

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



CORRIENTES MEDIDAS CON RADIO ESCATERÓMETROS
OCEANOGRÁFICOS EN LAS COSTAS DE BAJA CALIFORNIA

T E S I S

PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS
PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

KELLY JOHANNA SAAVEDRA MATTA

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO
2017

**CORRIENTES MEDIDAS CON RADIO ESCATERÓMETROS OCEANOGRÁFICOS
EN LAS COSTAS DE BAJA CALIFORNIA**

TESIS
PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS
PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA

KELLY JOHANNA SAAVEDRA MATTA

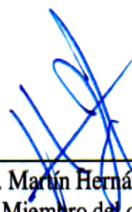
Aprobada por:



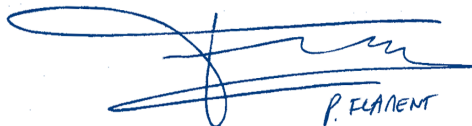
Dr. Xavier Flores Vidal
Director del comité



Dr. Reginaldo Durazo Arvizu
Miembro del comité



Dr. Martín Hernández Ayón
Miembro del comité


P. FLAMENT

Dr. Pierre Flament
Miembro del comité

Dedicatoria

A mis padres, constante ejemplo de superación ...

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a Dios por hacer este sueño posible!. Por darme la fortaleza para culminar este logro.

A los miembros del comite: al Dr. Xavier Flores por aceptarme como su estudiante, por la ayuda y apoyo durante el desarrollo de la maestría, al Dr. Reginaldo Durazo por sus consejos tanto académicos como personales y sobre todo gracias por su amistad, al Dr. Martín Hernandez y al Dr. Pierre Flament por su colaboración y sugerencias.

Al Radlab team: Isaac, Andy, Chuy, Eduardo, Vlado, Cesar por su ayuda en la instalación en campo, por todas las veces que me escucharon y me dieron un consejo, gracias por su amistad!!.

A mis padres, familia y amigos que siempre estuvieron apoyandome a distancia y por creer en mi. A la Familia Cervantes-Garcia gracias por abrirme las puertas de su casa y hacerme sentir en familia, a Alexis gracias de todo corazón por acompañarme en todo momento.

A mis compañeros de generación Jorge, Chava y Stephanie por toda su ayuda.

Financiamiento parcial para la realización de este trabajo se obtuvo mediante: El Observatorio Oceanográfico Regional Costero [OORCO]. Proyecto SENER-CONACyT "Red de Radio escaterómetros Oceanográficos del Golfo

de Mexico, ref: 10995". El cuerpo académico de "Oceanografía operacional" ref: UABC-CA-249.

Al CONACyT por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría y al proyecto CONACYT "Estudio de la variabilidad espacio-temporal del frente de Ensenada", de la convocatoria CB-2015-01, clave 255602.

A todas las personas que de alguna u otra forma contribuyeron a la realización de este trabajo.

Resumen

A partir de datos de corrientes marinas superficiales medidas con radares de Alta Frecuencia (HFR por sus siglas en inglés) se estudia la variabilidad oceánica superficial en una región frente a las costas de Ensenada, Baja California. Las corrientes se monitorearon desde la costa hasta ~ 150 km en mar abierto, con resolución espacial de 3 km y temporal de 1 hora para dos épocas diferentes: invierno (considerado del 2 de diciembre del 2016 al 26 de enero del 2017) y primavera (considerado del 3 de marzo al 23 de abril del 2017). El análisis se complementa con datos de productos satelitales de altimetría, viento y temperatura superficial del mar. En la época de invierno se identificaron 4 rasgos relevantes: a) un flujo costero (hasta ~ 80 km de la costa) hacia el ecuador con magnitud promedio de ~ 15 cm/s, b) una corriente más débil con dirección sur-oeste frente a la Bahía Todos Santos, c) un flujo hacia el polo a ~ 100 km de la costa, y d) un giro anticiclónico persistente en la región sur-oeste de la cobertura de las mediciones (31° N, -117° W). Se encontró que el viento, los cambios de batimetría y los cambios de densidad configuran la circulación en invierno. En primavera, el campo de corrientes fue unidireccional hacia el sur-este durante todo el periodo de mediciones en respuesta a los vientos del noroeste más intensos en esa época. El flujo hacia el sureste mostró una curvatura relacionada con la forma de la línea de costa.

Palabras clave: Corriente de California, Radar, invierno, primavera.

Abstract

From marine surface currents data measurement with High frequency radar (HFR), we study the sea surface current variability in a region off the coast of Ensenada, Baja California. The currents were monitored from coast to 150 km offshore, with spatial resolution of 3 km and temporal of 1 hour, for two different seasons: winter (from 2 of December of 2016 to 26 of January of 2017) and spring (from 3 of march to 23 of April of 2017). Analysis were complemented with satellite products of altimetry, wind and surface temperature. In winter were identified 4 relevant characteristics: a) a coastal flow (up to 80 km from the coast) towards the equator with an average magnitude of 15 cm/s, b) a weaker current with direction south-west off the Todos Santos Bay, c) a flow towards the pole in the western zone of HFR coverage (to 100 km of the coast) and d) an anticyclonic gyre in the region south-west of coverage of measurements (31° N, -117° W). It was found that wind, bathymetry and density in the water, were the agents that influenced the circulation in winter. In the spring the current was unidirectional towards the south-east during the whole period of measurements in responded to the most intense winds of north-east in the season. The flow toward south-east showed a curvature related to the form of the coastline.

Keywords: California Current, Radar, winter, spring.

Contenido

1	Introducción	16
2	Objetivos	20
2.1	Objetivo General	20
2.2	Objetivos Específicos	20
3	Marco de Referencia	21
3.1	Área de estudio	21
3.2	Transporte de Ekman	24
3.3	Corrientes inerciales	26
3.4	Vorticidad	27
4	Metodología	30
4.1	Radars de Alta Frecuencia	31
4.2	Viento,SST y Altimetría Satelital	37
5	Resultados	39
6	Discusiones	79
7	Conclusiones	85
	Bibliografía	88

Lista de figuras

Figura 1	Área de estudio frente a la península de baja California. Los contornos representan la batimetría de la zona, los puntos rojos son la ubicación de las estaciones de radar.	21
Figura 2	Esquema del transporte de Ekman a lo largo de una costa que origina surgencia de agua fría a lo largo de la costa. Izquierda: Sección transversal. El agua transportada costa afuera debe ser reemplazada por agua de debajo de la capa de mezcla. Derecha: Vista frontal. Los vientos del norte a lo largo de la costa oeste en el hemisferio norte causan transporte de Ekman hacia el mar. Tomado de: [Stewart, 2006]	25
Figura 3	Esquema de vorticidad relativa por los cambios en la altura de una columna de fluido. A medida que el fluido vertical se mueve de izquierda a derecha, el estiramiento vertical reduce el momento de inercia de la columna, haciendo que gire más rápido.	27
Figura 4	GDOP (disolución geométrica de la precisión) estación sauzal - Erendira. Los puntos representan la ubicación de las estaciones de radar.	34
Figura 5	Malla de cobertura donde se obtuvieron vectores de velocidad total. Los Puntos rojos son la ubicación de las dos estaciones. El recuadro azul corresponde a la región donde se promediaron los datos de viento satelital y las líneas punteadas verdes representan los transectos donde se realizó el diagrama Hovmöller y el análisis espectral y los contornos son la batimetría de la zona.	35
Figura 6	Periodo de las mediciones realizadas de diciembre 2016 - abril 2017.	36
Figura 7	Promedio de corrientes superficiales obtenidas con los HFR en la región de estudio para invierno, el mapa de	

	color representa el promedio de temperatura superficial del océano y los contornos son la batimetría de la zona. Las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s, la temperatura en °C y la batimetría en m (únicamente se muestran los contornos a 500,1000 y 1500 m)	40
Figura 8	Velocidades geostroóficas promedios en invierno. El mapa de color representa la temperatura superficial promedio, la línea punteada representa la cobertura de los datos de radar. Las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s y la temperatura en grados centígrados.	42
Figura 9	Dirección, magnitud y estrés del viento diario dentro del recuadro de la figura 5, que abarca la cobertura del radar. Las letras con flechas hacen referencia a eventos que se describen a detalle en las figuras 10, 11, 12 y 13.	43
Figura 10	Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 9 de diciembre del 2016, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura en °C. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s.	45
Figura 11	Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 16 de diciembre del 2016, las unidades de los vectores están en cm/s. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s. No se contó con información del campo de temperatura para esta fecha dentro de la cobertura del radar.	46
Figura 12	Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 5 de enero del 2017, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura	

	en °C. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s	47
Figura 13	Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 12 de enero del 2017, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura en °C. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s.	48
Figura 14	Campo promedio de viento para la época de invierno. El mapa de color representa la temperatura superficial promedio, la línea punteada representa la cobertura de los datos de radar. Las unidades de los vectores de velocidad están en m/s y la temperatura en grados centígrados.	49
Figura 15	Diagrama Hovmöller en el transecto norte, derecha y dirección promedio del campo de viento, izquierda. Los colores azules (rojos) representan corrientes hacia el sur (norte), la línea negra representa corrientes con magnitud cero, la línea gris hace referencia al día 16 de diciembre, la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde frente a la Bahía Todos Santos de la figura 5.	51
Figura 16	Diagrama Hovmöller en el transecto sur, derecha y dirección promedio del campo de viento, izquierda. Los colores azules (rojos) representan corrientes hacia el sur (norte), la línea negra representa corrientes con magnitud cero, la línea gris hace referencia al día 16 de diciembre, la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde en $\sim 31.2^\circ$ N de la figura 5 . . .	53
Figura 17	Diagrama Hovmöller de la vorticidad en el transecto sur. Los contornos de color indican la vorticidad	

	relativa escalada con el parámetro de Coriolis Los colores azules (rojos) representa vorticidad negativa (positiva), la línea negra representa corrientes con magnitud cero, la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde en $\sim 31.2^\circ$ N de la figura 5.	54
Figura 18	Espectro rotacional transecto al norte del área de estudio frente a la Bahía Todos Santos (transecto figura 5) para el periodo de invierno. El espectro de la derecha representa rotación ciclónica y el de la izquierda rotación anticiclónica.	56
Figura 19	Espectro rotacional transecto al sur del área de estudio en $\sim 31.2^\circ$ N (transecto figura 5) para el periodo de invierno. El espectro de la derecha representa rotación ciclónica y el de la izquierda rotación anticiclónica. . . .	57
Figura 20	Corrientes superficiales y densidad espectral para un periodo diurno en sentido anticiclónico (a) y ciclónico (b). Los contornos son la batimetría de la zona (únicamente se muestran los contornos a 500,1000 y 1500 m) y las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s.	58
Figura 21	Corrientes superficiales y densidad espectral para un periodo de 12 días en sentido anticiclónico (a) y ciclónico (b). Los contornos son la batimetría de la zona (únicamente se muestran los contornos a 500,1000 y 1500 m) y las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s.	59
Figura 22	Promedio de corrientes superficiales obtenidas con los HFR en la región de estudio para primavera, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano y los contornos son la batimetría de la zona. Las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s, la temperatura en $^\circ\text{C}$ y la batimetría en metros (únicamente se muestran los contornos a 500, 1000 y	

	1500 m)	62
Figura 23	Velocidades geostróóficas promedios en primavera. El mapa de color representa la temperatura superficial promedio, la línea punteada representa la cobertura de los datos de radar. Las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s y la temperatura en °C.	63
Figura 24	Dirección (a), magnitud (b) y esfuerzo del viento (c) diario dentro del recuadro de la figura 5, que abarca la cobertura del radar. La dirección del viento se presenta en la convención oceanográfica y las letras con flechas hacen referencia a eventos que se describen a detalle en las figuras 25, 26 y 27.	64
Figura 25	Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 21 de marzo del 2017, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura en °C. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s.	65
Figura 26	Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 8 de abril del 2017, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura en °C. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s.	66
Figura 27	Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 23 de abril del 2017, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura en °C. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s.	67

Figura 28	Diagrama Hovmöller en el transecto norte, derecha y dirección promedio del campo de viento, izquierda. Los colores azules (rojos) representan corrientes hacia el sur (norte), la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde frente a la Bahía Todos Santos de la figura 5.	68
Figura 29	Diagrama Hovmöller en el transecto sur, derecha y dirección promedio del campo de viento, izquierda. Los colores azules (rojos) representan corrientes hacia el sur (norte), la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde en $\sim 31.2^\circ$ N de la figura 5	69
Figura 30	Diagrama Hovmöller de la vorticidad en el transecto sur. Los contornos de color indican la vorticidad relativa escalada con el parámetro de Coriolis Los colores azules (rojos) representa vorticidad negativa (positiva), la línea negra representa corrientes con magnitud cero, la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde en $\sim 31.2^\circ$ N de la figura 5.	71
Figura 31	Espectro rotacional transecto al norte del área de estudio frente a la Bahía Todos Santos (transecto figura 5) para el periodo de primavera. El espectro de la derecha representa rotación ciclónica y el de la izquierda rotación anticiclónica.	72
Figura 32	Espectro rotacional transecto al sur del área de estudio en $\sim 31.2^\circ$ N (transecto figura 5) para el periodo de primavera. El espectro de la derecha representa rotación ciclónica y el de la izquierda rotación anticiclónica. . . .	73
Figura 33	Corrientes superficiales y densidad espectral para un periodo diurno en sentido anticiclónico (a) y ciclónico (b). Los contornos son la batimetría de la zona (únicamente se muestran los contornos a 500,1000 y 1500 m) y las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s.	75

Figura 34	Corrientes superficiales y densidad espectral para un periodo de 12 días en sentido anticiclónico (a) y ciclónico (b). Los contornos son la batimetría de la zona (únicamente se muestran los contornos a 500,1000 y 1500 m) y las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s.	76
Figura 35	Evento de surgencia registrado para los días 07 y 08 de marzo del 2017.	76

1 Introducción

El Sistema de la Corriente de California (SCC) se extiende desde la región donde el flujo al este de la Corriente del Pacífico norte ($\sim 48\text{-}52^\circ \text{N}$) se acerca a Norte América, hasta la zona al sur donde el flujo encuentra las aguas tropicales y subtropicales frente a Baja California [Checkley and Barth, 2009]. El SCC está constituido por la Corriente de California (CC) que es superficial con dirección al ecuador, por la contra Corriente subsuperficial de California (CU, por sus siglas en inglés) que tiene un flujo con dirección hacia el polo y por la Contra-Corriente de California (CCC) que es costera, superficial y con una estacionalidad intermitente [Lynn and Simpson, 1987]. La CC transporta agua hacia el ecuador durante todo el año a lo largo de la costa oeste de América del Norte. Debido a su origen subártico, su flujo se caracteriza por transportar aguas de temperaturas relativamente bajas, baja salinidad y alto oxígeno disuelto. Frente a Baja California, estas características cambian bruscamente en la dirección zonal.

La variabilidad estacional en la CC se encuentra definida por dos periodos de tiempo que se caracterizan por sus condiciones hidrográficas y climatológicas, un período frío en invierno y primavera, y uno cálido en verano y otoño (Lynn and Simpson [1987]; Durazo et al. [2010] y Durazo [2015]). El flujo de la CC es más intenso en primavera y se caracteriza por un mínimo de salinidad superficial. La variabilidad del flujo depende a su vez de la variación en el patrón de vientos, los procesos de interacción océano-atmósfera y la variación en la estructura de las corrientes superficial y subsuperficial [Ramírez-Manguilar, 2005].

La variación estacional de la circulación superficial dentro del SCC ha sido también estudiada a través de imágenes satelitales de nivel del mar y temperatura superficial del océano. Strub and James [2000] mostraron que el patrón de circulación consiste en un chorro costero hacia el ecuador que se desarrolla en primavera y verano, con una estructura latitudinal inicial que responde a la distribución latitudinal de vientos a lo largo de la costa. Del SCC se derivan procesos que tienen diferentes implicaciones en los cuerpos de agua adyacentes. Frente a la región oceánica que divide políticamente a México y Estados Unidos, el flujo hacia el sur de la CC converge con una intrusión de agua del Pacífico Norte Central que provoca un cambio en la dirección de la corriente hacia la costa [Venrick, 2000]. Cerca de la costa el flujo se bifurca, con un brazo de agua que gira hacia el sur y sigue la CC a lo largo de la costa de Baja California. Durazo et al. [2010] mostraron que, el flujo de la CC frente a Ensenada se convierte en un flujo mayormente sub-superficial cercano a la costa.

El patrón estacional descrito muestra variaciones de escala espacio-temporal menor debido a la influencia de la costa y batimetría, y a la presencia de inestabilidades zonales en las propiedades termohalinas. Frente a Baja California se ha sugerido que la generación de meandros y remolinos responde a tres procesos: el forzamiento del viento, inestabilidades del flujo costero, y la geometría costera [Espinosa-Carreón et al., 2012]. El forzamiento del viento representa un factor importante en la generación de giros especialmente en la superficie. Por su parte, las inestabilidades en las corrientes genera giros de meso-escala energéticos, principalmente ciclónicos de larga vida formados

en la superficie, y anti-ciclónicos de mínima intensidad en la sub-superficie [Kurian et al., 2011]. Independiente con el proceso de formación, el papel de los remolinos de meso-escala en diversos procesos biológicos está relacionado con la inyección de nutrientes a la zona eufótica y transporte costa afuera de material biogénico.

La mayoría de los estudios realizados sobre la variabilidad de la CC frente a la península se han concentrado en la caracterización de las condiciones climatológicas e hidrográficas de la Corriente, basados principalmente en perfiles verticales obtenidos con CTD como parte del programa CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations) e IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California). El análisis de estos datos ha permitido evaluar los flujos de calor océano atmósfera, variaciones de temperatura y salinidad desde un punto de vista geostrófico con variabilidad estacional y mayor [i.e. Schneider et al. [2005], Durazo et al. [2005], Bograd and Lynn [2003]]. La recolección de más de 50 años de datos por dichos programas, han permitido identificar los ciclos estacionales e interanuales de la CC, así como sus características e implicaciones sobre los ecosistemas de la región. Debido a que estos programas obtienen muestras con una resolución espacial de 30 a 60 km y temporal de 30 a 90 días, solo ha sido posible la identificación de estructuras con diámetros mayores a 100 km que persisten por más de un mes [Owen, 1974]. El estudio de procesos físicos de menor escala espacio-temporal como lo corrientes inerciales, corrientes de marea, corrientes por viento, ondas sub-inerciales, entre otros, requiere de una estrategia de medición adecuada.

Por ejemplo, en las regiones costeras donde la aproximación geostrófica tiene menor validez, la variabilidad de pequeña escala (10-60 km) es de suma importancia ya que esta puede aportar cantidades considerables de energía y tener influencia en la distribución y disponibilidad de nutrientes. En este trabajo se utiliza una base de datos de corrientes superficiales medidas con alta resolución espacial y temporal (~ 5 km, 0.5 horas) para estudiar la variabilidad de las corrientes en una zona costera de la CC frente a la Bahía de Todos Santos, Baja California.

2 Objetivos

2.1 Objetivo General

Caracterizar la variabilidad espacio-temporal de las corrientes superficiales en una región oceánica frente a Ensenada, B.C.

2.2 Objetivos Específicos

- Determinar los procesos físicos que generan variabilidad no geostrófica en la región.
- Evaluar la circulación en escalas temporales que corresponden a días o semanas.
- Evaluar la variabilidad espacial de los campos de corrientes en escalas de 20 km a 100 km.

3 Marco de Referencia

3.1 Área de estudio

El área de estudio comprende una región de la Corriente de California frente a Ensenada, Baja California, México, entre las latitudes 32°N y 31°N , y longitudes 116.4°W y 117.6°W (Figura 1).

