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



Maestría en Ciencias en Ecología Marina

Modelación numérica de variables biogeoquímicas en la región sur de la Corriente de California durante el periodo anómalo cálido 2013-2015

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

Presenta:

Mariana Dorantes Gilardi

Ensenada, Baja California, México 2018 Tesis defendida por Mariana Dorantes Gilardi

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. David Alberto Rivas Camargo Director de tesis

Miembros del comité Dra. Bertha Eugenia Lavaniegos Espejo

Dr. José Rubén Lara Lara

Dr. Joao Marcos Azevedo Correia de Souza



Dr. Jorge Adrián Rosales Casián Coordinador del Posgrado en Ecología Marina

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

Mariana Dorantes Gilardi © 2018 Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis. Resumen de la tesis que presenta **Mariana Dorantes Gilardi** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ecología Marina

Modelación numérica de variables biogeoquímicas en la región sur de la Corriente de California durante el periodo anómalo cálido 2013-2015

Resumen aprobado por:

Dr. David Alberto Rivas Camargo Director de tesis

Las anomalías climáticas que ocurren en escalas interanuales tienen consecuencias importantes para la parte sur del Sistema de la Corriente de California (SCC); la mayoría afectan todo el Pacífico norte, inclusive extendiéndose hasta aguas ecuatoriales. Uno de estos fenómenos es El Niño, el cual juega un papel crucial en el entendimiento del SCC. Uno de los fenómeno más recientes en afectar el norte del océano Pacífico es "El Blob", el cual fue una masa de agua anómalamente cálida que se formó en el golfo de Alaska durante el otoño del 2013 y se extendió a través del Pacífico norte hasta interceptar aguas de Baja California, México. En este trabajo se utilizó un modelo biogeoquímico de nutrientes-fitoplanctonzooplancton-detritos (NPZD) acoplado a un modelo hidrodinámico tridimensional, el cual permitió simular algunas de las consecuencias físicas y biológicas del periodo anómalo cálido 2013-2015 (cuando se registró El Blob a finales de 2013 y El Niño a mediados de 2014). Se realizó una validación del modelo a través de comparación con datos observacionales y métodos estadísticos. Se analizaron los resultados obtenidos de la simulación del modelo, realizando series temporales de temperatura superficial del mar (TSM) y concentración de clorofila-a (Cla) y se compararon con datos del sensor MODIS-Aqua. Así mismo se obtuvo la distribución espacial de las anomalías de TSM, Cla, NO_3y velocidad de la corriente para los meses de abril y octubre de 2014 y 2015, los cuales fueron los periodos más representativos de las anomalías regionales asociadas al Blob-Niño, además de ser los periodos anómalos mejor reproducidos por el modelo. Con el fin de analizar la estructura vertical de las anomalías se seleccionaron dos transectos transversales a la costa: transecto norte (32.5°N) y transecto sur (28°N), estos mismos transectos fueron utilizados para analizar el transporte de volumen, el cual se comparó con el Índice de Oscilación del Sur (SOI). De todo lo expuesto anteriormente, se encontró que en general el modelo sobreestimó la concentración de fitoplancton y subestimó la TSM, en especial cerca de la costa. Durante el periodo anómalo cálido hubo un debilitamiento de los vientos favorables a la surgencia lo cual ocasionó una anomalía negativa de surgencia para el periodo 2014-2015, debido a esto la nutriclina y la termoclina se encontraron más profundas durante este periodo y esto ocasionó un hundimiento y un debilitamiento del máximo subsuperficial de concentración de fitoplancton. Así mismo el flujo de nutrientes se redujo, lo cual ocasionó anomalías negativas de concentración de fitoplancton. Se observó una relación cualitativa entre la fase del SOI y los transportes paralelos a la costa, en el 2013 una fase positiva (condiciones de La Niña) correspondió a un transporte hacia el sur, mientras que en el 2014 y 2015 una fase negativa (condiciones de El Niño) correspondió a un transporte primordialmente hacia el norte. Finalmente las anomalías cálidas tuvieron una duración de 2.2 años en la región de estudio: de julio de 2014 a mayo de 2016.

Abstract of the thesis presented by **Mariana Dorantes Gilardi** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Marine Ecology

Numerical modeling of biogeochemical variables in the southern region of the California Current during the anomalous warm period 2013-2015

Abstract approved by:

Dr. David Alberto Rivas Camargo Thesis Director

Climatic anomalies that occur on interannual scales have important consequences for the southern part of the California Current System (CCS); most of them affect the entire North Pacific, even extending to equatorial waters. One of these phenomena is El Niño, which plays a crucial role in understanding of the CCS. One of the most recent phenomena affecting the northern Pacific Ocean is "El Blob," which was an anomalously warm water mass that formed in the Gulf of Alaska during the fall of 2013 and spread across the North Pacific until reaching waters of Baja California, Mexico. In this work we used a biogeochemical nutrient-phytoplankton-zooplankton-detritus (NPZD) model coupled to a threedimensional hydrodynamic model, which allowed simulating some of the physical and biological consequences of the anomalous warm period 2013-2015 (when The Blob was observed by the end of 2013 and El Niño in mid-2014). Validation of the model was carried out through comparison with observational data and statistical methods. The results from the model simulations were analyzed by comparing time series of sea surface temperature (SST) and chlorophyll-a (Cla) concentration with data from the MODIS-Aqua sensor. Likewise, the spatial distribution of the anomalies of SST, Cla, NO₃ and current velocity for the months of April and October of 2014 and 2015, which were the most representative periods of the regional anomalies associated with the Blob-Niño and also the anomalous periods best reproduced by the model, were obtained. In order to analyze the vertical structure of the anomalies, two transects transverse to the coast were selected: north transect (32.5 ° N) and south transect (28 ° N); these transects were used to analyze the volume transport, which were compared with the Southern Oscillation Index (SOI). From all of the analyses above, it was found that in general the model overestimated the concentration of phytoplankton and underestimated the SST, especially near the coast. During the warm anomalous period there was a weakening of the upwelling-favorable winds, which caused anomalous downwelling in the period 2014-2015. As a consequence, the nutricline and the thermocline deepened during this period and caused a deepening and a weakening of the subsurface phytoplankton-concentration maximum. The nutrient flux was reduced, which caused negative anomalies of phytoplankton concentration. A qualitative relationship was observed between the phase of the SOI and the alongshore transports: in 2013 a positive phase (La Niña conditions) corresponded to southward transport, whereas in 2014 and 2015 a negative phase (El Niño conditions) corresponded to primarily northward transport. Finally, the warm anomalies lasted 2.2 years in the study region: from July 2014 to May 2016.

Dedicatoria

A mis padres, por su apoyo incondicional. A mis hermanos, por tanto amor. A mis sobrinos, por ser mi esperanza. A Adán, por todos los momentos juntos.

> La adquisición de cualquier conocimiento siempre es útil para el intelecto, porque podrá desterrar las cosas inútiles y retener las buenas. Pues nada puede apreciarse ni odiarse si no se conoce primero. -Leonardo da Vinci

Si ignoras el nombre de las cosas, desaparece también lo que sabes de ellas. -Carlos Linneo

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), por darme la oportunidad de estudiar el posgrado en Ecología Marina. Al consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por otorgarme la beca durante este estudio.

A mi director de tesis, Dr. David Rivas por ayudarme a abrir mi mente a otros ámbitos de la ciencia y por ayudarme a desarrollar este maravilloso trabajo.

A los miembros de mi comité de tesis, Dra Bertha Lavaniegos, Dr. Rubén Lara y Dr. Joao Azevedo, gracias por todos los comentarios, la paciencia y el apoyo. Es por gente como ustedes que la ciencia se vuelve una pasión.

A mis compañeros de la mejor generación, por tantos momentos juntos, tantas risas y todo el apoyo brindado, fue un gusto compartir esta etapa con ustedes.

A mis amigos de SLP, Pau, Carlos, Elsy, Osmi, Sabine, Fer, Mónica, Araceli, Eric, Edna, Abri, por siempre ser parte de mi vida, los incondicionales.

A mis amigos de Ensenada, Anayr, Gina, Vivi, y a todos mis compañeros del gym, muchas gracias en especial a ustedes, mi estancia en Ensenada no hubiera sido la misma sin su cariño, no tienen idea de lo que significan para mi.

A mis sobrinos Emiliano y Jimena, el decidir hacer esta maestría fue la mejor decisión, porque pude estar cerca de ustedes y darme cuenta de lo maravillosos que son. Me dan mucha alegría y los amo tanto. Me muero por verlos crecer. Estoy muy orgullosa de ustedes.

Iván, hermano te quiero mucho, siempre estaremos juntos.

Heidi y Ruy, los quiero mucho.

Sofí y Alonso, siempre serán mis chiquitos. Sé lo que son y en lo que se convertirán.

A Adán, porque sin ti, nada sería igual. Me gustaría agradecértelo de corazón, pero para ti, mi corazón no tiene fondo.

Tabla de contenido

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

Capítulo 1

1.	ntroducción	1
1.1 1.2 1.3	Antecedentes Hipótesis Objetivos	1 5 5
	1.3.1 Objetivo general	5
	1.3.2 Objetivos específicos	5

Capítulo 2

2.	Metodología	6
2.1	Área de estudio	6
	2.1.1 Sistema de la Corriente de California	6
	2.1.2 Sur del Sistema de la Corriente de California	8
2.2	Modelo numérico acoplado	9
2.3	2.2.1 Modelo hidrodinámico2.2.2 Modelo biogeoquímico (NPZD)Validación del modelo	9 11 14
2.4	Seccions verticales y transporte	15

Capítulo 3

3.	Resultados	16
3.1	Anomalías superficiales	16
	3.1.1 Series temporales de TSM y Cla	16
	3.1.2 Distribución espacial de anomalías de TSM, Cla, NO ₃ y velocidad de la corriente.	18
3.2	Distribución vertical de las anomalías de TSM, Cla, NO ₃ y velocidad de la corriente	21
3.3	Transporte de volumen	28

Capítulo 4

4.	Discusión	31
Capítu	lo 5	
5.	Conclusiones	37
Literat	ura citada	38
Anovo	~	40
Anexo	5	42

Lista de figuras

viii

	Pa	ágina
1	Anomalías de (a) TSM y (b) concentración de Cl <i>a</i> obtenido del sensor MODIS Aqua. Las series corresponden a un promedio espacial para la región comprendida entre los 26.8 °N a los 35.5 °N y de los 113.7 °W a los 123.5 °W	3
2	Mapa del Sistema de la Corriente de California. Se muestran las regiones más importantes, corrientes y características geográficas (Tomado de Checkley y Barth, 2009). Se muestran las principales corrientes: 1) la Corriente de California (CC), 2) la Contracorriente Subsuperficial de California (CU) y la Contracorriente Superficial Costera (IC), 3) el chorro costero, 4) la Corriente del Pacífico Norte, y 5) el remolino del sur de California.	8
3	Dominio numérico del modelo. La línea azul indica la isobata de 300 m, como aproximación del límite de la extensión de la plataforma continental	10
4	Transectos transversales a la costa. (a) transecto norte (32.5°N) y (b) transecto sur (28°N). La línea azul indica la isobata de 300 m, como referencia de la extensión de la plataforma continental	15
5	Anomalías superficiales de (a) TSM (°C) y (b) concentración de Cl <i>a</i> (mg m ⁻³) estimadas con datos del satélite obtenido del sensor MODIS Aqua (línea roja) y el modelo (línea negra). Las series de anomalías corresponden a un promedio espacial para el dominio del modelo y dentro de un periodo temporal de 2013-2016	16
6	Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cla (mmol N m ⁻³) (c) concentración de NO ₃ (mmol N m ⁻³) y (d) velocidad de la corriente (cm s ⁻¹) para abril de 2014	18
7	Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cla (mmol N m ⁻³) (c) concentración de NO ₃ (mmol N m ⁻³) y (d) velocidad de la corriente (cm s ⁻¹) para octubre de 2014	19
8	Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cl <i>a</i> (mmol N m ⁻³) (c) concentración de NO ₃ (mmol N m ⁻³) y (d) velocidad de la corriente (cm s ⁻¹) para abril de 2015	19
9	Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cl <i>a</i> (mmol N m ⁻³) (c) concentración de NO ₃ (mmol N m ⁻³) y (d) velocidad de la corriente (cm s ⁻¹) para octubre de 2015	20
10	Secciones verticales de anomalías a lo largo de dos transectos transversales a la costa (ver Fig. 4) para abril de 2014. El lado izquierdo muestra las anomalías en el transecto norte (~32.5 °N) y el lado derecho el transecto sur (~28 °N) de las variables: (a) y (e) TSM (°C), (b) y (f) concentración de fitoplancton (mmol m ⁻³), (c) y (g) concentración de NO ₃	

gina

	(mmol m ⁻³) y (d) y (f) velocidad transversal a la sección (cm s ⁻¹)	21
11	Anomalía de la velocidad del viento (cm s ⁻¹). (a) Abril 2014 y (b) Abril 2015. Las flechas demuestran los vectores de la corriente superficial. Las líneas rojas corresponden al transecto norte (línea de arriba) y al transecto sur (línea de abajo)	23
12	Secciones verticales de anomalías a lo largo de dos transectos transversales a la costa (ver Fig. 4) para abril del 2015. El lado izquierdo muestra las anomalías en el transecto norte (~32.5 °N) y el lado derecho el transecto sur (~28 °N) de las variables: (a) y (e) TSM (°C), (b) y (f) concentración de fitoplancton (mmol m ⁻³), (c) y (g) concentración de NO ₃ (mmol m ⁻³) y (d) y (f) velocidad transversal a la sección (cm s ⁻¹). La línea negra indica la plataforma continental	23
13	Secciones verticales de anomalías a lo largo de dos transectos transversales a la costa (ver Fig. 4) para octubre del 2014. El lado izquierdo muestra las anomalías en el transecto norte (~32.5 °N) y el lado derecho el transecto sur (~28 °N) de las variables: (a) y (e) TSM (°C), (b) y (f) concentración de fitoplancton (mmol m ⁻³), (c) y (g) concentración de NO ₃ (mmol m ⁻³) y (d) y (f) velocidad transversal a la sección (cm s ⁻¹). La línea negra indica la plataforma continental.	25
14	Anomalía de la velocidad del viento (cm s ⁻¹). (a) Octubre 2014 y (b) Octubre 2015. Las flechas demuestran los vectores de la corriente superficial. Las líneas rojas corresponden al transecto norte (línea de arriba) y al transecto sur (línea de abajo)	26
15	Secciones verticales de anomalías a lo largo de dos transectos transversales a la costa (ver Fig. 4) para octubre del 2015. El lado izquierdo muestra las anomalías en el transecto norte (~32.5 °N) y el lado derecho el transecto sur (~28 °N) de las variables: (a) y (e) TSM (°C), (b) y (f) concentración de fitoplancton (mmol m ⁻³), (c) y (g) concentración de NO ₃ (mmol m ⁻³) y (d) y (f) velocidad transversal a la sección (cm s ⁻¹). La línea negra indica la plataforma continental	27
16	Promedios estacionales del transporte neto de volumen geostrófico (línea continua) y transporte de Ekman (línea segmentada) transversales a la plataforma continental de Baja California (Tomado de Ramírez-Manguilar et al, 2010)	27
17	Transporte de volumen a través del transecto norte (ver Fig. 4a) para el periodo 2013- 2016. (a) SOI y (b) transporte de volumen a través del transecto norte para los primeros 300 m. Valores positivos del SOI corresponden a La Niña, mientras que valores negativos corresponden a El Niño. Los valores positivos del transporte corresponden a un flujo neto hacia el norte	28
18	Transporte de volumen a través del transecto sur (ver Fig. 4b) para el periodo 2013-2016. En la parte superior se muestra el SOI y en la parte inferior el transporte de volumen a través del transecto sur para los primeros 300 m. Valores positivos del SOI corresponden a La Niña, mientras que valores negativos corresponden a El Niño. Los valores positivos del transporte corresponden a un flujo neto hacia el norte	29
19	Anomalía de índice de surgencia. Las anomalías se muestran para los 30 °N en el periodo de 2013-2016, los datos fueron tomados de: https://www.pfeg.noaa.gov	33

