento de los vientos favorables a afloramientos de julio a septiembre genera que los gradientes de SLA (gradientes de presión) a lo largo de la costa induzcan un flujo hacia el polo, además de la presencia de remolinos ciclónicos formados por rotacionales de viento positivo (en la boca y al sur de la península) podrían reforzar el flujo hacia el polo.

En la Figura 28a se muestra una sección perpendicular a la península de donde obtenemos una serie de tiempo de 2002 a 2016. La Figura 28b muestra la evolución de las anomalías de nivel del mar promedio mensual para los años mencionados. Las anomalías negativas ocurren en invierno, hasta mediados de primavera, de febrero a mayo, con SLA entre -5 a -20 cm relacionadas a la presencia de aguas frías de la corriente de California, además de afloramientos costeros y bombeo de aguas frías hacia superficie. Luego se da un periodo de transición que comprende finales del mes de mayo y junio con SLA < -8 cm. De julio a octubre se registran las anomalías máximas (15 a 25 cm) que asociamos al arribo de masas de agua cálida tanto de origen tropical (TSW) como del Golfo (GCW).



Figura 28. (a) Mapa del sur de la península. Los puntos rojos corresponden a la sección tomada para la serie de tiempo de la SLA. (b) Serie de tiempo de SLA (m) de 2002 a 2016 basado en datos mensuales. (c) Serie de tiempo para el año 2002 basado en mapas semanales de SLA (m), los contornos son cada 0.04 m. (d) Componente U de las corrientes geostróficas (ms⁻¹) semanales del 2002 para la sección mostrada en (a), los valores positivos (marrones)/negativos (azul oscuro) indican flujo hacia el este/oeste. Los contornos son cada 0.05 ms⁻¹.

Los valores positivos altos de SLA del año 2014 (> 0.2 m) no corresponden a un evento El Niño sino a una anomalía de temperaturas positivas desarrolladas en el NE del Océano Pacífico durante el invierno de 2013-2014 causado por tasas bajas de perdida de calor del océano a la atmosfera y débil advección de aguas frías en el océano superior; este fenómeno es conocido como "el Blob" (Bond et al., 2015). Este evento de anomalías de temperatura se expande hacia las zonas costeras llegando al sur de California durante la primavera de 2014 como es reportado por el programa CalCOFI (Leising et al., 2015). En los años 2009 y 2015 se presentan máximos con valores superiores a los 25 cm que corresponden a un evento moderado en 2009 y al Niño intenso de 2015 respectivamente. Los efectos de El Niño continúan hasta los primeros meses del 2016, registrando anomalías positivas alrededor de los 20 cm.

La Figuras 28c y 28d muestran diagramas Hovmuller de las anomalías del nivel del mar (SLA) y las corrientes geostróficas superficiales (componente U) para un año típico (2002), los cuales se construyeron a través de promedios semanales generados a partir de altimetría costera y mareógrafos. La latitud más alta (23°N) se encuentran cerca de la costa y la más baja (22.5°N) a una distancia ~70 km mar afuera. Se observan eventos de duración de 2 a 3 semanas. En enero hay valores negativos de SLA en costa (-8 cm) que crecen mar afuera (~4cm). La pendiente positiva es consistente con un flujo costero hacia el este en dirección al Golfo de California, como se observa en la Fig. 28d, con velocidades < 0.25 ms⁻¹, donde los valores positivos indican flujo hacia el este de la sección y negativas hacia el oeste. A finales de febrero e inicios de marzo las SLA aumentaron hacia la costa ~12cm, lo cual generó una pendiente negativa consistente con un flujo hacia el oeste (Fig. 28d) con valores entre 0.05 - 0.1 ms⁻¹ en costa (22.9°N) y menor a 0.3 ms⁻¹ fuera de costa (22.5°N). A mediados de junio ocurre otro evento de pendiente negativa, con cambios de 4cm entre las latitudes de 23°N y 22.6°N, provocando un flujo costero hacia el oeste de 0.2 ms⁻¹ centrado en 22.9°N. Desde mediados de julio a finales de agosto la zona costera muestra SLA positivas < 3cm, mientras que fuera de costa era alrededor de -6 cm en julio y -2 cm en agosto. Estas anomalías generaron pendientes negativas consistentes con flujos hacia el oeste a mediados de julio con velocidades < 0.3 ms⁻¹ entre los 22.8 – 22.95°N (Fig. 28d). También se observó un máximo cercano a 0.25 ms⁻¹ fuera de costa (~22.5°N) a finales de julio. En agosto toda la sección presentó un flujo hacia el oeste con velocidades menores a 0.15 ms⁻¹. A inicios de septiembre se presenta un máximo de SLA en costa (Fig. 26c) con valores entre los 16 – 20 cm y fuera de costa de 8 – 12 cm. Este máximo de SLA está asociado con un máximo de velocidad hacia el oeste < 0.27 ms⁻¹ a inicios de septiembre. El flujo hacia el oeste disminuyó gradualmente hasta invertir su dirección a mediados de septiembre (Fig. 28d).

Desde finales de septiembre hasta mediados de octubre las SLA se mantienen menores a los 8 cm en toda la sección aumentando hacia fuera de la costa. Las diferencias de anomalías entre costa y mar afuera

produjeron un flujo hacia el este a inicios de octubre fuera de costa (~22.5°N). A finales de octubre se registraron SLA < 20 cm en costa (~23°N) y están relacionadas con velocidades hacia el oeste < 0.15 ms⁻¹ (~22.9°N). En noviembre se presenta un segundo máximo de SLA en costa (> 20 cm) mientras que el resto de la sección presenta valores entre los 12 – 16 cm; este máximo costero está relacionado con velocidades menores a los 0.2 ms⁻¹ hacia el oeste. Sin embargo, Los máximos valores de SLA hacia el oeste registrados fuera de costa en noviembre y febrero (< 0.3 ms⁻¹) pueden asociarse a la presencia de estructuras de mesoescala como filamentos o remolinos, como los mostrados en el trabajo de Torres Hernández (2017). A finales de noviembre y diciembre las SLA empiezan a disminuir (< 12 cm); mientras que las corrientes en la dirección U (Fig. 28d), muestran un flujo hacia el este centrado en 22.7°N con velocidades menores a los 0.2 ms⁻¹ a finales de noviembre, producido por la diferencia de anomalías entre mar afuera y costa para esa fecha. Las diferencias de SLA de ~2 cm cada 7km a lo largo de la sección mostrada pueden generar corrientes geostróficas cercanas a los ~0.4 ms⁻¹. Las velocidades hacia el oeste que se desarrollan como flujos hacia el polo sobre la costa occidental de la península son las que se producen costeramente en los meses de verano e inicios de otoño. En este año el flujo hacia el polo tuvo 2 máximos registrados como pulsos a mediados de julio e inicios de septiembre (0.25 ms⁻¹) apreciables en la Fig. 28d.

Los resultados que describen la circulación sobre la punta de la península (corriente hacia el polo), se obtuvieron de datos en superficie, sin embargo, se necesita tener alguna referencia de la extensión vertical de este evento costero durante los meses de verano. Para ello utilizaremos datos de dos cruceros oceanográficos los cuales se muestran a continuación.

4.6 Datos hidrográficos

Se utilizó los datos hidrográficos de los cruceros PESCAR-06 (julio 1995), PESCAR-07 y PATO-04 (agosto 1995) descritos en la sección 2.3. Aunque estos cruceros son anteriores a nuestro periodo de estudio (2002 – 2016) son una buena referencia puesto que se realizaron alrededor de la punta de la península en los meses de verano, cuando ocurre la corriente costera hacia el polo.

Los datos de las estaciones del crucero PESCAR-06 (Fig. 10) se interpolaron con el método DIVA descrito en Troupin et al. (2012) en una malla regular de ~10 km × 10 km (Fig. 29 panel izquierdo). Los círculos rojos son transectos seleccionados para analizar el comportamiento vertical de la temperatura, salinidad y velocidad geostrófica. Previo a las interpolaciones, se utilizaron las ecuaciones termodinámicas del agua de mar de 2010 (TEOS-10, por sus siglas en inglés; IOC et al. 2010) para obtener la temperatura conservativa y salinidad absoluta. Las velocidades geostróficas fueron calculadas luego de la interpolación a través de TEOS-10. Mostraremos las secciones de temperatura, salinidad y velocidad geostrófica correspondiente a los transectos S1 y S2 (Fig. 29). La imagen central y derecha de la Figura 29 muestran la distribución de temperatura y salinidad a 2 m de profundidad obtenidas luego de la interpolación. Las temperaturas alrededor de la punta de la península varían de 24° a 28°C y las salinidades entre 34.8 a 35.2 g kg⁻¹. Sobre la costa occidental de la península (23.4° - 24.2° N) las temperaturas y salinidades disminuyen gradualmente hacia el norte.



Figura 29. Izquierda: Mapa del sur de la península y área abarcada por el crucero Pescar-06 (julio de 1995). Los puntos negros son las posiciones interpoladas y los circulo rojos las secciones S1 a S3. Centro: Mapa de temperatura a 2m de profundidad. Derecha: Mapa de salinidad a 2 m de profundidad.