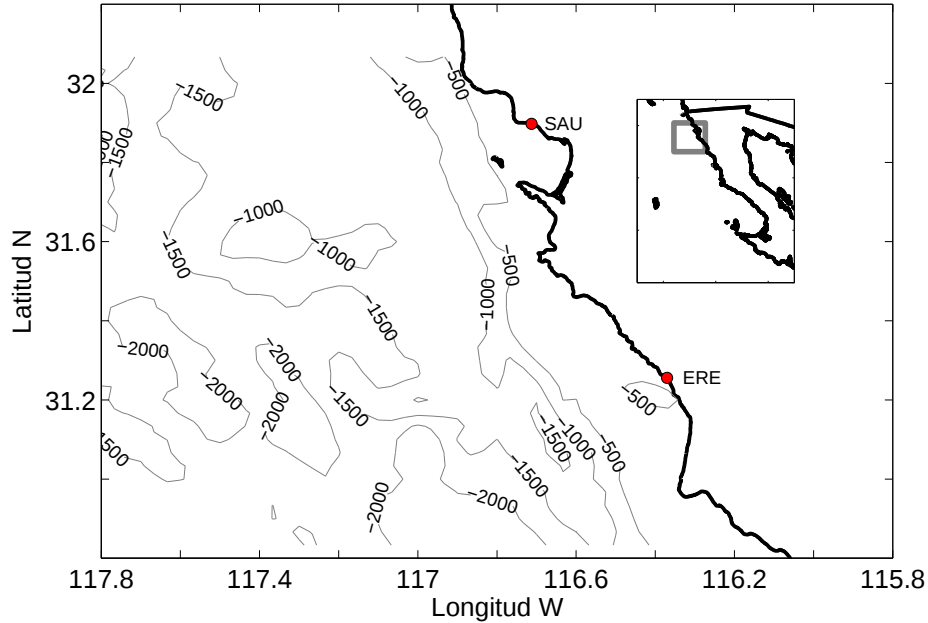


Figura 1: Área de estudio frente a la península de baja California. Los contornos representan la batimetría de la zona, los puntos rojos son la ubicación de las estaciones de radar.

Los vientos en la región presentan una fuerte influencia de un centro de alta presión (CAP) en el Pacífico, influencia que disminuye hacia el sur y hacia la costa Castro and Martínez [2010]. La presencia de un rotacional positivo alrededor de Punta Eugenia ($\sim 28^{\circ}\text{N}$) delimita la transición entre la influen-

cia del CAP y la influencia de otro sistema. Los aspectos de forzamiento del viento más comúnmente descritos son surgencia/ hundimiento debido al esfuerzo del viento a lo largo de la costa y surgencia / hundimiento en regiones profundas causada por el rotacional del esfuerzo del viento [Espinosa-Carreón et al., 2012].

La existencia de estructuras de mesoescala frente a Baja California está ampliamente documentada (Espinosa-Carreón et al. [2012]; Mateos et al. [2013]; Soto-Mardones et al. [2004]). Lynn and Simpson [1987] mostraron que la batimetría induce inestabilidades en la intensificación de la estacionalidad de la CU, que genera meandros y remolinos influenciados por la geometría de la línea de costa. Por otro lado, en la capa superficial del océano, se han sugerido tres procesos importantes que favorecen la generación de meandros y remolinos frente a Baja California [Espinosa-Carreón et al., 2012]: el forzamiento del viento, las inestabilidades del flujo costero y la geometría costera.

Estudios a partir de observaciones lagrangeanas han permitido identificar la variación temporal y espacial de la energía en frecuencias inerciales y diurnas. Poulain [1990] identificó dos eventos importantes de grandes oscilaciones (~ 20 cm/s) en la frecuencia diurna cerca de los 30° N en la plataforma continental frente a Baja California: el primero corresponde a un periodo de oscilación menor a la frecuencia inercial, que son interpretadas como ondas atrapadas a la costa, y un segundo evento caracterizado por oscilaciones con una frecuencia inercial, las cuales se determinaron que fueron generadas por el esfuerzo del viento local.

La variación interanual de la CC está fuertemente relacionada con los cambios en la circulación atmosférica de latitudes medias asociada a eventos El Niño [Durazo et al., 2005], el cual genera variación en los ecosistemas del SCC. Durante condiciones El Niño, la capa superficial del océano incrementa su temperatura y la termoclina se profundiza, con efectos importantes en la red trófica debido a la reducción en producción primaria. Chelton et al. [1982] encontraron que las variaciones a gran escala en el flujo de la CC representan un papel dominante en el control de la biomasa del zooplancton en el SCC debido al aumento de la producción primaria en respuesta a los nutrientes que pueden ser advectados de aguas profundas de latitudes altas o por la advección vertical por la inclinación de las isopícnas por la variación del flujo. Dichas condiciones se ven afectadas bajo condiciones El Niño, donde la nutriclina progresivamente se profundiza durante el otoño y primavera y cerca de la costa entra agua oligotrófica, la cual persiste durante primavera y verano. El restablecimiento de nutrientes cerca de la superficie y una mayor abundancia coincide con la entrada de condiciones La Niña [Legaard and Thomas, 2006].

La CC ha sido estudiada desde un punto de vista geostrófico, lo que ha permitido un conocimiento claro de las variabilidades estacionales, interanuales y decadales. Así mismo, se han identificado procesos ageostróficos que pueden resultar relevantes en procesos de profundización de termoclina o en el control de surgencias. De los estudios ageostróficos de la CC se encuentra el realizado por Centurioni et al. [2008], quienes identificaron un chorro con divergencia negativa que generó hundimiento y divergencia positiva que

produjo surgencia. Esto es un indicativo de que las velocidades ageostróficas podrían funcionar como un controlador de la surgencia en la zona eufótica.

Frente a Baja California, el estudio de la dinámica de procesos ageostróficos que contemplan variabilidad del orden de días a semanas como corrientes inerciales y corrientes debidas al viento, entre otros, aún no ha sido abordado. Los patrones de corrientes dentro de esta variabilidad tienen una influencia sobre parámetros biológicos, al favorecer o limitar la advección de agua rica en nutrientes, misma que ocasiona un incremento de la producción primaria.

3.2 Transporte de Ekman

Cuando el viento actúa sobre el océano, la energía es transferida del viento a la capa superficial del océano. Si se consideran vientos hacia el sur paralelos a la costa, se produce un transporte de masa hacia el mar a lo largo de la costa, conocido como transporte de Ekman [Stewart, 2006].

Ekman dedujo que la velocidad de la corriente impulsada por el viento disminuye exponencialmente con la profundidad. Además, encontró que el transporte de masa es perpendicular al estrés del viento y la dirección de la corriente superficial es 45° hacia la derecha (izquierda) del viento en el hemisferio norte (hemisferio sur). Este ángulo de desviación aumenta con el incremento de la profundidad [Brown et al., 2001].

Esto tiene diferentes implicaciones en la circulación costera, ya que debido al transporte de Ekman se puede generar eventos de surgencias, los cuales

influyen directamente la biología del medio. En la figura 2 se presenta un esquema del transporte de Ekman y la generación de surgencia. Para ver cómo los vientos conducen surgencia, si se considera vientos hacia el sur paralelos a la costa, estos generan transporte hacia mar abierto, lo que implica que el nivel del mar cerca de la costa disminuya, que por el balance de masa, hace que agua fría rica en nutrientes ascienda a la superficie.

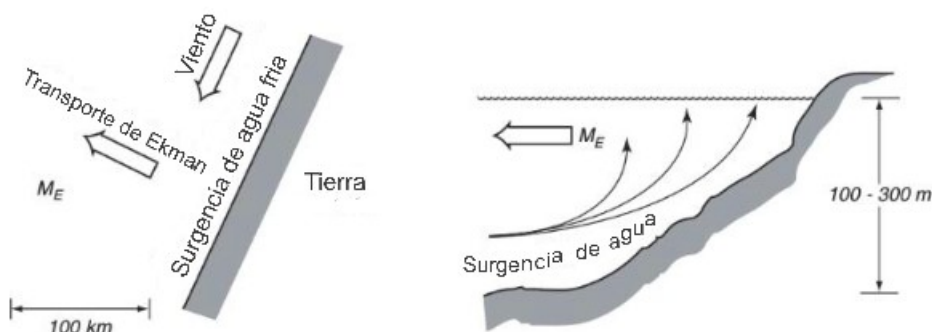


Figura 2: Esquema del transporte de Ekman a lo largo de una costa que origina surgencia de agua fría a lo largo de la costa. Izquierda: Sección transversal. El agua transportada costa afuera debe ser reemplazada por agua de debajo de la capa de mezcla. Derecha: Vista frontal. Los vientos del norte a lo largo de la costa oeste en el hemisferio norte causan transporte de Ekman hacia el mar. Tomado de: [Stewart, 2006]

Mediciones hidrográficas han mostrado que la solución de Ekman es válida cuando se toman promedios de corrientes sobre un período de días, o varios períodos inerciales. Por otro lado, la profundidad de la capa de Ekman depende de la velocidad del viento y la latitud. Cuando la acción del viento sobre la superficie del océano disminuye, esta es influenciada por la fuerza de Coriolis, lo que permite que se generen corrientes inerciales.

3.3 Corrientes inerciales

Si se considera una superficie donde el viento es demasiado débil para originar corrientes en el agua, la fuerza de Coriolis actuará sobre la columna de agua. El movimiento resultante bajo la influencia de Coriolis, es conocido como una corriente inercial [Brown et al., 2001].

El periodo inercial depende la latitud y está definido por la siguiente ecuación:

$$T = \frac{2\pi}{f} \quad (1)$$

donde T es el periodo inercial y f corresponde al parámetro de Coriolis. La dirección de rotación está dada por f . En el hemisferio sur (H.S) Coriolis tiende a girar la trayectoria hacia la izquierda. Entonces una parcela de fluido que inicialmente es impulsada por los vientos hacia el norte es desviada hacia el oeste, y luego hacia el sur, hasta describir un giro en sentido antihorario; en el hemisferio norte (H.N.) el giro es horario. Las corrientes inerciales se pueden observar a toda profundidad y latitud [Stewart, 2006].

Luego de que la corriente inercial es creada, esta tenderá a decaer en unos pocos días debido a la presencia de la fricción. Si la acción del viento continúa por varios días la corriente pasará a ser estacionaria y forma un ángulo con los vientos, esta será la corriente en superficie asociada a la espiral de Ekman. Los cambios en latitud hacia el H.N (H.S) ocasionan un incremento (decaimiento) en el parámetro de Coriolis, que traen implicaciones en la rotación del fluido, traducido en cambios en su vorticidad.

3.4 Vorticidad

En términos simples la vorticidad es una medida de la rotación local del fluido. La ecuación de conservación de la vorticidad expresa que la rotación de un fluido cambia cuando la columna se expande o se contrae, lo que genera un cambio en la vorticidad relativa. La cual se encuentra definida por:

$$\zeta = \frac{\delta v}{\delta x} - \frac{\delta u}{\delta y} \quad (2)$$

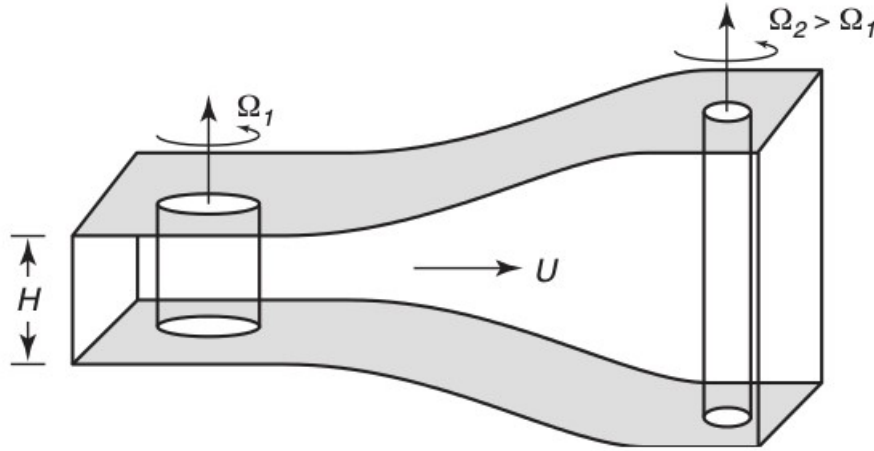


Figura 3: Esquema de vorticidad relativa por los cambios en la altura de una columna de fluido. A medida que el fluido vertical se mueve de izquierda a derecha, el estiramiento vertical reduce el momento de inercia de la columna, haciendo que gire más rápido.

En un movimiento longitudinal cambios en la profundidad del océano imponen cambios en la vorticidad relativa del flujo (figura 3). Por otro lado, la vorticidad potencial esta descrita por la siguiente ecuación:

$$\Pi = \frac{\zeta + f}{H} \quad (3)$$

Donde Π es la vorticidad potencial, ζ es la vorticidad relativa, f es Coriolis y H es la distancia desde la superficie del mar hasta el fondo. La ecuación anterior expresa que la vorticidad potencial de la columna debe conservarse en la trayectoria del fluido. Por ejemplo, a medida que la altura de la columna de agua aumenta, la conservación de la vorticidad potencial implica que su velocidad de rotación local, o sea su vorticidad relativa debe aumentar. A medida que la columna del fluido vertical se mueve de izquierda a derecha, el estiramiento vertical reduce el momento de inercia de la columna, que hace que gire más rápido [Stewart, 2006].

En el caso de ondas largas y lentas se tiene $Ro < 1$ y es necesario considerar los efectos de la rotación terrestre.

$$Ro = \frac{U}{fL} \quad (4)$$

donde Ro es el número de Rossby, U es la velocidad, f parámetro de coriolis y L es la longitud. Ro representa el radio de deformación de Rossby. Es decir, la escala para la cual la vorticidad relativa y el estrechamiento contribuyen de igual forma a la conservación de la vorticidad absoluta. Por otro lado, ante un cambio de latitud hacia el H.N ocurre un incremento del parámetro de Coriolis, lo que ocasiona que la vorticidad relativa disminuya para poder conservar la vorticidad potencial de la parcela de agua.

La dinámica ageostrófica, dentro de la cual están los tres procesos anteriormente descritos, es de variabilidad temporal corta (algunos días), su estudio y comprensión aun requieren atención. En este trabajo se utilizaron

datos de corrientes superficiales en una región oceánica frente a Ensenada, B.C. con el fin de caracterizar los patrones de circulación superficial en las escalas descritas anteriormente y su variabilidad espacio - temporal, así como los mecanismos físicos que generan dichos procesos.

4 Metodología

El estudio de las corrientes cerca de la superficie del océano tiene limitaciones que son inherentes al tipo de instrumentación convencional que se utiliza. Históricamente el uso de CTDs (conductividad, temperatura, profundidad), ADCP (Perfilador Acústico Doppler) y más recientemente boyas de deriva, entre otros, han hecho posible estudiar las corrientes oceánicas. Sin embargo, las limitaciones espaciales y temporales restringen el estudio de procesos de menor escala. Por ejemplo, todos los términos de la ecuación 2 no podrían obtenerse directamente a partir de mediciones de ADCP. Los CTDs brindan información de parámetros físicos como temperatura y salinidad a diferentes profundidades, lo que permite obtener la densidad del agua y estudiar el movimiento de las masas de agua, además de los gradientes de presión y las corrientes asociadas al campo de masa. Sin embargo, el tiempo que se requiere para obtener perfiles de CTD con espacio suficiente (decenas de km) para estimar flujos geostroóficos, es tal que la variabilidad ageostroófica de menor escala no puede ser capturada. Los Radio Escaterómetros Doppler o Radares de alta frecuencia (HFR, por sus siglas en inglés) son una herramienta novedosa para estudiar las corrientes superficiales en el océano. El uso de HFR permite detectar remotamente con una resolución temporal del orden de minutos y espacial del orden de decenas a centenas de metros las corrientes superficiales.

4.1 Radares de Alta Frecuencia

Los HFR transmiten una onda electromagnética continua hacia el océano con frecuencia f_{RF} y longitud de onda λ_{RF} , dicha señal se refleja de manera difusa sobre las ondas gravitacionales de la superficie oceánica que tengan longitudes de onda $\lambda_{océano} = \lambda_{RF}/2$. La señal reflejada es recibida de vuelta por los HFR, y su información (amplitud y fase) está ligada con la onda gravitacional que la originó [Lipa and Barrick, 1983].

Un sitio de radar puede estimar la velocidad radial de la corriente (alejándose o acercándose al transmisor) a una profundidad efectiva que depende de la longitud de onda del radar, su resolución radial depende del ancho de banda de operación y esta definida por la siguiente ecuación:

$$R = \frac{c}{2 * Bw} \quad (5)$$

donde R es la resolución radial (m), c es la velocidad de la luz (m/s) y Bw es el ancho de banda (Hz) [Gurgel et al., 1999].

En este trabajo se utilizaron datos de corrientes superficiales medidas con dos estaciones de HFR, una dentro de la Bahía Todos Santos localizada en el sauzal (estación SAU) y otra en el ejido Eréndira (estación ERE) (5), las cuales transmitieron a una frecuencia de 11.1 y 8.25 MHz y un ancho de banda de 100 kHz y 50 kHz, respectivamente. El ancho de banda utilizado permitió medir las corrientes radiales con una resolución de 1.5 km y cobertura máxima de aproximadamente 150 km para el primer sitio y 3 km y 200

km para el segundo sitio. Esta cobertura máxima depende de la frecuencia del radar, de la calibración del mismo y de las condiciones de la ionósfera. Debido a que las resoluciones espaciales de los dos sitios diferían, estas fueron homogenizadas mediante un re-muestreo espacial aplicado a la estación SAU, donde se combinaron dos celdas de 1.5 km para formar una celda de 3 km y obtener la misma resolución espacial para ambas estaciones.

La profundidad efectiva de medición depende de la forma del perfil vertical de corriente y de la frecuencia del radar. Si el perfil de corriente es logarítmico, las mediciones del radar corresponden a una profundidad de $0.04\lambda_{RF}$ [Ha, 1979], donde λ_{RF} es la longitud de onda del radar. Se asume un perfil logarítmico si se considera que el océano se divide en diferentes capas, donde la superficie se encuentra influenciada por la acción del viento directamente. Debido al efecto de Coriolis se genera un ángulo de desviación con respecto a la dirección del viento en la superficie. Cada capa será afectada por el movimiento de la capa superior con un ángulo de desviación y forma la espiral de Ekman. En el caso de estudio presentado en este trabajo se consideró un perfil logarítmico ya que es una región influenciada por el viento, por lo tanto la profundidad efectiva de nuestras mediciones se puede asumir de 1.21 m para SAU y de 1.63 m para ERE, por lo que los mapas de corriente totales presentados en la sección de resultados son representativos de ~ 1.4 m de profundidad.

Los radares utilizan diferentes métodos para resolver la dirección de arribo de la señal. En este trabajo se utilizó el método conocido como *direction finding*

(DF), el cual está basado en la descomposición Fourier de las series de tiempo recibidas por tres o cuatro antenas. Cada línea Bragg es atribuida a un desplazamiento Doppler inducido por la corriente (velocidad radial). Esto asume que las diferencias de velocidades radiales arriban desde diferentes direcciones, las cuales son determinadas si se compara las amplitudes y fases en las antenas receptoras. Bajo estas suposiciones es posible resolver la corriente radial en todos los ángulos, lo cual no es posible mediante otros métodos [Gurgel et al., 1999].

Una vez generada la malla radial de corrientes que se aproxima y se aleja del radar, es posible obtener corrientes totales (componente zonal y meridional) al combinar como mínimo corrientes radiales de dos sitios de radar. Sin embargo, existen restricciones geométricas debido a la orientación de las mallas radiales, esto se conoce como disolución geométrica de la precisión (GDOP, por sus siglas en inglés). El GDOP, representa un indicativo de la calidad de los datos.

A partir de los datos radiales de las dos estaciones HFR se obtuvo el GDOP que se presenta en la figura 4. Se escogió un límite de referencia de 0.5 ya que a este valor el error en las dos componentes es igual y no se introduce un error en la dirección de la corriente. En la figura, las elipses rojas indican las zonas donde las dos componentes radiales tienen la misma varianza, a mayor similitud de estas, menores son las elipses y mejor es la estimación del vector total de corriente. En los límites de la cobertura del radar se observó que el error por geometría fue relativamente importante

(elipses de color azul en la figura) debido a que, una de las componentes presentó mayor variabilidad. Por esta razón, la corriente total en esos nodos no se estimó.

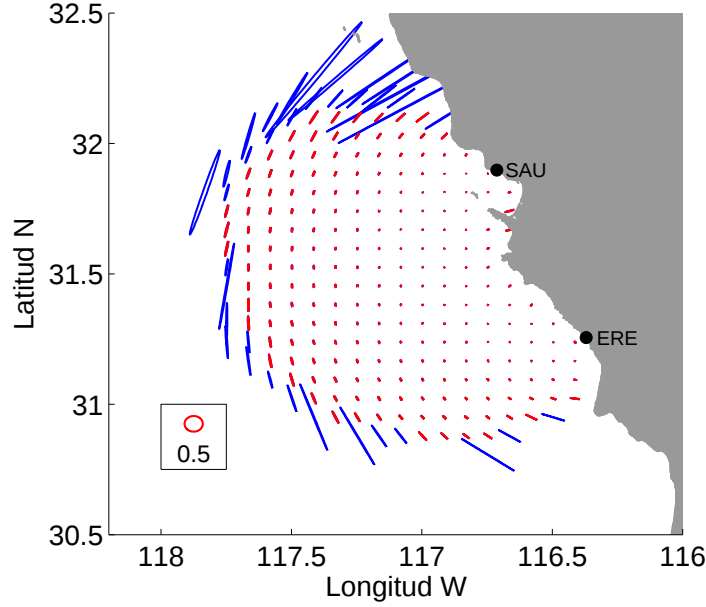


Figura 4: GDOP (disolución geométrica de la precisión) estación sauzal - Erendira. Los puntos representan la ubicación de las estaciones de radar.