ix

20	Promedios mensuales de los términos biogeoquímicos de las Ecuaciones (1)-(7), evaluados a partir de las variables de salida e integrados en el volumen de la región de análisis
21	Profundidad (m) de la primera profundidad óptica estimada en el modelo y promediada para abril de 2013
22	Comparación de los valores superficiales absolutos de TSM (°C) para 2013 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre
23	Comparación de los valores superficiales absolutos de TSM (°C) para 2014 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre
24	Comparación de los valores superficiales absolutos de TSM (°C) para 2015 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre
25	Comparación de los valores superficiales absolutos de TSM (°C) para 2016 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre
26	Comparación de los valores superficiales absolutos de concentración de Cla (mg m ⁻³) para 2013 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre
27	Comparación de los valores superficiales absolutos de concentración de Cla (mg m ⁻³) para 2014 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre
28	Comparación de los valores superficiales absolutos de concentración de Cla (mg m ⁻³) para 2015 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre
29	Comparación de los valores superficiales absolutos de concentración de Cla (mg m ⁻³) para 2016 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre
30	Diagrama de Taylor para la SSH (m) superficial del modelo y las observaciones satelitales de AVISO
31	Diagrama de Taylor para la TSM (°C) superficial del modelo y las observaciones de GHRSST
32	Sesgo de SSH (m) y TSM (°C) entre los datos del modelo y las observaciones de AVISO y GHRSST. (a) Sesgo para SSH y (b) Sesgo para TSM
33	Energía cinética turbulenta (EKE) y Energía cinética del flujo medio (MKE) entre los datos del modelo y las observaciones de AVISO. (a) EKE y (b) MKE

34	Sección vertical de temperatura (a) observada y (b) modelada (°C) a lo largo de la línea 100 de IMECOCAL en la campaña de mayo de 2013. La línea gris indica la profundidad de la capa de mezcla. Las líneas negras verticales en el panel (a) corresponden a los puntos de observación. (c) Perfil promedio de las temperaturas de los paneles (a) y (b). Las barras de error indican la desviación estándar	58
35	Perfiles verticales promedio de temperatura (a-d) y de nitrato (e-h), de la climatología del NODC y de la climatología 2013-2016 del modelo numérico, a lo largo de la línea 100 de IMECOCAL para los meses de enero, abril, julio y octubre. Las barras de error indican la desviación estándar.	59
36	Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cl <i>a</i> (mmol m ⁻³) y (c) concentración de NO ₃ (mmol m ⁻³) para el año 2013. Las anomalías corresponden a los meses de enero, abril, julio y octubre	62
37	Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cl <i>a</i> (mmol m ⁻³) y (c) concentración de NO ₃ (mmol m ⁻³) para el año 2014. Las anomalías corresponden a los meses de enero, abril, julio y octubre	62
38	Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cl <i>a</i> (mmol m ⁻³) y (c) concentración de NO ₃ (mmol m ⁻³) para el año 2015. Las anomalías corresponden a los meses de enero, abril, julio y octubre	63
39	Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cl α (mmol m ⁻³) y (c) concentración de NO ₃ (mmol m ⁻³) para el año 2016. Las anomalías corresponden a los meses de enero, abril, julio y octubre	63

Lista de tablas

		40
1	Parametros considerados en el modelo tipo NPZD	13

Página

1.1 Antecedentes

En los últimos años, diversas aproximaciones (como los modelos tipo predador-presa aplicados a la interacción nutrientes-fitoplancton) han transformado la manera de estudiar la oceanografía biológica. Recientemente los modelos de circulación oceánica se han vuelto más holísticos, al tratar de abarcar la totalidad del conocimiento de los componentes de un ecosistema (e.g., nutrientes, fitoplancton, zooplancton, etc.) y el flujo de materiales entre dichos componentes (Fasham, 1990; Fiechter et al., 2009). Un modelo numérico es un modelo matemático adecuado a un algoritmo computacional diseñado para simular y reproducir los mecanismos de un sistema particular, como patrones de gran escala (e.g., la Oscilación Decadal del Pacífico) en tiempo y espacio (Powell et al., 2006). En particular, dentro de estos modelos numéricos se destacan los de circulación acoplados de interacción físico-biológica, los cuales son un sistema de ecuaciones diferenciales que describen la evolución de la circulación oceánica para una región en particular del océano, y resuelven modelos biogeoquímicos a la par del modelo hidrodinámico (Powell et al., 2006). Estos modelos permiten evaluar los efectos de los patrones de escala interanual (e.g., el fenómeno de El Niño) sobre localidades como el Pacífico Oriental, sobre la Corriente de California frente a Baja California, México. Los fenómenos que ocurren a escalas interanuales tienen consecuencias importantes para el sistema de la Corriente de California (e.g., cambios en el régimen de vientos y precipitación), la mayoría son de escalas tan grandes a tal grado que afectan (e.g., calentando las aguas superficiales) todo el Pacífico (Gaxiola-Castro et al., 2010). Uno de estos procesos anómalos es El Niño, el cual juega un papel crucial en el entendimiento del Sistema de la Corriente de California (SCC) ya que, como se discutirá a lo largo de esta tesis, modifica los patrones atmosféricos y oceánicos a lo largo de la costa occidental de Baja California. El Niño es un fenómeno climático identificado por primera vez en Perú y nombrado así por pescadores de la región debido a la época en que suele presentarse (épocas navideñas) (Trenberth, 1997). Es un fenómeno de alcance global con efectos oceanográficos particularmente dramáticos en el Pacífico tropical (Chavez et al., 1999), como lo son anomalías cálidas que pueden superar los 2 °C. En condiciones normales en el océano Pacífico ecuatorial, la surgencia generada de la Contra Corriente Ecuatorial (CCE) debida a los vientos alisios crea una lengüeta de agua superficial fría a lo largo del ecuador, desde la costa de Sudamérica hasta la línea internacional de cambio de horario (Chavez et al., 2002).

Cada 3 a 7 años el Pacífico ecuatorial central y el Pacífico oriental se calientan dramáticamente debido al desarrollo de El Niño. El Niño comienza con un debilitamiento, y en algunas ocasiones una inversión, de los vientos alisios, lo cual genera el rápido desarrollo de los valores altos de temperatura superficial del mar (TSM) antes mencionados. Dependiendo de la fuerza y la duración de las anomalías de los vientos alisios, se generan ondas ecuatoriales de Kelvin (Se propagan a lo largo del ecuador y decaen lejos de éste, se encuentran a 100-200 m por debajo del nivel del mar y son de cientos de km de ancho), las cuales favorecen el calentamiento del agua al viajar hacia el este en un periodo de 1 a 2 meses a través del Pacífico ecuatorial, hundiendo la termoclina en el Pacífico oriental (Lynn et al., 1998; Mcphaden, 1999; NOAA Climate.gov staff, 2016). Se forma una lengua de agua cálida en el Pacífico ecuatorial (1-3 °C), la cual calienta la atmósfera adyacente al océano y debilita el gradiente de presión que normalmente forzaría los vientos alisios de Tahití hasta Darwin, Australia (NOAA Climate.gov staff, 2016). Estos vientos más débiles reducen la cantidad de agua superficial que normalmente viaja hacia el este, la cual permanece caliente y refuerza el debilitamiento del gradiente de presión. Esto es lo que facilita la permanencia de El Niño durante periodos típicos de aproximadamente un año. Los efectos negativos de El Niño en la producción biológica han sido atribuidos al hundimiento de la nutriclina y la termoclina por las ondas de Kelvin. La surgencia costera continua, pero las aguas son bajas en nutrientes y la productividad declina rápidamente (Chavez et al., 1999; Fedorov y Philander, 2000; Mcphaden, 1999; Trenberth y Hoar, 1996).

Uno de los eventos El Niño de mayor intensidad ocurrió durante el 2015-2016, comparable a los eventos de 1982-1983 y 1997-1998 (Jacox et al., 2016). Se registraron anomalías de TSM de aproximadamente 2.5 °C en California (Jacox et al., 2016). Algunos de los efectos de El Niño 2015 sobre el SCC fueron: episodios de hundimiento de agua (*downwelling*) anómalamente fuertes para latitudes al norte de 36 °N, baja concentración de Clorofila-*a* (Cl*a*) en la capa de mezcla, baja disponibilidad de nitrato en la capa de mezcla, agua más salina para la región de Baja California, etc. (McClatchie et al., 2016).

Otro proceso anómalo, con consecuencias dramáticas sobre la parte sur del SCC, fue "El Blob", descrito como la anomalía de temperatura superficial del mar en el Pacifico norte más grande de los últimos treinta años (Bond et al., 2015). En el otoño de 2013, se generó una gran anomalía positiva de temperatura a lo largo de la corriente del Pacífico norte, se propagó a lo largo del golfo de Alaska (GDA) durante el invierno del 2013, alcanzando un record en la anomalía de TSM (~3 °C) (Bond et al., 2015). El desarrollo de El Blob se atribuye al forzamiento asociado a una anomalía persistente de presión atmosférica positiva sobre el Pacífico

noroeste, la cual inhibió la mezcla durante el invierno, evitando el enfriamiento típico de las aguas superficiales (Peterson et al., 2015). Se formó una masa de agua de aproximadamente 2000 km de ancho y 100 m de profundidad (Kintisch, 2015). Para el invierno y otoño del 2014, la masa de agua cálida migró del Pacífico norte hasta interceptar el SCC, y aunque la amplitud de la anomalía se redujo en el GDA y en la parte norte del SCC, en el sur del SCC y en Baja California se encontraron valores récord de TSM (~32 °C). En el invierno del 2015, se re-intensificó la anomalía a aproximadamente 3°C, hasta desaparecer en invierno del 2015-2016 (Di Lorenzo y Mantua, 2016).

Se han reportado las consecuencias físicas y biológicas de El Blob en el norte de la Corriente de California, dentro de las cuales se encuentran: anomalías positivas de TSM (~3 °C), concentraciones anómalamente bajas de Cl*a* en superficie (declinó ~35% en el Frente de Transición de la Clorofila), baja productividad primaria (declinó ~0.1 a 0.2 mg/m³/día), incremento de especies de copépodos con afinidad tropical, florecimientos algales de *Pseudo-nitzschia*, presencia de huevos de sardina y anchoveta (lo cual es anómalo ya que normalmente desovan en el sur del SCC), muerte masiva de mérgulos y varamiento masivo de lobos marinos en la costa de California probablemente asociado a los florecimientos algales nocivos (Cavole et al., 2016; Di Lorenzo y Mantua, 2016; Leising et al., 2015; Siedlecki et al., 2016).



Figura 1. Anomalías de (a) TSM y (b) concentración de Cl*a* obtenido del sensor MODIS Aqua. Las series corresponden a un promedio espacial para la región comprendida entre los 26.8 °N a los 35.5 °N y de los 113.7 °W a los 123.5 °W. Las anomalías están definidas con respecto a la climatología mensual 2003-2016.

En la porción sur del SCC, durante el periodo de 2014-2015, se registraron anomalías positivas de TSM (~2 °C) (Fig. 1a). La mayor TSM (~30 °C) se registró entre Punta Eugenia y Cabo San Lucas (Gómez-Ocampo et al., 2017). La biomasa de fitoplancton durante el periodo 2014-2015 se redujo considerablemente (-1.5 mg/m³) en la región costera en la parte sur del SCC. La anomalía de la concentración de Cl*a* superficial permaneció negativa durante la mayor parte de la duración de El Blob (Fig. 1b). Para el verano del 2015, las anomalías de Cl*a* superficial continuaron la tendencia negativa, reflejando el patrón de la elevación de la TSM y el debilitamiento de los vientos favorables para la surgencia (McClatchie et al., 2016).

Los eventos oceánicos anómalos como los ya mencionados sólo pueden ser estudiados por medio de programas observacionales de largo plazo, como por ejemplo el programa oceanográfico IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California), que integren los aspectos físicos, químicos y biológicos del océano. Por ejemplo, durante el periodo de 1997-2007 el monitoreo realizado por IMECOCAL frente a la costa occidental de la Península de Baja California, ha proveído las observaciones necesarias para evaluar los acoplamientos entre los cambios regionales de los procesos físicos y biológicos del océano, y su relación con el forzamiento climático en escalas estacionales e interanuales (Gaxiola-Castro y Durazo, 2010). No obstante, el IMECOCAL lleva a cabo un monitoreo a nivel cuatrimestral, además de que existen interrupciones en la continuidad de las observaciones, por lo que es de gran importancia contar con un modelo que diagnostique variables como los nutrientes y el fitoplancton (mediante algún modelo tipo predador-presa) en los periodos cuando no se cuenta con suficiente información de los monitoreos. Hoy en día, numerosos modelos simulan los procesos dentro de un ecosistema en particular, van desde modelos muy básicos que calculan la concentración de 3 a 4 elementos (mediante un sistema de ecuaciones diferenciales dependientes del tiempo de cada uno de ellos), hasta modelos muy complejos que incluyen diversos nutrientes y diferentes tipos de fitoplancton (grande y pequeño), etc. (Heinle y Slawig, 2013).

El modelo usado en este trabajo es relativamente simple, es un modelo tridimensional del SCC acoplado a un modelo trófico de cuatro componentes (Nitrógeno-Fitoplancton-Zooplancton-Detritos), basado en el trabajo de Powell et al. (2006). Este modelo reproduce diferentes atributos del SCC como: características superficiales de mesoescala y la surgencia derivada del viento en escalas espacio-temporales adecuadas. (Powell et al., 2006). Los detalles sobre este modelo se presentan en el apartado 2.2.2.