La Figura 30 muestra las secciones de corrientes geostróficas (nivel de referencia de 250 m), temperatura (°C) y salinidad (g kg⁻¹) del transecto S1 (arriba) y del transecto S2 (abajo). El margen izquierdo de las secciones en la Figura 30 corresponden a la posición costera (latitud cercana a la costa) y los márgenes derechos en mar afuera. Los valores negativos de la velocidad geostrófica (Fig. 30 izquierda) indican flujos hacia el oeste en dirección hacia la costa occidental de la península y positivos hacia el este en dirección al golfo. Para el transecto S1, las velocidades geostróficas indican la presencia de un flujo costero superficial con valores incluso mayores a los 8 cms⁻¹. El resto de la sección presentó un flujo mayormente hacia el oeste con el máximo (0.1 ms⁻¹) centrado a los 100 m de profundidad y 23°N. La sección de temperatura presenta afloramientos de aguas entre 23° a 25°C sobre la costa (isoterma de 25°C), mientras que debajo de los 50 m de profundidad las temperaturas son menores a los 17°C. A lo largo de la sección de salinidad se aprecia un rango mínimo de salinidades entre 34.6 – 34.8 g kg⁻¹ siendo más somero cerca de la costa y más profunda (> 50 m) mar afuera. Este rango de salinidad corresponde a la mezcla de aguas tropicales (salinidad < 34.6 g kg⁻¹) y aguas provenientes del Golfo de California (salinidad > 35.1 g kg⁻¹).



Figura 30. Arriba: Secciones del transecto S1. Velocidad geostrófica (ms⁻¹) con respecto al nivel de referencia de 250 m (panel izquierdo). Los valores positivos (negativos) indican flujo hacia el este (oeste) de la sección. Sección de Temperatura (°C) y Salinidad (g kg⁻¹) en el panel central y derecho respectivamente. Abajo: Secciones del transecto S2 para las mismas variables. Ambas secciones son del crucero PESCAR-06 (julio 1995).

En el transecto S2, la sección de velocidad geostrófica, positivos (negativos) hacia el este (oeste) de la sección, muestra flujos hacia el oeste intensos (> 0.15 ms⁻¹) desde superficie hasta ~60 m de profundidad centrado en 22.6°N. El resto de la sección presenta flujos en dirección contraria (hacia el este de la sección) con velocidades menores a los 0.1 ms⁻¹. La sección de temperatura del transecto S2 presentó temperaturas ligeramente más altas en superficie (~27°C). El resto de la sección presenta una distribución similar a la del transecto S1. La sección de salinidad muestra una intrusión de aguas de menor salinidad (~34 g kg⁻¹) en mar afuera, entre los 30 y 100 m de profundidad provenientes de la corriente de California por su baja salinidad. Por debajo de los 100 m la salinidad se incrementa hasta 34.8 g kg⁻¹.

La Figura 31 corresponde al crucero PESCAR-07 y PATO-04. El área abarcada es menor que la del crucero PESCAR-06, cubriendo solo la punta de la península. Estos cruceros se realizaron en agosto de 1995. La imagen izquierda de la Figura 31 muestra las posiciones interpoladas de las estaciones realizadas (Fig. 11) y los puntos rojos corresponden a los transectos utilizados para el análisis de las secciones de temperatura, salinidad y velocidad geostrófica (Fig. 32). La imagen del centro y de la derecha muestran la temperatura y la salinidad superficial a 1 m de profundidad. Las temperaturas varían entre 23° a 25°C, mientras que las salinidades están alrededor de los 34.5 g kg⁻¹.



Figura 31. Izquierda: Mapa de la punta de la península y área abarcada por el crucero PESCAR-07 y PATO-04. Los puntos negros son las posiciones interpoladas y los circulo rojos las secciones S1 y S2. Centro: Mapa de temperatura a 1m de profundidad. Derecha: Mapa de salinidad a 1m de profundidad.

La Figura 32 corresponde a los transectos S1 (arriba) y S2 (abajo) del crucero PESCAR-07 y PATO-04. Las secciones geostróficas de la Figura 32 fueron calculadas con un nivel de referencia de 250 m. La sección de velocidad geostrófica del transecto S1 muestra un flujo entrante hacia el Golfo (positivo hacia el este

de la sección) en zonas alejadas de la costa (~22.4°N) y con velocidades > 0.04 ms⁻¹ en los primeros 50 m. La zona más costera (22.8°N) presenta un flujo saliente (hacia el oeste) centrado entre los 50 y 100 m de profundidad con velocidades mayores a los 0.2 ms⁻¹. La sección de temperatura (S1) presenta afloramiento de aguas entre 23°C a 25°C en las zonas costeras, mientras que la isoterma de 15°C se hunde por debajo de los 100 m de profundidad y se eleva hasta los ~70 m en zonas fuera de la costa (22.3°N). La sección de salinidad (S1) muestra la intrusión de aguas frescas (34.4 g kg⁻¹) entre los 50 y 100 m de profundidad, en mar afuera (~22.3°N). La isohalina de 34.6 g kg⁻¹ se eleva de los 100 m en mar afuera hasta los 50 m cerca de costa, indicando la presencia de aguas más salinas en costa.

Las secciones del transecto S2 corresponden a las imágenes inferiores de la Figura 32. La velocidad geostrófica muestra un flujo hacia el oeste de la sección (~23.2°N, valores negativos) superficial y costero (> 0.1 ms⁻¹ en magnitud). En la zona media de la sección (30 - 100 m, 23.1° - 22.95°N) el flujo es intenso (> 20 cms⁻¹) y hacia el este de la sección (valores positivos). Los primeros 50 metros de la sección de temperatura presentó una distribución similar al transecto S1. La isoterma de 15°C vario entre 80 y 110 m a lo largo de la sección. La sección de salinidad muestra una intrusión de aguas frescas en gran parte de la sección, entre los 20 y 60 m de profundidad (34.4 g kg⁻¹). Por debajo de esta intrusión, las salinidades aumentan y las isohalinas de 34.6 – 34.8 g kg⁻¹ presentaron un domo alrededor de los 23°N.

Los cruceros mostraron afloramientos en la punta de la península relacionados a temperaturas ligeramente frías (24 – 25°C), y temperaturas cálidas cerca a la boca del golfo (> 27°C) en julio de 1995. Los mapas climatológicos de SLA mostraron valores negativos en la punta y positivos cerca de la boca para el mes de julio (Fig. 26), coincidiendo con los resultados del crucero en superficie (Fig. 29). La diferencia de anomalías produce gradientes de presión a lo largo de la costa, los cuales a su vez inducen una corriente costera hacia el polo. Un resultado similar es encontrado por Relvas y Barton (2002) sobre la punta suroeste de la península Ibérica.

El crucero de agosto de 1995 mostró una distribución temperatura superficial similar al crucero de julio, aunque en un área más pequeña. Las secciones de temperatura de ambos cruceros (Fig. 30 y 32) presentaron una distribución similar en los primeros 50 metros de la columna de agua, con afloramientos cerca de costa y temperaturas más cálidas en mar abierto. Las secciones de salinidad si presentaron diferencias importantes. En julio (Fig. 30) se observó salinidades > 34.6 g kg⁻¹ en el transecto S1 (cerca de la boca del golfo), el transecto S2 (punta de la península) presentó salinidades entre 34 – 34.2 g kg⁻¹ entre los 20 y 90 m de profundidad fuera de costa. El crucero de agosto (Fig. 31) mostró salinidades ligeramente bajas entre 34.4 y 34.8 g kg⁻¹ en los primeros 100 m. Las secciones de velocidades geostróficas calculadas como positivas hacia el este de la sección y negativas al oeste de la misma en base a un nivel de referencia

de 250 m. Las velocidades geostróficas negativas en las secciones de las Figuras 30 y 32 corresponden al avance del flujo costero hacia el polo. Los cruceros de julio y agosto mostraron que se produjo una corriente costera de distribución variable conforme avanza sobre la península hacia el polo, con velocidades entre $0.1 - 0.3 \text{ ms}^{-1}$ y que extenderse hasta los 100 m de profundidad. Los resultados de corrientes geostróficas de los cruceros dan soporte a las velocidades geostróficas obtenidas de altimetría costera superficial (Fig. 27) que presentan velocidades menores a los 0.3 ms^{-1} en la punta de la península y sobre la costa occidental de la misma; además complementan la información respecto a la distribución vertical de la corriente costera hacia el polo.



Figura 32 Arriba: Secciones del transecto S1. Velocidad geostrófica (ms⁻¹) con respecto al nivel de referencia de 250 m (panel izquierdo). Los valores positivos (negativos) indican flujo hacia el este (oeste) de la sección. Sección de Temperatura (°C) y Salinidad (g kg⁻¹) en el panel central y derecho respectivamente. Abajo: Secciones del transecto S2 para las mismas variables. Ambas secciones son del crucero PESCAR-07 y PATO-04 (agosto de 1995)

5.1 Mapas de SLA de CMEMS y SLA de 7km

En el capítulo anterior se mostraron los mapas climatológicos de SLA de CMEMS de 1/4°×1/4° (Fig. 17) y los climatológicos de mayor resolución espacial (~7km × 7km) obtenido de nuestro procesado (Fig. 26). Aunque la resolución fue distinta, ambos mapas climatológicos mostraron gran similitud en sus resultados. Sin embargo, nuestros mapas al tener mayor resolución presentaron más estructuras que los mapas de CMEMS no son capaces de reproducir, sobre todo en las zonas costeras.