La malla cartesiana que se utilizó para calcular las corrientes totales tuvo un ancho de celda de 8 x 8 km. Después de combinar las mallas radiales en los nodos que componían la malla cartesiana se obtuvo la cobertura que se ilustran en la figura 5. Con este ancho de celda fue posible obtener un número significativo de corrientes radiales por celda (> 20) basado en un límite asintótico en la mejoría del GDOP, por encima del cual se va a perder resolución espacial sin que se presente una mejora significativa en el error.

Los datos de radar correspondieron a mediciones cada treinta minutos.

Cada una constó de 17 minutos de datos ó 2048 muestras para ERE y 15 minutos para SAU, lo que implicó una presición de la velocidad de 3 cm/s. La presición depende de la longitud de onda y de la duración de la medición.

$$v = \frac{\lambda}{n * t} \quad (6)$$

donde v es la resolución de la velocidad (m/s), λ es la longitud de onda (m) de la señal transmitida por el HFR, n es el número de chirps (2048) y t es la duración del chirp (s) [Flores-Vidal, 2011].

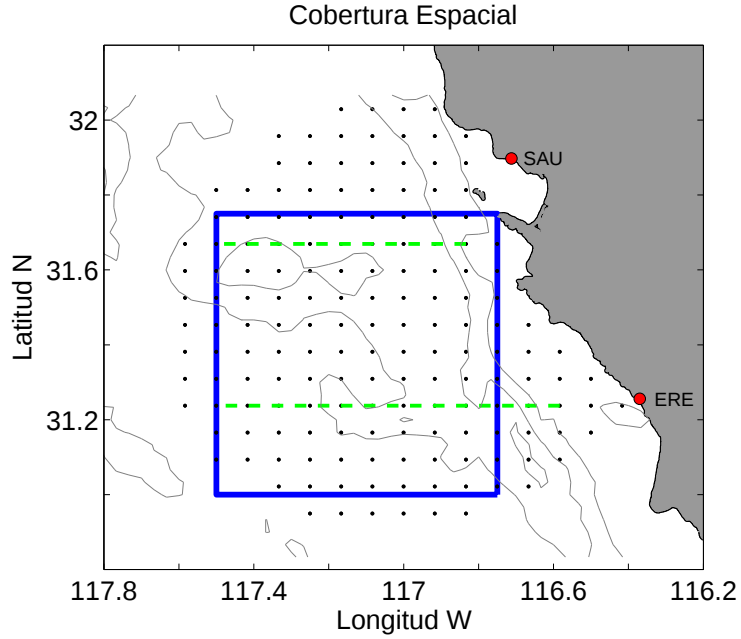


Figura 5: Malla de cobertura donde se obtuvieron vectores de velocidad total. Los Puntos rojos son la ubicación de las dos estaciones. El recuadro azul corresponde a la región donde se promediaron los datos de viento satelital y las líneas punteadas verdes representan los transectos donde se realizó el diagrama Hovmöller y el análisis espectral y los contornos son la batimetría de la zona.

Las mediciones se realizaron en el periodo de invierno (diciembre 2016 a enero 2017) y primavera (marzo-abril de 2017) (figura 6). Como parte del control de calidad de los datos, se eliminaron las velocidades radiales mayores a 0.9 m/s, debido a que por debajo de esta magnitud estaba la mayor cantidad de datos. Esto se identificó con base a un histograma realizado a las velocidades radiales. Por otro lado, también se eliminaron los valores de la corriente total de u y v que estuvieran por abajo o arriba de $\pm$ dos veces la desviación estándar de la serie. únicamente se tuvieron en cuenta las series que contarán con más del 70% de la cobertura temporal.

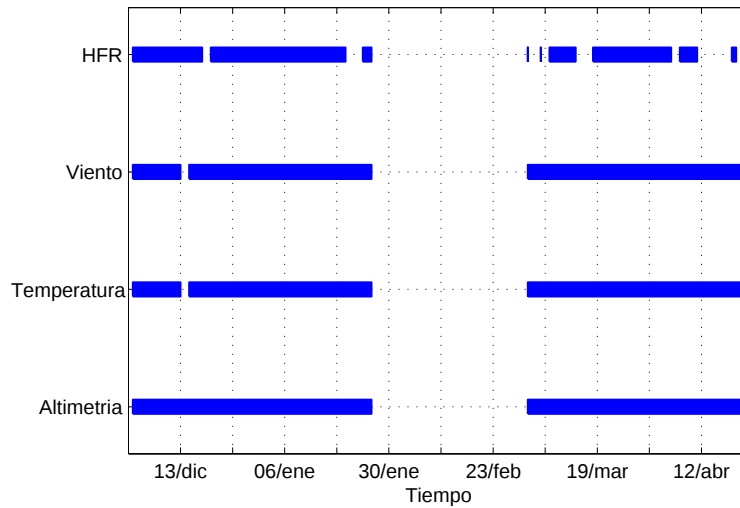


Figura 6: Periodo de las mediciones realizadas de diciembre 2016 - abril 2017.

Una vez que las series de tiempo pasaron el control de calidad anterior, y con el fin de identificar las frecuencias más energéticas en las series de tiempo, se realizó un análisis espectral de los datos de corriente obtenidas con los radares. Se utilizó la transformada discreta de Fourier por medio del

periodograma promedio de Welch [Emery and Thomson, 1999]. El análisis espectral se realizó primero en dos transectos que abarcaron la región norte y sur (transectos color verde de la figura 5) y posteriormente para cada una de las series de tiempo de las distintas celdas que constituyeron los mapas sinópticos de corriente. Los resultados son presentados en el apartado número 4 más adelante.

4.2 Viento, SST y Altimetría Satelital

La información del campo de viento, se obtuvo a partir de datos satelitales Blended Sea Winds descargados de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). La base de datos comprende información del campo de viento de la superficie oceánica (componente zonal y meridional), en una malla cartesiana de ~ 25 km, y resolución temporal de un día; las unidades de los vectores están m/s. Para obtener la velocidad del viento en el área de estudio se consideraron datos de 16 celdas dentro de la cobertura del radar. En la región definida por esta malla se obtuvo el promedio de la magnitud y la dirección de la velocidad (figura 5).

Por otro lado, se obtuvo el estrés del viento τ (N/m^2) como Brown et al. [2001]:

$$\tau = \rho * Cd * U^2 \quad (7)$$

donde ρ es la densidad del aire (kg/m^3), Cd es el coeficiente de arrastre

(adimensional, Large. and Pond. [1980]) y U es la velocidad del viento a 10 metros de la superficie. Los datos de viento provenientes del satélite corresponden a mediciones del viento sobre la superficie del mar. En este trabajo se consideró el cálculo de τ en esta superficie.

La Temperatura superficial del océano fue obtenida de los productos GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellites*) y PODAAC (*Physical Oceanography Distributed Active Archive Center*), disponibles en <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst>. La resolución espacial de este producto es de 6 km con datos diarios.

Los datos de velocidades geostróficas se obtuvieron de la página de AVISO *Satellite Altimetry Data*, disponibles en <http://www.aviso.altimetry.fr/>. Este producto provee información del campo de velocidad superficial (componente u y v de la corriente) asociado al campo de nivel de mar, con una resolución espacial de ~ 25 km y temporal de un día.

El periodo de mediciones para los productos satelitales abarco los periodos de invierno y primavera (figura 6).

5 Resultados

A continuación se presenta el análisis de las corrientes superficiales obtenidas a partir de la base de datos de HFR de la región oceánica frente a Ensenada, complementado con la temperatura superficial para la misma época. Posteriormente se compara el campo de corrientes superficiales medidas con las corrientes geostróficas obtenidas de productos satelitales, además de estudiar la relación de la dirección y magnitud del viento en la zona con la circulación superficial. Por último se presentan las frecuencias significativas en el campo de corrientes, a partir del análisis espectral. Los resultados se presentan por separado para cada época.

Invierno

El campo promedio de corriente superficial obtenido a partir de 56 días (2 de diciembre del 2016 a 26 de enero del 2017) de mediciones y temperatura superficial obtenida con productos satelitales muestra un flujo hacia el sur cercano a la costa con magnitud de ~ 15 cm/s asociado con agua relativamente fría de $\sim 15.5^\circ$ C (figura 7). En proximidades a Colonet este flujo parece girar hacia el oeste y formar parte de un remolino anticiclónico centrado en 31.1° N y 117° W asociado con un núcleo de agua de mayor temperatura ($\sim 17^\circ$ C). Un remolino con estas características superficiales implica un hundimiento de la termoclina sobre su centro. En la región noroeste del remolino (31.4° N y 117.4° W) la corriente promedio fue hacia el norte con magnitud de ~ 10 cm/s que desplazó agua relativamente cálida hacia el norte hasta $\sim 31.8^\circ$ N. Parte del flujo hacia el polo fue producto de la misma circulación del remolino, que originó que la corriente se dirigiera hacia el norte y aumente su magni-

tud. Aunque la cobertura de los datos de radar no abarcó latitudes menores a $\sim 29.9^\circ\text{N}$, el campo de temperatura superficial sugiere que esta corriente proviene de latitudes más al sur. Por otro lado, frente a la Bahía Todos Santos se observó un flujo hacia el sur-oeste con una magnitud de 5 cm/s y temperatura de $\sim 16^\circ\text{C}$, aparentemente causado por un desprendimiento de la corriente en $\sim 32^\circ\text{N}$.

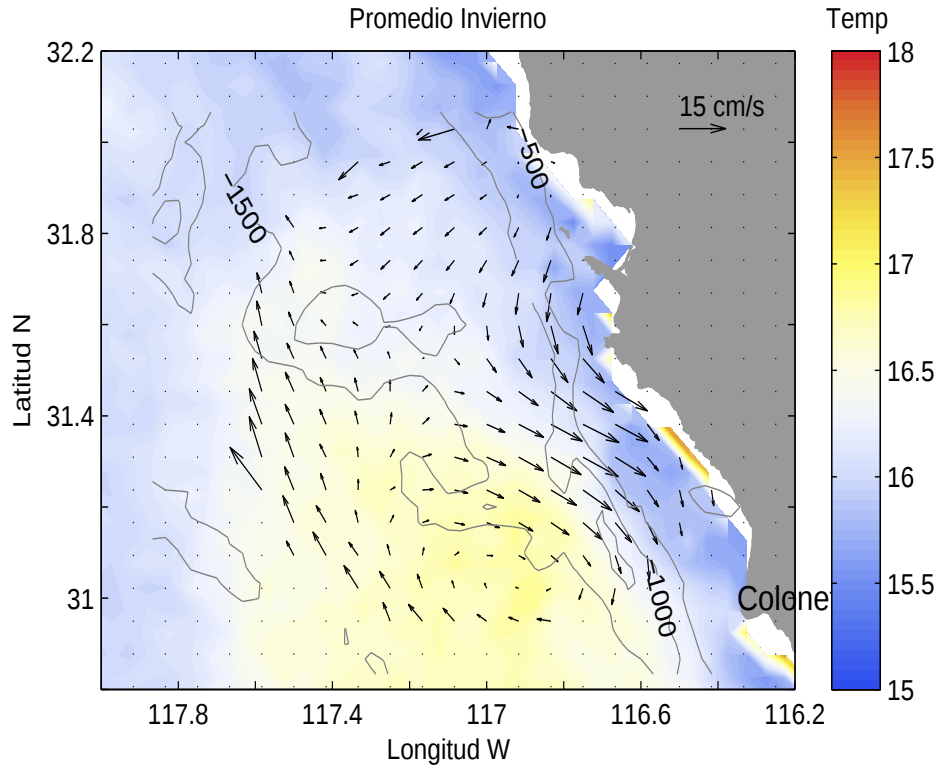


Figura 7: Promedio de corrientes superficiales obtenidas con los HFR en la región de estudio para invierno, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano y los contornos son la batimetría de la zona. Las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s, la temperatura en $^\circ\text{C}$ y la batimetría en m (únicamente se muestran los contornos a 500, 1000 y 1500 m)

Con el fin de comparar el campo de corriente promedio de 56 días (obtenidos con radar) y las corrientes geostróficas, se presenta en la figura 8 la circulación geostrófica asociada al mismo campo de temperatura superficial presentada anteriormente. La línea punteada roja representa la ubicación de la cobertura de los datos del arreglo de radares. Aunque fuera del área de cobertura del arreglo de radares el campo de corriente geostrófica muestra la presencia de remolinos ciclónicos y su contraparte anticiclónica, así como la existencia de meandros, dentro de la cobertura de los radares la magnitud de la velocidad fue ligeramente mayor (~ 20 cm/s) con dirección hacia el norte a 100 km de la costa entre las latitudes $30^\circ - 32^\circ$ N. Este flujo hacia el norte parece ser producto de la recirculación de un remolino anticiclónico centrado en 30° N y 117° W.

Es posible apreciar que la resolución espacial de las corrientes geostróficas derivadas de altimetría no resuelven el remolino anticiclónico capturado por los HFR. Sin embargo, los campos de SST son consistentes con ambas fuentes de información (geostrófia y HFR). Esto es debido a que las resoluciones espaciales y temporales son diferentes. El producto geostrófico está basado en un gradiente de presión obtenido a partir de la altura dinámica de la superficie libre del océano, mientras que el mapa promedio de la figura 7 se obtuvo a partir de 56 días de datos horarios obtenidos con los HFR. Por esta razón, mucha de la variabilidad de altas frecuencias no puede ser capturada por el producto de geostrofía. En cuanto a la resolución espacial, la malla cartesiana de velocidades geostróficas es de ~ 25 km comparado con los radares que proveen datos con resolución de 3 km. Esta es probablemente la

razón por la cual el patrón de circulación que se obtuvo con los HFR captura información que no se puede deducir a partir de altimetría. Esto resalta la relevancia de las mediciones con radar que permiten obtener información de la circulación en escalas que con otros instrumentos no se obtiene directamente.

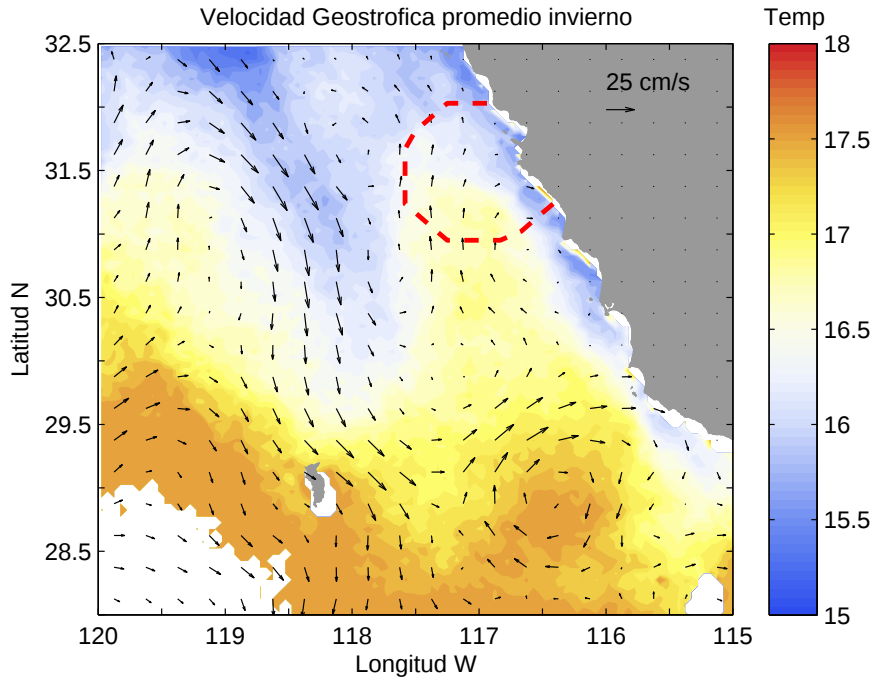


Figura 8: Velocidades geostroficas promedio en invierno. El mapa de color representa la temperatura superficial promedio, la línea punteada representa la cobertura de los datos de radar. Las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s y la temperatura en grados centígrados.

La variabilidad del campo de vientos se evaluó como un promedio dentro del área de cobertura de los HFR ($\sim 5625 \text{ km}^2$, polígono azul en la figura 5). El diagrama de astillas de la serie de tiempo obtenida mediante el promedio espacial se presenta en la figura 9a, el panel central muestra la magnitud del viento (9b), mientras que el panel inferior presenta el componente meridional

del esfuerzo de viento (9c). La componente zonal del esfuerzo del viento fue despreciable, por lo cual no se muestra en la figura. Las letras a, b, c y d indicadas en el panel superior hacen referencia a eventos para los días 9, 16 de diciembre del 2016 y 5, 12 de enero del 2017, eventos donde la dirección y magnitud presentaron características particulares.

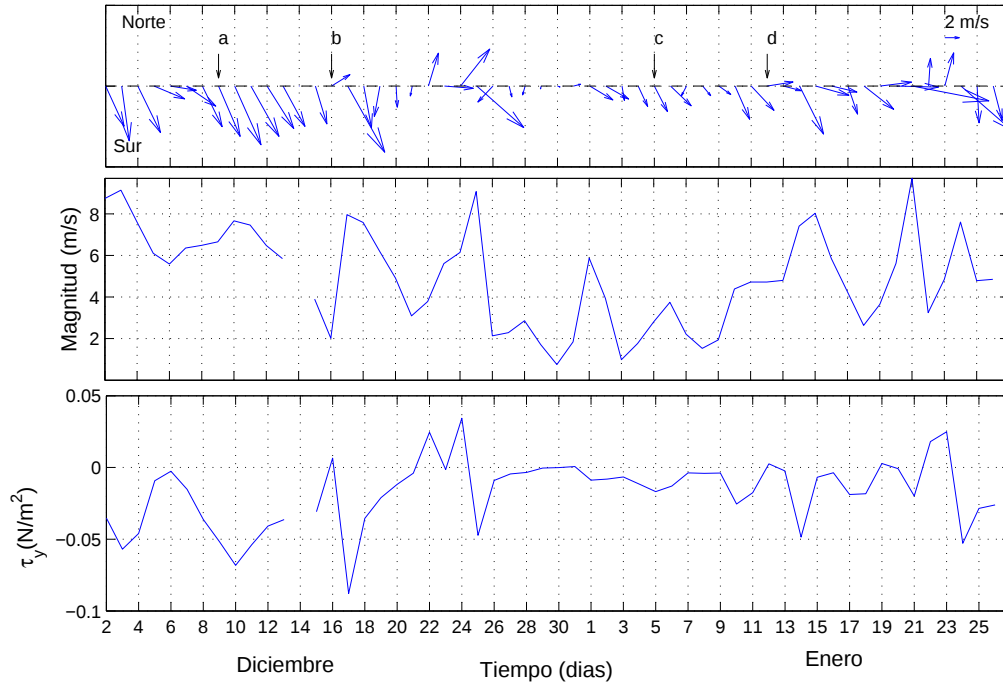


Figura 9: Dirección, magnitud y estrés del viento diario dentro del recuadro de la figura 5, que abarca la cobertura del radar. Las letras con flechas hacen referencia a eventos que se describen a detalle en las figuras 10, 11, 12 y 13.

En general la dirección del viento fue hacia el sur-este, a excepción de algunos días del mes de diciembre (16, 22, 24) y enero (22, 23) donde la dirección del viento cambió de sur-este a nor-este (fig. 9a). En cuanto a la magnitud del viento, se identificaron algunos periodos donde la velocidad

alcanzó valores superiores a 6 m/s (fig. 9b). Del esfuerzo del viento en la componente norte-sur (fig. 9c), se aprecia que el viento no ejerció gran influencia sobre la superficie del océano, a excepción del 17 de diciembre donde se presentó el mayor valor.

De las condiciones promedio de viento para la época se observó que este fue variable a lo largo de tiempo tanto en dirección como en magnitud, que a su vez pudo influir en el campo de corriente. Por esta razón, se evaluaron las condiciones de viento y corriente superficial en los eventos particulares señalados en la figura 9, con el fin de establecer la influencia del viento sobre el campo de corriente superficial para esos días.