1.2 Hipótesis

El modelo numérico de circulación acoplado con interacción físico-biológica puede simular las consecuencias del periodo anómalo cálido El Blob (2013-2015) y El Niño (2014-2016) sobre la zona sur de la corriente de California. Estas consecuencias son: debilitamiento de la surgencia costera debido a la modificación de los patrones atmosféricos de gran escala, altas temperaturas superficiales y bajos niveles de nitrato y clorofila debido a la invasión de aguas anómalamente cálidas del norte y del sur.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Evaluar los efectos (e.g., variaciones en la estructura vertical termohalina, en el campo de la concentración de fitoplancton, etc.) en el periodo anómalo cálido llamado El Blob (2013-2015) y El Niño (2014-2016) frente a la costa occidental de la península de Baja California mediante un modelo de circulación numérico físico-biológico acoplado nitrato-fitoplancton-zooplancton-detritos (NPZD) que reproduzca los parámetros oceanográficos de la región, como son los campos de SST y de Cla.

1.3.2. Objetivos específicos

- Identificar los meses de las mayores anomalías de TSM y Cla en la región costera frente a Baja California.
- Analizar la estructura vertical de las anomalías identificadas (mediante cortes verticales a través de transectos perpendiculares a la costa).
- Diagnosticar las variaciones de profundidad de la termoclina y su relación con el máximo subsuperficial de la concentración de clorofila.
- Establecer si existen variaciones en la intensidad de la CC.
- Analizar los transportes a lo largo de la plataforma continental y su relación con el Índice de Oscilación del Sur (SOI).

En este capítulo se describe, en primer lugar, el área de estudio considerada: el sistema de la Corriente de California en general, y la parte sur del sistema de Corriente de California en particular. Después se describe el modelo numérico utilizado en este trabajo: Un modelo numérico acoplado, donde se describe el modelo hidrodinámico y el modelo biogeoquímico. Posteriormente se detallan los parámetros apropiados de los sistemas considerados. Se describe la validación del modelo propuesto, la cual se realiza comparando con observaciones de diversas fuentes para la región de estudio y los resultados obtenidos para el diagrama de Taylor, el sesgo del modelo, la energía cinética turbulenta y energía cinética del flujo medio. Finalmente se describen las secciones verticales y el transporte de volumen.

2.1 Área de estudio

2.1.1 Sistema de la Corriente de California

El SCC se extiende desde la Zona de Transición del Pacífico norte (~50 °N) hasta la punta de la península de Baja California, México (~23 °N) (Checkley y Barth, 2009). El SCC se compone de la Corriente de California (CC), el chorro costero, la Contracorriente Subsuperficial de California (CU, por sus siglas en inglés), el remolino del sur de California y la Contracorriente Superficial Costera (IC, por sus siglas en inglés) (Fig.2) (Checkley y Barth, 2009; Lynn y Simpson, 1987).

La CC es el extremo oriental del giro del Pacífico norte y es alimentada por la Corriente del Pacífico norte (Fig.2). Se extiende dentro de los primeros 1000 km de la costa occidental de Norteamérica (Checkley y Barth, 2009; Lynn y Simpson, 1987). Es una corriente superficial (0-300 m de profundidad) que lleva agua con dirección al ecuador. Fuera de la costa de California, la corriente tiene una velocidad promedio de ~25 cm/s. Existe un cambio estacional (otoño e invierno) en la dirección del flujo superficial, el cual cambia con dirección hacia el polo a ~ 32 °N y se le conoce como la IC (Fig.2). La UC se origina en el Pacífico ecuatorial oriental y fluye hacia el polo a través de la costa de América del Norte. La UC es un flujo subsuperficial y no se extiende a más de 100 km fuera de la costa (Checkley y Barth, 2009; Lynn y Simpson, 1987). En el SCC, la surgencia cerca de la costa es debida al transporte de Ekman impulsado por el viento

y fuera de la costa la surgencia es debida al bombeo de Ekman impulsado por el rotacional del esfuerzo del viento (Checkley y Barth, 2009).

Las propiedades del agua de estas corrientes están determinadas por cuatro masas de agua, cada una definida por su temperatura, salinidad, oxígeno disuelto y los nutrientes al tiempo que entran al SCC. El agua del Pacífico subártico entra a la CC cerca de los 45 °N y es de baja temperatura (8-21 °C), baja salinidad (33.0-33.6), alto oxígeno (3.5-6.5 ml/l) y alto fosfato (1-3 μ M). Ésta le da a la CC su mínimo de salinidad superficial fuera de la costa y la alta concentración de oxígeno disuelto. Cuando deja la CC cerca de los 23 °N aún se puede reconocer esta agua por su baja salinidad (Lynn y Simpson, 1987). El agua del giro subtropical del Pacífico norte entra a la CC por el oeste y es de alta temperatura (>20 °C), alta salinidad (>34.4) y relativamente baja en concentración de oxígeno disuelto y nutrientes (Lynn y Simpson, 1987). El agua del Pacífico ecuatorial entra a las capas más profundas de la UC por el sur y es alta en temperatura (8-25 °C), alta en salinidad (34.3-34.8), alta en nutrientes y baja en concentración de oxígeno disuelto (1-2 ml/l) (Lynn y Simpson, 1987). El agua de la surgencia dentro de los primeros 50 km de la costa de California aporta agua relativamente fría a la superficie (13-15 °C), alta en salinidad (33.4-33.5), alta en nutrientes y baja en concentración de oxígeno disuelto (~4 ml/l) (Lynn y Simpson, 1987).



Figura 2. Mapa del Sistema de la Corriente de California. Se muestran las regiones más importantes, corrientes y características geográficas (Tomado de Checkley y Barth, 2009). Se muestran las principales corrientes: 1) la Corriente de California (CC), 2) la Contracorriente Subsuperficial de California (CU) y la Contracorriente Superficial Costera (IC), 3) el chorro costero, 4) la Corriente del Pacífico Norte, y 5) el remolino del sur de California.

Existe una gran diversidad biológica en el SCC. Ésta contiene diversos hábitats y por lo tanto numerosos ensambles de microbios, fitoplancton (diatomeas, dinoflagelados, cocolitofóridos, etc.), zooplancton (eufásidos, copépodos y formas gelatinosas), necton (peces pelágicos y calamar), mamíferos marinos (cetáceos y pinnípedos) y aves marinas (Checkley y Barth, 2009).

2.1.2 Sur del Sistema de la Corriente de California

El sur del SCC se encuentra a partir de la región oceánica frente a Punta Concepción (~35 °N) y se extiende a lo largo de la costa occidental de la Península de Baja California. Esta área es considerada como una área de transición, ya que el agua de la CC relativamente fría y poco salina converge con el agua salada y templada tropical y subtropical (Durazo, 2009). Durante el

periodo de máxima surgencia en primavera y verano, dominan las aguas subárticas, mientras que en otoño e invierno dominan las aguas tropicales y subtropicales (Lynn y Simpson, 1987).

Frente a Ensenada (~31.5 °N), la CC vira hacia el este y se convierte en un flujo mayormente subsuperficial (30-70 m) y cercano a la costa (0-200 km). Lynn y Simpson (1987) mostraron además que la IC es muy débil o inexistente frente a Baja California, y que debajo de la superficie (100-300 m, con señal hasta los 1000 m) existe la UC. Según Gaxiola-Castro y Durazo (2010), los vientos a lo largo de la costa son más intensos durante la primavera, lo cual produce dominancia de aguas relativamente bajas en salinidad y temperatura. El debilitamiento de los vientos durante el periodo verano-invierno favorecen la estratificación vertical y la existencia de estructuras de mesoescala como meandros y remolinos.

En esta región del sur de la CC se da una fuerte variabilidad estacional e interanual en la biomasa del fitoplancton, forzada por procesos interanuales como El Niño, así como diversos procesos locales de mesoescala como surgencias costeras, remolinos, frentes y meandros (Gaxiola-Castro y Durazo, 2010). La distribución espacial de la concentración de Cl*a* del fitoplancton en la región, responde básicamente a procesos de surgencias costeras principalmente durante la primavera y el verano, y a la dirección predominante del flujo de la CC hacia el sur (Durazo y Baumgartner, 2002).

2.2 Modelo numérico acoplado

2.2.1 Modelo hidrodinámico

En este trabajo se utilizaron los resultados obtenidos de un modelo hidrostático, de superficie libre basado en las ecuaciones primitivas de movimiento: el Sistema de Modelación Oceánica Regional (ROMS, por sus siglas en inglés: <u>http://www.myroms.org</u>). Para este trabajo, el modelo se implementó con una resolución horizontal de 1/30°, lo que equivale aproximadamente a 3 km, resultando en una malla horizontal de 307 × 295 puntos. La resolución vertical consistió en 31 niveles, diseñados para que la resolución sea mayor en la superficie y en el fondo. El dominio del modelo comprendió desde los 26.8 °N a los 35.5 °N y de los 113.7 °W a los 123.5 °W (Fig. 3), con el parámetro de Coriolis variando con la latitud.



Figura 3. Dominio numérico del modelo. La línea azul indica la isobata de 300 m, como aproximación del límite de la extensión de la plataforma continental.

En la superficie, el modelo fue forzado con el esfuerzo del viento calculado a partir del campo del viento del Reanálisis Regional de Norte América (NARR por sus siglas en inglés, <u>https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/northamericanregional</u> <u>reanalysis-narr</u>), usando un coeficiente de arrastre estimado mediante las parametrizaciones de Smith (1998). El NARR cuenta con una resolución espacial de 32 km y resolución temporal de 3 horas.

En las fronteras laterales, se utilizaron datos del Sistema de Asimilación de Datos Globales Oceánicos (GODAS por sus siglas en inglés, <u>http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/GODAS/</u>),

el cual es un reanálisis oceanográfico a casi tiempo real, en el que se incluyen variables como la temperatura, salinidad, nivel del mar y velocidad de la corriente. Así mismo del GODAS se tomaron los flujos de calor para forzar en la superficie del modelo. La configuración del modelo numérico (malla, coeficientes de viscosidad y difusión, condiciones de frontera, etc.) es la misma usada en Cruz Rico (2015) y en Cruz-Rico y Rivas (2018), con excepción de los datos de entrada ya mencionados.

2.2.2 Modelo biogeoquímico (Modelo NPZD)

Se utilizó un modelo biogeoquímico acoplado al modelo físico descrito en la sección anterior. Este modelo biogeoquímico es un modelo trófico de cuatro categorías ecológicas basado en nitrógeno, descrito en Powell et al. (2006). Este modelo es una representación relativamente simple que particiona el nitrógeno total en cualquier punto en: nitrógeno disuelto (N), nitrógeno particulado (Detritus: D), fitoplancton autotrófico (P, por su sigla en inglés) y zooplancton herbívoro (Z).

Las ecuaciones que forman este modelo son las siguientes:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla N = \delta D + \gamma_n G Z - U P + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_v \frac{\partial N}{\partial z} \right), \tag{1}$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla P = UP - GZ - \sigma_d P + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_v \frac{\partial P}{\partial z} \right), \tag{2}$$

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla Z = GZ - \gamma_n GZ - \zeta_d Z + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_v \frac{\partial Z}{\partial z} \right), \tag{3}$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla D = \sigma_d P + \zeta_d Z - \delta D + w_d \frac{\partial D}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_v \frac{\partial D}{\partial z} \right), \tag{4}$$

$$G = R_m (1 - e^{-\Lambda P}), \tag{5}$$

$$I = I_0 \exp\left(k_z z + k_p \int_0^z P(\dot{z}) d\dot{z}\right),\tag{6}$$

$$U = \frac{V_m N}{k_N + N} \frac{\alpha I}{\sqrt{V_m^2 + \alpha^2 I^2}},\tag{7}$$

donde δD es la remineralización de detritus, γ_n la excreción del zooplancton, UP la asimilación de nitrógeno por el fitoplancton, GZ el pastoreo, $\sigma_d P$ la senescencia del fitoplancton, $\zeta_d Z$ la mortalidad del zooplancton y $w_d \frac{\partial D}{\partial z}$ el hundimiento de detritus.

El lado izquierdo de cada ecuación contiene dos términos: una derivada local dependiente del tiempo (*e.g.*, $\frac{\partial N}{\partial t}$) y un término de advección (*e.g.*, $\mathbf{u} \cdot \nabla N$), donde *t* es el tiempo, $\nabla = \left(\frac{\delta}{\delta x}, \frac{\delta}{\delta y}, \frac{\delta}{\delta z}\right)$, (*x*,*y*,*z*) son las coordenadas y **u** la velocidad tridimensional calculada por el modelo físico.

El lado derecho de cada ecuación contiene diversos términos, pero el último término en cada ecuación tiene la forma $\left[\frac{\partial}{\partial z}\left(k_{v}\frac{\partial N}{\partial z}\right),\frac{\partial}{\partial z}\left(k_{v}\frac{\partial P}{\partial z},\right)\right)$, etc.], el cual corresponde al transporte vertical o mezcla vertical, donde k_{v} es la difusividad proveída por el modelo físico. El valor de k_{v} se determina en cada tiempo mediante un esquema numérico que considera la energía cinética turbulenta de la corriente (Mellor y Yamada, 1982).

Las ecuaciones (1)-(7) del modelo acoplado de Powell et al. (2006) están basadas en el trabajo de Spitz et al. (2003), a excepción de una diferencia para las formas de saturación en la respuesta fotosintética a la luz y la respuesta del pastoreo del zooplancton al fitoplancton. Las ecuaciones (5), (6) y (7) corresponden al pastoreo de fitoplancton por el zooplancton (*G*), la irradiancia (*I*) y el crecimiento fotosintético y la asimilación de nitrógeno por el fitoplancton (*U*).

Los parámetros para cada proceso están indicados en la Tabla 1.

Los irradiancia en superficie varía en la forma de una climatología mensual, tomada de Penven et. al (2008). La disponibilidad de luz (irradiancia) en la profundidad z se calcula suponiendo que la atenuación del agua (k_z) es exponencial y el coeficiente de extinción para el fitoplancton (k_p) , un auto-sombreado, es proporcional al fitoplancton integrado en la columna de agua por arriba de la profundidad z (Penven et al., 2008; Powell et al., 2006).

Se utilizó una curva de Michaelis-Menten para describir el cambio en la tasa de absorción como una función de la concentración de nitrato (*U*). La parametrización del pastoreo de zooplancton (*G*) se realizó usando la función de Ivlev (1955), suponiendo que una proporción (γ_n) del fitoplancton consumido se pierde directamente al *pool* de nitrato como una función de "sloppy feeding" y procesos metabólicos. Los términos de mortalidad y remineralización son funciones lineales de concentración, es decir, el plancton muerto se convierte en detritos (σ_d , ζ_d) y éste a su vez se remineraliza en nitrógeno disuelto (δ). Ninguno de los procesos descritos en este modelo se consideraron dependientes de la temperatura. Se utilizaron valores iniciales, constantes y uniformes en las fronteras abiertas del modelo (norte, oeste y sur) de 0.08, 0.06 y 0.04 mM m⁻³ para el fitoplancton, el zooplancton y el detritos, respectivamente. Para los valores iniciales de nitrato se utilizó la climatología del sitio:

Base Mundial de Datos Oceánicos (WOD por sus siglas en inglés, <u>https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr_wod.html</u>). Estos mismos valores se usaron durante la simulación en las fronteras abiertas del modelo NPZD.