A pesar de la gran similitud que existe entre nuestros resultados y los obtenidos del CMEMS, necesitamos cuantificar las diferencias que existen entre ambas. Para ello utilizamos los mapas semanales de SLA procesados bajo nuestro método y los semanales de CMEMS para calcular el error cuadrático medio (Rmse) entre ambas durante el periodo de 2002 a 2016, pero enfocados en los primeros 100 km con respecto a la línea de costa. Como la resolución de nuestros mapas es más alta que la de CMEMS, primero interpolamos nuestros mapas a las posiciones de CMEMS y posterior a ello se calculó la Rmse usando la Ec. 17.

$$Rmse = \sqrt{\frac{\sum (SLA_{Procesado} - SLA_{CMEMS})^2}{N}}$$
(17)

La distribución de la Rmse muestra que gran parte de la región presentó diferencias menores a los 7 cm (Fig. 33). Los valores más bajos son encontrados alrededor de la punta de la península (< 6cm) y los más altos en el noroeste del Golfo de California (25° - 26°N) con diferencias aproximadas de 10 cm y al sureste de la EGC con diferencias entre 8 a 9 cm. Este resultado nos permitió encontrar las regiones donde nuestros resultados son más confiables, las cuales son alrededor de la punta de la península y gran parte de la costa continental de nuestra área de estudio. En estas áreas las diferencias de SLA entre nuestro método y los de CMEMS son menores a los 7.5 cm.

Los mapas de SLA y corrientes geostróficas, obtenidas bajo nuestro método, deben ser contrastadas con estudios in situ, para determinar si responden mejor a la dinámica de la zona de estudio. Las SLA de ~7 km × 7km, pueden jugar un rol importante al momento de describir fenómenos de circulación costera. Para ello comparamos nuestros resultados con estudios realizados en la zona de la entrada al Golfo de California, los cuales son mostrados en la siguiente sección.


Figura 33. Rmse entre los mapas semanales de CMEMS y los procesados bajo nuestra metodología, para el periodo comprendido entre 2002 a 2016 y en los primeros ~100 km con respecto a la línea de costa.

5.2 Circulación superficial de cruceros y corrientes de alta resolución

A continuación, se realizan comparaciones de circulación superficial en la entrada del Golfo de tres trabajos distintos y los valores de corrientes geostróficas de alta resolución (mapas ~7 km × 7km) obtenidas con la metodología desarrollada en esta tesis.

• On the summer poleward coastal current off SW Mexico (Lavín et al., 2006)

En este estudio los autores realizaron mediciones entre Mazatlán y Manzanillo (Fig. 34 y Fig. 35) en junio de 2003 (6 – 26) y junio de 2005 (3 – 19). Los datos hidrográficos se obtuvieron mediante un CTD SeaBird 911 y los registros de velocidad a través de un ADCP RDI (153.6 kHz) montado en el casco del barco. Solo comparamos los resultados de las corrientes más superficiales y limitado en la zona de la entrada del Golfo, entre 20° a 26°N. La Figura 34a corresponde al promedio de velocidad entre 20 a 40 m obtenidos de ADCP durante el crucero del 6 a 26 de junio de 2003. En esta figura se puede observar el flujo hacia el polo como un fuerte chorro costero (~0.5 ms⁻¹) desde Manzanillo a Cabo Corrientes, y continua hasta las costas de Mazatlán, pero con velocidades menores. Frente a Cabo Corrientes, entre

107° - 108° W, se distingue un flujo hacia el ecuador, el cual los autores sugieren que se torna hacia la costa y fortalece el flujo costero hacia el polo. La Figura 34b muestra las anomalias de nivel del mar y las corrientes geostroficas derivadas de las SLA de resolucion ~7 km (solo se representa la mitad de los vectores). Los mapas de alta resolucion (~7km × 7km) son obtenidos semanalmente, en este caso se representan del 4 al 24 de junio. El límite inferior de latitud es 20° N. Las semanas del 4 – 10 y de 18 – 24 son muy similares a los resultados mostrados en el trabajo de Lavín et al. (2006). Las velocidades costeras en Cabo Corrientes son entre 0.15 a 0.25 ms⁻¹, asimismo, frente a Cabo Corrientes (107° - 108° W) se apreció una circulación ciclónica que reforzó el flujo hacia el polo como lo menciona el trabajo de Lavín et al. (2006).



Figura 34. (a) Corrientes promedio entre 20 – 40 m de ADCP para junio de 2003, tomado de Lavín et al. 2006. (b) Anomalías de nivel del mar (color) y corrientes (flechas) para las fechas de este crucero. Solo se representa la mitad de los vectores.

En junio de 2005 (del 3 al 19) se desarrolló una circulación ciclónica al sur de la península y una circulación hacia el sur fuera de costa frente a Cabo Corrientes y hacia el polo cerca a la costa, lo cual indica una circulación ciclónica (Fig. 35a). En junio de 2003 la corriente costera varió entre 90 – 180 km de amplitud, con velocidad promedio de 0.3 ms⁻¹ y alcanzando profundidades hasta los 400 m, mientras que en junio del 2005 el flujo hacia el polo fue más estrecho (~90 km) y con velocidad promedio de ~0.15 ms⁻¹ (Lavín et al., 2006).



Figura 35. (a) Corrientes promedio entre 20 – 40 m de ADCP para junio de 2005, tomado de Lavín et al. 2006. (b) Anomalías de nivel del mar (color) y corrientes (flechas) para las fechas de este crucero. Solo se representa la mitad de los vectores.

En la Figura 35b se presenta las anomalías de nivel del mar (escala de color) y corrientes (flechas) para las fechas del 4 al 17 de junio de 2005, divididas en las semanas del 4 al 10 y del 11 al 17 de ese mes. Los resultados de corrientes geostróficas de alta resolución (~7 km × 7km) muestran la circulación ciclónica intensa (~0.45 ms⁻¹) al sur de la península detectada también por el crucero, siendo más evidente durante la semana del 11 al 17 de junio. La circulación hacia el sur sobre la zona media de la región (-106.5° a -107.5°W y de 20° a 23° N) fue apreciable en la semana del 4 al 10 de junio con velocidades ~0.3 ms⁻¹. El flujo costero hacia el polo en Cabo Corrientes (20°N) es más estrecho en la semana del 4 al 10 de junio y más ancho en la semana del 11 al 17 de junio, las velocidades varían entre $0.15 - 0.2 \text{ ms}^{-1}$. Cabe resaltar que parte del flujo hacia el sur sobre la latitud de 20°N gira ciclónicamente reforzando el flujo hacia el polo, tal como es mostrado en la Figura 35a. Los valores de velocidad geostrófica son muy cercanos a los medidos por el ADCP en las fechas de este crucero.

• SST, Thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment (Lavín et al., 2009)

Este estudio ha sido mencionado anteriormente en la sección 1, sin embargo, aquí se incluyen algunos detalles adicionales. El crucero se realizó del 5 al 18 de junio de 2004 en dos etapas en el extremo sur del Golfo de California. La primera etapa se muestra a la izquierda de la Figura 36a, y cubre gran parte de la región. La segunda etapa corresponde a 3 secciones realizadas cerca a la boca del Golfo (Figura 36a, derecha). Las velocidades in situ fueron tomadas con un LADCP RDI de 300 kHz y se muestra solo las velocidades promedio entre los 8 a 50 m de profundidad (Fig. 36a). En ambas etapas se observa un flujo hacia el polo sobre el margen continental con velocidades entre 0.5 a 0.6 ms⁻¹ en la primera etapa y entre 0.3 a 0.4 ms⁻¹ en la segunda etapa. En ambas etapas este flujo intenso abarca casi la mitad del ancho del Golfo. En la primera etapa este flujo se mantuvo hasta los 250 m de profundidad mientras que en la segunda etapa se mantuvo intenso hasta los 100 m (ver Fig. 10 y 11 en Lavín et al., 2009). Por el lado de la península se muestra un flujo saliente del Golfo muy pegado a la costa y con velocidades ~0.3 ms⁻¹ durante la primera etapa y detectables hasta los 1000m de profundidad y de 0.1 a 0.25 ms⁻¹ en los primeros 250 m de la segunda etapa. La Figura 36b, corresponde a las SLA y corrientes geostróficas para las semanas del 3 al 9 de junio y 10 al 16 de junio de 2004 obtenidas de nuestros resultados (~7km × 7km). En ambas semanas se evidencia el flujo hacia el polo sobre el margen continental y abarcando casi la mitad del ancho del Golfo. Las velocidades en la primera semana son ligeramente superiores a los 0.3 ms⁻¹ y se incrementan en la segunda semana hasta ~0.5 ms⁻¹. En la primera semana (3 – 9 de junio) se observa una formación ciclónica cerca de la boca del Golfo, el cual advecta aguas fuera del Golfo sobre el lado de la península, con velocidades entre 0.15 a 0.25 ms⁻¹. Este flujo saliente disminuye en la segunda semana (10 al 16 de junio) y con velocidades menores a los 0.15 ms⁻¹. Los valores de las corrientes geostróficas sobre el margen continental en la segunda semana son más cercanos a los valores obtenidos del crucero; mientras que sobre el lado de la península el rango de valores registrados fue similar a los de corrientes geostróficas.



Figura 36. (a) Corrientes promedio entre 8 – 50 m de LADCP para junio de 2004, tomado de Lavín et al. 2009. (b) Anomalías de nivel del mar (color) y corrientes (flechas) para las fechas de este crucero. Solo se representa la mitad de los vectores.