El campo de corrientes medidas con los HFR durante el día 9 de diciembre (evento a, figura 9a) graficadas sobre la distribución de temperatura obtenida de los datos satelitales se presenta en la figura 10a. El viento obtenido de datos satelitales para el mismo día se muestra en la figura 10b. Se observó que, en la región sur del dominio de los HFR (fig. 10a), la dirección de las corrientes fue al sur-este asociada con una masa de agua relativamente fría de $\sim 15.5^{\circ}$ C, que incursionó muy cerca de la costa (~ 16 km) y desarrolló un remolino anticiclónico frente a Colonet. Por otro lado, en la región norte frente a la Bahía Todos Santos, la corriente fue en dirección sur-oeste con agua cálida de $\sim 17^{\circ}$ C. Estos dos flujos correspondieron a corrientes intensas, que de acuerdo a las condiciones de viento para esta fecha (dirección sur-este y magnitud de 7 cm/s aproximadamente), no respondieron de la misma forma a la dirección del viento (fig 10b). Esto indica que aunque son vientos intensos,

las condiciones de la columna de agua (gradientes de densidad) dominaron sobre la circulación.

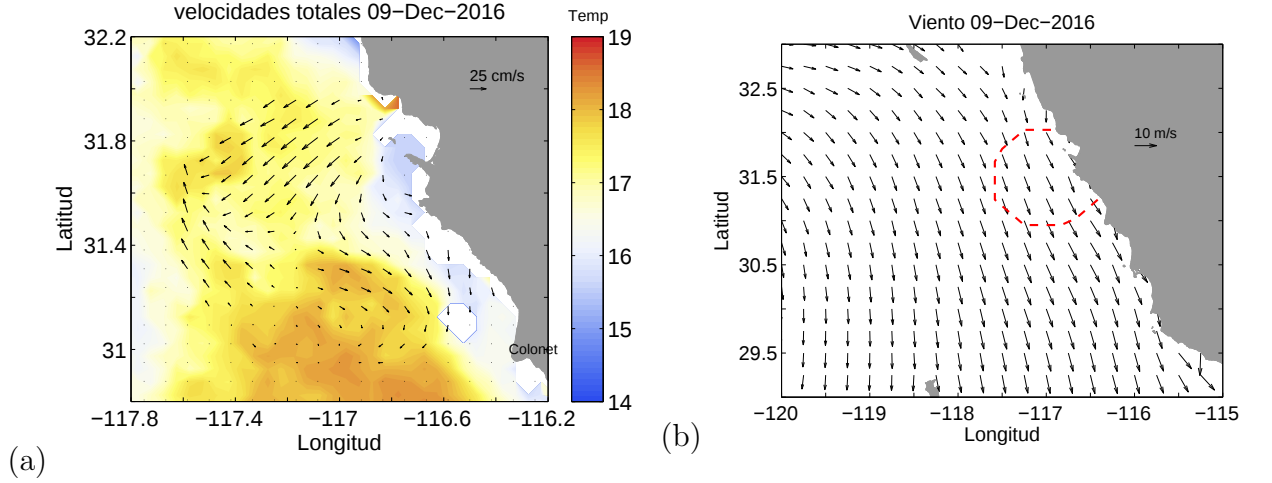


Figura 10: Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 9 de diciembre del 2016, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura en °C. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s.

El campo de corrientes superficiales medidas y el campo de viento derivado de satélite para el 16 de diciembre se presenta en la figura 11. Las imágenes de temperatura en el área de cobertura del radar para esa misma fecha fueron de baja calidad razón por la que no se muestran. Tanto la corriente (fig. 11a) como el viento (fig. 11b) fueron en dirección nor-este, lo que muestra una mejor relación entre la influencia del viento y la dirección de las corrientes en esa fecha. La magnitud promedio del viento fue relativamente baja (~ 5 m/s) pero aparentemente suficiente para que el remolino que se había observado centrado en 31.1° N y 117° W ya no estuviera presente. Esto sugiere que aunque el viento no generó directamente el remolino, un cambio en su

dirección domina sobre otros procesos que modifican la circulación superficial.

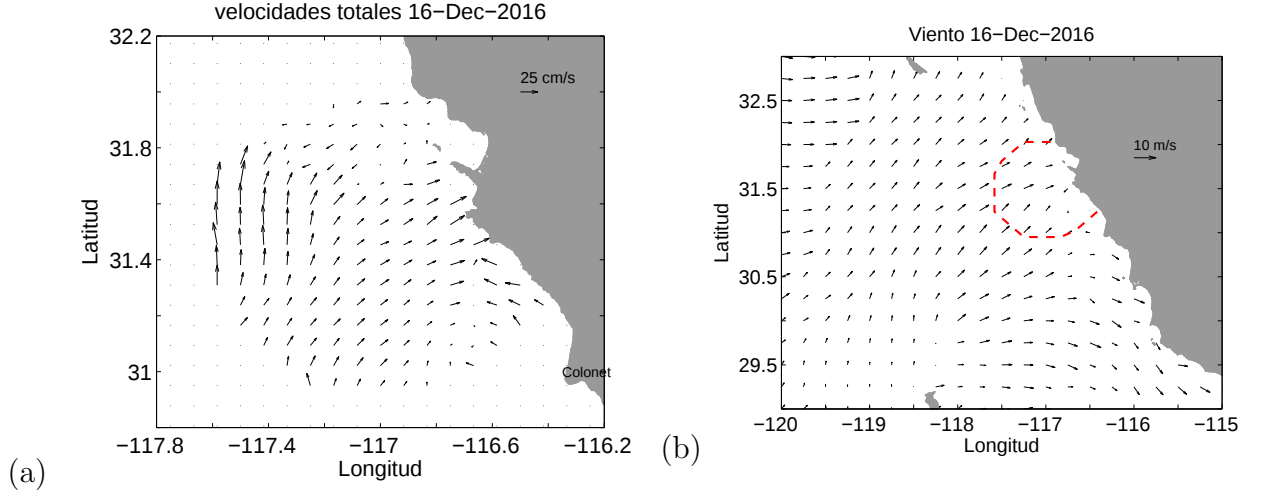


Figura 11: Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 16 de diciembre del 2016, las unidades de los vectores están en cm/s. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s. No se contó con información del campo de temperatura para esta fecha dentro de la cobertura del radar.

El campo de corrientes sobrepuesto a la temperatura superficial del océano para el día 5 de enero del 2017 (evento c, de la figura 9) se presenta en la figura 12a y las condiciones de viento dominantes en esa fecha en la figura 12b. Se observa que el remolino se presentó nuevamente en la región sur del dominio de los HFR, pero en esta ocasión más cerca de la costa. En la región nor-oeste, la dirección promedio de la corriente fue hacia el polo con temperatura promedio de 15° C. Sin embargo, en la región sur-oeste la temperatura fue relativamente mayor ($\sim 16.5^{\circ}$ C). La magnitud del viento fue de 4 m/s con dirección sur-este, lo que en conjunto con la figura 10 provee evidencia de que el viento hacia el sur-este promueve una corriente en la misma dirección,

corriente que parece desarrollar un remolino en la región sur de la cobertura de los HFR. Aunque el efecto batimétrico influye en esta corriente costera, los resultados de la figura 11 sugieren que la dirección del viento dominó sobre la circulación.

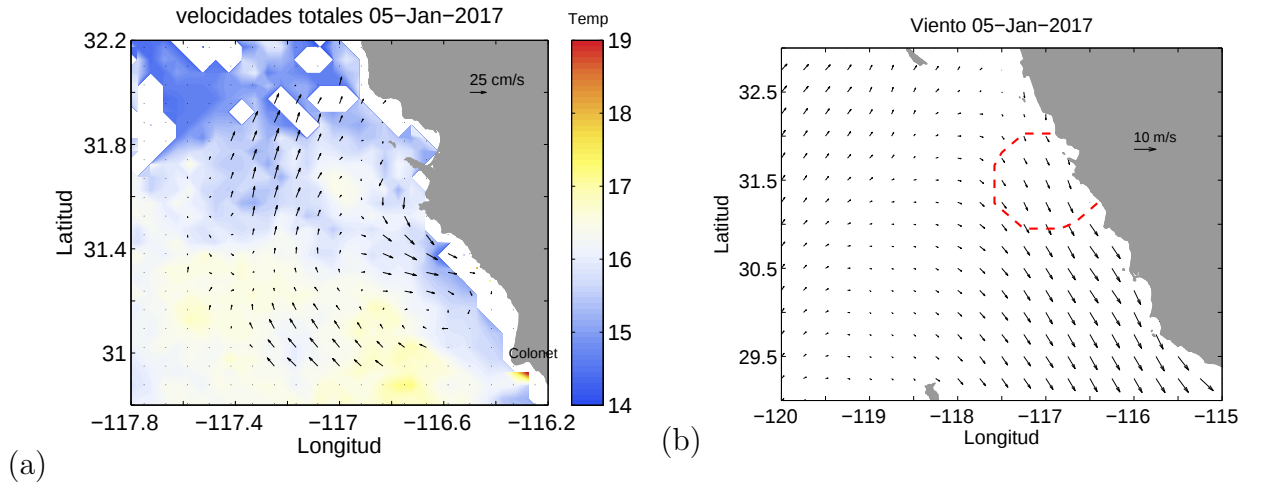


Figura 12: Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 5 de enero del 2017, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura en °C. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s

El mapa de corriente con la temperatura superficial (a) y el campo de viento (b) para el día 12 de enero se presentan en la figura 13. Nótese que la dirección del viento fue hacia el este con magnitud promedio de 5 m/s, y que el remolino parece haber perdido intensidad (fig. 13a). Por otra parte, en la región norte la dirección de la corriente fue hacia el nor-este, muy similar a la dirección promedio del viento en esta zona. A pesar de que no se contó con información de temperatura superficial del océano en todo el dominio del radar, en la zona sur-oeste se observó aparentemente agua más cálida ($\sim 17^\circ$

C) que en la región norte donde se observó agua relativamente fría ($< 16.5^{\circ}$ C).

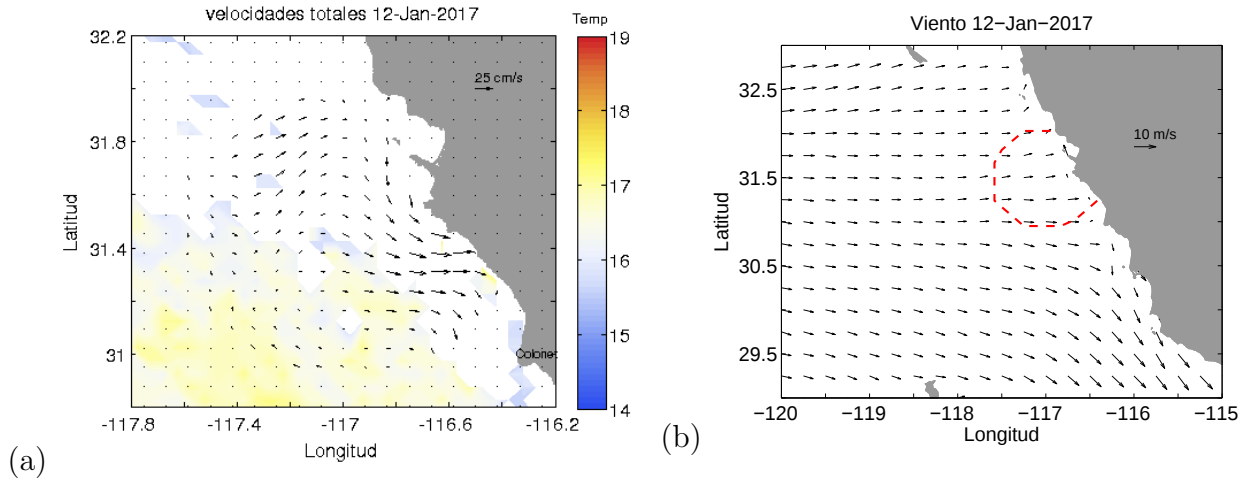


Figura 13: Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 12 de enero del 2017, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura en $^{\circ}\text{C}$. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s.

Con el fin de establecer la relación de la variabilidad espacial del viento durante el periodo de estudio con la circulación superficial promedio observada en la figura 7), la figura 14 presenta el patrón promedio de vientos obtenido de productos satelitales y la temperatura superficial, la línea punteada roja representa la cobertura de los datos de radar. El campo de viento promedio en el área de estudio fue homogéneo con dirección preferente hacia el sur-este y magnitud de 4.8 m/s. No obstante, de los mapas diarios se observó que cerca de la costa existe una corriente con dirección (sur-este), misma que en conjunto con los cambios de batimetría podrían favorecer el desarrollo del remolino anticiclónico.

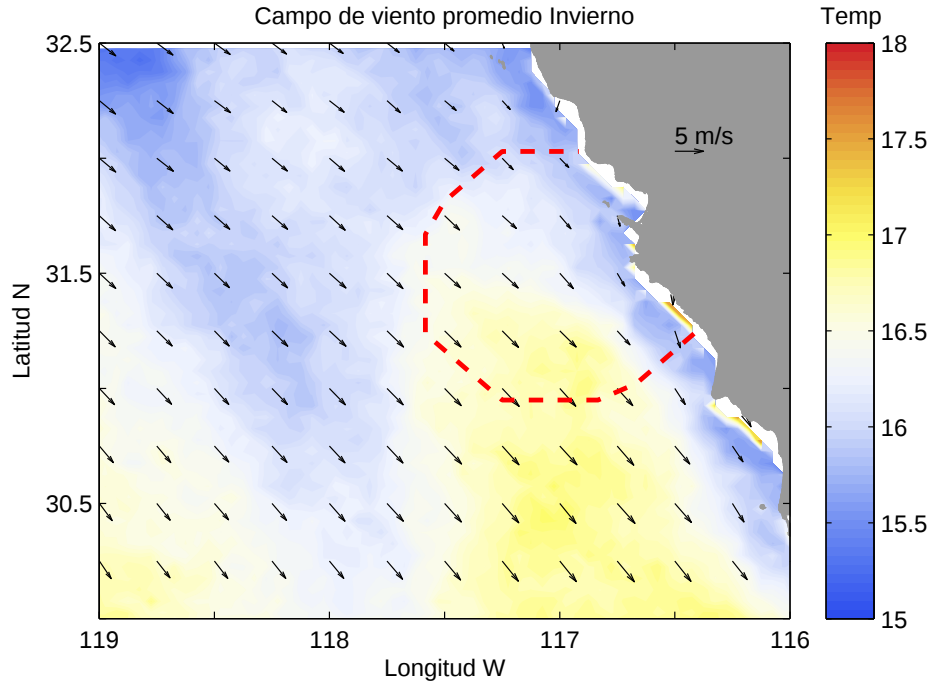


Figura 14: Campo promedio de viento para la época de invierno. El mapa de color representa la temperatura superficial promedio, la línea punteada representa la cobertura de los datos de radar. Las unidades de los vectores de velocidad están en m/s y la temperatura en grados centígrados.

Con base a los mapas anteriores se estableció una primera descripción de la circulación superficial bajo ciertos eventos y su relación con el campo de viento. Con el propósito de evaluar la variabilidad de la corriente a través del tiempo y espacio, se realizaron diagramas Hovmöller en 2 transectos (ver Fig. 5). Estos transectos fueron seleccionados para analizar a detalle dos zonas donde la magnitud y dirección de la corriente presentaron diferentes características: la zona en el norte frente a la Bahía Todos Santos y una en

el sur en $\sim 31.2^\circ$ N. Adicionalmente, se evaluó el flujo a lo largo de la costa y la dinámica del remolino en la región sur. Los diagramas se realizaron a partir de la componente meridional (norte-sur) de la corriente, ya que fue la que presentó la mayor variabilidad. La distancia se calculó desde el punto más cercano a la costa de cada transecto hacia mar abierto.

El diagrama Hovmöller para el transecto norte del área de estudio y la dirección promedio del viento se presenta en la figura 15. Los colores azules (rojos) representan corrientes hacia el sur (norte) y la línea negra hace referencia a corrientes con magnitud cero. Para el mes de diciembre se observaron corrientes hacia el sur y en enero hacia el norte de mayor magnitud. Esta variación, como se observó en los mapas sinópticos en algunos casos se atribuyó a un cambio en la dirección del viento. En los primeros 15 días del mes de diciembre la corriente en todo el transecto se dirigió hacia el sur con su núcleo más intenso a ~ 32 km de la costa. En este periodo, la dirección del viento fue persistente hacia el sur-este, lo que aparentemente indica que la corriente respondió a las condiciones de viento para estos días.

Posteriormente a esto, la dirección del viento cambió hacia el nor-este (línea gris del panel izquierdo), lo que ocasionó que la corriente se dirigiera hacia el norte, con incremento en magnitud hacia mar adentro. Entre el 25 de diciembre y el 1 de enero, la circulación se invirtió, y presentó un flujo con dirección norte en la costa y hacia el sur en mar abierto, lo cual aparentemente fue debido a que el esfuerzo del viento sobre la superficie del océano en la región para ese periodo fue casi nulo (ver figura 9), aunque su

dirección fuera hacia el sur-este. Esto sugiere que la circulación superficial en este periodo estuvo afectada por otros mecanismos físicos como los gradientes de presión horizontales causados por las diferencias del campo de masa sobre la plataforma continental. Adicionalmente, se observó el desplazamiento de este flujo de la costa hacia mar abierto. La velocidad máxima de este se presentó en ~ 40 km de la costa para el 1 de enero, donde la magnitud de viento aumento nuevamente.

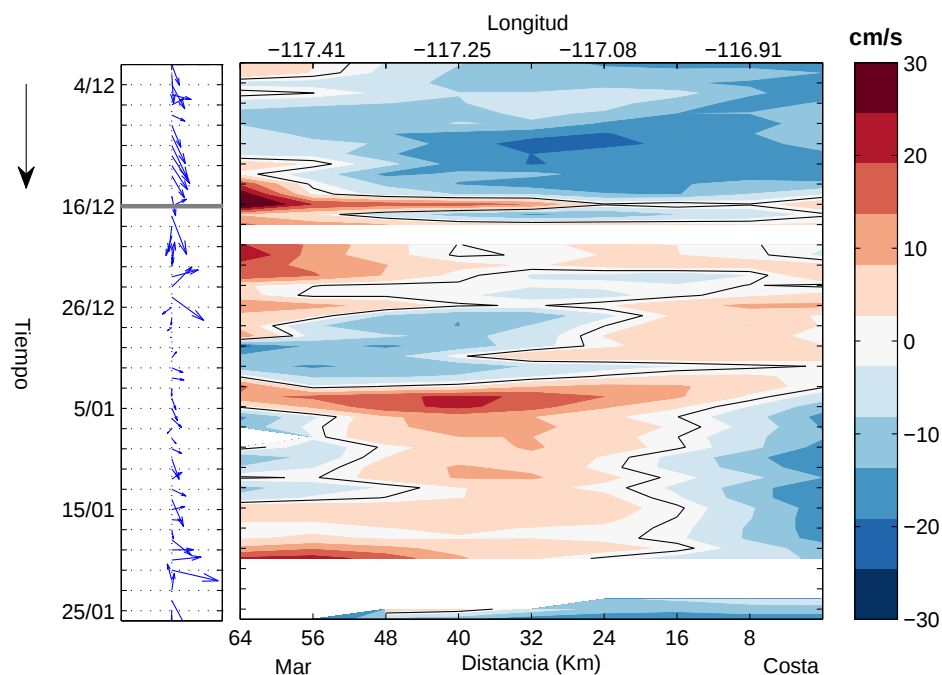


Figura 15: Diagrama Hovmöller en el transecto norte, derecha y dirección promedio del campo de viento, izquierda. Los colores azules (rojos) representan corrientes hacia el sur (norte), la línea negra representa corrientes con magnitud cero, la línea gris hace referencia al día 16 de diciembre, la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde frente a la Bahía Todos Santos de la figura 5.

El mes de enero se caracterizó por presentar una corriente hacia el sur

cerca de la costa y hacia el norte en mar abierto. Aunque con base a las condiciones de viento, su dirección predominante fue hacia el sur-este, con algunos eventos en la costa hacia el este, de mayor intensidad. Bajo estas condiciones el viento en la costa se bifurca y modifica la circulación como se observa en la figura 13.

El diagrama Hovmöller para el transecto sur de la región ubicado en proximidades de Colonet ($\sim 31.2^\circ$ N) y la dirección promedio del viento se presenta en la figura 16. La ubicación de este transecto abarcó parte del flujo costero y del remolino observado en los mapas sinópticos. En general se observaron corrientes hacia el sur de mayor intensidad cercanas a la costa (~ 16 km) y en mar adentro hacia el norte. Esto representó la dinámica del remolino anticiclónico que se formó de la corriente costera hacia el sur, que posteriormente desplazó parte del flujo hacia el norte. Este remolino fue persistente en los primeros días del mes de diciembre y en enero. Sin embargo, cuando la magnitud del viento disminuyó hacia finales de diciembre, la corriente fue en dirección norte. Esto indica que bajo estas condiciones de viento se generó una corriente débil hacia el polo durante todo el periodo de mediciones que impidió la formación del remolino.