Nombre del parámetro	Símbolo	Valor	Unidades
Coeficiente de	1-	0.007	-1
extinción de la luz	ĸz	0.067	m
Coeficiente de	1.	0.0005	$m^2 mmal N^{-1}$
auto-sombreado	κ_p	0.0095	
Pendiente inicial	<i>c</i> /	0.025	$m^2 W^{-1} d^{-1}$
de la curva P-I	u	0.025	in w u
Tasa de absorción	V	1 5	d ⁻¹
del nitrógeno disuelto	v _m	1.5	ŭ
Media de saturación	lr.	0.5	mmol-N m ³
de absorción	κ_N	0.5	
Senescencia del	σ	0.1	d ⁻¹
fitoplancton	o_d	0.1	u
Tasa de pastoreo del	D	0.6	d ⁻¹
zooplancton	n_m	0.0	u
Constante de Ivlev	٨	0.06	m ^³ mmol-N ⁻¹
Eficiencia de excreción	γ_n	0.3	-
Mortalidad del zooplancton	ζ_d	0.1	d ⁻¹
Remineralización	δ	0.05	d ⁻¹
Tasa de hundimiento del detritos	w _d	5.0	m d ⁻¹

Tabla 1. Nombre, símbolo, valor y unidades para los parámetros del modelo NPZD.

2.3 Validación del modelo a través de datos observacionales y métodos estadísticos

La validación del modelo se encuentra descrita en el Anexo A, además se presenta una descripción de los datos auxiliares que se utilizaron. Dentro de la validación se realizaron comparaciones entre datos observacionales y métodos estadísticos. En primer lugar se realizó una comparación de los datos absolutos de TSM entre el modelo y las observaciones y de los datos absolutos de concentración de fitoplancton ente el modelo y las observaciones. Se realizaron diagramas de Taylor los cuales representan gráficamente la desviación estándar, el coeficiente de correlación y el error cuadrático medio entre los datos satelitales y los datos del modelo, éstos se hicieron para Cl*a*, TSM y la altura del nivel del mar (SSH). Se calculó el sesgo del modelo para los datos de TSM y SSH. Se midió la energía cinética turbulenta y la energía cinética del flujo medio entre las observaciones y el modelo. Finalmente se realizó una comparación de una sección vertical de temperatura entre los datos del modelo y la campaña de mayo de 2013 de IMECOCAL.

En general, el modelo logró reproducir de manera adecuada los patrones de surgencia costera derivada del viento, aunque la TSM se encontró subestimada (sobretodo en la costa) y la concentración de fitoplancton superficial se encontró sobreestimada (particularmente en la costa). Existe una diferencia promedio de casi 6 cm entre la altura del nivel del mar de los datos observacionales y los datos del modelo y una diferencia de 1.9 °C entre los datos de TSM del modelo y los datos observacionales.

Al realizar el sesgo del modelo para la SSH y la TSM nuevamente se corroboraron estas subestimaciones encontradas en el diagrama de Taylor. La SSH se encontró entre valores de -5 cm y 5 cm, mientras que la TSM tuvo una subestimación con una media de -3 °C particularmente cerca de la costa. La termoclina del modelo se encuentra a profundidades similares a la observación, así como la estratificación.

Para el análisis se calcularon anomalías con respecto a una "climatología" mensual del periodo 2013-2017. Por ejemplo, las anomalías de los eneros de 2013-2016 (4 datos mensuales) son el resultado de restar a cada dato mensual el promedio de los 4 datos. En el caso de las series puntuales, a los campos horizontales de la variable analizada se le aplicó un promedio espacial en la región adyacente a la costa de Baja California.

2.4 Secciones verticales y transporte

Con el fin de analizar la estructura vertical de las anomalías, se seleccionaron dos transectos transversales a la costa: transecto norte (~32.5°N) (Fig. 17a) y transecto sur (28°N) (Fig. 17b).

Para cada tiempo a lo largo de la serie (2013-2016) se calculó el transporte a través de estos transectos de la siguiente manera:

$$Q = \int v \, dA,\tag{8}$$

en donde Q es el transporte, A es el área a lo largo del transecto y v es la velocidad del flujo a través del área A.



Figura 4. Transectos transversales a la costa. (a) transecto norte (32.5°N) y (b) transecto sur (28°N). La línea azul indica la isobata de 300 m, como referencia de la extensión de la plataforma continental.

Se compararon los promedios mensuales del transporte de volumen *Q* a través del transecto en los primeros 300 m para el periodo 2013-2016, con el índice de oscilación del sur (SOI, por sus siglas en ingles). La serie de datos mensuales del SOI fueron obtenidos del sitio: https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/soi/, para el mismo periodo y se realizó una serie de tiempo con ellos. En esta sección se describen los resultados obtenidos de la simulación del modelo de circulación acoplado al modelo NPZD para las variables como la TSM, concentración de Cla, concentración de NO₃, esfuerzo del viento, etc. También se presenta una comparación con anomalías de las mismas variables a partir de datos de sensores remotos, con la finalidad de evaluar de forma cualitativa la habilidad del modelo regional de reproducir las condiciones observadas en la región. Finalmente se describen los resultados de los transportes a través de transectos paralelos a la costa.

3.1 Anomalías superficiales

3.1.1 Series temporales de TSM y Cla



Figura 5. Anomalías superficiales de (a) TSM (°C) y (b) concentración de Cl*a* (mg m⁻³) estimadas con datos del satélite obtenido del sensor MODIS Aqua (línea roja) y el modelo (línea negra). Las series de anomalías corresponden a un promedio espacial para el dominio del modelo y dentro de un periodo temporal de 2013-2016.

En la Fig. 5a se muestra la comparación de las anomalías de la TSM para el periodo 2013-2016 entre los datos del sensor MODIS Aqua y el modelo numérico. La magnitud de la TSM del modelo fue similar a las observaciones, con una correlación r= 0.91 (p= 0.000) entre ambas series. Sin embargo, en el año 2013, la anomalía de TSM en el modelo estuvo sobreestimada (~0.3 °C). En la primera mitad del 2014, la anomalía del modelo también estuvo sobreestimada (~0.3 °C) pero en la segunda mitad, la magnitud de las anomalías estimadas por el modelo fueron muy similares a la observaciones, con un ligero pico subestimado (~0.2 °C) a finales del año. A principios del año 2015, la anomalía del modelo en general estuvo subestimada (~0.5 °C), con un pico muy grande en octubre (~1 °C). Empezando el año 2016, la anomalía del modelo se recuperó con respecto a la observación, solamente con una subestimación (~0.2 °C) en septiembre.

De acuerdo a la serie del modelo, las anomalías positivas de TSM tuvieron una duración de febrero de 2014 a mayo de 2016, con las máximas anomalías positivas en octubre de 2014 y octubre de 2015. En octubre de 2014, la anomalía de TSM alcanza un máximo, para el final de 2014, la TSM comienza a recuperarse pero a mediados de 2015, vuelve la anomalía fuerte, alcanzando su máximo en octubre de 2015.

La comparación de las anomalías de la concentración de la Cl*a* (Fig. 5b) muestra que la magnitud de la Cl*a* del modelo en general estuvo sobreestimada con respecto a las observaciones con excepción de: subestimaciones en marzo del 2013 (~1 mg m⁻³), en abril del 2014 (~0.7 mg m⁻³), marzo del 2015 (~0.5 mg m⁻³) y finalmente una sobreestimación para el periodo de febrero a mayo del 2016 (~1-1.5 mg m⁻³). A principios de 2016, en la anomalía del modelo se observa un pico positivo el cual es negativo en el satélite. Este pico permanece positivo hasta mayo de 2016, cuando vuelve a coincidir con la anomalía del satélite. La correlación entre la Cl*a* modelada y la observada fue baja r= 0.31 y no significativa (p= 0.073).



Figura 6. Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cl*a* (mmol N m⁻³) (c) concentración de NO₃ (mmol N m⁻³) y (d) velocidad de la corriente (cm s⁻¹) para abril de 2014.

3.1.2 Distribución espacial de anomalías de TSM, Cla, NO₃ y velocidad de la corriente

En esta sección se muestran las anomalías superficiales de TSM, Cla, NO₃ y velocidad del viento los meses de abril y octubre de 2014 y 2015, los cuales son los periodos más representativos de estas anomalías y resultaron mejor reproducidos por el modelo. Las anomalías para los demás periodos se encuentran descritas en el Anexo B.

En la Fig. 6 se muestran las anomalías de TSM, concentración de Cl*a*, concentración de NO₃ y velocidad del viento para el mes de abril de 2014. Las anomalías positivas de TSM fueron más altas en la parte sur (~1.5 °C) así como las anomalías más negativas para la concentración de fitoplancton (~-4.5-5 mmol N m⁻³), de igual manera se observó una anomalía negativa de concentración de NO₃ (~-2-3 mmol N m⁻³). En la velocidad del viento se observa un remolino en la parte norte del dominio, en correspondencia con una anomalía positiva de TSM (~1 °C).



Figura 7. Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cl*a* (mmol N m⁻³) (c) concentración de NO₃ (mmol N m⁻³) y (d) velocidad de la corriente (cm s⁻¹) para octubre de 2014.



Figura 8. Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cl*a* (mmol N m⁻³) (c) concentración de NO₃ (mmol N m⁻³) y (d) velocidad de la corriente (cm s⁻¹) para abril de 2015.



Figura 9. Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cl*a* (mmol N m⁻³) (c) concentración de NO₃ (mmol N m⁻³) y (d) velocidad de la corriente (cm s⁻¹) para octubre de 2015.

En la Fig. 7 se muestran las anomalías para el mes de octubre de 2014. Para este mes las anomalías de TSM se mantuvieron predominantemente positivas alcanzando una magnitud de 1.3 °C. La anomalía de concentración de fitoplancton fue negativa en la costa, en donde la anomalía de TSM es mayor. No se observó una anomalía negativa significativa de nitrato. Se observó un remolino en la parte suroeste del dominio. En la Fig. 8 se muestran las anomalías para el mes de abril de 2015. Las anomalías de TSM fueron mayoritariamente positivas, sin embargo en la mayoría de la franja costera fueron negativas (0.5 °C). La anomalía de concentración de nitrato presentó anomalía negativa cerca de Punta Baja, en el resto del área la anomalía negativa fue de poca magnitud. Se observaron dos remolinos no muy bien definidos al norte del dominio, uno ciclónico y el otro anticiclónico.

En la Fig. 9 se muestran las anomalías para el mes de octubre de 2015. La anomalía de TSM fue altamente positiva para todo el dominio alcanzando los 2 °C. La concentración de fitoplancton se mantuvo negativa en la costa (~-2 mmol N m⁻³) a excepción de algunas localidades al norte del dominio (~0.5 mmol N m⁻³). La anomalía de nitrato fue nula o casi nula y se observaron dos remolinos al norte de la región, uno ciclónico y el otro anticiclónico.

3.2 Distribución vertical de las anomalías de TSM, Cl*a*, NO₃ y velocidad de la corriente

En esta sección se presenta la estructura vertical de las variables analizadas, en los transectos que se muestran en la Fig. 4. Se presentan las secciones durante los periodos con las anomalías cálidas de mayor magnitud: octubre de 2014 (Fig. 13a,e) y octubre de 2015 (Fig. 13a,e) y las anomalías positivas más altas de concentración de fitoplancton: abril de 2014 (Fig. 10b,f) y abril de 2015 (Fig. 12b,f). Se eligieron estos periodos porque son los eventos más relevantes dentro de las series de anomalías y porque el modelo los resuelve aceptablemente.



Figura 10. Secciones verticales de anomalías a lo largo de dos transectos transversales a la costa (ver Fig. 4) para abril de 2014. El lado izquierdo muestra las anomalías en el transecto norte (~32.5 °N) y el lado derecho el transecto sur (~28 °N) de las variables: (a) y (e) TSM (°C), (b) y (f) concentración de fitoplancton (mmol m⁻³), (c) y (g) concentración de NO₃ (mmol m⁻³) y (d) y (f) velocidad transversal a la sección (cm s⁻¹). La línea negra indica la plataforma continental.

En el transecto norte durante abril de 2014 (Fig. 10a-d), se observó una ligera anomalía cálida de TSM de 1 °C en superficie para los primeros 50 km. Más allá de los 50 km, la anomalía se vuelve negativa y por debajo de los 10 m de profundidad la anomalía se vuelve más negativa (-2 °C) En general esta anomalía negativa de la temperatura está asociada con anomalías positivas de fitoplancton, especialmente en los niveles superiores, y de nitrato en casi toda la columna de agua. Sobre la plataforma continental se observó una anomalía positiva de fitoplancton a los 10 m por debajo de la anomalía negativa (superficial), esto indica que el máximo subsuperficial de fitoplancton apareció más profundo y de menor intensidad (congruente con una irradiancia menor en niveles más profundos). Todo este patrón se mantiene para todo el dominio. A los 50 m de profundidad la anomalía se vuelve negativa.

La anomalía de nitrato fue negativa sobre la plataforma continental, pero a partir de los 50 km y a los 30 m de profundidad esta se vuelve fuertemente positiva. La velocidad transversal a la sección fue positiva dentro de los primeros 100 km desde la costa, de los 100 km a los 150 km la anomalía fue negativa, y finalmente vuelve a ser positiva para el resto de la sección.

En el transecto sur para abril de 2014 (Fig. 10e-h), dentro de los primeros 50 km desde la costa, se observaron anomalías positivas de TSM, y negativas mar afuera en congruencia con el patrón de las anomalías del transecto norte. No obstante, existen anomalías positivas por debajo de la anomalías negativas. La anomalía de fitoplancton presentó más o menos el mismo patrón que las anomalías del norte en la plataforma pero no en la región oceánica. La anomalía de nitrato es ligeramente negativa (-2 mmol m⁻³) en los niveles superiores (0-50 m de profundidad), pero por debajo de esa capa la anomalía es más intensa (-5 mmol m⁻³).

En comparación con el transecto norte, por debajo de los 50 m de profundidad las anomalías de TSM son positivas, mientras que en el transecto norte ocurre lo contrario. Este patrón es similar para las anomalías de concentración de fitoplancton. La concentración de nitrato para el sur es positiva por debajo de los 30 m de profundidad, mientras que en el sur esta es negativa. El patrón de la velocidad transversal a la sección es muy similar entre los dos transectos.



Figura 11. Anomalía de la velocidad del viento (cm s⁻¹). (a) Abril 2014 y (b) Abril 2015. Las flechas demuestran los vectores de la corriente superficial. Las líneas rojas corresponden al transecto norte (línea de arriba) y al transecto sur (línea de abajo).