 Currents, transport, and thermohaline variability at the entrance to the Gulf of California (19 – 21 April 2013) [Castro et al., 2017]

En este estudio se realizaron 20 estaciones de muestreo de datos hidrográficos, separados 10 km entre estación, en la boca del Golfo de California, desde la península hasta Sinaloa (Fig. 37a). Las corrientes fueron medidas con un LADCP (Perfilador de corrientes acústico Doppler orientado hacia abajo) y dos perfiladores acústicos montados en el barco (SADCP) de 75 kHz y 300 kHz. Adicionalmente utilizaron mapas de velocidades geostróficas superficiales de AVISO para los días de 19 a 20 de abril de 2013.



Figura 37. (a) Corrientes promedio entre 8 – 32 m de SADCP para abril de 2013, tomado de Castro et al. 2017. (b) Anomalías de nivel del mar (color) y corrientes (flechas) para las fechas de 16 a 22 de abril de 2013. Solo se representa la mitad de los vectores.

La Figura 37a presenta las corrientes geostróficas superficiales (flechas grises), los cuales muestran dos remolinos al sur de la península, uno anticiclónico (a la derecha de 110°W) y otro ciclónico (a la izquierda de 110°W), mientras que en la parte central de la boca del Golfo se distingue un flujo saliente del Golfo. Las flechas negras corresponden a las mediciones de corrientes realizadas con SADCP promediadas de 8 a 32 m. El flujo saliente del Golfo (108°W, 23.5°N) tuvo una velocidad ~0.6 ms⁻¹ mientras que los de altimetría fueron ~0.2 ms⁻¹. El flujo de entrada por la costa este de la península registro velocidades entre 0.2 – 0.35 ms⁻¹ y fue muy débil en los datos satelitales. Según los autores este comportamiento correspondió a un flujo anticiclónico sobre la boca del Golfo.

En la Figura 37b se muestra las anomalías (SLA) y corrientes geostróficas de mayor resolución (~7 km × 7 km) para la semana del 16 al 22 de abril de 2013. Aunque las mediciones in situ se llevaron a cabo del 19 al 21, la resolución temporal de nuestros mapas procesados es de una semana y se escogió la semana que incluye esos días. Nuestros resultados muestran claramente la circulación anticiclónica sugerida por Castro et al. (2017) en la boca del Golfo, la cual es poco apreciable con los datos de AVISO. Las velocidades entrantes por la península están entre los $0.2 - 0.25 \text{ ms}^{-1}$ y las salientes por la parte central del Golfo pueden alcanzar los 0.37 ms^{-1} . Al sur de la península (~22.5°N) nuestros resultados muestran la influencia de una circulación anticiclónica; sin embargo, no apreciamos con claridad la circulación ciclónica al oeste de los 110°W.

La comparaciones realizadas entre los campos de circulación superficial obtenidas de cruceros de otros estudios sobre la entrada del Golfo de California (Fig. 34a – 37a), que incluyen los trabajos de Lavín et al. (2006, 2009) y Castro et al. (2017), y los mapas de corriente geostróficas superficiales procesadas bajo nuestra metodología (Fig. 34b – 37b), han mostrado que nuestro método de procesamiento obtiene mejores resultados para describir la circulación superficial, tanto en magnitud como en dirección, logrando representar gran parte de las características de circulación superficial mostradas en estos trabajos. Podemos concluir que nuestros mapas de SLA y corrientes describieron mejor la dinámica en la entrada del Golfo de California.

5.3 Modelo numérico y mecanismos de la circulación hacia el polo

La dinámica del Pacífico Tropical Este ha sido estudiada por medio de modelos numéricos, los cuales buscan responder los mecanismos que generan la circulación superficial y subsuperficial en esta zona (Zamudio et al., 2007, 2008; Flores-Morales et al., 2012; Gómez-Valdivia et al., 2015). Uno de los principales estudios de circulación es la Corriente Costera Mexicana (CCM), el cual se desarrolla como un flujo subtermoclino desde el Golfo de Tehuantepec y se extiende hacia la superficie al norte de los 17°N (Kessler, 2006). A la altura de Cabo Corrientes (~20°N) la CCM es reforzada por una circulación ciclónica como es mostrado en Lavín et al. (2006), Gomez-Valdivia et al. (2015).

Gomez-Valdivia et al. (2015), utilizó el modelo numérico ROMS (Shchepetkin y McWilliams, 2005), para realizar un estudio de la CCM sobre el Pacífico Tropical Mexicano, aproximadamente desde los 13°N hasta los 25°N. Ellos mencionan que la CCM tiene un comportamiento bianual, siendo más fuerte durante la primavera y otoño en subsuperficie (~100 m de profundidad), asimismo, cuando la CCM llega a la zona de la entrada al Golfo de California, esta se bifurca y una de las ramas alcanza la costa occidental de la península y se une a la Subcorriente de California, mientras que la otra rama continua sobre la costa continental dirigiéndose al interior del Golfo. Este estudio se enfocó en probar 2 mecanismos que expliquen la variabilidad de la CCM, uno remoto, que corresponde a una onda atrapada a la costa semianual (SCTW, por sus siglas en inglés) y otro local, producida por los vientos. Sus resultados mostraron que las SCTW, las cuales provienen de ondas de Kelvin semianuales de origen remoto (Flores-Morales et al., 2012), explican mejor la variabilidad de la CCM en subsuperficie. Entre sus resultados muestran que la CCM hacia el polo fue más evidente en los meses de abril, mayo, junio (primavera) y octubre, noviembre, diciembre (otoño) a 100 m de profundidad (ver figura 2 de Gómez-Valdivia et al., 2015). Asimismo, mencionan que la variabilidad de la CCM por encima de la termoclina fue dominada por una componente anual, atribuido a un forzamiento atmosférico.

El estudio realizado en esta tesis se basa principalmente en datos superficiales de anomalías de nivel del mar y las corrientes derivadas de ellas, los cuales son representativas de la dinámica en la capa superior del océano. Concordamos en que una SCTW puede ser un buen mecanismo que explique la circulación hacia el polo sobre la zona de la entrada al Golfo y sobre la costa occidental de la península en subsuperficie. Sin embargo, nuestros resultados muestran una circulación costera superficial en el periodo de verano e inicios de otoño sobre la punta y la costa occidental de la península, cuyas características de generación pueden incluir el efecto de los vientos (rotacional) y la formación de un remolino ciclónico en la boca del Golfo.

En la Figura 38b, se muestra el rotacional del esfuerzo del viento a lo largo de la sección paralela a la punta de la península (panel inferior izquierdo), para el año 2002. La sección en la Figura 38a fue descrita anteriormente (Fig. 28d) y corresponde a la componente U de la velocidad de la sección perpendicular a la península (panel superior derecho). En la Fig. 38b se puede apreciar que el rotacional del esfuerzo de viento presentó máximos en las 2 primeras semanas de junio, a inicios de julio y a mediados de agosto,

con valores mayores a los 8×10⁻⁷ Nm⁻³. La corriente costera se desarrolló sobre la punta de la península y luego se dirigió hacia el polo sobre la costa occidental de la península entre mediados de julio e inicios de setiembre (Fig. 38a). Esta corriente costera se produjo entre una a dos semanas después de los rotacionales intensos sobre la punta de la península. Esta corriente costera actúa como pulsos, posiblemente debido a una relajación en los vientos, que permite que los gradientes de presión a lo largo de la costa actúen produciendo este flujo hacia el polo, similar a lo reportado por Relvas y Barton (2002) en la península Ibérica. El rotacional positivo a inicios de abril y mediados de mayo no se relacionan a flujos costeros hacia el polo, por el contrario, en estos meses el viento se encarga de advectar aguas frías de la corriente de California sobre la EGC. En octubre los valores de velocidad son menores a 0.1 ms⁻¹ posiblemente a bajos gradientes de SLA a lo largo de la costa.



Figura 38. (a) Serie de tiempo de la Componente U de las corrientes geostróficas (ms⁻¹) semanales del 2002 para la sección mostrada a la izquierda, los valores positivos (marrones)/negativos (azul oscuro) indican flujo hacia el este/oeste. Los contornos son cada 0.05 ms⁻¹. (b) Serie de tiempo para el mismo año, del rotacional del esfuerzo de viento a lo largo de la sección en la izquierda de la figura. Los valores del rotacional son del orden de 10⁻⁷ Nm⁻³.

La circulación en superficie sobre la península muestra un comportamiento distinto al mostrado a 100 m de profundidad en Gomez-Valdivia et al. (2015). Durante los meses de abril y mayo las corrientes presentaron un flujo principalmente hacia el sur (Fig. 27), y de julio a octubre es claro el flujo hacia el polo, coincidiendo con las SLA positivas en costa y con rotacionales de viento altos como lo muestra Castro y Martínez (2010). Además, la circulación costera sobre la península es fuertemente influenciada por la circulación ciclónica que se desarrolla en la boca del Golfo de California, la cual a su vez se alimenta de la

CCM durante su trayecto hacia el interior del Golfo. El flujo costero hacia el polo sobre la punta y costa occidental de la península puede ser generado por forzantes locales que tendrían un comportamiento anual, desarrollándose en los meses de verano.