En los primeros días del mes de diciembre se observaron magnitudes mayores con respecto al resto del tiempo de medición, lo que indica que en este periodo el remolino fue más intenso. Esto se relacionó con las condiciones de viento debido a que para estas fechas la dirección promedio fue hacia el sur-este con magnitud de 7 m/s, lo que generó la corriente costera. Por otro

lado, en enero se observó que el remolino se acercó más hacia la costa y posteriormente se desplazó hacia mar abierto (~ 20 km). Esto fue debido a que el viento para esas fechas se dirigió más hacia el este y desplazó la corriente hacia la costa.

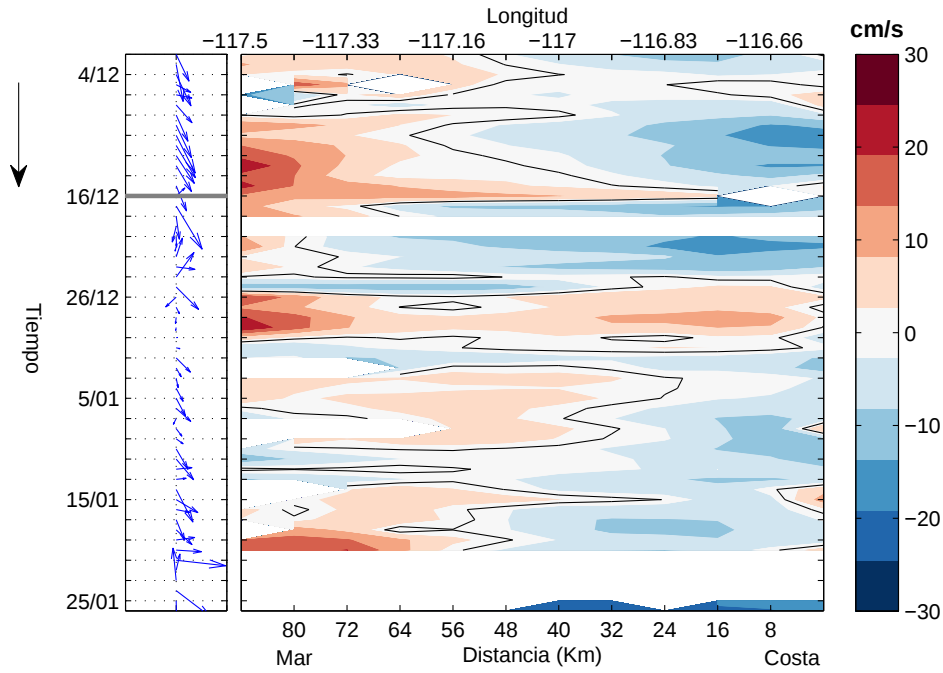


Figura 16: Diagrama Hovmöller en el transecto sur, derecha y dirección promedio del campo de viento, izquierda. Los colores azules (rojos) representan corrientes hacia el sur (norte), la línea negra representa corrientes con magnitud cero, la línea gris hace referencia al día 16 de diciembre, la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde en $\sim 31.2^\circ$ N de la figura 5

El diagrama Hovmöller de la vorticidad relativa obtenida a partir ecuación 2 se presenta en la figura 17. Únicamente se presenta la vorticidad en el transecto sur ya que se encuentra ubicado en la región donde se observó el remolino anticiclónico. En la figura se observa que las regiones donde la

corriente presentó dirección sur (cerca de la costa, ver figura 16) la vorticidad fue negativa, que indica un sentido de rotación anticiclónica de la corriente en esa zona. Por el contrario, donde la corriente fue hacia el norte (mar abierto, ver figura 16) la vorticidad presentó valores cercanos a cero principalmente o con una rotación positiva. Este flujo hacia el norte fue producto de la recirculación generada por la dinámica del remolino. Por otro lado, a finales de diciembre se observó una corriente hacia el polo de baja intensidad (ver figura 16), la cual estuvo asociada a una rotación positiva.

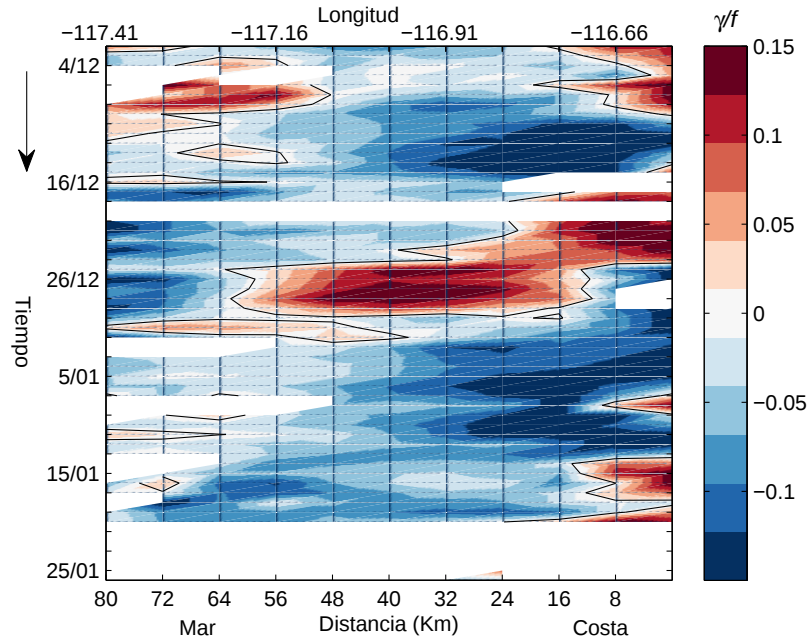


Figura 17: Diagrama Hovmöller de la vorticidad en el transecto sur. Los contornos de color indican la vorticidad relativa escalada con el parámetro de Coriolis. Los colores azules (rojos) representan vorticidad negativa (positiva), la línea negra representa corrientes con magnitud cero, la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde en $\sim 31.2^\circ$ N de la figura 5.

Hasta aquí se ha abordado el estudio de los rasgos en la circulación, que

incluyen variabilidades de días a semanas. Con el propósito de identificar con más precisión las frecuencias más energéticas de los datos medidos, se realizó un análisis espectral a las series de tiempo por nodo en los transectos presentados anteriormente. El conocer con precisión las frecuencias de oscilación de las estructuras presentadas hasta el momento, permitirá relacionarlas con los procesos físicos que probablemente las generaron.

El espectro rotacional a lo largo del transecto norte para esta época se presenta en la figura 18, donde las líneas negras punteadas se ubican para un periodo de 0.5, 1, 3.5, 6 y 12 días. Se observaron dos picos energéticos de 1 y 12 días, principalmente. Aunque el periodo de 0.5 días estuvo presente, no fue tan energético como los otros dos periodos. La mayor energía se encontró cerca de la costa hasta ~ 40 km y podría representar la aportación por mareas semidiurnas. Para el periodo de 1 día, se observó que este estuvo presente a lo largo de todo el transecto pero únicamente en la componente anticiclónica, asociada a oscilaciones debido a la marea, corrientes inerciales o por las brisas. Teniendo en cuenta que este transecto se encuentra ubicado frente a la Bahía Todos Santos, es posible que estuviera influenciado por la acción de la marea, ya que el periodo diurno fue representativo en todo el transecto. Sin embargo, dentro de los mecanismos de variabilidad diurna también se encuentran las corrientes inerciales, que es anticiclónico debido al efecto de rotación de la tierra. Por el contrario, para la banda de 12 días la mayor energía se encontró en todo el transecto en ambos sentidos, que podría ser debido a oscilaciones por mareas vivas y muertas.

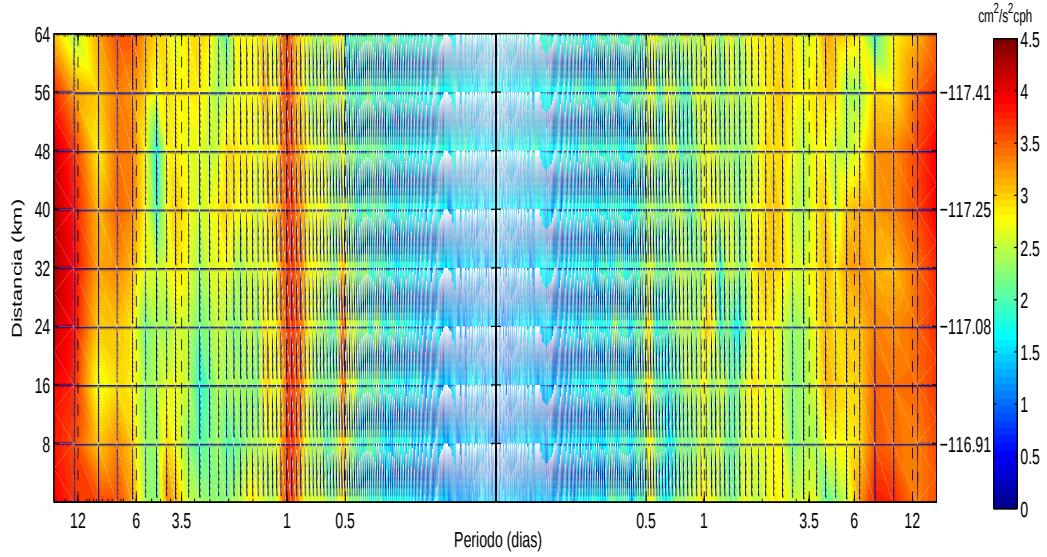


Figura 18: Espectro rotacional transecto al norte del área de estudio frente a la Bahía Todos Santos (transecto figura 5) para el periodo de invierno. El espectro de la derecha representa rotación ciclónica y el de la izquierda rotación anticiclónica.

El espectro rotacional para el transecto al sur del área de estudio se presenta en la figura 19. En los periodos de 0.5, 1 y 12 días se observó una mayor energía espectral. El periodo de 0.5 días presentó una región energética centrada entre 48 y 72 km (117.08° W y 117.33° W) con rotación anticiclónica y los periodos de 1 y 12 días presentaron energía espectral a lo largo del transecto. Aunque hay un aporte por marea para la oscilación diurna, las brisas constituyen un factor que también aporta energía a este periodo.

Se obtuvo el espectro rotacional para cada serie de tiempo por nodo de la malla cartesiana de cobertura del radar teniendo en cuenta los periodos que se encontró la mayor densidad espectral en los transectos. Además, se aplicó

un filtro lanczos para filtrar la corriente en un periodo específico, con el fin de identificar las zonas donde la variabilidad de la corriente fue modulada por un periodo diurno y de 12 días, como también observar el campo de corriente en dichos periodos.

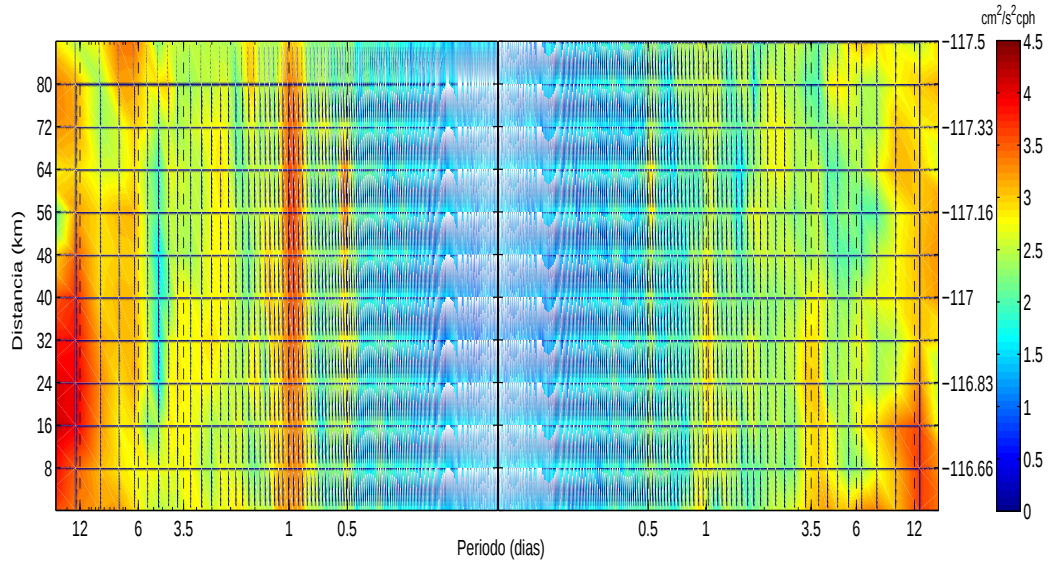


Figura 19: Espectro rotacional transecto al sur del área de estudio en $\sim 31.2^\circ$ N (transecto figura 5) para el periodo de invierno. El espectro de la derecha representa rotación ciclónica y el de la izquierda rotación anticiclónica.

Las corrientes superficiales correspondientes a un periodo de 1 día graficadas sobre la densidad espectral para el mismo periodo se presentan en la figura 20, para lo cual se filtró las series entre un periodo de corte entre 20 y 30 horas. Se tuvo en cuenta este margen de 10 horas para poder capturar la variabilidad cuasi-diurna, ya que como se observó en el análisis espectral de las figuras 16 y 17, en el periodo de un día se encontró energía espectral a lo largo del transecto. Las oscilaciones con un periodo diurno con rotación an-

ticiclónica afectaron gran parte del área de estudio y fueron más energéticas en $\sim 31.6^\circ$ N en la región oceánica frente a la Bahía Todos Santos, donde se observó la corriente con dirección sur-oeste. Con rotación ciclónica se encontró mayor energía en $\sim 31.4^\circ$ N, relacionado con el flujo cerca de la costa con dirección sur-este.

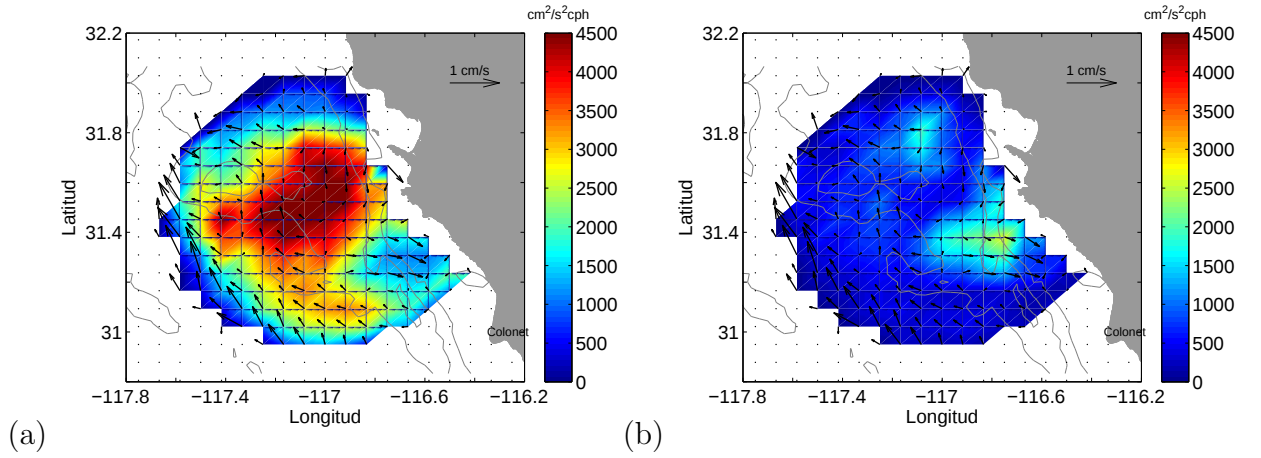


Figura 20: Corrientes superficiales y densidad espectral para un periodo diurno en sentido anticiclónico (a) y ciclónico (b). Los contornos son la batimetría de la zona (únicamente se muestran los contornos a 500,1000 y 1500 m) y las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s.

Para identificar las frecuencias a las cuales el viento presentó mayor densidad espectral se realizó el análisis espectral a las series de tiempo de viento obtenidas de una estación meteorológica ubicada en la Bahía Todos Santos, ya que del producto satelital no era posible resolver las altas frecuencias. Se obtuvo un pico espectral en un periodo diurno, lo que indica que las brisas fueron un factor importante que aportó a la circulación.

La variabilidad para oscilaciones con periodos cercanos a los 12 días y

la corriente superficial asociada se presenta en la figura 21, para lo cual se filtró la serie a un periodo de corte entre 11 y 13 días. Se observó energía espectral en todo el dominio de medición. Además, en los nodos que componen el remolino también se presentó mayor densidad espectral con rotación anticiclónica. Sin embargo, cerca de la costa en $\sim 31.4^\circ$ N y frente de la Bahía Todos Santos, se observó densidad espectral con rotación ciclónica. De acuerdo con el campo de corrientes se observó que este representó los rasgos más importantes encontrados en el promedio para toda la época de la figura 7. De igual forma se realizó un análisis espectral a la serie de tiempo del nivel del mar obtenido de la estación mareografica de CICESE, donde se observó que en este periodo la marea presenta energía espectral, aunque del espectro de la serie de tiempo de viento de igual forma se identificó energía espectral en este periodo.

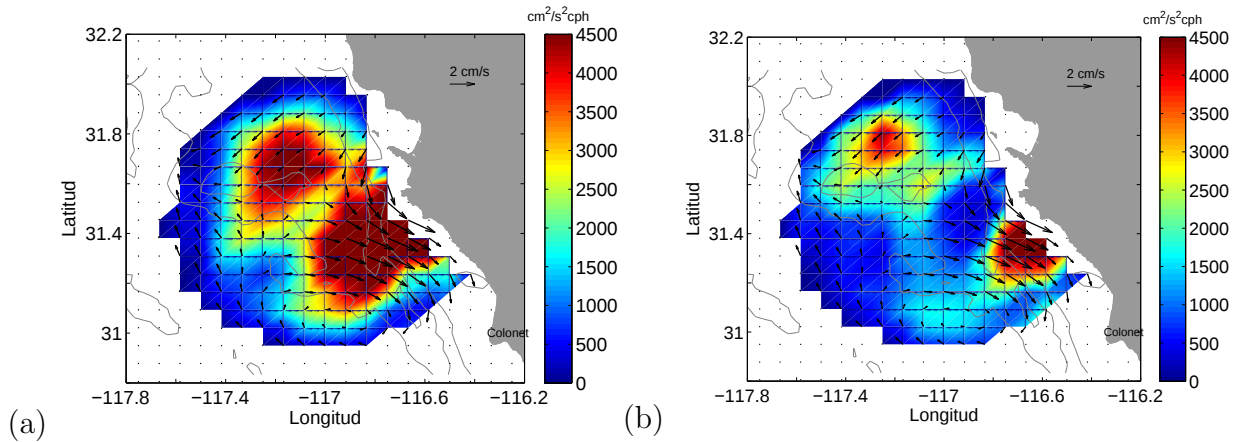


Figura 21: Corrientes superficiales y densidad espectral para un periodo de 12 días en sentido anticiclónico (a) y ciclónico (b). Los contornos son la batimetría de la zona (únicamente se muestran los contornos a 500,1000 y 1500 m) y las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s.

En resumen, la circulación superficial del periodo de invierno describió

cuatro características relevantes: un flujo paralelo a la costa ubicado en la plataforma continental con magnitud de ~ 15 cm/s, el cual estuvo presente a lo largo de todo el periodo de estudio para esta época. Un remolino anticiclónico en la región sur-este en $\sim 31.2^\circ$ N, cuya existencia aparentemente dependió de las condiciones de viento. Se observó además una corriente hacia el sur-oeste frente a la Bahía Todos Santos, principalmente en los primeros días del mes de diciembre. En la zona oeste de la cobertura del radar se observó una corriente con dirección al polo, que es producto de la misma recirculación del remolino.

Dentro de la variabilidad de la corriente para esta época, los periodos diurno y de 12 días fueron los que presentaron mayor energía espectral, con un núcleo en la región sur-este cerca de la costa y en mar adentro en la zona nor-oeste frente a la Bahía Todos Santos. Con base a los vectores de corriente superficial se observó que, en el periodo de 12 días, la corriente describe los rasgos observados en el promedio para esta época.

Primavera

El campo promedio de corriente superficial obtenido del promedio de 52 días (3 de marzo a 24 de abril del 2017) a partir de los datos de HFR, graficado sobre la temperatura superficial obtenida con productos satelitales se presenta en la figura 22. Los vectores de corriente muestran un flujo paralelo a la costa con dirección hacia el sur. La magnitud de la corriente en mar abierto fue de ~ 10 cm/s, mientras que cerca de la costa en la plataforma continental la intensidad de la corriente fue superior a los 15 cm/s. Aunque la dirección promedio fue hacia el ecuador, la corriente presentó una curvatura que aparentemente respondió a la forma de la línea de costa. La temperatura superficial fue homogénea con temperatura entre 16.2° y 16.6° C, a diferencia de la costa sur donde esta disminuyó por debajo de los 16° C.