Figura 12. Secciones verticales de anomalías a lo largo de dos transectos transversales a la costa (ver Fig. 4) para abril del 2015. El lado izquierdo muestra las anomalías en el transecto norte (~32.5 °N) y el lado derecho el transecto sur (~28 °N) de las variables: (a) y (e) TSM (°C), (b) y (f) concentración de fitoplancton (mmol m⁻³), (c) y (g) concentración de NO₃ (mmol m⁻³) y (d) y (f) velocidad transversal a la sección (cm s⁻¹). La línea negra indica la plataforma continental.
En el transecto norte durante abril de 2015 (Fig. 12a-d), se observó una anomalía cálida de TSM de 1.5 °C en superficie para los primeros 50 km. Más allá de los 50 km, la anomalía se vuelve negativa hasta los 150 km, para volverse nuevamente positiva. y por debajo de los 10 m de profundidad la anomalía se vuelve muy negativa. Sobre la plataforma continental se observó una anomalía positiva de fitoplancton (4 mmol m⁻³) a los 10 m por debajo de la anomalía negativa (-5 mmol m⁻³) (superficial) hasta los primeros 50 km. De los 50 km a los 150 km este patrón se invierte (anomalías positivas en superficie y anomalías negativas debajo de esta). De los 150 km en adelante se observa el mismo patrón que se observó en la costa. Se observan anomalías de concentración de nitrato negativas (-10 mmol m⁻³) en superficie para los primeros 50 km, volviéndose positivas (10 mmol m⁻³) hasta los 150 km y finalmente negativas (-10 mmol m⁻³) hasta los 200 km. Las anomalías de la velocidad transversal a la sección son negativas dentro de los primeros 30 km, de los 50 km a los 100 km las anomalías se vuelven positivas y finalmente negativas hasta los 200 km.

En el transecto sur (Fig. 12e-h), se observaron ligeras anomalías negativas de TSM (-0.5 °C) en superficie dentro de los primeros 100 km desde la costa, aproximadamente a los 30 m de profundidad las anomalías se vuelven positivas (0.5 °C). Se observaron anomalías positivas (3 mmol m⁻³) de concentración de fitoplancton superficie (las cuales coinciden con las anomalías negativas de TSM en superficie). Las anomalías de nitrato son ligeramente negativas en superficie dentro de los primeros 50 km desde la costa, de los 50 km en adelante las anomalías son positivas hasta los 150 km donde se vuelven negativas nuevamente. Las anomalías de la velocidad transversal a la sección son extremadamente variantes, en donde las anomalías

Tanto en abril de 2014 y abril de 2015 se observó la presencia de estructuras de mesoescala (Fig. 11a y 11b), las cuales parecen atrapar aguas de características diferentes a aquéllas observadas hacia la plataforma continental.



Figura 13. Secciones verticales de anomalías a lo largo de dos transectos transversales a la costa (ver Fig. 4) para octubre del 2014. El lado izquierdo muestra las anomalías en el transecto norte (~32.5 °N) y el lado derecho el transecto sur (~28 °N) de las variables: (a) y (e) TSM (°C), (b) y (f) concentración de fitoplancton (mmol m⁻³), (c) y (g) concentración de NO₃ (mmol m⁻³) y (d) y (f) velocidad transversal a la sección (cm s⁻¹). La línea negra indica la plataforma continental.

En el transecto norte para octubre de 2014 (Fig. 13a-d), se observó una anomalía cálida de TSM de 1 °C en superficie. En general esta anomalía positiva de la temperatura está asociada con anomalías negativas de fitoplancton, especialmente en los niveles superiores, y de nitrato en casi toda la columna de agua. Sobre la plataforma continental se observó una anomalía positiva de fitoplancton a los 50 m por debajo de la anomalía negativa (superficial), esto indica que el máximo subsuperficial de fitoplancton apareció más profundo y de menor intensidad (congruente con una irradiancia menor en niveles más profundos). Todo este patrón se invirtió en algunas regiones cercanas a la superficie, lo que está asociado a anomalías del campo de velocidad en la forma de meandros y remolinos de mesoescala (Fig. 14a). Las anomalías de nitrato en general fueron negativas a excepción de una pequeña capa a los 50 km desde la costa y otra capa similar a los 170 km.

En el transecto sur para octubre de 2014 (Fig. 13e-h), dentro de los primeros 50 km desde la costa, se observó un patrón congruente con las anomalías de TSM y fitoplancton del transecto norte, aunque en el transecto sur se observaron ligeras anomalías negativas (~0.5 °C) de los 50

km a los 125 km para profundidades mayores a 10 m. Más allá de los 50 km desde la costa, la anomalía de nitrato es negativa (-2 mmol m⁻³) en los niveles superiores (de la superficie a los 50 m de profundidad), pero por debajo la anomalía es positiva (2 mmol m⁻³); esto está asociado a la presencia de una estructura de mesoescala localizada al noroeste de Punta Eugenia (Fig. 14a), en la cual aparentemente se encuentra atrapada agua rica en nutrientes.



Figura 14. Anomalía de la velocidad del viento (cm s⁻¹). (a) Octubre 2014 y (b) Octubre 2015. Las flechas demuestran los vectores de la corriente superficial. Las líneas rojas corresponden al transecto norte (línea de arriba) y al transecto sur (línea de abajo).



Figura 15. Secciones verticales de anomalías a lo largo de dos transectos transversales a la costa (ver Fig. 4) para octubre del 2015. El lado izquierdo muestra las anomalías en el transecto norte (~32.5 °N) y el lado derecho el transecto sur (~28 °N) de las variables: (a) y (e) TSM (°C), (b) y (f) concentración de fitoplancton (mmol m⁻³), (c) y (g) concentración de NO₃ (mmol m⁻³) y (d) y (f) velocidad transversal a la sección (cm s⁻¹). La línea negra indica la plataforma continental.



Figura 16. Promedios estacionales del transporte neto de volumen geostrófico (línea continua) y transporte de Ekman (línea segmentada) transversales a la plataforma continental de Baja California (Tomado de Ramírez-Manguilar et al, 2010)

Tanto en el transecto norte para octubre de 2015 (Fig. 15a-d) como en el transecto sur (Fig. 15e-h) se observaron anomalías positivas de temperatura (norte: 0.5 °C y sur: 1.5 °C) y negativas de nitrato (norte: 3 mmol m⁻³ y sur: 5 mmol m⁻³) sobre la plataforma continental. Más allá de la plataforma este patrón sólo se mantuvo en una capa superficial somera, por debajo de ésta las anomalías se invirtieron (negativas en la temperatura, positivas en el nitrato). El fitoplancton mostró una anomalía negativa en superficie y una anomalía positiva más débil por debajo de ésta, congruente con un hundimiento del máximo subsuperficial de fitoplancton inducido por un hundimiento de la termoclina. Sin embargo, en el norte se observó una anomalía positiva de fitoplancton (~2 mmol m⁻³) hacia la costa, la cual puede estar relacionada con un aumento local del viento favorable a la surgencia. Al igual que en el caso de octubre de 2014, en octubre 2015 se observa la presencia de estructuras de mesoescala (Fig. 14b), las cuales parecen atrapar aguas de características diferentes a aquéllas observadas hacia la plataforma continental.





Figura 17. Transporte de volumen a través del transecto norte (ver Fig. 4a) para el periodo 2013-2016. (a) SOI y (b) transporte de volumen a través del transecto norte para los primeros 300 m. Valores positivos del SOI corresponden a La Niña, mientras que valores negativos corresponden a El Niño. Los valores positivos del transporte corresponden a un flujo neto hacia el norte.

El transporte de volumen a lo largo de la costa estimados en los transectos norte (Fig. 17b) y sur (Fig. 18b) mostraron magnitudes alrededor de 1 Sv (donde 1 Sv \equiv 10⁶ m³ s⁻¹), aunque hay episodios en los que alcanzan magnitudes de hasta 2 Sv. Estos valores son congruentes con los transportes geostróficos reportados por Ramírez-Manguilar et al. (2010) (Fig. 16), quienes evaluaron dichos transportes desde los 500 m de profundidad a la superficie, a través de una sección vertical paralela a la costa comprendida entre las líneas 100 y 123 del programa IMECOCAL.

De acuerdo al SOI (Fig. 17a y Fig. 18a) durante todo el 2013 y enero de 2014 se presentaron condiciones de La Niña. En dicho periodo el transporte de volumen en la sección norte (Fig. 17b) fue hacia el sur. Posteriormente de febrero a mayo de 2014 las condiciones variaron pero predominó la Niña, pero a partir de junio las condiciones cambiaron a El Niño, con transporte predominantemente hacia el norte. En 2015 imperaron condiciones persistentes de Niño, las cuales perduraron hasta los primeros meses de 2016; aunque en este periodo fue variable, predominó el transporte hacia el norte. En junio de 2016 las condiciones cambiaron nuevamente a La Niña, poniendo fin a dos años de condiciones cálidas: de junio de 2014 a mayo de 2016. Nótese que aunque existe congruencia cualitativa en las series del SOI y del transporte, la correlación entre las series es casi nula: r= 0.07 (p=0.657).



Figura 18. Transporte de volumen a través del transecto sur (ver Fig. 4b) para el periodo 2013-2016. En la parte superior se muestra el SOI y en la parte inferior el transporte de volumen a través del transecto sur para los primeros 300 m. Valores positivos del SOI corresponden a La Niña, mientras que valores negativos corresponden a El Niño. Los valores positivos del transporte corresponden a un flujo neto hacia el norte.

El transporte para el transecto sur (Fig. 18b) muestra más variabilidad con respecto al norte, esto puede ser debido a la presencia de estructuras de mesoescala dentro de la Bahía Vizcaíno (Durazo et al., 2001). En el sector sur también la correlación entre ambas series es también casi nula como en el caso del transecto norte: r=0.04 (p=0.773).

Capítulo 4. Discusión

Se analizaron las anomalías superficiales y verticales de TSM (°C), concentración de nitrato contenido en el fitoplancton (mmol N m⁻³), concentración de nitrato en el agua (mmol N m⁻³), y velocidad del flujo transversal a la costa (cm s⁻¹), por medio de un modelo numérico tridimensional, el cual previamente fue validado a través de métodos estadísticos y comparaciones con observaciones, durante el periodo de 2013-2016. Como se observó en la sección 2.3, el modelo numérico es capaz de reproducir adecuadamente las características más importantes (distribución espacial de TSM y Cl*a*, patrones de surgencia costera y de SSH).

El mayor defecto del modelo es la subestimación de la TSM, y la sobreestimación de Cl*a* aunque las anomalías, parte central de este análisis, son comprables a las observadas. Como ya se mencionó en la sección del Anexo A (A.1.1 y A.1.2), esto podría ser atribuido a un exceso de surgencia (i.e., un transporte de Ekman más intenso de lo normal), debido a una sobreestimación del viento a lo largo de la costa, provenientes del NARR. Es posible que la resolución del NARR (25 km) no sea suficiente para resolver adecuadamente los procesos en aguas costeras. Sin embargo, este sesgo es irrelevante para el análisis de anomalías con respecto a una media climatológica.

De acuerdo a Zaba y Rudnick (2016), la intensa anomalía de TSM asociada a El Blob/El Niño empezó para la región del sur del SCC a principios de 2014, alcanzando el máximo en invierno de 2014 e invierno de 2015. Esto es de cierta manera congruente con los resultados de esta tesis, en el que la anomalía de TSM fue negativa (~-0.5 °C) durante diciembre de 2013, y positiva (~0.5 °C) en enero de 2014, y permaneció positiva hasta mediados del 2016, alcanzando la máxima anomalía en octubre de 2014 y octubre de 2015 (Fig. 5a).

Lo anterior está relacionado con el transporte en el transecto norte, en donde se observa que el transporte es hacia el sur (valores negativos) y a principios de 2014 cambia de signo (el agua va hacia el norte), lo que coincide con la aparición de El Niño a principios de 2014 (Fig. 17a). Esto también está estrechamente relacionado con la anomalía negativa de surgencia (hundimiento) que se presenta en este mismo periodo (Fig. 19). En el transporte del transecto sur (Fig. 18b) no es tan claro el cambio de signo. Sin embargo se pueden observar unos picos positivos durante el periodo de 2014-2015, lo que indica que el agua va hacia el norte. Esto señala que la anomalía de hundimiento de agua (*downwelling*) muestra un comportamiento congruente con el SOI: al inicio de El Niño, cuando la anomalía del índice de surgencia se vuelve negativa. Como sucede en el caso de los transportes, aunque existe una congruencia

cualitativa entre las series del SOI y el la anomalía del índice de surgencia, la correlación entre ambas es prácticamente nula: r=0.09 (p=0.512).

La anomalía superficial de Cl*a* permaneció negativa para casi todo el periodo, recuperándose en enero de 2016 (Fig. 5b). Es en los primeros meses de 2016 cuando se presenta la mayor señal de Cl*a* en el modelo. No obstante, la anomalía superficial de Cl*a* satelital para este periodo es negativa. Esto podría deberse a alguna deficiencia en el modelo, posiblemente asociado a una mala representación del flujo en la frontera norte por parte del reanálisis del GODAS. Sin embargo, McClatchie et al. (2016) reportaron una gran anomalía positiva de Cl*a* durante enero de 2016 para la región de estudio, lo cual es congruente con los hallazgos de esta tesis.

En los mapas de las anomalías superficiales de TSM se puede observar este calentamiento a principios de el año 2014 (Fig. 36, anexo B) y el enfriamiento en el año 2016 (Fig. 38, anexo B). A pesar de haber sido un periodo anómalo cálido, la anomalía positiva de concentración de fitoplancton es más intensa durante la primavera y verano, cuando los eventos de surgencia normalmente ocurren durante estos meses en esta región (Durazo, 2015).

De acuerdo al SOI, en octubre de 2014 hubo un El Niño moderado (SOI=-0.8) y en octubre de 2015 un El Niño intenso (SOI=-1.7) (Fig. 17). De acuerdo a los transportes, en el 2014 predominó hacia el norte (Fig. 17), lo que a su vez es congruente con el SOI, en donde se puede ver la duración de El Niño: de julio de 2014 a mayo de 2016. Para los años 2015 y 2016, el transporte fue un poco más variable pero predominó hacia el norte, una vez más reforzando la presencia de agua del sur (Fig. 17).



Figura 19. Anomalía de índice de surgencia. Las anomalías se muestran para los 30 °N en el periodo de 2013-2016, los datos fueron tomados de: <u>https://www.pfeg.noaa.gov</u>.

Las anomalías negativas de surgencia persistieron durante el periodo de mayo de 2014 a octubre de 2015 (Fig. 19). La surgencia en el SCC mantiene las isopicnas someras hacia la costa, lo que es característico de un sistema de corrientes de frontera oriental (Huyer, 1983). Cuando hay un hundimiento anómalo de la picnoclina, se genera un desplazamiento hacia el fondo de las isopicnas, isótermas e isohalinas, relativo a las condiciones medias (Zaba & Rudnick, 2016).