En este estudio propusimos estudiar la dinámica costera en la entrada del Golfo de California, así como su interacción sobre la punta y la costa occidental de la península. Para ello utilizamos principalmente datos de altimetría costera, temperatura superficial del mar y vientos, para el periodo de 2002 a 2016. Adicionalmente se complementó con datos de cruceros realizados sobre la punta de península en julio y agosto del año 1995.

Los resultados de la validación de altimetría costera en el área de estudio mostraron una mejor correlación (R > 0.6) y una disminución en la Rmse (< 18 cm) entre las SLA de las misiones altimétricas y mareógrafos cuando se extrajeron las componentes de marea que pueden ser resueltas por los altímetros, 18/16/11 para las misiones Topex-Jason/Geosat/Envisat respectivamente. Las zonas con mejoras significativas fueron alrededor de Mazatlán y Cabo San Lucas (Valle y Trasviña, 2020). Los mapas de mayor resolución (~ 7km × 7km) de SLA y corrientes geostróficas fueron creados a partir de la combinación de las anomalías de nivel del mar de mareógrafos y altímetros, pero teniendo en cuenta la extracción sólo de 8 componentes de marea. Los mapas presentaron características que no eran apreciables con la resolución de 0.25° × 0.25° de CMEMS. Se crearon mapas semanales y mensuales desde 2002 a 2016. Los mapas semanales de corrientes geostróficas se usaron para comparar con mediciones de corrientes superficiales obtenidas de cruceros oceanográficos en la zona de estudio, descritos en la sección 5.2, y con resultados muy similares tanto en magnitud como en dirección.

Con los mapas mensuales de SLA y corrientes geostróficas se crearon los mapas climatológicos, pero sin tener en cuenta los meses donde el índice MEI fue mayor a ± 1.5. Lo que significa que las climatologías no contaron con los meses que presentaron efectos moderados o fuertes de El Niño (2015 e inicios de 2016) o La Niña (finales de 2010 e inicios de 2011) en la entrada del Golfo de California. De manera similar se obtuvieron climatologías para los campos de viento, rotacional del esfuerzo de viento y temperatura superficial medidos por sensores remotos y procesados por ECMWF (vientos) y GHRSST (temperaturas).

La climatología de corrientes geostróficas mostraron que de mayo a septiembre se desarrolló un flujo hacia el polo en el sur de la zona de estudio (margen continental), que estaría asociado a la CCM, con velocidades promedio de 0.3 ms⁻¹ y dirigiéndose al interior del golfo. Lavin et al. (2006), con datos de corrientes de ADCP de barco mostró que esta circulación era reforzada por un giro ciclónico frente a Cabo Corrientes (~20°N). Aquí también se pudo obtener esa circulación ciclónica para las fechas del estudio de Lavin et al. (2006) y con velocidades cercanas a sus resultados. Además, los mapas climatológicos muestran la formación del remolino ciclónico en mayo y parcialmente en junio. Mediante modelos numéricos, los trabajos de Zamudio et al. (2007, 2008) indicaron que este flujo era producido por ondas atrapadas a la costa y reforzadas por el rotacional del esfuerzo de viento alrededor de Cabo Corrientes, mientras que Gómez-Valdivia et al. (2015) lo atribuyó al paso de una onda costera semianual de origen remoto. En este trabajo concordamos que la CCM es producido por el paso de una onda atrapada a la costa y que es reforzada por la circulación ciclónica frente a Cabo Corrientes.

Durante el paso de la CCM en la zona de la entrada, se produjo una circulación ciclónica en la boca del Golfo entre los meses de julio a septiembre, posiblemente a la interacción de las masas de aguas circundantes (tropical, del golfo y de la corriente de California), reforzadas en superficie por el efecto del rotacional positivo de viento. El remolino ciclónico se desarrolló claramente en los meses de agosto y septiembre alcanzando velocidades cercanas a los 0.3 ms⁻¹. Esta circulación abarcó gran parte de la boca del golfo y está asociada a la presencia de aguas cálidas sobre la región, donde las temperaturas superficiales fueron superiores a los 28°C.

Entre los meses de julio a octubre, se desarrolló un a circulación costera en la punta y costa occidental de la península con dirección hacia el polo y con velocidades ~0.2 ms⁻¹. El mecanismo de esta circulación puede resultar de una combinación de gradientes de SLA (o presión) a lo largo de la costa y transversal a la costa, como se aprecia en la climatología de julio – octubre (Fig. 26), disminución de vientos favorables a afloramientos en la punta de la península de julio a septiembre (Fig. 16) y la presencia de remolinos ciclónicos (Fig. 27) frente a la punta de península en agosto y septiembre, probablemente formados o reforzados por los rotacionales de viento positivo (Fig. 16).

Se utilizó el año 2002 como un año típico y se describió la SLA y la componente U de la corriente geostrófica en una sección perpendicular a la punta de la península (Fig. 28). Las anomalías fueron negativas en los meses de febrero a junio, con los valores más bajos en abril y junio (-16 cm), y de julio a diciembre las anomalías son positivas, con picos en septiembre y noviembre (~20 cm). Las corrientes de la componente U indican flujos hacia el Golfo durante enero y marzo (> 0.25 ms⁻¹), mientras que los flujos hacia la costa occidental son intensos a mediados de julio e inicios de setiembre (~0.25 ms⁻¹). Cuando se compararon los flujos con el rotacional semanal para ese mismo año (Fig. 38), se pudo distinguir que la circulación hacia el polo se originaba después de una o dos semanas de rotacionales intensos, y cuando el viento presentó una disminución. Este flujo costero se ve influenciado por la variación de los vientos sobre la punta de la península. En ambos casos, la presencia de la circulación ciclónica (en la boca y frente a la punta de la península) y el efecto de los vientos en la punta de la península solo ocurren en los meses de verano, por lo que esta circulación es influenciada localmente, pero de comportamiento anual.

Las secciones geostróficas de los cruceros en julio y agosto sobre la punta de la península, corroboran nuestros resultados y nos permiten obtener información sobre el alcance vertical de la circulación hacia el polo. Con este conjunto de datos superficiales y de cruceros, podemos mencionar que el flujo hacia el polo sobre la costa occidental de la península se desarrolla en los primeros 50 a 100 km de la costa, hasta una profundidad cercana a los 100 m y con velocidades ~0.2 ms⁻¹. Asimismo, en los meses de invierno (enero a marzo) la circulación se da de la costa occidental hacia la EGC con ramificaciones hacia el interior del Golfo, cubriendo una mayor extensión horizontal y velocidades entre 0.2 – 0.3 ms⁻¹.

La Figura 39 representa un esquema de la circulación en la entrada al Golfo de California (EGC) en base a los resultados climatológicos superficiales de corrientes geostróficas, temperatura y vientos. En invierno (enero – abril) el flujo es principalmente hacia el sur superficiales. Los flujos provenientes de la Corriente de California (CC) se muestran con flechas moradas, las continuas en invierno indican que pueden encontrarse en superficie y las discontinuas en subsuperficie. Estas aguas pueden influir en la zona de la entrada en forma de filamentos o pueden ser acarreadas por remolinos como el que se genera entre febrero y abril (anticiclónico) en la boca del Golfo. Los vientos en invierno vienen del noroeste y son casi paralelos a la línea de costa en el interior del Golfo como en la costa occidental de la península. Las isotermas superficiales (líneas discontinuas amarrillas) son casi zonales en invierno. En mayo y junio, la Corriente Costera Mexicana (CCM) se desarrolla sobre la costa continental (azul claro, Fig. 39 derecha). En verano (julio – septiembre), la CCM se desprende de la costa en el sur de la EGC (línea azul). Las isotermas se desplazan casi longitudinalmente avanzando progresivamente sobre el golfo y la península. El viento gira ciclónicamente alrededor de la punta de la península hacia el interior del golfo, desde mayo hasta septiembre (línea punteada roja) y disminuye en intensidad su intensidad en los meses de julio a septiembre. En los meses de verano se produce el flujo costero hacia el polo sobre la costa occidental de la península (línea verde, FP). De acuerdo a Castro et al. (2000), basado en cruceros oceanográficos en la boca del golfo, indica que las aguas de la Corriente de California pueden encontrarse en subsuperficie ingresando por la plataforma de Sinaloa, recirculan y salen por la costa este de la península (línea morada discontinua, Fig. 39 derecha). Asimismo, las aguas del golfo en verano salen por el lado de la península.



Figura 39. Diagrama esquemático de la circulación en la entrada al Golfo de California. El viento se representa por la flecha discontinua en color rojo. La temperatura superficial con líneas discontinuas amarrillas. La Corriente Costera Mexicana (CCM) con las flechas azul y celeste en la figura derecha. La Corriente de California (CC) por las flechas moradas. El Flujo costero hacia el Polo (FP) es apreciable solo en verano (flecha verde). El agua del Golfo de California (AGC) en línea naranja.

En este trabajo solo se ha tomado en cuenta la variabilidad estacional para describir la circulación del área de estudio, los trabajos a futuro deberían inspeccionar los efectos de escalas interanuales o de frecuencia más alta (días o semanas) en las áreas costeras. Además, también queda pendiente analizar los efectos del Flujo hacia el Polo sobre y de los remolinos generados en la entrada al Golfo sobre las variables biogeoquímicas y como la circulación de alta resolución puede ayudar a explicar el proceso de oxigenación y desoxigenación estacional conectando o desconectando la ZMO del mar abierto con la ZMO costera en el área de estudio.