Al igual que en invierno, las velocidades obtenidas a partir de los datos HFR se compararon con las velocidades geostróficas del producto satelital. La circulación geostrófica graficada sobre la temperatura superficial se presenta en la figura 23, donde la línea punteada roja representa la cobertura de los radares. Se observó un flujo con dirección al sur que parece provenir de latitudes mayores. En $\sim 30.5^\circ$ N el flujo cambió su dirección a sur-este con magnitud de ~ 25 cm/s, pero en proximidades de la línea de costa la corriente fue hacia el sur. Este flujo costero presentó una magnitud mayor (> 25 cm/s) con respecto a las corrientes del resto del dominio. En general, la circulación describió la existencia de meandros y un remolino anticiclónico centrado en 29° N y 117.8° W, el cual presentó relación con la temperatura

superficial. Dentro de la cobertura de los HFR, la corriente geostrófica fue en dirección sur-este, con magnitud en mar abierto y en la zona sur-este de ~ 20 cm/s, en la región frente a la Bahía Todos Santos la velocidad fue menor a 10 cm/s, muy similar al campo de corriente capturado por los HFR.

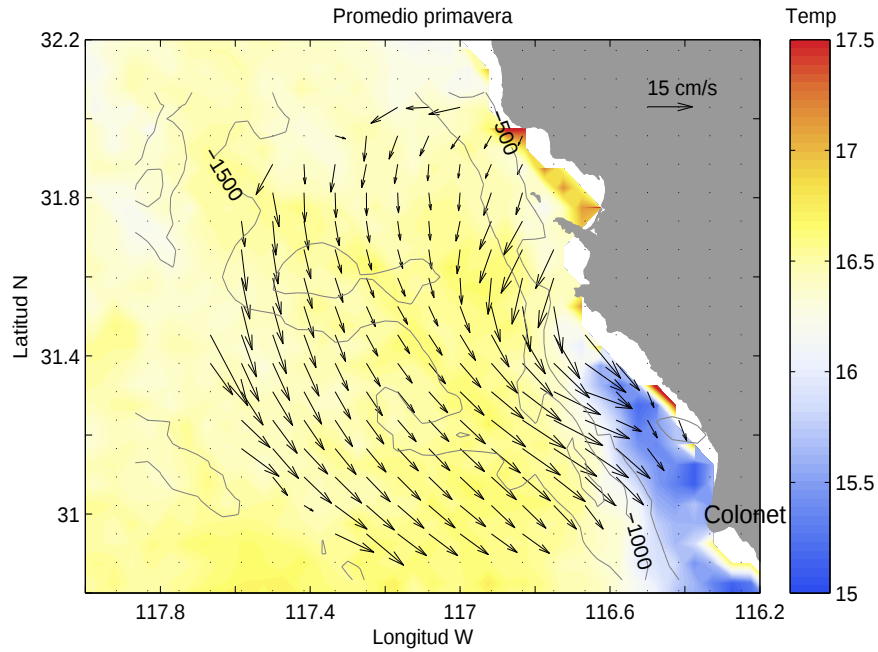


Figura 22: Promedio de corrientes superficiales obtenidas con los HFR en la región de estudio para primavera, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano y los contornos son la batimetría de la zona. Las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s, la temperatura en °C y la batimetría en metros (únicamente se muestran los contornos a 500, 1000 y 1500 m)

Aunque la variabilidad menor a un día sea enmascarada por la aproximación geostrófica, que es medida con los HFR, para esta época el viento fue homogéneo durante los 52 días y relativamente débil (~ 6 m/s). Para evaluar la variabilidad temporal del campo de viento, en la figura 24 se presenta

la dirección, magnitud y esfuerzo del viento diario, construido de la misma forma que la figura 9. Las letras a, b y c del panel superior hacen referencia a eventos particulares para los días 21 de marzo, 8 y 23 de abril del 2017 que se explican más adelante y en los que se asocia el efecto del viento homogéneo.

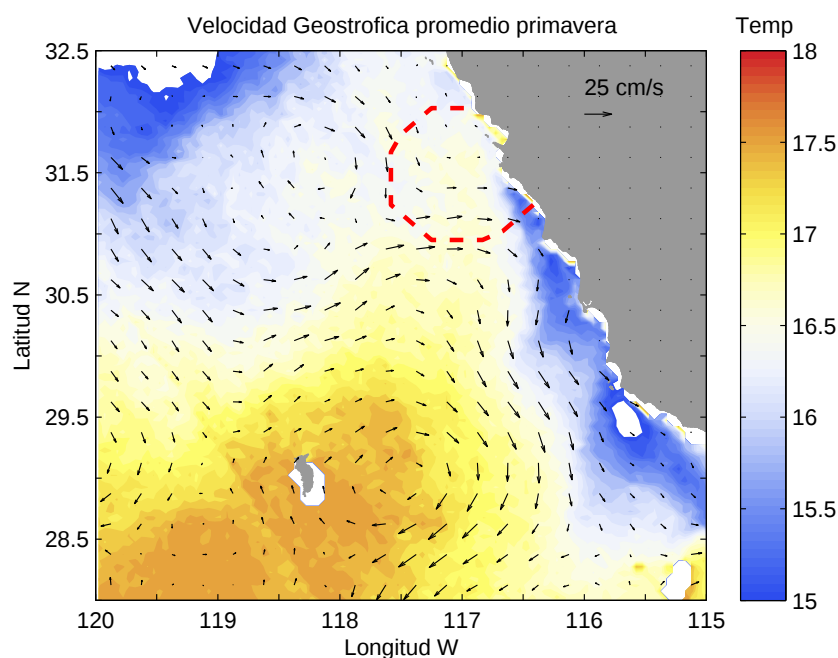


Figura 23: Velocidades geostroficas promedio en primavera. El mapa de color representa la temperatura superficial promedio, la línea punteada representa la cobertura de los datos de radar. Las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s y la temperatura en °C.

Se observó que en todo el periodo de tiempo el viento presentó dirección promedio al sur-este, con excepción del 4 de marzo donde fue hacia el nor-este (fig. 24a). La magnitud del viento presentó algunos periodos de relajación con magnitud por debajo de 5 m/s y vientos relativamente intensos con velocidad aproximadamente de 9 m/s (fig 24b). En cuanto al esfuerzo del

viento, únicamente se muestra la componente meridional ya que fue la que ejerció mayor energía sobre la superficie del océano a lo largo del periodo como se observa en la fig. 24c. Aunque en general para esta época el viento fue más intenso, en el mes de abril se observó mayor magnitud (velocidad promedio de 6 m/s) y esfuerzo del viento, a diferencia de la época de invierno donde el viento presentó velocidad promedio de 4 m/s.

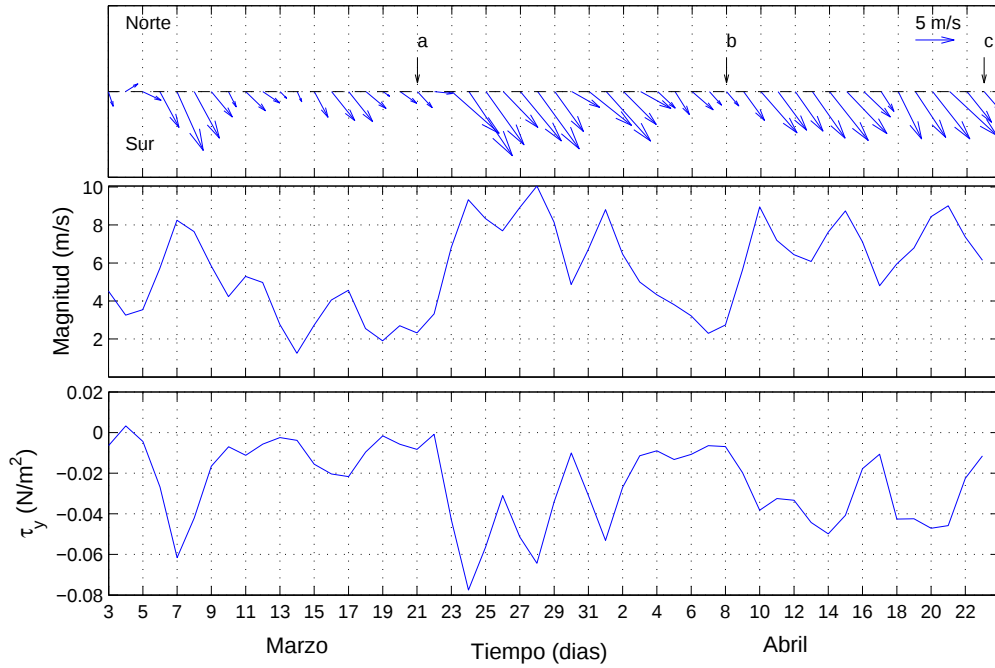


Figura 24: Dirección (a), magnitud (b) y esfuerzo del viento (c) diario dentro del recuadro de la figura 5, que abarca la cobertura del radar. La dirección del viento se presenta en la convención oceanográfica y las letras con flechas hacen referencia a eventos que se describen a detalle en las figuras 25, 26 y 27.

Con el propósito de estudiar la circulación superficial e identificar la influencia del viento sobre la corriente se analizaron mapas sinópticos de corrientes

correspondientes a los eventos a, b y c de la figura 24.

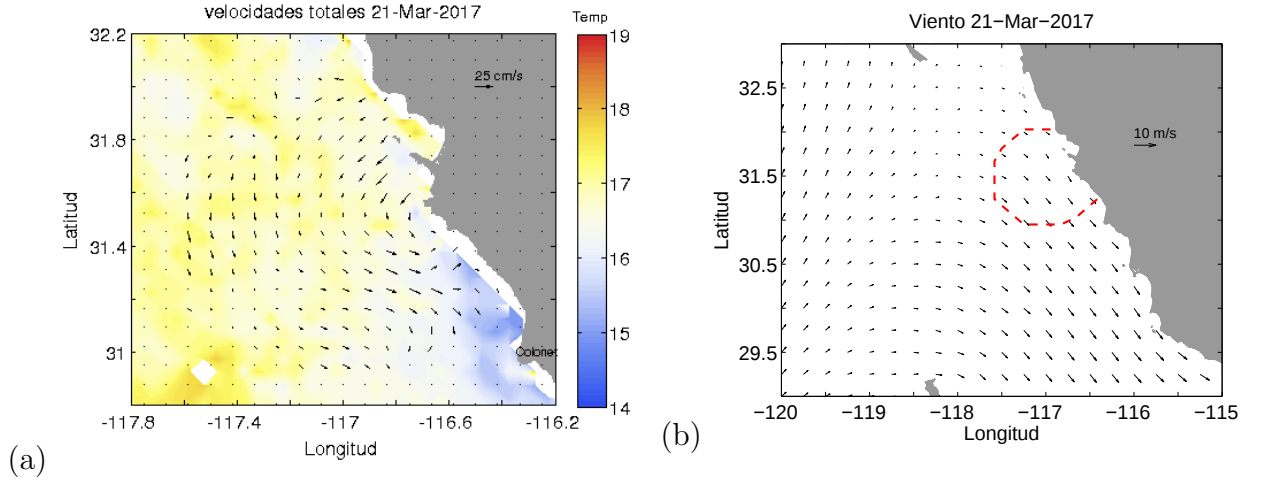


Figura 25: Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 21 de marzo del 2017, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura en °C. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s.

Las corrientes superficiales para el día 21 de marzo del 2017 graficado sobre la distribución de temperatura superficial del océano y del campo de viento se presenta en la figura 25. El flujo (Fig.25a) presentó dirección promedio al sur-este aparentemente en un evento de relajación. De acuerdo al diagrama de la figura 24, el viento fue relativamente débil (~ 3 m/s) con una dirección aproximada hacia el sur-este. Aunque la dirección promedio de la corriente fue sur-este, frente a la Bahía Todos Santos se presentó una corriente hacia el sur-oeste, que posteriormente se dirige al sur-este, donde se observó una corriente que responde a la forma de la línea costa. La temperatura superficial fue relativamente homogénea ($\sim 17^\circ$ C), a excepción de la costa donde se registraron temperaturas de $\sim 15^\circ$ C. El campo de viento

fue relativamente intenso en la costa, lo que ocasionó que la corriente que se desarrolló frente a la Bahía Todos Santos cambiara su dirección.

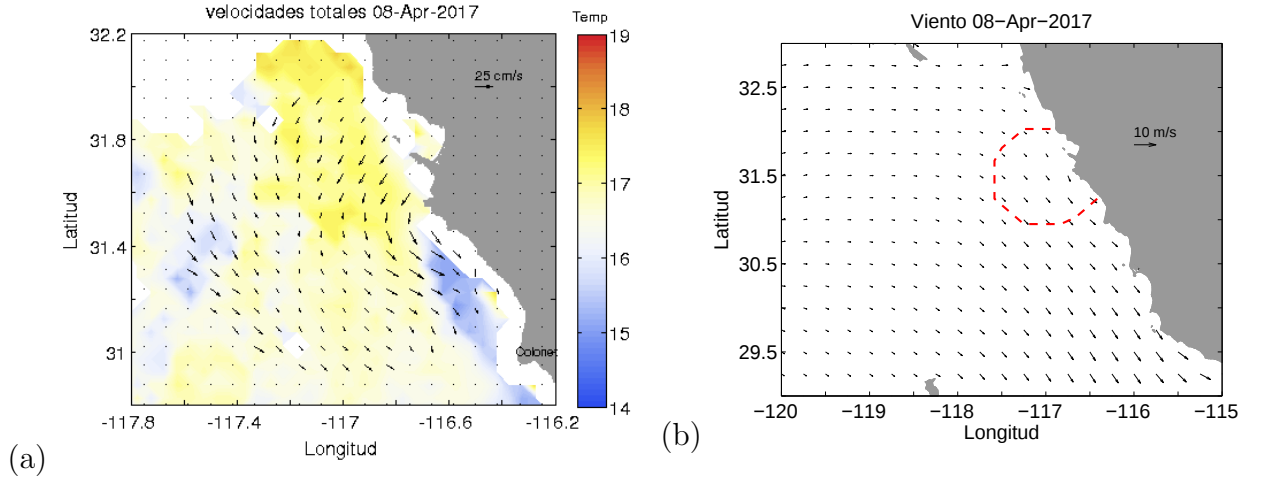


Figura 26: Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 8 de abril del 2017, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura en °C. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s.

El campo de corrientes (a) y viento (b) para el día 8 de abril del 2017 se presenta en la figura 26 con la misma distribución que la figura anterior. La magnitud promedio del viento fue de ~ 3 m/s. En cuanto a la dirección, se observó una transición de vientos hacia el este en mar abierto y en la costa al sur-este relativamente más intensos. La circulación superficial describió un flujo paralelo a la costa con dirección hacia el sur-este, con temperaturas promedio entre 17° C y 18° C, y en la costa de 15° C. Aunque de acuerdo con el patrón de viento para la fecha, en la región oeste de la cobertura del radar presentó dirección hacia el este, que al ser de baja intensidad no afectó el flujo de la corriente. Por lo tanto, esta estuvo influenciada por la dirección

de los vientos en la costa de mayor intensidad.

La circulación superficial y la temperatura superficial del océano (fig. 27a) y el campo de viento (fig. 27b) para el día 23 de abril del 2017 se presenta en la figura 27. Del campo de corriente se observó un flujo de mayor magnitud con dirección hacia el sur y temperatura promedio de 18°C en todo el dominio de la cobertura del radar. Las condiciones de viento para esta fecha presentaron velocidad promedio de 6 m/s con dirección sur-este en todo el dominio. Por otro lado, se observó viento relativamente intenso en mar abierto y de baja intensidad en la costa, que ocasionó un aumento en la magnitud de las corrientes, además que presentaran la misma dirección del viento.

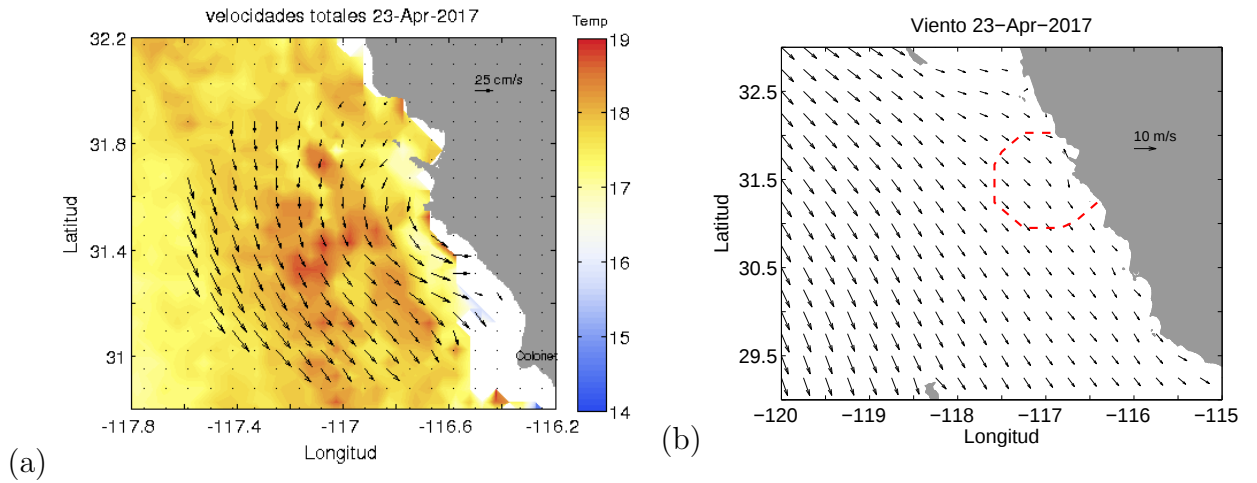


Figura 27: Campo de corriente superficial promedio (a) para el día 23 de abril del 2017, el mapa de color representa el promedio de temperatura superficial del océano, las unidades de los vectores están en cm/s y la temperatura en $^{\circ}\text{C}$. Patrón de vientos para la misma fecha (b), la línea punteada representa la cobertura del radar, los vectores están en m/s.

Como se ha observado a partir de los mapas sinópticos presentados para esta época, las condiciones de viento parecen modular la circulación superficial. Sin embargo, con el fin de estudiar la variabilidad de las corrientes a lo largo del tiempo, se realizaron diagramas Hovmöller en los dos transectos de la figura 5. Estos se realizaron a partir de la componente norte-sur de la velocidad, ya que esta fue donde se observó la mayor variabilidad. Sin embargo, con base al análisis previo de los mapas sinópticos la corriente fue relativamente homogénea, modulada principalmente por el viento.

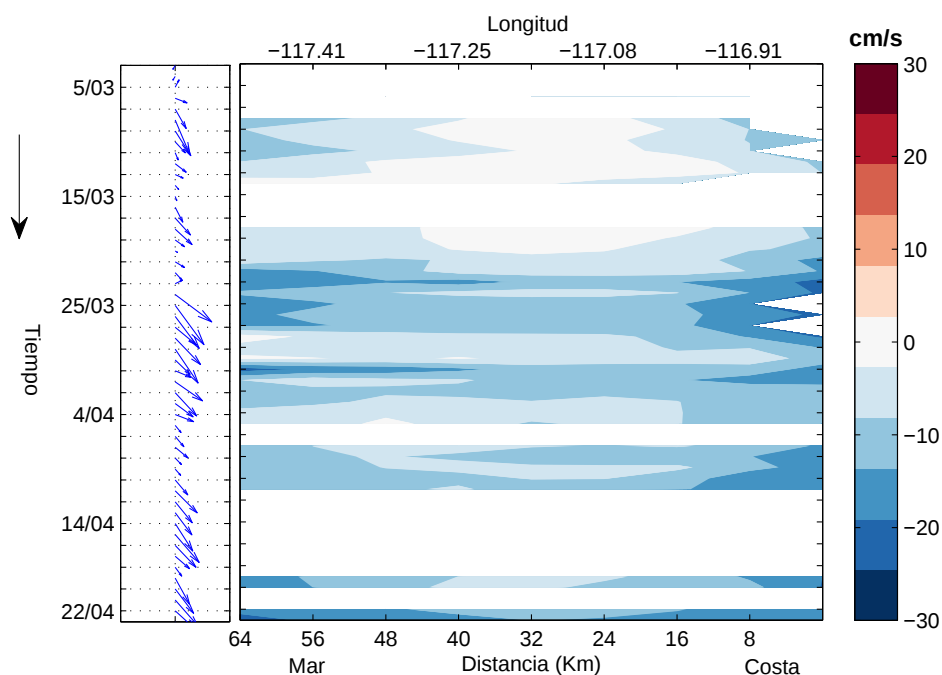


Figura 28: Diagrama Hovmöller en el transecto norte, derecha y dirección promedio del campo de viento, izquierda. Los colores azules (rojos) representan corrientes hacia el sur (norte), la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde frente a la Bahía Todos Santos de la figura 5.