El hundimiento de las isopicnas, específicamente las que se encuentran dentro de la termoclina, ocasionan el desplazamiento vertical del agua cálida y menos salada hacia el fondo y a su vez reduce el flujo de nutrientes hacia la superficie del océano (Di Lorenzo, 2003). Lo anterior sugiere que las anomalías negativas de Cl*a* superficial se pudieron haber generado por la falta de disponibilidad de nutrientes en superficie. Esto también está relacionado con el cambio en la profundidad del máximo subsuperficial de concentración de fitoplancton (Fig. 10, 12, 13 y 15), en donde se observa como al hundirse la termoclina se hunde el máximo subsuperficial de la concentración de fitoplancton. Este proceso también se puede observar en la profundidad de la nutriclina, la cual se observó más profunda (Fig. 10, 12, 13 y 15) ya que los mismos procesos de surgencia que mantienen la profundidad de la termoclina, actúan sobre la profundidad de la nutriclina. En la región cercana a la costa, la nutriclina es somera y las

concentraciones máximas de Cla ocurren en una capa superficial por encima de ésta. En las regiones oceánicas fuera de la costa, la nutriclina se encuentra por debajo de los 100 m y el máximo de Cla se encuentra en una capa por encima de la nutriclina, muy por debajo de la capa de mezcla (Hayward y Venrick, 1998). En consecuencia, el hundimiento anómalo del periodo 2014-2015 profundizó la nutriclina, que a su vez profundizó el enriguecimiento de nutrientes en la zona eufótica, y consecuentemente causó el desplazamiento hacia el fondo del máximo subsuperficial de fitoplancton. De acuerdo con estudios previos, el máximo subsuperficial de fitoplancton está asociado a la profundidad de la nutriclina, la cual está determinada por el balance entre una variedad de procesos, todos influenciados por interacciones en la cadena alimenticia y la hidrodinámica (Cullen, 2015). Al haber perturbaciones en alguno de ellos, cambia la profundidad de la nutriclina, lo que a su vez cambia la profundidad del máximo subsuperficial de fitoplancton. De acuerdo con Cullen (2015), el hundimiento del máximo de Cla ocasiona una reducción en la biomasa de fitoplancton y un cambio en la estructura de la comunidad hacia especies más pequeñas de fitoplancton, lo cual tiene efectos de abajo arriba ("bottom-up") en la disponibilidad de alimento y energía en los niveles tróficos superiores.

Por otro lado, el patrón regional descrito arriba no se cumple en ciertas localidades (Figs. 13 y 15), en las cuales se observó la presencia de estructuras de mesoescala, deducidas por las anomalías del campo de velocidad (Figs. 13 y 15). Estas variaciones en las señales superficiales de la Cl*a* y de la TSM deben estar asociadas con los movimientos verticales en el interior de las estructuras. En el interior de un ciclón se espera que exista un afloramiento de agua que traería agua relativamente rica en nutrientes a la superficie desde niveles subsuperficiales, y una condición contraria se espera en un anticiclón (McGillicuddy et al., 1998; Sweeney et al, 2003).

De acuerdo con Zaba y Rudnick (2016), algunos aspectos de la anomalía de surgencia en el periodo cálido 2014-2015 se parecen a los efectos remotos de El Niño previamente observado en la costa de California. Sin embargo, el fuerte flujo de calor superficial y la falta de advección hacia el norte, hace que este periodo cálido 2014-2015 sea distinguible de los eventos previos de El Niño. Adicionalmente, estos autores indican que los cambios locales no estuvieron en sincronía con las condiciones observadas en el ecuador. De acuerdo con el Índice Oceánico de El Niño (ONI, por sus siglas en inglés), las anomalías ecuatoriales de TSM permanecieron de negativas a neutrales desde enero a octubre de 2014. No obstante, los resultados de esta tesis muestran lo contrario. El SOI indica que El Niño inició en junio de 2014, y el transporte para los transectos estudiados, indican la invasión de aguas provenientes del sur. Cabe destacar que

Zaba y Rudnick (2016) reportaron estos hallazgos entre Monterey y Punta Concepción (~37 °N y 35 °N) y no realizaron cálculos de transporte para esa región.

Los procesos biogeoquímicos incluidos en las ecuaciones NPZD (Ecuaciones (1)-(4)), presentaron diferencias importantes durante el periodo analizado (Fig. 20). El pico de la asimilación del nitrógeno por el fitoplancton se presenta en la primavera, resultado de la ocurrencia de las surgencias. En 2014 se presentó una reducción del 70% del pico de la asimilación con respecto al pico del 2013, mientras que en 2015 también ocurrió una reducción, pero ésta fue de un 33%. Para 2016 en el modelo se presenta un pico ligeramente mayor (15%) al de 2013, y más ancho (es decir, que la temporada de mayor crecimiento fitoplanctónico se extendió hasta el verano).



Figura 20. Promedios mensuales de los términos biogeoquímicos de las Ecuaciones (1)-(7), evaluados a partir de las variables de salida e integrados en el volumen de la región de análisis.

De acuerdo a la Fig. 20, la asimilación del nitrógeno por el fitoplancton se contrarresta con la senescencia del fitoplancton. Esto es sorpresivo, ya que debería esperarse que fuera el pastoreo del zooplancton el proceso que más contrarrestara dicha asimilación. Esto se debe a

que los valores de la concentración de zooplancton que arroja el modelo son prácticamente nulos, lo que sugiere que el crecimiento del zooplancton por el pastoreo se encuentra en balance con su mortalidad y su excreción Esto apunta a que la selección de los parámetros de estos términos podría no ser la adecuada para representar la concentración de zooplancton y que sea una variable adecuada para interpretación y no sólo un artificio para cerrar el sistema. Con respecto a los demás términos biogeoquímicos, éstos son de un orden de magnitud menor a la asimilación y la senescencia.

Finalmente, aunque el modelo demostró ser capaz de reproducir muchas de las señales presentes en las observaciones, este es susceptible a diferentes mejoras. Por ejemplo, la serie de tiempo del modelo fue muy corta, para un mejor análisis de las anomalías se recomienda contar con un periodo de tiempo largo, para poder contar con una climatología más robusta. Además el modelo subestimo la TSM, aparentemente debido a algún sesgo en el viento forzante, probablemente asociado con su resolución, por lo que se recomienda explorar otro producto de viento con mayor resolución que sea capaz de estimar de manera adecuada los vientos a lo largo de la costa, y así evitar el exceso de surgencia. Aunado a esto, sería de mucha utilidad explorar el uso de otros reanálisis oceánicos para usar en las fronteras del modelo, y podrían evitarse señales posiblemente espurias, como la de principios de 2016 (sin olvidar que ésta no es congruente con el satélite pero sí con lo reportado en la literatura) o la subestimación de la magnitud de la Corriente de California (Fig. 33a, anexo A). Tal vez mas importante sería contar con mejores valores en la frontera para las variables NPZD, sería necesario encontrar una mejor opción. Además, aunque los parámetros de las ecuaciones NPZD (Ecuaciones (1)-(7)) que se muestran en la Tabla 1 parecen funcionar de manera adecuada, es necesario hacer una revisión de ellos, en especial aquéllos que intervienen en las ecuaciones del zooplancton. No obstante, a pesar de los defectos que presentó el modelo, los resultados obtenidos con él han sido de gran utilidad para mejorar el entendimiento de la respuesta del SCC a una anomalía climática intensa como la del periodo 2014-2015.

De los resultados expuestos en esta tesis, se puede concluir lo siguiente:

- En general el modelo numérico físico-biológico tiende a subestimar la temperatura y a sobreestimar la concentración de fitoplancton, en especial cerca de la costa. No obstante, el modelo logró simular las anomalías de estas variables en algunos episodios.
- El debilitamiento de los vientos favorables a la surgencia (~-30 m³/s/100m) ocasionaron una anomalía negativa de surgencia para el periodo 2014-2015.
- Debido a la anomalía negativa de surgencia, la nutriclina y la termoclina se encontraron más profundas (~ -20 m) durante la duración del periodo anómalo cálido 2014-2105.
- Hubo una reducción de flujo de nutrientes hacia la superficie, debida al hundimiento de la nutriclina, lo que ocasionó anomalías negativas (~ 3 mmol m⁻³) de concentración de fitoplancton.
- 5. El hundimiento de la nutriclina, ocasionó el cambio en la profundidad del máximo subsuperficial de concentración de fitoplancton.
- 6. El índice del SOI no muestra correlación con los transportes paralelos a la costa obtenidos por el modelo, pero sí existe una congruencia cualitativa entre la fase del SOI: en el 2013 una fase positiva del SOI (condiciones de La Niña) correspondió a un transporte hacia el sur, mientras que en el 2014 y 2015 se caracterizaron por una fase negativa del SOI (condiciones de El Niño) y el transporte fue primordialmente hacia el norte.
- 7. Dada la congruencia cualitativa entre los transportes y la fase del SOI, se deduce que la región de estudio se vió principalmente afectada por El Niño, ya que aparentemente El Blob no tuvo efecto dramático en ella, aunque el aumento de la surgencia al final del periodo anómalo pudo provenir del norte.
- Las anomalías cálidas tuvieron una duración de 2.2 años en la región de estudio: de julio de 2014 concluyendo en mayo de 2016.

Literatura citada

- Aiki, H., Richards, K. J., & Sakuma, H. (2011). Maintenance of the mean kinetic energy in the global ocean by the barotropic and baroclinic energy routes: The roles of JEBAR and Ekman dynamics. *Ocean Dynamics*, *61*(5), 675–700. https://doi.org/10.1007/s10236-011-0382-y
- Bond, N. A., Cronin, M. F., Freeland, H., & Mantua, N. (2015). Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE Pacific. *Geophysical Research Letters*, *42*, 3414–3420. https://doi.org/10.1002/2015GL063306.Received
- Cavole, L. M., Demko, A. M., Diner, R. E., Giddings, A., Koester, I., Pagniello, C., ... Franks, P. J. S. (2016). Biological Impacts of the 2013-2015 Warm-Water Anomaly in the Northeast Pacific. *Oceanography*, *29*(2), 273–285. https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.32
- Chavez, F. P., Pennington, J. T., Castro, C. G., Ryan, J. P., Michisaki, R. P., Schlining, B., ... Collins, C. a. (2002). Biological and chemical consequences of the 1997 1998 El Niño in central California waters. *Progress in Oceanography*, 54, 205–232. https://doi.org/10.1016/s0079-6611(02)00050-2
- Chavez, F. P., Strutton, P. G., Friederich, G. E., Feely, R. A., Feldman, G. C., Foley, D. G., & Mcphaden, M. J. (1999). Biological and chemical response of the equatorial pacific ocean to the 1997-98 El Nino. *Science*, 286(5447), 2126–2131. https://doi.org/10.1126/science.286.5447.2126
- Checkley, D. M., & Barth, J. A. (2009). Patterns and processes in the California Current System. *Progress in Oceanography*, 83(1), 49–64. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.028
- Cullen, J. J. (2015). Subsurface Chlorophyll Maximum Layers: Enduring Enigma or Mystery Solved? Annual Review of Marine Science, 7(1), 207–239. https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010213-135111
- Di Lorenzo, E. (2003). Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *50*(14–16), 2371–2388. https://doi.org/10.1016/S0967-0645(03)00125-5
- Di Lorenzo, E., & Mantua, N. (2016). Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave. *Nature Climate Change*, 6(11), 1042–1047. https://doi.org/10.1038/nclimate3082
- Durazo, R. (2009). Climate and upper ocean variability off Baja California, Mexico: 1997-2008.ProgressinOceanography,83(1-4),361-368.https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.043
- Durazo, R. (2015). Seasonality of the transitional region of the California Current System off Baja California. *Journal of Geophysical Research C: Oceans, 120, 1173–1196.* https://doi.org/10.1002/2014JC010405
- Durazo, R., & Baumgartner, T. R. (2002a). Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997–1999. Progress in Oceanography, 54, 7–31. https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00041-1
- Durazo, R., & Baumgartner, T. R. (2002b). Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997 1999. *Progress in Oceanography*, *54*, 7–31.

- Durazo, R., Gaxiola, G., & Garcia, J. (2001). Circulación de la corriente de california frente a baja california: 2000- 2001. *Oceanografía*, 251–260.
- Fasham, M. J. R., Ducklow, H. W., & McKelvie, S. M. (1990). A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *Journal of Marine Research*, 48(3), 591– 639. https://doi.org/10.1357/002224090784984678
- Fedorov, A. V, & Philander, S. G. (2000). Is El Niño Changing ? Science, 288(44).
- Ferrari, R., & Wunsch, C. (2010). The distribution of eddy kinetic and potential energies in the global ocean. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 62(2), 92–108. https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2009.00432.x
- Fiechter, J., Moore, A. M., Edwards, C. A., Bruland, K. W., Di Lorenzo, E., Lewis, C. V. W., ... Hedstrom, K. (2009). Modeling iron limitation of primary production in the coastal Gulf of Alaska. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(24), 2503–2519. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2009.02.010
- Gaxiola-Castro, G., & Durazo, R. (2010). *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997–2007. Diez ...* (First). Retrieved from https://books.google.com.mx/books?id=Ji3FfrrZ1cYC&pg=PA14&lpg=PA14&dq=program a+imecocal+libro&source=bl&ots=_e3xVMeyyH&sig=NybSmqPf0kf8620O-UjoLZmnb-0&hl=en&sa=X&ved=OahUKEwiPtvKErNjZAhUEsFQKHRZRByoQ6AEILzAB#v=onepage&q&f =false
- Goebel, N. L., Edwards, C. A., Zehr, J. P., & Follows, M. J. (2010). An emergent community ecosystem model applied to the California Current System. *Journal of Marine Systems*, 83(3–4), 221–241. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.05.002
- Gómez-Ocampo, E., Gaxiola-Castro, G., Durazo, R., & Beier, E. (2017). Effects of the 2013-2016 warm anomalies on the California Current phytoplankton. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, (July 2016), 0–1. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.01.005
- Gruber, N., Frenzel, H., Doney, S. C., Marchesiello, P., McWilliams, J. C., Moisan, J. R., ... Stolzenbach, K. D. (2006). Eddy-resolving simulation of plankton ecosystem dynamics in the California Current System. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(9), 1483–1516. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.06.005
- Hayward, T. L., & Venrick, E. L. (1998). Nearsurface pattern in the California Current: Coupling between physical and biological structure. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 45(8–9), 1617–1638. https://doi.org/10.1016/S0967-0645(98)80010-6
- Heinle, A., & Slawig, T. (2013). Impact of parameter choice on the dynamics of NPZD type ecosystem models. *Ecological Modelling*, 267, 93–101. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2013.07.019
- Huyer, A. (1983). Coastal upwelling in the California current system. *Progress in Oceanography*, *12*(3), 259–284. https://doi.org/10.1016/0079-6611(83)90010-1
- Jacox, M. G., Hazen, E. L., Zaba, K. D., Rudnick, D. L., Edwards, C. A., Moore, A. M., & Bograd, S. J. (2016). Impacts of the 2015–2016 El Niño on the California Current System: Early assessment and comparison to past events. *Geophysical Research Letters*, 43(13), 7072–7080. https://doi.org/10.1002/2016GL069716