- Ablain, M., Legeais, J.F., Prandi, P., Marcos, M., Fenoglio-Marc, L., Dieng, H.B., Benveniste, J. and Cazenave, A., 2017. Satellite altimetry-based sea level at global and regional scales. Surveys in Geophysics, 38(1), pp.7-31. <u>https://doi.org/10.1007/s10712-016-9389-8</u>
- Alvarado Graef, P., 1998. Estructura hidrográfica y circulación costera frente a Baja California Sur, en el Pacífico y en el Golfo. Tesis de Licenciatura en Oceanología Universidad Autónoma de Baja California. 83p.
- Andersen, O.B., 1995. Global ocean tides from ERS 1 and TOPEX/POSEIDON altimetry. J. Geophys. Res. Oceans 100 (C12), 25249–25259. https://doi.org/10.1029/95JC01389.
- Andersen O.B., Scharroo R., 2011. Range and Geophysical Corrections in Coastal Regions: And Implications for Mean Sea Surface Determination. En: Vignudelli S., Kostianoy A., Cipollini P., Benveniste J. (eds) Coastal Altimetry. Springer, Berlin, Heidelberg. <u>https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_5</u>
- Anzenhofer, M., Shum, C. K., & Rentsh, M., 1999. *Coastal altimetry and applications*. Ohio State University. Division of Geodetic Science.
- AVISO, 2020. SSALTO/DUACS Experimental Product Handbook. Consultado el 22 de noviembre de 2020, de <u>https://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/data/tools/hdbk_duacs_experimental.pdf</u>
- Badan-Dangon A., C.E. Dorman, M.A. Merrifield and C.D. Winant, 1991b. The lower atmosphere over the Gulf of California, J. Geophys. Res., 96, 16,877-16,896. <u>https://doi.org/10.1029/91JC01433</u>
- Badan-Dangon, A., 1998. Coastal Circulation from the Galápagos to the Gulf of California, The Sea, vol. 11, The Global Coastal Ocean, Regional Studies and Syntheses, edited by A. R. Robinson and K. H. Brink, pp. 315–343, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Badan A., 2003. The Atmosphere Over the Gulf of California. En: Velasco Fuentes O.U., Sheinbaum J., Ochoa J. (eds) Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics. Springer, Dordrecht. <u>https://doi.org/10.1007/978-94-010-0074-1 12</u>
- Bakun, A. and Nelson, C.S., 1991. The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions. Journal of Physical Oceanography, 21(12), pp.1815-1834. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1991)021<1815:TSCOWS>2.0.CO;2
- Barry, R., 1993. The Geosat follow-on (GFO) program spacecraft. En Space Programs and Technologies Conference and Exhibit (p. 4106). <u>https://doi.org/10.2514/6.1993-4106</u>
- Batteen, M.L., da Costa, C.N.L. and Nelson, C.S., 1992. A numerical study of wind stress curl effects on eddies and filaments off the northwest coast of the Iberian Peninsula. Journal of marine systems, 3(3), pp.249-266. <u>https://doi.org/10.1016/0924-7963(92)90004-R</u>
- Baumgartner T. R. and N. Christensen, 1985. Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. J. Mar. Res., 43, 825-848. <u>https://doi.org/10.1357/002224085788453967</u>
- Benveniste, J., Roca, M., Levrini, G., Vincent, P., Baker, S., Zanife, O., et al. 2001. The radar altimetry mission: RA-2, MWR, DORIS and LRR. ESA bulletin, *106*, 25101-25108.

- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., ... & Simmons, A. (2011). The ERA-Interim archive, version 2.0. Consultado el 02 de octubre de 2020, de <u>The ERA-Interim archive</u> <u>Version 2.0 | ECMWF</u>
- Birol, F., Fuller, N., Lyard, F., Cancet, M., Nino, F., Delebecque, C., Fleury, S., Toublanc, F., Melet, A., Saraceno, M., Léger, F., 2017. Coastal applications from nadir altimetry: example of the X-TRACK regional products. Adv. Space Res. 59 (4), 936–953. <u>https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.11.005</u>.
- Bond, N. A., M. F. Cronin, H. Freeland, and N. Mantua., 2015. Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE Pacific. Geophys. Res. Lett., 42, 3414–3420. <u>https://doi.org/10.1002/2015GL063306</u>
- Bordoni, S., Ciesielski, P.E., Johnson, R.H., McNoldy, B.D. and Stevens, B., 2004. The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. Geophysical Research Letters, 31(10). https://doi.org/10.1029/2004GL020009
- Carrère, L., Lyard, F., 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing-comparisons with observations. Geophys. Res. Lett. 30 (6). https://doi.org/10.1029/2002GL016473.
- Carrère, L., Lyard, F., Cancet, M., Guillot, A., Roblou, L., 2012. FES2012: A new global tidal model taking advantage of nearly twenty years of altimetry. En: Proceedings of the 20 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium (Venice, Italy) (pp. 1–20).
- Carton, J. A., & Giese, B. S., 2008. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). Monthly Weather Review, 136(8), 2999-3017.
- Cartwright, D.E., Tayler, R.J., 1971. New computations of the tidegenerating potential. Geophys. J. Int. 23 (1), 45–73. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb01803.x</u>.
- Cartwright, D.E. and Edden, A.C., 1973. Corrected tables of tidal harmonics. Geophysical journal international, 33(3), pp.253-264. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1973.tb03420.x</u>
- Cartwright, D. E., 1999. Tides: A Scientific History. Cambridge University Press. 292 p.
- Casey, K. S., Brandon, T. B., Cornillon, P., & Evans, R., 2010. The past, present, and future of the AVHRR Pathfinder SST program. En Oceanography from space (pp. 273-287). Springer Netherlands.
- Castro, R., Mascarenhas, A.S., Durazo, R. and Collins, C.A., 2000. Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, Mexico. Ciencias Marinas, 26(4), pp.561-583. <u>https://doi.org/10.7773/cm.v26i4.621</u>
- Castro, R., Durazo, R., Mascarenhas, A., Collins, C.A. and Trasviña, A., 2006. Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 53(1), pp.188-200.
- Castro, R., Martínez, J.A., 2010. Variabilidad espacial y temporal del campo de viento. En: Gaxiola-Castro, G., Durazo, R. (Eds.), Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997–2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California. SEMARNAT-INE (in Spanish), pp. 129–147, Environ. Agency of the Mexican Gov.

- Castro, R., Collins, C.A., Rago, T.A., Margolina, T. and Navarro-Olache, L.F., 2017. Currents, transport, and thermohaline variability at the entrance to the Gulf of California (19–21 April 2013). Ciencias Marinas, 43(3), pp.173-190. <u>https://doi.org/10.7773/cm.v43i3.2771</u>
- Cepeda-Morales, J., Beier, E., Gaxiola-Castro, G., Lavín, M.F. and Godínez, V.M., 2009. Effect of the oxygen minimum zone on the second chlorophyll maximum. Ciencias Marinas, 35(4), pp.389-403. https://doi.org/10.7773/cm.v35i4.1622
- Cepeda-Morales, J., Gaxiola-Castro, G., Beier, E. and Godínez, V.M., 2013. The mechanisms involved in defining the northern boundary of the shallow oxygen minimum zone in the eastern tropical Pacific Ocean off Mexico. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 76, pp.1-12. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2013.02.004
- Cheng, Y. and Andersen, O.B., 2011. Multimission empirical ocean tide modeling for shallow waters and polar seas. Journal of Geophysical Research: Oceans, 116(C11). <u>https://doi.org/10.1029</u>/2011JC007172
- Cipollini, P., Gommenginger, C., Coelho, H., Fernandes, J., Gómez-Enri, J., Martin-Puig, C., Vignudelli, S., Woodworth, P., Dinardo, S. and Benveniste, J., 2009, April. Progress in Coastal Altimetry: the experience of the COASTALT Project. En EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 11, p. 12862).
- Cipollini, P., Calafat, F. M., Jevrejeva, S., Melet, A., & Prandi, P., 2017. Monitoring sea level in the coastal zone with satellite altimetry and tide gauges. En Integrative Study of the Mean Sea Level and Its Components (pp. 35-59). Springer, Cham. <u>https://doi.org/10.1007/s10712-016-9392-0</u>
- Codiga, D.L., 2011. Unified tidal analysis and prediction using the UTide Matlab functions. Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, pp. 1 59.
- Collins, C. A., Garfield, N., Mascarenhas, A. S., Spearman, M. G., & Rago, T. A., 1997. Ocean currents across the entrance to the Gulf of California. Journal of Geophysical Research: Oceans, 102(C9), 20927-20936. <u>https://doi.org/10.1029/97JC01302</u>
- Collins, C. A., Castro, R., & Mascarenhas, A., 2015. Properties of an upper ocean front associated with water mass boundaries at the entrance to the Gulf of California, November 2004. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 119, 48-60. <u>https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.06.002</u>
- Crépon, M. and Richez, C., 1982. Transient upwelling generated by two-dimensional atmospheric forcing and variability in the coastline. Journal of Physical Oceanography, 12(12), pp.1437-1457. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<1437:TUGBTD>2.0.CO;2
- Crépon, M., Richez, C. and Chartier, M., 1984. Effects of coastline geometry on upwellings. Journal of Physical Oceanography, 14(8), pp.1365-1382. <u>https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<1365:EOCGOU>2.0.CO;2</u>
- Delaunay, B., 1934. Sur la sphère vide, Otdelenie Mat. Estestvennykh Nauk, 7, 793–800.
- Durazo, R. and Baumgartner, T.R., 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997– 1999. Progress in Oceanography, 54(1-4), pp.7-31. <u>https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00041-</u> <u>1</u>