El diagrama Hovmöller para el transecto norte ubicado frente a la Bahía

Todos Santos se presenta en la figura 28, además de la dirección promedio del campo de viento en el panel izquierdo, los valores negativos (positivos) representan corrientes hacia el sur (norte). Se observó que la corriente a lo largo del tiempo fue en dirección sur, con variación únicamente en magnitud. En los primeros días del mes de marzo, se presentaron corrientes débiles. Por el contrario, entre el 24 de marzo y el 4 de abril la corriente fue relativamente intensa a lo largo del transecto. Sin embargo, en la costa predominaron magnitudes mayores, lo que sugiere que la acción del viento en la costa para este intervalo de tiempo sobre la superficie oceánica fue mayor.

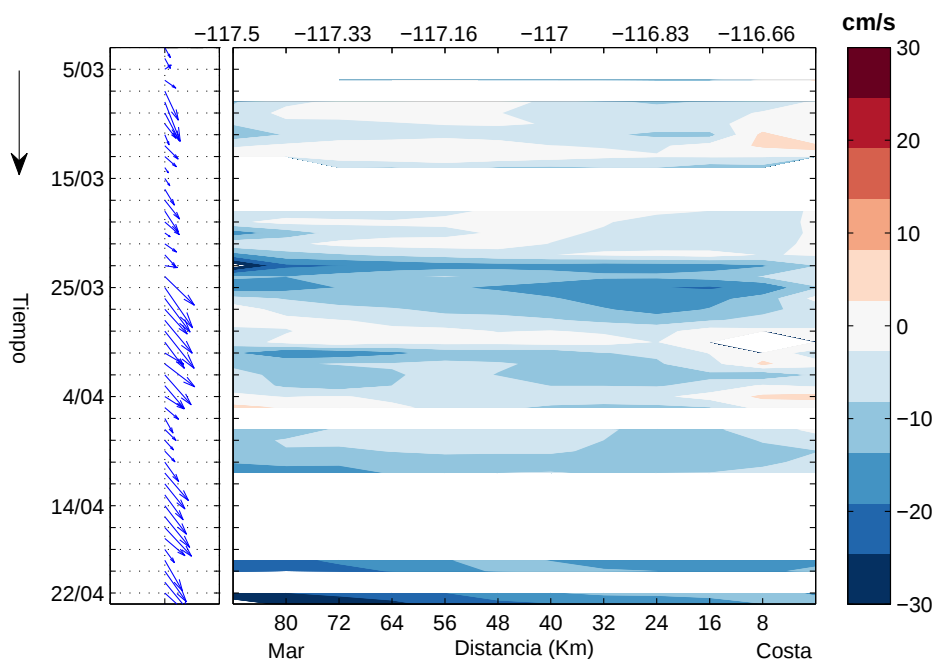


Figura 29: Diagrama Hovmöller en el transecto sur, derecha y dirección promedio del campo de viento, izquierda. Los colores azules (rojos) representan corrientes hacia el sur (norte), la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde en $\sim 31.2^\circ$ N de la figura 5

El diagrama Hovmöller para el transecto sur ubicado en $\sim 31.2^\circ$ N se presenta en la figura 29. Se observaron corrientes más energéticas en la costa, que representan el flujo costero presente durante toda la época. De igual forma que en el transecto anterior, la acción del viento sobre la corriente en los primeros días del mes fue débil, lo que se observó en el diagrama al presentar corrientes de baja intensidad. Ya que la dirección del viento fue unidireccional durante todo el periodo de tiempo (dirección promedio hacia el sur-este), la circulación superficial no presentó cambios en dirección, pero si en magnitud de acuerdo a las características del viento para la fecha.

Estas condiciones representan la transición entre la época de invierno y primavera, debido a que en el mes de marzo el campo de viento aumentó su intensidad y cambió su dirección, lo que afectó la circulación superficial. Se observó una transición de un campo de corriente con la presencia de un remolino en la región sur y una corriente al sur-oeste en el norte a un campo homogéneo con dirección predominante hacia el ecuador. De esta manera las estructuras que se observaron durante invierno ya no estuvieron presentes debido a la acción del viento sobre la circulación. Sin embargo, otros factores como las condiciones de la columna de agua afectaron la circulación, puesto que como se observó en el mapa de temperatura superficial promedio de la figura 22, la superficie del océano presentó mayor temperatura.

El diagrama Hovmöller de la vorticidad relativa para el transecto sur se presenta en la figura 30. De la figura se observa que en la costa y en mar abierto la vorticidad fue positiva, con mayor intensidad en la costa. Con

base a los mapas de corriente superficial de las figuras 25, 26 y 27, en esta región se presentó una corriente que responde a la forma de la línea de costa y se intensifica en $\sim 31.4^\circ$ N, como se observa en la figura 30 (vorticidad positiva). Por otro lado, en el centro del diagrama la vorticidad fue cercana a cero o negativa, lo cual puede representar un corte en las características de la circulación entre la costa y mar abierto, o que en esta zona la corriente fue totalmente hacia el sur, por lo cual no se observó rotacional.

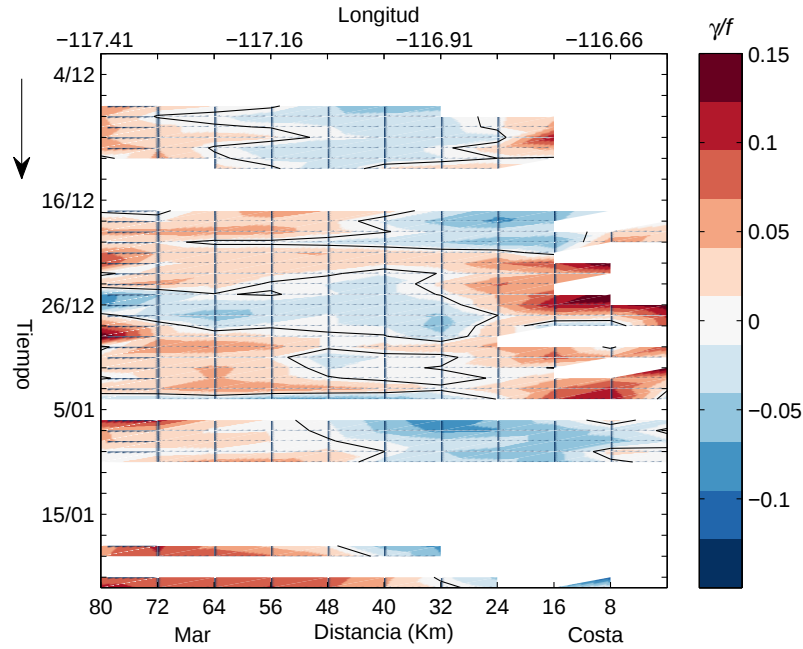


Figura 30: Diagrama Hovmöller de la vorticidad en el transecto sur. Los contornos de color indican la vorticidad relativa escalada con el parámetro de Coriolis. Los colores azules (rojos) representan vorticidad negativa (positiva), la línea negra representa corrientes con magnitud cero, la ubicación del transecto corresponde a la línea punteada verde en $\sim 31.2^\circ$ N de la figura 5.

Con la finalidad de identificar las frecuencias más energéticas para la época, se realizó un análisis espectral a las series de tiempo por nodo en los

transectos anteriormente descritos.

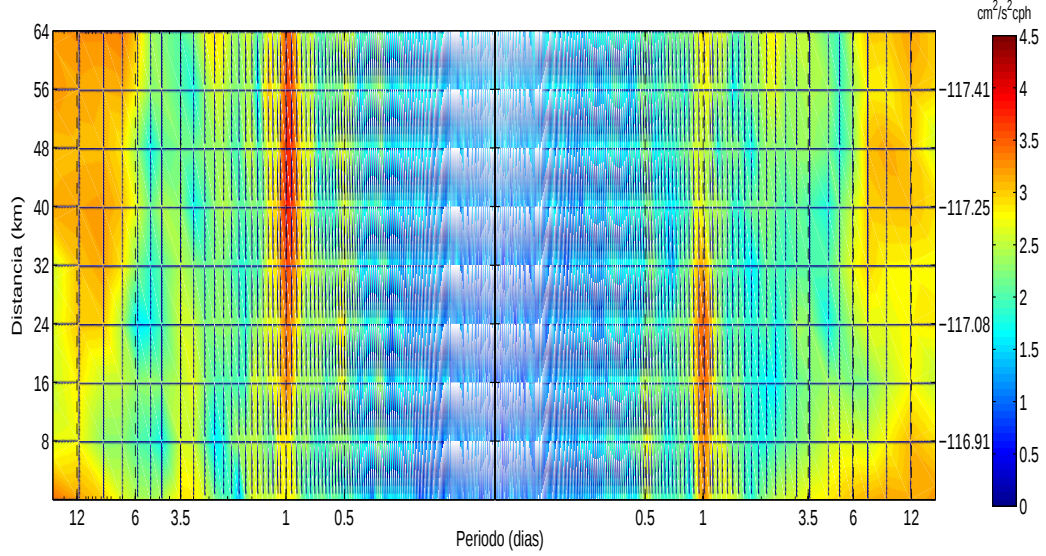


Figura 31: Espectro rotacional transecto al norte del área de estudio frente a la Bahía Todos Santos (transecto figura 5) para el periodo de primavera. El espectro de la derecha representa rotación ciclónica y el de la izquierda rotación anticiclónica.

El espectro rotacional para el transecto norte frente a la Bahía Todos Santos se presenta en la figura 31. Se observó que la oscilación diurna y por arriba de los 6 días presentaron mayor densidad espectral. El periodo diurno fue más energético hasta ~ 40 km con rotación ciclónica y en todo el transecto anticiclónica. Por el contrario, en periodos de 12 días la mayor energía se observó a lo largo del transecto en ambos sentidos. Debido a la ubicación del transecto la marea representa un mecanismo físico importante para este periodo, aunque de acuerdo con las condiciones de viento las brisas son un factor que aportan a la variabilidad diurna. Los datos sugieren que la mayor variabilidad para el transecto fue modulada por el viento que modificó

la corriente para el periodo.

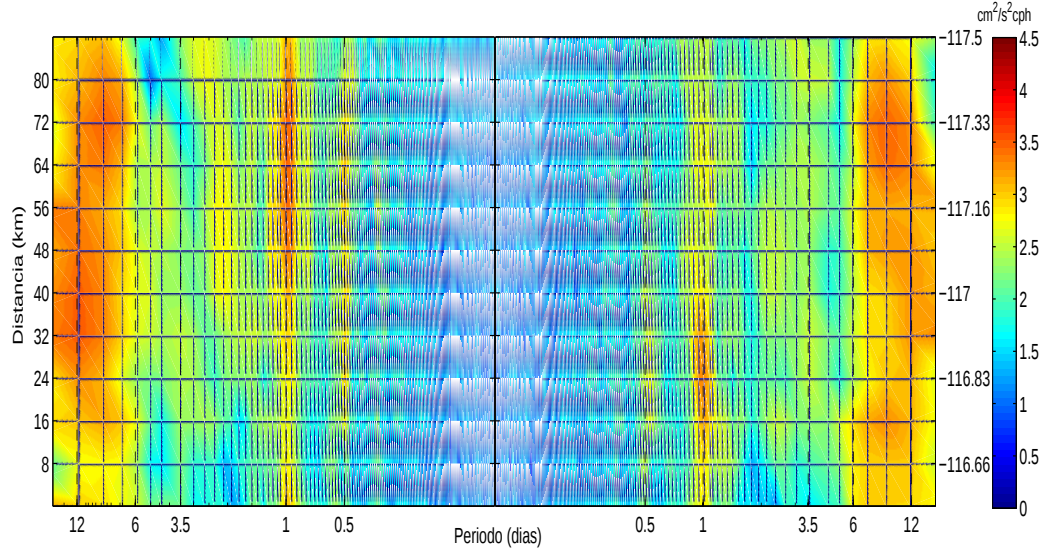


Figura 32: Espectro rotacional transecto al sur del área de estudio en $\sim 31.2^\circ$ N (transecto figura 5) para el periodo de primavera. El espectro de la derecha representa rotación ciclónica y el de la izquierda rotación anticiclónica.

De igual forma que para el transecto anterior, el análisis espectral para el transecto al sur del área de estudio se presenta en la figura 32. Se observó que los periodos de 0.5, 1 y 12 días presentaron mayor energía espectral. Cerca de la costa estos periodos tuvieron la mayor energía espectral con rotación ciclónica principalmente en las frecuencias semidiurna y diurna. Sin embargo, en la banda de 12 días a lo largo del transecto se presentó mayor energía. Alrededor del periodo diurno al igual que en el transecto anterior, se presentó energía espectral a lo largo del transecto en sentido anticiclónico y ciclónico en la costa. Aunque de las figuras 26 y 27 la corriente parecía ser bastante homogénea en dirección y magnitud, de los resultados de los espectros en la

frecuencia diurna y de la vorticidad relativa (figura 28) se observó que esta presentó variaciones en la rotación de la corriente. A ~ 48 km (117° W) se observó el cambio en la rotación entre ciclónica y anticiclónica para este transecto, zona que coincide con el cambio de batimetría en la isobata de 1500 m.

Debido a que en los dos transectos los periodos de 1 y 12 días fueron los que presentaron mayor energía espectral, se realizó el análisis espectral a todos los nodos que componían la malla cartesiana de cobertura del radar y se identificó las zonas en las cuales la corriente osciló a estos periodos, además de filtrar las series como se muestra a continuación.

Las corrientes superficiales graficadas sobre la energía espectral correspondiente a periodos entre 20 y 30 horas, es decir, la variabilidad cuasi-diurna se presenta en la figura 33. Se observó que en la región oceánica frente a la Bahía Todos Santos este periodo fue más energético con rotación anticiclónica y cerca de la costa en $\sim 31.6^\circ$ N ciclónica. Esta región correspondió a la zona donde se presentó el flujo costero hacia el sur-este. Esto indica que, aunque la acción del viento fue mayor, sobre la plataforma continental se desarrolló una corriente fuerte, que responde a la forma de la línea de costa. Teniendo en cuenta que el viento influyó más en la circulación superficial, la variación a este periodo se atribuye principalmente a las brisas, lo cual se corroboró con el análisis espectral realizado a la serie de tiempo, donde se observó un pico espectral a este periodo. Las corrientes inerciales no se consideró que aportarían a la circulación, ya que a lo largo del tiempo el viento fue relativamente intenso. A pesar de que de la figura 32, parecía que el cam-

bio de batimetría en la isobata 1500 m modificaba la variación de rotación de la circulación, con base a los resultados de la figura 33 no se observó que se mantuviera a lo largo de toda la isobata, sino la mayor energía espectral con rotación anticiclónica se observó en la zona nor-oeste. Esto sugiere que los cambios de rotación de la corriente, está relacionado con el efecto de las puntas y la línea de costa en la dirección de la corriente.

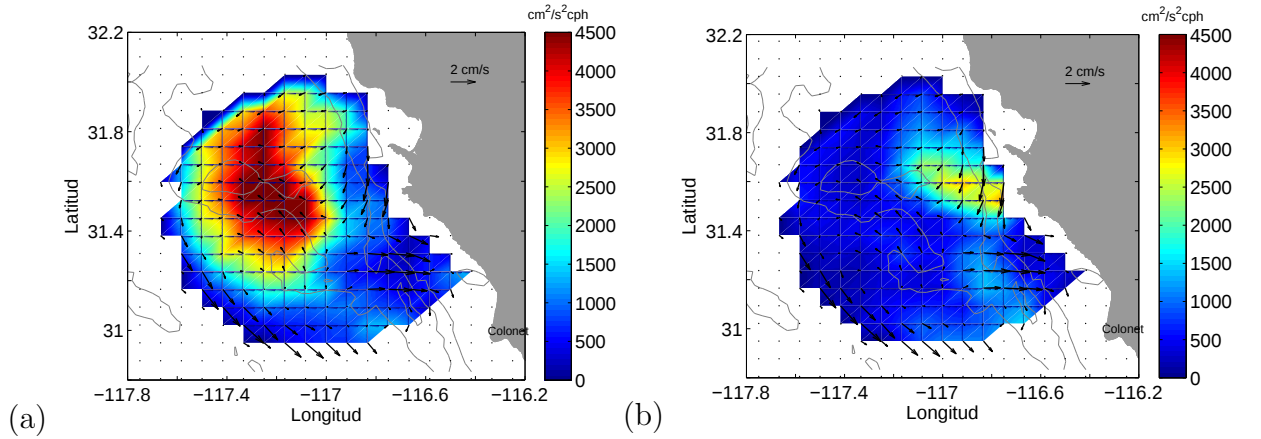


Figura 33: Corrientes superficiales y densidad espectral para un periodo diurno en sentido anticiclónico (a) y ciclónico (b). Los contornos son la batimetría de la zona (únicamente se muestran los contornos a 500,1000 y 1500 m) y las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s.

Con la misma distribución que la figura anterior, en la figura 34 se presenta las regiones con oscilaciones cercanas a los 12 días, para lo cual se filtró la serie a un periodo de corte entre 11 y 13 días. Se observó mayor intensidad en la zona oeste de la cobertura del radar en mar abierto. Esta zona a lo largo del periodo de estudio presentó corrientes intensas (~ 15 cm/s) con dirección sur-este. Los datos sugieren que el viento sinóptico fue el mecanismo que aportó a la variación en este periodo.

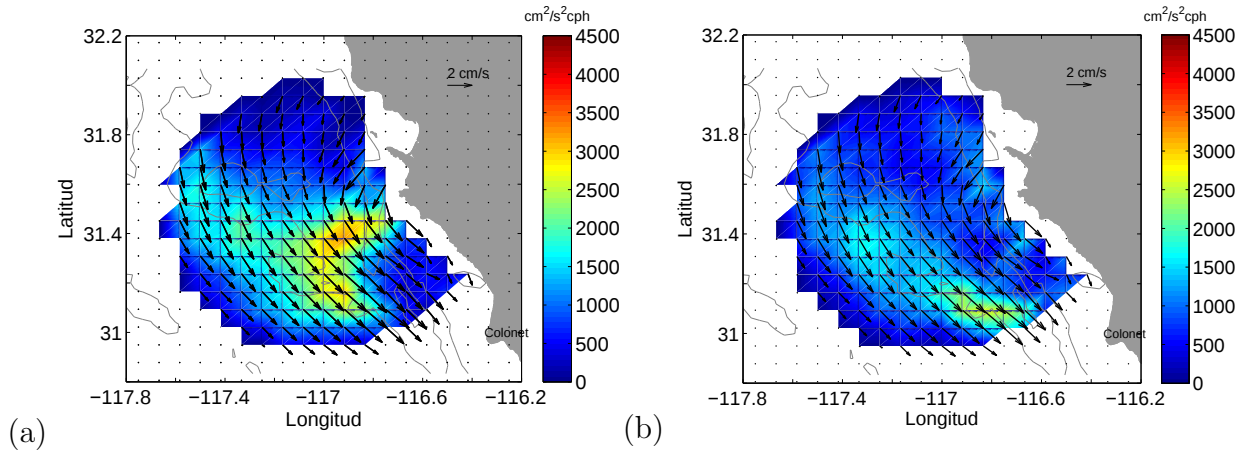


Figura 34: Corrientes superficiales y densidad espectral para un periodo de 12 días en sentido anticiclónico (a) y ciclónico (b). Los contornos son la batimetría de la zona (únicamente se muestran los contornos a 500,1000 y 1500 m) y las unidades de los vectores de velocidad están en cm/s.