- Kintisch, E. (2015). "The Blob" invades Pacific, flummoxing climate experts. *Science*, 348(6230), 17–18. https://doi.org/10.1126/science.348.6230.17
- Leising, A. W., Schroeder, I. D., Bogard, S. J., Abell, J., Durazo, R., Gaxiola-Castro, G., ...
 Warzybok, P. (2015). State of the California Current 2014–15 : Impacts of the warm-water
 " Blob ." California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations Reports, 56(January), 31–68.
- Lynn, R. J., Baumgartner, T., Garcia, J., Collins, C. a., Hayward, T. L., Hyrenbach, K. D., ... Tegner, M. J. (1998). THE STATE OF THE CALIFORNIA CURRENT, 1997-1998: TRANSITION TO EL NINO CONDITIONS. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations Reports*, 39, 25–49. Retrieved from http://www.mendeley.com/research/the-state-of-the-californiacurrent-19971998-transition-to-el-nino-conditions/
- Lynn, R. J., & Simpson, J. J. (1987). The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012), 92*(C12), 12947–12966. https://doi.org/10.1029/JC092iC12p12947
- McClatchie, S., Goericke, R., Leising, A. W., Auth, T. D., Bjorkstedt, E., Robertson, R., ... Daly, E.
 A. (2016). State of the California Current 2015 16: Comparisons With the 1997 98 El
 Niño. California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations Report, 57, 5–61.
- McGillicuddy, D. J., Robinson, A. R., Siegel, D. A., Jannasch, H. W., Johnson, R., Dickey, T. D., ... Knap, A. H. (1998). Influence of mesoscale eddies on new production in the Saragasso Sea. *Nature*, *394*(1977), 263–265.
- Mcphaden, M. J. (1999). Genesis and Evolution of the 1997–98 El Niño. *Science*, 283(February), 950–954.
- Mellor, G. L., & Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20(4), 851–875. https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851
- Penven, P., Marchesiello, P., Debreu, L., & Lefèvre, J. (2008). Software tools for pre- and postprocessing of oceanic regional simulations. *Environmental Modelling and Software*, 23(5), 660–662. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2007.07.004
- Peterson, W., Robert, M., & Bond, N. (2015). The warm Blob continues to dominate the ecosystem of the northern California Current. *PICES Press*, *21*(2), 44–46.
- Powell, T. M., Lewis, C. V. W., Curchitser, E. N., Haidvogel, D. B., Hermann, A. J., & Dobbins, E. L. (2006). Results from a three-dimensional, nested biological-physical model of the California Current System and comparisons with statistics from satellite imagery. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(7), 1–14. https://doi.org/10.1029/2004JC002506
- Siedlecki, S., Bjorkstedt, E., Feely, R., Sutton, A., Cross, J., & Newton, J. (2016). Impact of the Blob on the Northeast Pacific Ocean biogeochemistry and ecosystems. US Clivar Variations, 14(2), 7–11.
- Sweeney, E. N., McGillicuddy, D. J., & Buesseler, K. O. (2003). Biogeochemical impacts due to mesoscale eddy activity in the Sargasso Sea as measured at the Bermuda Atlantic Timeseries Study (BATS). *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(22– 26), 3017–3039. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2003.07.008

Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram.

Journal of Geophysical Research, *106*(D7), 7183–7192. https://doi.org/10.1029/2000JD900719

- Trenberth, E. K., & Hoar, J. T. (1996). Longest on record. *Geophysical Research Letters*, 23(1), 57–60. Retrieved from http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Longest+on+record#5
- Trenberth, K. E. (1997). The Definition of El Niño. American Meteorological Society, 78(12), 2771–2778.
- Wyrtki, K., Magaard, L., & Hager, J. (1976). Eddy energy in the oceans. *Journal of Geophysical Research*, *81*(15), 2641–2646. https://doi.org/10.1029/JC081i015p02641
- Zaba, K. D., & Rudnick, D. L. (2016). The 2014-2015 warming anomaly in the Southern California Current System observed by underwater gliders. *Geophysical Research Letters*, 43(3), 1241–1248. https://doi.org/10.1002/2015GL067550

Anexo A

A.1 Comparación con observaciones de TSM y Cla satelital

Las imágenes de color del océano de TSM y Cla se obtuvieron del Espectrómetro de Imágenes de Resolución Moderada (MODIS, por sus siglas en inglés), recolectadas por el satélite Aqua de enero del 2013 a diciembre del 2016, las cuales fueron obtenidas del sitio https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3. Se seleccionaron los compuestos mensuales (nivel 3) procesadas con el algoritmo OCI para la Cla. Las imágenes con una resolución de 4 km × 4 km se extrajeron para el dominio del modelo. Con esta información se generaron series de tiempo del periodo 2013-2016. Las anomalías se calcularon tanto para el modelo como para el satélite obteniendo el promedio mensual de los 4 años y restándolo del dato correspondiente de cada mes. Se escogieron cuatro meses representativos de cada estación: enero, abril, julio y octubre. Se realizaron series de tiempo de todo el periodo (2013-2016) de las anomalías del modelo y del satélite.

Dado el origen tan contrastante entre los datos satelitales de clorofila y los resultados del modelo, obtener campos de clorofila (o fitoplancton) del modelo que sean congruentes con los satelitales es una tarea complicada. En este trabajo se tomaron los valores de concentración de fitoplancton del modelo que estuvieran dentro de una "primera profundidad óptica" como un intento de obtener campos horizontales de fitoplancton superficial que fueran más directamente comparables con los datos satelitales. Entonces, en cada tiempo y en cada punto de la malla del modelo se estimó la primera profundidad óptica como

$$Z_{opt} = 1/K_d , (9)$$

donde K_d es un coeficiente de atenuación de la luz, obtenido mediante un ajuste por cuadrados mínimos al perfil de irradiancia *I* de la Ecuación (6). En ausencia de fitoplancton este coeficiente alcanza su máximo valor $K_d=k_z$, donde $k_z=0.067 \text{ m}^{-1}$ es el coeficiente de extinción de luz (vea Tabla 1), a lo que corresponde una profundidad óptica $Z_{opt}=14.9$ m. A manera de ejemplo, la Figura 20 muestra el campo horizontal de la profundidad óptica Z_{opt} para abril de 2013. Se puede observar que cerca de la costa, donde existe el mayor sombreado por la presencia del fitoplancton en la columna de agua, el valor de Z_{opt} puede ser menor de 5 m (ver: http://esa-oceancolour-cci.org/?q=node/180).



Figura 21. Profundidad (m) de la primera profundidad óptica estimada en el modelo y promediada para abril de 2013.

Para una mejor visualización en la comparación con los productos satelitales, los datos de la simulación de concentración de fitoplancton (mmol N m⁻³) se convirtieron a las unidades de la concentración de Cl*a* (mg m⁻³). Estos valores se obtuvieron multiplicando la abundancia de fitoplancton por una relación de Cl*a*:N de 1.325 g Cl*a* mol N⁻¹, la cual está derivada de la relación de Redfield C:N de 106:16 mol C mol N⁻¹ y una relación C:Cl*a* de 60:1 g C g Cla⁻¹ (Fiechter et al., 2009; Cruz-Rico y Rivas, 2018). Cabe destacar que sólo se usó esta conversión para la comparación con los datos del satélite, en los resultados la concentración de fitoplancton mantuvo sus unidades originales (mmol N m⁻³).

A.1.1 Resultados de la comparación de valores de TSM observados y estimados

La variación mensual de la distribución de TSM simulada en el modelo (Figs. 22, 23, 24, y 25 paneles izquierdos) para todos los años (2013-2016) representó bien los patrones de surgencia que se observan con el satélite (Figs. 22, 23, 24 y 25, paneles derechos), así como las diferentes zonas (frías y cálidas) que se presentan en todos los meses. La magnitud de los datos de la TSM simulados por el modelo fueron menores (~1 °C-2 °C), y cerca de la costa la magnitud fue mucho menor (~2 °C-3 °C), es decir que el modelo simuló condiciones de temperatura más bajas. Esto se puede deber a un exceso de surgencia en el modelo cerca de la costa, debido probablemente a una deficiencia de los datos costeros del esfuerzo del viento del NARR que alimentan al modelo, como lo sugiere una prueba que se realizó con datos in situ. Esta prueba consistió en comparar la serie (2013-2016) del esfuerzo del viento estimado a partir de los datos de viento (usando también la parametrización de Smith, 1988; con el anemómetro a 20.2 m de altura) de la boya LJPC1 (disponible en https://www.ndbc.noaa.gov/) ubicada en el muelle de Scripps en La Jolla, CA (32°52'00" N, 117°15'24" W) con la serie del NARR interpolada en esa posición. La comparación mostró que en ese punto costero el esfuerzo del viento (a lo largo de la costa) promedio del NARR es aproximadamente 3 veces mayor que el observado en la estación.

En general, se observó un patrón de la distribución de la temperatura: Temperaturas más frías (~14-17 °C) al norte y fuera de la costa (31-33 °N y 116.5-118 °W), y temperaturas cálidas (~19-22 °C) al sur y fuera de la costa (27-28 °N y 116.5-118 °W), mientras que en la costa se observan temperaturas más bajas, lo cual indica un patrón de surgencia costera característico de la región (Durazo y Baumgartner, 2002).





Figura 22. Comparación de los valores superficiales absolutos de TSM (°C) para 2013 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de(a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre.



Figura 23. Comparación de los valores superficiales absolutos de TSM (°C) para 2014 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre.



Figura 24. Comparación de los valores superficiales absolutos de TSM (°C) para 2015 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre.



Figura 25. Comparación de los valores superficiales absolutos de TSM (°C) para 2016 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre.

Para el año 2014 en el mes de octubre (Fig. 23d) la TSM simulada por el modelo fue menor (~2 °C) que el satélite y para el mes de julio (Fig. 23c) la TSM simulada fue mayor (~1.5 °C). Para el año 2015 el modelo simuló condiciones más cálidas (~1.5 °C) para el mes de julio (Fig. 24c). Para el año 2016 en el mes de octubre (Fig. 25d), el modelo generó condiciones más frías que las observaciones (2 °C).

A.1.2 Resultados de la comparación de valores de Cla observados y estimados

La distribución mensual de la concentración de Cl*a* simulada en el modelo (Figs. 26, 27, 28 y 29, paneles izquierdos) para todos los años (2013-2016), representó bien los patrones de surgencia que se observan en el satélite (Figs. 26, 27, 28 y 29, paneles derechos) y los valores son comparables con los valores *in situ* reportados por Gaxiola-Castro et al. (2010). Sin embargo, existe una sobreestimación de la magnitud de la concentración de Cl*a* (~1-3 mg m⁻³) cerca de la costa, probablemente atribuible al exceso de surgencia que genera el modelo debido a los datos que lo alimentan. De igual manera, se distinguió un patrón en la distribución de Cl*a* (~1 mg m⁻³) fuera de la costa (~31-32.2 °N y 118 °W) para los meses de abril (Figs. 26b, 27b, 28b, 29b) y julio (Figs. 26c, 27c, 28c, 29c). Así mismo es muy claro cómo la distribución espacial de la Cl*a* en la región responde básicamente a procesos de surgencias costeras principalmente durante primavera (abril) y verano (julio) (Gaxiola-Castro y Durazo, 2010).



Figura 26. Comparación de los valores superficiales absolutos de concentración de Cla (mg m⁻³) para **2013 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho)**. Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre.



Figura 27. Comparación de los valores superficiales absolutos de concentración de Cla (mg m⁻³) para 2014 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre.



Figura 28. Comparación de los valores superficiales absolutos de concentración de Cla (mg m⁻³) para 2015 entre el modelo (panel izquierdo) y el satélite MODIS aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre.



Figura 29. Comparación de los valores superficiales absolutos de concentración de Cla (mg m⁻³) para 2016 entre el modelo (panel izquierdo) y el sensor MODIS-Aqua (panel derecho). Los incisos corresponden a los meses de (a) enero (b) abril (c) julio y (d) octubre.

A.2 Diagramas de Taylor

Se cuantificó la fidelidad del modelo por medio de un diagrama de Taylor, el cual presenta gráficamente el coeficiente de correlación, la desviación estándar y el error cuadrático medio entre los datos simulados y los datos observados (Gruber et al., 2006).

El error cuadrático medio (RMSD, por sus siglas en inglés) muestra el error total del modelo, corresponde al cálculo de la raíz cuadrada del promedio de las diferencias al cuadrado de cada uno de los valores del modelo y de la observación. Mientras menor sea el valor de RMSD, menor será el error del modelo (Taylor, 2001).

La desviación estándar (DE) corresponde a la raíz cuadrada de las diferencias entre los valores, ya sea del modelo o las observaciones, con respecto a su media elevadas al cuadrado. Se utiliza para medir la cantidad de variabilidad en el modelo o las observaciones, mientras mayor sea el valor de la desviación estándar, mayor será la variabilidad (Taylor, 2001).

El coeficiente de correlación (CC) establece la relación lineal entre los datos del modelo y los datos de la observación (se acota entre 1 y -1) (Taylor, 2001). En este trabajo se tomó como buena correlación los valores mayores a 0.5.

Se realizaron diagramas de Taylor para la TSM y para la altura de la superficie del mar (SSH, por sus siglas en inglés). Los datos de SSH se tomaron de la página de Archivo, Validación, e Interpretación de Datos Oceanográficos Satelitales (AVISO, por sus siglas en francés) (https://www.aviso.altimetry.fr), con una resolución espacial de 0.25° y una resolución temporal de 1 día. Los datos de TSM se tomaron del producto multi-sensor de temperatura superficial producido por el *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSST), disponible a través del sitio del PODAAC-NASA: https://podaac.jpl.nasa.gov/. Éste es un producto de nivel 4 de procesamiento (reprocesado para eliminar huecos), con una resolución temporal de 1 día y una resolución espacial de 0.09° (~ 9 km). Para cada variable, se realizaron series de tiempo diarias y se promediaron en el tiempo.

En los diagramas, la distancia radial desde el origen indica la DE y la dirección azimutal representa al CC. El RMSD está dado por la distancia entre el punto definido por el patrón modelado y el patrón observado (Fiechter et al., 2009; Goebel et al., 2010; Gruber et al., 2006).

A.2.1 Resultados del diagrama de Taylor para la altura del nivel del mar (SSH)



Figura 30. Diagrama de Taylor para la SSH (m) superficial del modelo y las observaciones satelitales de AVISO.

La bondad de nuestro análisis para la SSH está definida por la observación y está representada por el punto marcado en la Fig. 30 como *observación* con un valor de CC=RMSD=1. El punto marcado como *Modelo* representa las estadísticas de la SSH para todo el dominio del modelo y se puede encontrar en la intersección de DE=0.04 m y CC=0.53. Los valores están en metros (m).

El modelo subestimó la variabilidad temporal (*i.e.*, desviación estándar) aproximadamente 20% menos (0.04 m) de la desviación estándar observada (0.06 m). El RMSD del modelo fue de 0.058 m, lo que indica que existe una diferencia promedio de casi 6 cm entre el SSH observado y el SSH modelado.