- Durazo, R., 2015. Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. J. Geophys. Res.: Oceans 120 (2), 1173–1196. <u>http://dx.doi.org/10.1002/2014JC010405</u>.
- Egbert, G. D., and S. Y. Erofeeva, 2002. Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides. J. Atmos. Oceanic Technol., 19,183–204, <u>https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO> 2.0</u> .CO;2.
- Ekman, V.W., 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean-currents.
- Erofeeva, S., Padman, L. and S. L. Howard, 2020. Tide Model Driver (TMD) version 2.5, Toolbox for Matlab. Consultado el 06 de mayo de 2020, disponible en: <u>https://www.github.com/EarthAndSpaceResearch/TMD Matlab Toolbox v2.5</u>.
- ESA, 2019. CryoSat-2 Product Handbook. European Space Agency, Paris, France. Consultado el 01 de agosto de 2020, de: <u>https://earth.esa.int/documents/10174/125272/CryoSat-Baseline-D-Product-Handbook</u>.
- ESRIN-ESA, 2012. Cryosat Product Handbook. European Space Agency, Paris, France. Consultado el 01 de agosto de 2020, de: <u>http://emits.sso.esa.int/emits-doc/ESRIN/7158/CryoSat-PHB-17apr2012.pdf</u>.
- Fang, G., Wang, Y., Wei, Z., Choi, B.H., Wang, X., Wang, J., 2004. Empirical cotidal charts of the Bohai, Yellow, and East China Seas from 10 years of TOPEX/Poseidon altimetry. J. Geophys. Res. Oceans 109 (C11). <u>https://doi.org/10.1029/2004JC002484</u>.
- Fernandes, M.J., Lázaro, C., Ablain, M., Pires, N., 2015. Improved wet path delays for all ESA and reference altimetric missions. Remote Sens. Environ. 169, 50–74. <u>https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.07.023</u>.
- Fernandes, M.J., Lázaro, C., 2016. GPD+ wet tropospheric corrections for CryoSat-2 and GFO altimetry missions. Remote Sens. 8 (10), 851. <u>https://doi.org/10.3390/rs8100851</u>.
- Flores-Morales, A.L., Parés-Sierra, A. and Gómez-Valdivia, F., 2012. Semiannual Kelvin waves in the northeastern tropical Pacific. Journal of Coastal Research, 28(5), pp.1068-1072. <u>https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00196.1</u>
- Fu, L. L., & Cazenave, A. (Eds.) 2000. Satellite altimetry and earth sciences: a handbook of techniques and applications. Elsevier. International geophysics series, vol. 69, pp. 1–463.
- Fu, L. L., & Lefebvre, M., 1989. TOPEX/Poseidon: Precise measurement of sea level from space. *CSTG* Bulletin No. 11: New Satellite Missions for Solid Earth Studies-Status and Preparations, 51-54.
- Godínez, V.M., Beier, E., Lavín, M.F. and Kurczyn, J.A. (2010). Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *115*(C4). <u>https://doi.org/10.1029/2009JC005705</u>
- Gómez-Enri, J., Vignudelli, S., Quartly, G.D., Gommenginger, C.P., Cipollini, P., Challenor, P.G., Benveniste, J., 2010. Modeling Envisat RA-2 waveforms in the coastal zone: Case study of calm water contamination. IEEE Geosci. Remote Sens. Lett. 7 (3), 474–478. https://doi.org/10.1109/LGRS.2009.2039193.

- Gómez-Enri, J., Vignudelli, S., Cipollini, P., Coca, J. and González, C.J., 2018. Validation of CryoSat-2 SIRAL sea level data in the eastern continental shelf of the Gulf of Cadiz (Spain). Advances in Space Research, 62(6), pp.1405-1420. <u>https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.10.042</u>
- Gómez-Valdivia, F., Parés-Sierra, A., & Flores-Morales, A. L., 2015. The Mexican Coastal Current: a subsurface seasonal bridge that connects the tropical and subtropical northeastern Pacific. Continental Shelf Research, 110, 100-107. <u>https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.10.010</u>
- Gómez-Valdivia, F., Parés-Sierra, A., & Laura Flores-Morales, A., 2017. Semiannual variability of the California Undercurrent along the Southern California Current System: A tropical generated phenomenon. Journal of Geophysical Research: Oceans, 122(2), 1574-1589. <u>https://doi.org/10.1002/2016JC012350</u>
- Gommenginger, C., Thibaut, P., Fenoglio-Marc, L., Quartly, G., Deng, X., Gómez-Enri, J., Challenor, P., Gao,
 Y., 2011. Retracking altimeter waveforms near the coasts. En: Coastal Altimetry (pp. 61–101).
 Springer, Berlin, Heidelberg. <u>https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_4</u>
- Gutiérrez, M.O., López, M., Candela, J., Castro, R., Mascarenhas, A. and Collins, C.A., 2014. Effect of coastaltrapped waves and wind on currents and transport in the Gulf of California. Journal of Geophysical Research: Oceans, 119(8), pp.5123-5139. <u>https://doi.org/10.1002/2013JC009538</u>

Haidvogel, D B. and Beckmann, A., 1999. Numerical Ocean Modelling Imperial College Press. p. 318.

- Harley, C. D., Randall Hughes, A., Hultgren, K. M., Miner, B. G., Sorte, C. J., Thornber, C. S., ... & Williams, S. L., 2006. The impacts of climate change in coastal marine systems. Ecology letters, 9(2), 228-241. <u>https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2005.00871.x</u>
- Iijima, B. A., Harris, I. L., Ho, C. M., Lindqwister, U. J., Mannucci, A. J., Pi, X., ... & Wilson, B. D., 1999. Automated daily process for global ionospheric total electron content maps and satellite ocean altimeter ionospheric calibration based on Global Positioning System data. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 61(16), 1205-1218. https://doi.org/10.1016/S1364-6826(99)00067-X
- IOC, SCOR and IAPSO, 2010. The international thermodynamic equation of seawater 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides No. 56, UNESCO (English), 196 pp. Consultado el 02 de septiembre de 2020, de: <u>Thermodynamic Equation of SeaWater 2010 (TEOS-10) (teos-10.org)</u>.
- Kaula, W. M., 1970. The terrestrial environment: solid earth and ocean physics. NASA Contractor Report, 1579.
- Kessler, W.S., 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: a review. Progr. Oceanogr. 69, 181–217. http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.009.
- Lavín M.F., Marinone S.G., 2003. An Overview of the Physical Oceanography of the Gulf of California. In: Velasco Fuentes O.U., Sheinbaum J., Ochoa J. (eds) Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics. Springer, Dordrecht. <u>https://doi.org/10.1007/978-94-010-0074-1_11</u>
- Lavín, M. F., E. Beier, J. Gómez-Valdés, V. M. Godínez, and J. García, 2006. On the summer poleward coastal current off SW México, Geophys. Res. Lett., 33, L02601. <u>https://doi.org/10.1029/2005GL024686</u>

- Lavín, M. F., R. Castro, E. Beier, V. M. Godínez, A. Amador, and P. Guest, 2009, SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment, J. Geophys. Res., 114, C02025. <u>https://doi.org/10.1029/2008JC004896</u>
- Lavín, M.F., Castro, R., Beier, E. and Godínez, V.M., 2013. Mesoscale eddies in the southern Gulf of California during summer: Characteristics and interaction with the wind stress. Journal of Geophysical Research: Oceans, 118(3), pp.1367-1381. <u>https://doi.org/10.1002/jgrc.20132</u>
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., Cabrera, C., Godínez, V. M., & Amador-Buenrostro, A., 2014. Surface circulation in the Gulf of California in summer from surface drifters and satellite images (2004–2006). Journal of Geophysical Research: Oceans, 119(7), 4278-4290. https://doi.org/10.1002/2013JC009345
- Leising, A.W., Schroeder, I.D., Bograd, S.J., Abell, J., Durazo, R., Gaxiola-Castro, G., Bjorkstedt, E.P., Field, J., Sakuma, K., Robertson, R.R. and Goericke, R., 2015. State of the California Current 2014-15: Impacts of the Warm-Water" Blob". California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations Reports, 56.
- Le Provost, C., Genco, M.L., Lyard, F., Vincent, P., Canceil, P. (1994). Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model. J. Geophys. Res. Oceans 99 (C12), 24777–24797. https://doi.org/10.1029/94JC01381.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T. and Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. Ocean dynamics, 56(5-6), pp.394-415. <u>https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-</u> X
- Marinone, S. G., Parés-Sierra, A., Castro, R. and Mascarenhas, A., 2004. Correction to "Temporal and spatial variation of the Surface winds in the Gulf of California". Geophys. Res. Lett., 31, L10305. https://doi.org/10.1029/2004GL020064
- Mascarenhas Jr, A. S., Castro, R., Collins, C. A., & Durazo, R., 2004. Seasonal variation of geostrophic velocity and heat flux at the entrance to the Gulf of California, Mexico. Journal of Geophysical Research: Oceans, 109(C7). <u>https://doi.org/10.1029/2003JC002124</u>
- Maske, H., Medrano, R.C., Castro, A.T., Mercado, A.J., Almeda Jauregui, C.O., Castro, G.G. and Ochoa, J., 2010. Inorganic carbon and biological oceanography above a shallow oxygen minimum in the entrance to the Gulf of California in the Mexican Pacific. *Limnology and oceanography*, *55*(2), pp.481-491. <u>https://doi.org/10.4319/lo.2010.55.2.0481</u>
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P.C., Ebisuzaki, W., Jović, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E.H. and Ek, M.B., 2006. North American regional reanalysis. Bulletin of the American Meteorological Society, 87(3), 343-360.
- Oreiro, F.A., D'Onofrio, E., Grismeyer, W., Fiore, M. and Saraceno, M., 2014. Comparison of tide model outputs for the northern region of the Antarctic Peninsula using satellite altimeters and tide gauge data. Polar Science, 8(1), pp.10-23. <u>https://doi.org/10.1016/j.polar.2013.12.001</u>
- Parke, M. E., Stewart, R. H., Farless, D. L., & Cartwright, D. E., 1987. On the choice of orbits for an altimetric satellite to study ocean circulation and tides. Journal of Geophysical Research: Oceans, 92(C11), 11693-11707. <u>https://doi.org/10.1029/JC092iC11p11693</u>