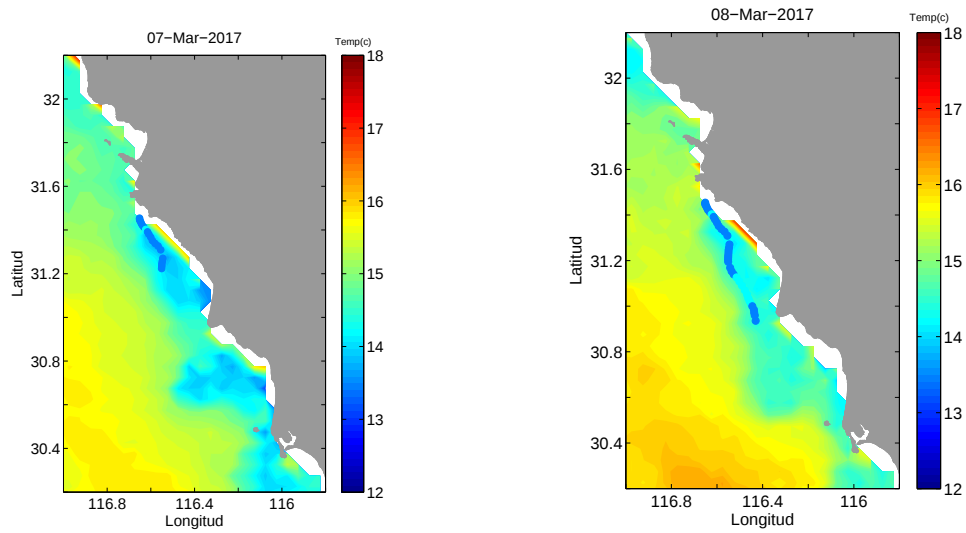


Figura 35: Evento de surgencia registrado para los días 07 y 08 de marzo del 2017.

Las condiciones de viento para la época principalmente modularon la variabilidad de las corrientes superficiales, que modificaron los procesos que se observaron en la época de invierno. Por otro lado, la temperatura superficial presentó valores mayores en mar abierto y agua relativamente más fría en la costa, que de acuerdo a la dirección del viento, pudieron representar eventos de surgencia. En la figura 35 se presenta la temperatura superficial para los días 7 y 8 de marzo. De acuerdo con el mapa de temperatura se observó a lo largo de la costa agua relativamente fría que aparentemente representa un evento de surgencia costera.

La circulación superficial para el periodo de primavera describió dos características importantes: a) una corriente frente a la Bahía Todos Santos hacia el sur-oeste que posteriormente cambió su dirección y se incorporó a una corriente costera de mayor intensidad (~ 20 cm/s) y b) un flujo homogéneo con dirección sur-este. El viento fue unidireccional con variaciones únicamente en magnitud, lo que ocasionó que el campo de corriente fuera igualmente homogéneo paralelo a la costa. A diferencia del periodo de invierno, donde la variabilidad del viento modificó las características en la circulación (remolino anticiclónico), para esta época de primavera no solo las condiciones del viento fueron diferentes, sino también la temperatura superficial del océano y las zonas donde los periodos de oscilación de las corrientes fueron significativos. Como se observó, aunque la variabilidad semi-diurna estuvo presente no fue tan energética, posiblemente debido a la influencia del viento sobre las corrientes. Igual que en la época anterior la corriente filtrada en un periodo de 12 días describió los rasgos observados en el promedio del campo de corriente

superficial. Esto sugiere que la corriente estuvo influenciada fuertemente por el viento, lo que generó que la variabilidad de menor escala (periodos diurnos) no fuera tan energética.

6 Discusiones

El análisis de los datos de corrientes superficiales frente a la costa noroeste de Baja California mostraron que en general para invierno, la circulación promedio describió un flujo pegado a la costa con dirección sur, un remolino anticiclónico frente a Colonet, una corriente hacia el polo y una corriente frente a la Bahía Todos Santos con dirección sur-oeste. Del producto satelital, dentro de la cobertura de los radares se observó que la magnitud de la velocidad fue ligeramente mayor (~ 20 cm/s) con dirección hacia el norte a 100 km de la costa entre las latitudes $30^\circ - 32^\circ$ N. La circulación obtenida a partir de la geostrofia no resolvió las características de la circulación observada en los datos HFR, debido a las diferencias en las resoluciones tanto espacial como temporal, que ocasiona que mucha de la variabilidad de altas frecuencias no se capture por la geostrofia y por lo tanto las estructuras de escalas ~ 30 km no sean resueltas.

El flujo hacia el norte observado en las mediciones HFR resulta de la recirculación del remolino anticiclónico, que desplazan parte del flujo hacia el polo. Este patrón se define también en el campo de temperatura superficial, donde se observó una relación entre la corriente superficial y la temperatura del océano. Sin embargo, en latitudes más al sur se presenta de igual forma agua relativamente cálida (17°C), lo que sugiere que hay un flujo que proviene de latitudes más al sur que se incorpora con la recirculación del remolino.

Frente a la Bahía Todos Santos se observó una corriente de mayor intensidad (~ 15 cm/s) con dirección sur-oeste, la cual fue persistente hasta mitad

de diciembre. Los datos sugieren que esta se generó por el desprendimiento de una corriente hacia el sur de latitudes más altas, en proximidad de Salipuedes ($\sim 32^\circ \text{ N}$) donde cambia su dirección debido a los cambios en la línea de costa, como ha sido observado anteriormente en otros trabajos [Mateos et al., 2013]. Por otro lado, se identificó un flujo de mayor intensidad ubicado sobre la plataforma continental, donde los vientos fueron más intensos en la costa con dirección sur-este, lo que contribuyó a que el flujo se acelerará en esa región. Aunque la dirección de este flujo se encuentra influenciada por el mismo desprendimiento de la corriente, que ocasiona que la corriente responda a la forma de la línea de costa, como se observó en los mapas sinópticos de corriente a lo largo del tiempo.

En invierno se identificó la presencia de un remolino anticiclónico, cuya generación no está relacionada directamente con el viento, ya que la dirección promedio del campo del viento fue hacia el sureste y con base al rotacional del esfuerzo del viento (no mostrado) no se observó rotacional. Sin embargo, el viento hacia el sur-este promueve la intensificación de una corriente con la misma dirección que aparentemente favorece el desarrollo del remolino, aunque bajo eventos donde el viento cambió su dirección la estructura de circulación superficial de la corriente se modificó (figura 11). Esto indica que aunque directamente el viento no generó el remolino, un cambio en la dirección del viento domina sobre los mecanismos físicos que influyen en la circulación.

En la plataforma continental el flujo es más intenso y con el cambio de

batimetría se genera un corte de velocidad donde el flujo se desacelera, por lo que la vorticidad se vuelve negativa (Fig. 17), lo que promueve la generación de un remolino anticiclónico. Este tipo de rotación anticiclónica en invierno cerca de la costa es al parecer el resultado de que la corriente siga la línea de costa [Soto-Mardones et al., 2004]. Sin embargo, las condiciones de la columna de agua también fueron una variable relevante en la circulación, ya que con base al campo de corrientes para el periodo de primavera (figura 22) esta estructura ya no estuvo presente en el promedio. Esto sugiere que las condiciones de la columna de agua (baja estratificación) en conjunto con los cambios en la línea de costa, fomentan la generación de estructuras de meso-escala.

Por otra parte, los espectros rotacionales (Figs. 18 y 19) mostraron que la energía espectral se concentró principalmente en el periodo diurno y de 12 días, y que las oscilaciones con rotación anticiclónica afectaron gran parte del área de estudio, con mayor energía en $\sim 31.6^\circ$ N en la región oceánica frente a la Bahía Todos Santos y ciclónica en $\sim 31.4^\circ$ N, donde se observó la corriente costera de mayor magnitud. Este cambio de rotación en la costa y mar abierto se puede asociar a la influencia de las puntas en la circulación, que ocasiona que en mar abierto la corriente presente dirección sur-oeste y por lo tanto una rotación anticiclónica y en la costa dirección sur-este asociada con una rotación ciclónica. Del análisis espectral de la serie de tiempo del viento, se obtuvieron picos espectrales en estos dos periodos, lo que sugiere que las corrientes superficiales son influenciadas por el viento. Sin embargo, dentro de la variabilidad diurna se encuentran también las oscilaciones por

marea y corrientes inerciales (cuyo periodo para estas latitudes es cercano a 24 horas), que contribuyen en la energía espectral a este periodo. Poulain [1990] reportó resultados similares a partir del análisis de datos obtenidos de trayectorias Lagrangeanas cerca de $\sim 30^\circ$ N, donde la frecuencia inercial coincide con la frecuencia diurna, y encontró que tanto la mareas como el viento contribuyen a la generación de las ondas diurnas observadas.

En cuanto a la circulación superficial para primavera, se observó un flujo promedio con dirección al ecuador y velocidad de ~ 15 cm/s a lo largo de toda el área de estudio. De acuerdo con los datos satelitales de viento para primavera la velocidad promedio fue de 5.7 m/s, tratándose de vientos más intensos pero homogéneos en dirección y que influyó en la circulación superficial al ocasionar que la corriente presentara un flujo predominante hacia el ecuador. Esto también se observó en los diagramas Hovmöller (Figs. 28 y 29), donde la circulación fue homogénea a lo largo del tiempo en dirección, con cambios únicamente en magnitud, regidos por la intensificación del campo de viento.

Al igual que en invierno se observó un flujo costero de mayor intensidad que responde a la influencia de la línea de costa en la circulación y que se intensifica con los cambios en magnitud de los vientos en la costa sobre la plataforma continental. Aunque el desprendimiento de la corriente en $\sim 32^\circ$ N genere los cambios en la dirección que se observaron en la costa, las condiciones de viento dominan sobre la circulación para esta época. que a su vez ocasionan que las características que se observaron en invierno ya no estén

presentes en la circulación.

Los periodos energéticos en primavera correspondieron a oscilaciones diurnas con rotación ciclónica en la costa y anticiclónica en mar abierto y de 12 días en ambos sentidos. Se identificó mayor energía espectral a un periodo diurno con rotación anticiclónica en mar abierto y ciclónico en la costa en $\sim 31.4^\circ$ N, aparentemente debido a la variación de la corriente ocasionados por la influencia de puntas. A partir del análisis espectral a la serie de tiempo del viento, la variación diurna es atribuida a la influencia de las brisas en la circulación.

Por otro lado, en las costas de Baja California Delgadillo-Hinojosa et al. [2015] encontraron que la surgencia costera fue persistente durante todo el año, a excepción de invierno donde el campo de viento fue más variable. Por el contrario, primavera fue la época del año donde estos eventos fueron más intensos. A partir de la temperatura registrada en marzo, se capturó un evento de surgencia de dos días para el 7 y 8 de marzo (figura 35), donde a lo largo de la costa se observó agua relativamente fría, lo que sugiere que en esta época las condiciones de viento favorecieron eventos de surgencia a lo largo de la costa. Sin embargo, los remolinos también fomentan o limitan la inyección de nutrientes a la zona eufótica. Un remolino anticiclónico genera el hundimiento de la termoclina y deja en la superficie agua de mayor temperatura, lo que reduce la inyección de nutrientes a la superficie. Aunque se observó agua relativamente fría en la costa en invierno, la presencia de un remolino anticiclónico, además de vientos variables en magnitud y dirección

podieron limitar la disponibilidad de nutrientes en la superficie.

Entre las épocas estudiadas se presentó un cambio tanto en las condiciones de viento, como en la temperatura superficial del océano. Esto ocasionó que las estructuras que se observaron en invierno como el remolino ya no estuvieran presentes. Para el periodo de verano se podría pensar que el viento es menos intenso y la columna de agua se encuentra más caliente, lo que genera frentes de densidad que ocasionan inestabilidades. Por otro lado, otoño podría representar un periodo de transición donde la columna de agua se comienza a enfriar y genera gradientes de densidad, que a su vez se relacionan con estructuras de mesoescala. Aunque la batimetría no es variable a través de las estaciones, representa un factor importante al interactuar con las condiciones de la columna de agua y viento para las épocas, lo que fomenta la intensificación o debilitamiento de la corriente.

7 Conclusiones

Se estudió la circulación superficial en invierno y primavera a partir de datos medidos con radares de alta frecuencia. Se complementó la información con datos satelitales de viento, temperatura superficial y velocidades geostróficas.

En invierno se encontraron 4 rasgos que dominaron la circulación superficial: un flujo hacia el ecuador cerca de la costa, una corriente con dirección sur-oeste que se aleja de la costa frente a la Bahía Todos santos, un flujo hacia el polo en la zona oeste de la cobertura del radar y un remolino anticiclónico. El flujo costero se observó a lo largo de todo el periodo de estudio y se encontró en la plataforma continental con una magnitud de ~ 15 cm/s. Su intensificación se asoció a los cambios en el patrón de viento en esta zona, lo que sugiere que en la región costera las corrientes parecieron responder más a la dirección del viento que en mar abierto. La corriente frente a la Bahía Todos Santos se generó por el desprendimiento de la corriente de la costa hacia mar abierto, por el cambio en la línea de costa desde $\sim 32^\circ$ N.

Se registró un remolino anticiclónico en proximidades de Colonet, el cual persistió durante gran parte de la época de invierno. La corriente costera y los cambios en la batimetría en conjunto generaron el remolino en esta región. Sin embargo, su existencia permaneció en función de las condiciones de densidad de la columna de agua y de los cambios en la dirección del viento (principalmente hacia el nor-este).

A partir del análisis espectral se identificó que la circulación responde

fuertemente a un forzamiento con variabilidad diurna y de 12 días. Se concluye que la corriente estuvo influenciada por procesos que abarcan periodos cercanos al diurno y que modularon la variabilidad de las corrientes, debido a la marea, las corrientes inerciales y el viento. Frente a la Bahía Todos Santos y en una latitud de ~ 31.4 N fueron las zonas donde se observó más energía en estos periodos.

En primavera la circulación superficial describió un flujo promedio con dirección al ecuador con una magnitud de ~ 15 cm/s y una intensificación en la zona más costera. El viento generó mayor influencia sobre la superficie del océano en esta época de dos maneras, la primera relacionada con la dirección del flujo y la segunda corresponde al esfuerzo que ejerció el viento sobre la superficie. Esto ocasionó que a lo largo del tiempo la corriente mantuviera una dirección predominante hacia el sur-este. A partir de la temperatura superficial se observó agua relativamente más fría a lo largo de la costa asociada a eventos de afloramientos costeros.

Frente a Baja California, la CC describe un flujo promedio hacia el ecuador de mayor intensidad pegado a la costa, que aumenta su velocidad de acuerdo con la época del año, como se observó en los periodos estudiados. En invierno se encontró que el viento, los cambios de batimetría y los cambios de densidad configuran la circulación. Por otro lado, se observó la presencia de estructuras de meso-escala con una variabilidad espacial del orden de ~ 9 kilómetros, las cuales por la aproximación geostrófica no habían sido resueltas. En primavera el campo de viento moduló las corrientes. Estos

cambios en la circulación entre épocas traen consecuencias principalmente en la biología de la región, ya que para invierno el remolino anticiclónico genera un hundimiento de la termoclina, que restringe la producción primaria. Por el contrario, en primavera con base a las condiciones de viento, favorecen eventos de surgencia, que a su vez traen nutrientes a las capas superficiales y aumentan la producción primaria.

Bibliografía

- S. J. Bograd and R. J. Lynn. Long-term variability in the Southern California Current System. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 50:2355–2370, 2003. doi: [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(03\)00131-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00131-0).
- E. Brown, A. Colling, D. Park, J. Phillips, D. Rothery, and J. Wright. Ocean Circulation. Butterworth-Heinemann, Oxford, second edition, 2001.
- R. Castro and J. a. Martínez. Variabilidad espacial y temporal del campo de viento. In G. Gaxiola-Castro and R. Durazo, editors, Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997-2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California., pages 129–147. 2010.
- L. R. Centurioni, J. C. Ohlmann, and P. P. Niiler. Permanent meanders in the California Current System. Journal of Physical Oceanography, 38: 1690–1710, 2008. doi: 10.1175/2008jpo3746.1.
- D. M. Checkley and J. A. Barth. Patterns and processes in the California Current System. Progress in Oceanography, 83:49–64, 2009. doi: <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.028>.
- D. Chelton, P. Bernal, and J. McGowan. Large-scale interannual physical and biological interaction in the California Current. Journal of Marine Research, 40:1095–1125, 1982.
- F. Delgadillo-Hinojosa, V. Camacho-Ibar, M. A. Huerta-Díaz, V. Torres-

- Delgado, P. Pérez-Brunius, L. Lares, S. G. Marinone, J. A. Segovia, J. L. Peña-Manjarrez, E. García-Mendoza, and R. Castro. Seasonal behavior of dissolved cadmium and Cd/PO₄ ratio in todos santos bay: A retention site of upwelled waters in the baja california peninsula, mexico. Marine Chemistry, 168:37–48, 2015.
- R. Durazo. Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. Journal of Geophysical Research: Oceans, 120: 1173–1196, 2015. doi: 10.1002/2014JC010405.
- R. Durazo, Gaxiola-Castro, B. Lavaniegos, R. Castro-Valdez, J. Gomez-Valdes, and A. Mascarenhas. Oceanographic conditions west of the Baja California coast , 2002 – 2003 : A weak El Niño and subarctic water enhancement. Ciencias Marinas, 31:537–552, 2005.
- R. Durazo, A. M. Ramírez-manguilar, L. E. Miranda, and L. Soto-Mardones. Climatología de variables hidrográficas. In G. Gaxiola-Castro and R. Durazo, editors, Dinámica del Ecosistem Pelágico frente a baja California, 1999-2007: Diez años de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California., pages 25–57. 2010.
- W. J. Emery and R. E. Thomson. Data Analysis Methods in Physical Oceanography, volume 22. Elsevier, Amsterdam, 1999.
- T. L. Espinosa-Carreón, G. Gaxiola-Castro, E. Beier, P. T. Strub, and J. A. Kurczyn. Effects of mesoscale processes on phytoplankton chlorophyll off Baja California. Journal of Geophysical Research: Oceans, 117, 2012. doi: 10.1029/2011JC007604.

- X. Flores-Vidal. Dinámica costera del Golfo de Tehuantepec y su interacción con el Pacífico Tropical Oriental. Phd thesis, Universidad Autónoma de Baja California, 2011.
- K. Gurgel, H. Essen, and S. P. Kingsley. HF radars: Physical limitations and recent developments. Costal Engineering, 37:201–218, 1999.
- E. Ha. Remote Sensing of Ocean Surface Current and Current Shear by HD Backscatter Radar. Phd thesis, Stanford University, 1979.
- J. Kurian, F. Colas, X. Capet, J. C. McWilliams, and D. B. Chelton. Eddy properties in the California Current System. Journal of Geophysical Research, 116:C08027, 2011. doi: 10.1029/2010JC006895.
- W. Large. and S. Pond. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. Journal of Physical Oceanography, 11:324–336, 1980. doi: 10.1175/1520-0485(1981)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2.
- K. R. Legaard and A. C. Thomas. Spatial patterns in seasonal and interannual variability of chlorophyll and sea surface temperature in the California Current. Journal of Geophysical Research, 111, 2006. doi: 10.1029/2005JC003282.
- B. J. Lipa and D. E. Barrick. Least-squares methods for the extraction of surface currents from CODAR crossed-loop data: application at ARSLOE. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 8:1–28, 1983.
- R. J. Lynn and J. J. Simpson. The California Current system: The seasonal variability of its physical characteristics. Journal of Geophysical Research, 92:12947–12966, 1987. doi: 10.1029/JC092iC12p12947.

- E. Mateos., S. Marinone., and M. Lavin. Numerical modeling of the coastal circulation off northern Baja California and southern California. Continental Shelf Research, 58:50–66, 2013. doi: <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.02.008>.
- R. W. Owen. Eddies of the California Current System : physical and ecological characteristics. In The California Islands: Proceedings of a Multidisciplinary Symposium, 1974.
- P.-m. Poulain. Near-inertial and diurnal motions in the trajectories of mixed layer drifters. Journal of Marine Research, 48:793–823, 1990.
- A. M. Ramírez-Manguilar. Variabilidad estacional e interanual en el Sistema de la Corriente de California frente a la costa de Baja California, México. Tesis de maestría, Universidad Autónoma de Baja California, 2005.
- N. Schneider, E. Di Lorenzo, and P. P. Niiler. Salinity variations in the southern California Current. Journal of Physical Oceanography, 35:1421–1436, 2005. doi: 10.1175/JPO2759.1.
- L. Soto-Mardones, A. Parés-Sierra, J. Garcia, R. Durazo, and S. Hormazabal. Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from hydrographic, ADCP and altimetry data. Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 51:785–798, 2004. doi: <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.05.024>.
- R. Stewart. Introduction to physical oceanography. The orange grove, Tallahassee, 1st edition, 2006. doi: 10.1119/1.18716.

- P. Strub and C. James. Altimeter-derived variability of surface velocities in the California Current System: 2. Seasonal circulation and eddy statistics. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 47:831–870, 2000. doi: [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(99\)00129-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(99)00129-0).
- E. L. Venrick. Summer in the Ensenada Front: The distribution of phytoplankton species, July 1985 and September 1988. Journal of Plankton Research, 22:813–841, 2000. doi: <https://doi.org/10.1093/plankt/22.5.813>.