A.2.2 Resultados del diagrama de Taylor para la temperatura superficial del mar (TSM)



Figura 31. Diagrama de Taylor para la TSM (°C) superficial del modelo y las observaciones de GHRSST.

La bondad de nuestro análisis para la TSM está definida por la observación y está representada por el punto marcado en la Fig. 31 como *observación* con un valor de CC=RMSD=1. El punto marcado como *Modelo* representa las estadísticas de la TSM para todo el dominio del modelo y se puede encontrar en la intersección de DE=2.4 °C y CC=0.69. Los valores están en grados Celsius (°C). El modelo sobrestimó la variabilidad temporal (*i.e.*, desviación estándar) aproximadamente 0.01% más (2.46 °C) de la desviación estándar observada (2.39 °C). El RMSD del modelo fue de 1.9 °C, lo que indica que existe una diferencia promedio de casi 1.9 °C entre la TSM observada y la TSM modelada. El modelo es significativamente más frío.

A.3 Sesgo

Para cuantificar el sesgo del modelo, se realizó una comparación entre los datos modelados (TSM y SSH) y los datos observados. Se restaron los datos diarios modelados menos los datos diarios observados y con el resultado se realizó un promedio temporal. Un resultado positivo o negativo indica sobreestimación o subestimación de los datos del modelo respectivamente.



Figura 32. Sesgo de SSH (m) y TSM (°C) entre los datos del modelo y las observaciones de AVISO y GHRSST. (a) Sesgo para SSH y (b) Sesgo para TSM.

La SSH (Fig. 32a) del modelo se encontró entre valores de -0.05 a 0.05 m con respecto a la observación. Estas diferencias son mucho más pronunciadas en la región de la CC (más allá de la plataforma continental). Se observaron diferencias positivas (~0.05 m) hacia la plataforma y negativas (~-0.05) hacia aguas más profundas, con un eje de valores nulos (cercanos a 0) paralelo a la costa, entre estas franjas positiva y negativa. Esto sugiere que el flujo geostrófico asociado a la CC es más débil en el modelo. Esto puede estar asociado a una subestimación de este flujo en los datos de la frontera norte, debido a que el GODAS tiende a suavizar los gradientes (nivel del mar e isopicnas) que definen a la CC. Esta subestimación podría tener implicaciones en las condiciones termohalinas en el dominio del modelo, debido a una menor llegada de agua subártica.

La TSM (Fig. 32b) se encontró subestimada (media= -3 °C), esto implica que el modelo tiende a ser más frío que las observaciones especialmente cerca de la costa. Esto podría estar atribuido a un exceso de surgencia, debido a una sobreestimación del viento a lo largo de la costa, provenientes del NARR. Es posible que la resolución del NARR (25 km) no sea suficiente para resolver adecuadamente la costa. Fuera de la costa (31 °N y 118 °W), el modelo sobreestimó la TSM por 0.5 °C.

A.4 Energía cinética turbulenta y Energía cinética del flujo medio

Para medir el comportamiento del modelo referente a la circulación oceánica y procesos de mesoescala, se calculó la energía cinética del flujo medio (MKE, por sus siglas en inglés) y la energía cinética turbulenta (EKE, por sus siglas en inglés), es decir aquélla asociada a las fluctuaciones con respecto a dicho flujo medio. Así, la velocidad del flujo se puede dividir en dos componentes: una asociada con la media en el tiempo y la otra asociada con las fluctuaciones, es decir:

$$\mathbf{u} = \overline{\mathbf{u}} + \mathbf{u}' \tag{10}$$

donde \overline{u} es la componente del flujo medio y u' es la componente turbulenta (*i.e.*, de las fluctuaciones; Ferrari y Wunsch, 2010).

Entonces, la EKE se define como la energía asociada con la parte turbulenta del flujo y se calcula de la siguiente manera:

$$EKE = \frac{1}{2} (U^2 + V^2),$$
(11)

donde U es la componente zonal de la anomalía de la corriente geostrófica y V es la componente meridional.

La EKE tiende a ser mayor cuando la MKE es más fuerte, es decir que los remolinos tienden a extraer su energía de la circulación media (Wyrtki et al., 1976).

La MKE se define como la energía asociada con el flujo medio y se calcula de la siguiente manera:

$$MKE = \frac{1}{2} \left(\overline{U}^2 + \overline{V}^2 \right)$$
(12)

donde \overline{U} es la componente zonal promedio y \overline{V} es la componente meridional de la velocidad geostrófica promedio (Aiki et al., 2011; Wyrtki et al., 1976).

Tanto para la EKE como para la MKE se restaron los datos de las observaciones de los datos del modelo, y se obtuvo un promedio en el tiempo. Los datos se normalizaron con respecto a las observaciones.



Figura 33. Energía cinética turbulenta (EKE) y Energía cinética del flujo medio (MKE) entre los datos del modelo y las observaciones de AVISO. (a) EKE y (b) MKE.

En la región norte, la EKE (Fig. 33a) del modelo fue más fuerte (se sobreestimó por más del 100%). Este exceso de energía cinética, puede ser debido principalmente a dos razones: El modelo resolvió la dinámica de mesoescala e incluso submesoescala (remolinos y filamentos) en la región de la Ensenada del sur de California (SCB, por sus siglas en inglés) (*e.g.,* Di Lorenzo, 2003), a diferencia del producto satelital el cual tendría dificultades para resolver el nivel del mar en esa región. 2) El esfuerzo del viento del NARR pudo estar subestimado en esta región. No obstante al sur de los 31 °N, el modelo subestimó la energía cinética (hasta en un 100%).

En cuanto a la MKE (Fig. 33b), en el norte sucedió algo similar que en el EKE en el que el flujo en la SCB y región adyacente fue más intenso en el modelo con respecto a lo que diagnosticó el producto satelital. Sin embargo, es probable que el producto satelital no resolvió la región de SCB. Y nuevamente es posible que hubiera una sobreestimación por parte de los datos del esfuerzo del viento del NARR, lo que implicaría un exceso de energía cinética inducido por el campo de viento. Se observó además al noroeste de Punta Eugenia una región en la que el flujo medio del modelo fue mayor a las observaciones, probablemente asociado a estructuras de mesoescala que están mejor resueltas en el modelo que en el producto satelital.

A.5 Comparación con secciones verticales de temperatura

A partir de los datos de temperatura de la campaña IMECOCAL para mayo 2013 se realizó una sección vertical a lo largo de la línea 100 (transversal a la costa). Estos datos fueron interpolados por medio de una interpolación lineal. Sobre la sección de temperatura se indicó la profundidad de la base de la capa de mezcla. Esta profundidad se obtuvo como el punto más distante desde la superficie en el que el gradiente térmico vertical $dT/dz \le 0.01^{\circ}$ C/m.



Figura 34. Sección vertical de temperatura (a) observada y (b) modelada (°C) a lo largo de la línea 100 de IMECOCAL en la campaña de mayo de 2013. La línea gris indica la profundidad de la capa de mezcla. Las líneas negras verticales en el panel (a) corresponden a los puntos de observación. (c) Perfil promedio de las temperaturas de los paneles (a) y (b). Las barras de error indican la desviación estándar.

El modelo y la observación diagnosticaron datos muy similares por arriba de los 50 m (entre 14 °C y 16 °C), la estratificación del modelo siguió la misma tendencia que la observación. La termoclina se encontró adecuadamente posicionada a profundidades similares a la observación, sin embargo el modelo tiende a ser más frío (~2 °C). La profundidad de la capa de mezcla se posicionó congruentemente en ambas secciones. En la plataforma continental la temperatura estuvo mejor resuelta en el modelo con respecto al muestreo, por que lo que se observa en el modelo la inclinación de las isotermas hacia la costa.

Por otro lado, se comparó la estructura vertical de la temperatura y del nitrato entre la climatología mensual del modelo numérico y la climatología (media analizada objetivamente) del banco de datos del Centro Nacional de Datos Oceanográficos (NODC, por sus siglas en inglés), disponible a través de su página: <u>https://www.nodc.noaa.gov/</u>. De manera similar a como se realizó la sección de la Fig. 34, los datos del modelo y del NODC se interpolaron a lo largo de la línea 100 de IMECOCAL y estos valores se promediaron en la horizontal para obtener perfiles promedio (con sus respectivas desviaciones estándares). La Fig. 35 muestra estos perfiles promedio para 4 diferentes meses a lo largo del año.



Figura 35. Perfiles verticales promedio de temperatura (a-d) y de nitrato (e-h), de la climatología del NODC y de la climatología 2013-2016 del modelo numérico, a lo largo de la línea 100 de IMECOCAL para los meses de enero, abril, julio y octubre. Las barras de error indican la desviación estándar.
Existe una buena congruencia entre la temperatura del modelo y la del NODC. En el mes de verano (julio), la temperatura del modelo es ~1-2 °C en los primeros 100 m por debajo de la superficie. En el mes de otoño (octubre) esta diferencia se observa solamente entre los 50 m y 100 m de profundidad, en superficie los valores entre ambos perfiles es muy similar. En el caso del nitrato, tanto en el modelo como en los observados (datos del NODC) los valores son nulos en los primeros 50 m por debajo de la superficie. Entre los 80 m y los 180 m de profundidad el modelo subestima la concentración de nitrato hasta por 10 mM (en octubre), y por debajo de los 200 m los sobreestima hasta por 20 mM (en octubre). Esta sobreestimación es resultado de una nutriclina más marcada y más somera en el modelo.

Vale la pena mencionar que los datos del NODC tienden a ser muy suavizados dadas las escalas de correlación usadas en el análisis objetivo con el que se generaron, las cuales tienen que ser amplias (del orden de cientos de km) para poder interpolar adecuadamente los datos observados dispersos en su malla regular. Esto hace que su desviación estándar sea pequeña, a diferencia de la del modelo el cual resuelve estructuras de mesoescala. Otra limitante de los datos del NODC es que no resuelven las regiones costeras, lo que también hace que su variabilidad sea menor. No obstante, estos datos sirven de referencia sobre la estructura vertical que debe mostrar el modelo.

Anexo B

B.1 Variación estacional de las anomalías superficiales

En la Fig. 36 se muestran las anomalías de TSM, concentración de Cl*a* y concentración de NO₃ para el año 2013. Para el mes de enero existió una anomalía negativa de TSM (-2 °C) y anomalías positivas de concentración de Cl*a* (~2-2.5 mmol m⁻³) cerca de la costa y concentración de NO₃ (~ 0.5 mmol m⁻³) cerca de la costa. Para el mes de abril no se observaron anomalías de TSM. Hubo una anomalía positiva de fitoplancton al sur de la región (~28-30 °N) y negativa al norte (~33 °N), así como una alta concentración de NO₃ cerca de la costa. En julio se observaron temperaturas no anómalas (cercanas a la climatología) en la costa, con excepción de una anomalía negativa (-1 °C) al norte de la región (~31-33 °N) y para toda la región fuera de la costa. Existió una anomalía negativa (-2 mmol m⁻³) de fitoplancton en la costa. Las condiciones de NO₃ se observaron normales. Finalmente para octubre la anomalía de TSM fue baja (-1 °C) para todo el dominio, la anomalía de fitoplancton fue baja en la región costera (~2 mmol m⁻³) y una anomalía casi imperceptible (0.2 mmol m⁻³) de NO₃ cerca de la costa.



Figura 36. Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cla (mmol m⁻³) y (c) concentración de NO₃ (mmol m⁻³) para el año 2013. Las anomalías corresponden a los meses de enero, abril, julio y octubre.



Figura 37. Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cla (mmol m⁻³) y (c) concentración de NO₃ (mmol m⁻³) para el año 2014. Las anomalías corresponden a los meses de enero, abril, julio y octubre.



Figura 38. Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cla (mmol m⁻³) y (c) concentración de NO₃ (mmol m⁻³) para el año 2015. Las anomalías corresponden a los meses de enero, abril, julio y octubre.



Figura 39. Distribución espacial de las anomalías superficiales de (a) TSM (°C), (b) concentración de Cla (mmol m⁻³) y (c) concentración de NO₃ (mmol m⁻³) para el año 2016. Las anomalías corresponden a los meses de enero, abril, julio y octubre.

En la Fig. 37 se muestran las anomalías para el año 2014. En el mes de enero existió una anomalía positiva (~1-1.5 °C) de TSM cercana a la costa, la concentración de Cl*a* fue baja (~-2 mmol m⁻³), así como el NO₃ (-0.5 mmol m⁻³). En abril no se observaron anomalías de TSM pero se presentaron remarcablemente bajas concentraciones de Cl*a* (3.5 mmol m⁻³) y NO₃ (-1 mmol m⁻³). En julio se observó una anomalía de TSM positiva fuera de la costa, pero no hubo anomalías de Cl*a* ni de NO₃. En octubre existió una condición cálida (1.5 °C) de TSM para todo el dominio, una baja concentración de Cl*a* (-1 mmol m⁻³) cercana a la costa y condiciones normales de NO₃.

En la Fig. 38 se muestran las anomalías para el año 2015. En el mes de enero ocurrió una anomalía positiva de TSM (1 °C) cercana a la costa, una anomalía costera negativa de Cla (~3 mmol m⁻³), así como de concentración de NO₃, (-2.5 mmol m⁻³). Durante el mes de abril, no hubo anomalía de TSM, pero sí una anomalía positiva de Cla (~2-2.5 mmol m⁻³) al norte de la región (~31-33 °N). En cuanto al NO₃ existió una anomalía positiva costera (~2-3 mmol m⁻³) para el centro de la región (~30 °N) y una negativa (~-2 mmol m⁻³) para el sur (~28.5 °N). En julio no se observó anomalía de TSM ni de concentración de NO₃, sin embargo existió una anomalía positiva (~2-3 mmol m⁻³) costera de Cl*a* para el centro de la región (~30 °N). Finalmente en octubre la anomalía de TSM fue positiva (1-2 °C) para todo el dominio, negativa (~-1 mmol m⁻³) para la concentración de Cl*a* en la costa y no se observó para NO₃.

En la Fig. 39 se muestran las anomalías para el año 2016. Durante el mes de enero la anomalía de TSM en la costa fue negativa (-0.5 °C) y positiva fuera de la costa (0.8 °C). La anomalía de concentración de Cl*a* fue positiva (~2-3 mmol m⁻³) en la costa, así como para concentración de NO₃ (~1 mmol m⁻³). Durante el mes de abril la TSM permaneció positiva fuera de la costa y a diferencia del mes de enero, se volvió positiva en la costa. La concentración de Cl*a* se intensificó en la costa alcanzando valores de 3 mmol m⁻³, lo cual se vio reflejado en la concentración de NO₃ donde se volvió negativa (-1 mmol m⁻³) en la costa. Durante julio se vieron condiciones similares al mes de abril, un poco más intensa la anomalía de TSM y más débil para la Cl*a*, sin embargo no existió anomalía de NO₃. Finalmente en octubre se observaron condiciones contrarias: anomalía negativa de TSM (-1.5 °C) y se intensificó la anomalía de Cl*a* (3-4 mmol m⁻³). La anomalía de NO₃ permaneció nula.