- Paulmier, A. and Ruiz-Pino, D., 2009. Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean. Progress in Oceanography, 80(3-4), pp.113-128. <u>https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.08.001</u>
- Portela, E., Beier, E., Barton, E. D., Castro, R., Godínez, V., Palacios-Hernández, E., Fiedler, P. & Trasviña, A. 2016. Water Masses and Circulation in the Tropical Pacific off Central Mexico and Surrounding Areas. Journal of Physical Oceanography, 46(10), 3069-3081. <u>https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0068.1</u>
- Raney, R.K., 1998. The delay/Doppler radar altimeter. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 36 (5), 1578–1588. https://doi.org/10.1109/36.718861.
- Relvas, P. and Barton, E.D., 2002. Mesoscale patterns in the Cape Sao Vicente (Iberian peninsula) upwelling region. Journal of Geophysical Research: Oceans, 107(C10), pp.28-1. <u>https://doi.org/10.1029/2000JC000456</u>
- Ripa, P. (1997). Towards a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California, J. Phys. Ocean, 27, 597-614.
- Roblou, L., Lamouroux, J., Bouffard, J., Lyard, F., Le Hénaff, M., Lombard, A., Marsaleix, P., De Mey, P., Birol, F., 2011. Postprocessing altimeter data towards coastal applications and integration into coastal models. En: Coastal Altimetry. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 217–246. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0 9
- Roden, G. I., 1972. Thermohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and in the Revilla Gigedo Islands region. Journal of Physical Oceanography, 2(2), 177-183.
- Ruelas Tolentino, J.A. and Trasviña Castro, A., 2017. Hidrografía de la entrada al Golfo de California: La frontera superior del mínimo de oxígeno. Revista bio ciencias (Nayarit, Méx.), 4(5), pp.1-21. https://doi.org/10.15741/revbio.04.05.02
- Salazar-Ceciliano, J., Trasviña-Castro, A., González-Rodríguez, E., 2018. Coastal currents in the Eastern Gulf of Tehuantepec from coastal altimetry. Adv. Space Res. 62 (4), 866–873. https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.05.033.
- Saraceno, M., Strub, P.T. and Kosro, P.M., 2008. Estimates of sea surface height and near-surface alongshore coastal currents from combinations of altimeters and tide gauges. Journal of Geophysical Research: Oceans, 113(C11). <u>https://doi.org/10.1029/2008JC004756</u>
- Savcenko, R. and Bosch, W., 2012. EOT11a-empirical ocean tide model from multi-mission satellite altimetry. DGFI Report No. 89. <u>https://doi.org/10.1594/PANGAEA.834232</u>
- Schlax, M. G., & Chelton, D. B., 1994. Aliased tidal errors in TOPEX/POSEIDON sea surface height data. Journal of Geophysical Research: Oceans, 99(C12), 24761-24775. https://doi.org/10.1029/94JC01925
- Schrama, E.J.O., Ray, R.D., 1994. A preliminary tidal analysis of TOPEX/POSEIDON altimetry. J. Geophys. Res. Oceans 99 (C12), 24799–24808. <u>https://doi.org/10.1029/94JC01432</u>.

- Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C., 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): a splitexplicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. Ocean Modelling, 9(4), 347-404. <u>https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002</u>
- Stammer, D., & Cazenave, A. (Eds.). 2017. Satellite altimetry over oceans and land surfaces. CRC Press, pp. 670. <u>https://doi.org/10.1201/9781315151779</u>
- Strub, P. T. and C. James, 2002a. Altimeter-derived surface circulation in the large-scale NE Pacific Gyres. Part 1. Seasonal variability. Progr. Oceanogr., 53, 163-183. <u>https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00029-0</u>
- Strub, P. T. and C. James, 2002c. The 1997-1998 oceanic El Niño signal along the southeast and northeast Pacific boundaries-an altimetric view. Progr. Oceanogr., 54, 439-458. <u>https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00063-0</u>
- Taguchi, E., Stammer, D. and Zahel, W., 2014. Inferring deep ocean tidal energy dissipation from the global high-resolution data-assimilative HAMTIDE model. Journal of Geophysical Research: Oceans, 119(7), pp.4573-4592. <u>https://doi.org/10.1002/2013JC009766</u>
- Torres Hernández, M. Y., 2017. Estructuras de mesoescala y pulsos de clorofila en la entrada al Golfo de California. Tesis de maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 65 pp.
- Troupin, C., Barth, A., Sirjacobs, D., Ouberdous, M., Brankart, J.M., Brasseur, P., Rixen, M., Alvera-Azcárate, A., Belounis, M., Capet, A. and Lenartz, F., 2012. Generation of analysis and consistent error fields using the Data Interpolating Variational Analysis (DIVA). Ocean Modelling, 52, pp.90-101. <u>https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.05.002</u>
- Valle-Rodríguez, J., & Trasviña-Castro, A., 2017. Poleward currents from coastal altimetry: The west coast of Southern Baja California, Mexico. Advances in Space Research, 59(9), 2313-2324. <u>https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.01.050</u>
- Valle-Rodríguez, J., & Trasviña-Castro, A., 2020. Sea level anomaly measurements from satellite coastal altimetry and tide gauges at the entrance of the Gulf of California. Advances in Space Research, 66(7), 1593-1608. <u>https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.06.031</u>
- Verron, J., Sengenes, P., Lambin, J., Noubel, J., Steunou, N., Guillot, A., Picot, N., Coutin-Faye, S., Sharma, R., Gairola, R.M., Murthy, D.R., 2015. The SARAL/AltiKa altimetry satellite mission. Mar. Geod. 38 (sup1), 2–21. <u>https://doi.org/10.1080/01490419.2014.1000471</u>.
- Vignudelli, S., Kostianoy, A.G., Cipollini, P., Benveniste, J. (Eds.). 2011. Coastal Altimetry. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 566. <u>http://dx.doi.org/10.1007/978-3- 642-12796-0</u>
- Wahr, J.M., 1985. Deformation induced by polar motion. J. Geophys. Res. Solid Earth 90 (B11), 9363–9368, https://doi.org/10.1029/JB090iB11p09363.
- Wang, D.P., 1997. Effects of small-scale wind on coastal upwelling with application to Point Conception. Journal of Geophysical Research: Oceans, 102(C7), pp.15555-15566. <u>https://doi.org/10.1029/97JC00635</u>

- Weatherall, P., Marks, K. M., Jakobsson, M., Schmitt, T., Tani, S., Arndt, J. E., Rovere M, Chayes D, Ferrini V, Wigley, R., 2015. A new digital bathymetric model of the world's oceans. Earth and Space Science, 2(8), 331-345. <u>https://doi.org/10.1002/2015EA000107</u>
- Wolter, K. and Timlin, M.S., 1998. Measuring the strength of ENSO events: How does 1997/98 rank?. Weather, 53(9), pp.315-324. <u>https://doi.org/10.1002/j.1477-8696.1998.tb06408.x</u>
- Woodruff, S. D., Slutz, R. J., Jenne, R. L., & Steurer, P. M., 1987. A comprehensive ocean-atmosphere data set. Bulletin of the American meteorological society, 68(10), 1239-1250.
- Wyrtki, K., 1965. Surface Currents in the Eastern Tropical Pacific. Bull. Inter-Am. Trop. Tuna Comm., Vol. IX, No. 5, 269-303.
- Yan, X., Konopka, P., Ploeger, F., Tao, M., Müller, R., Santee, M.L., Bian, J. and Riese, M., 2018. El Niño Southern Oscillation influence on the Asian summer monsoon anticyclone. Atmospheric Chemistry and Physics, 18(11), pp.8079-8096. <u>https://doi.org/10.5194/acp-18-8079-2018</u>
- Zamudio, L., Hurlburt, H.E., Metzger, E.J., Tilburg, C.E., 2007. Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the María Islands, Mexico. J. Geophys. Res. (Oceans) 112. <u>http://dx.doi.org/10.1029/2006JC004018</u>.
- Zamudio, L., Hogan, P. and Metzger, E.J., 2008. Summer generation of the Southern Gulf of California eddy train. Journal of Geophysical Research: Oceans, 113(C6). <u>https://doi.org/10.1029/2007JC004467</u>