

TESIS DEFENDIDA POR  
**Gilberto Jerónimo Moreno**  
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

---

Dr. José Gómez Valdés  
*Director del Comité*

---

Dr. Bertha Eugenia Lavaniegos Espejo  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Francisco Javier Ocampo Torres  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Julio Sheinbaum Pardo  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Reginaldo Durazo Arvizu  
*Miembro del Comité*

---

Dr. Luis Zavala Sansón  
*Coordinador del programa de  
posgrado en Oceanografía Física*

---

Dr. Edgar Gerardo Pavía López  
*Director de Estudios de Posgrado*

26 de marzo de 2007

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
DE ENSENADA**



---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

---

**VARIABILIDAD TERMOHALINA DE LA CAPA SUPERIOR DEL OCÉANO EN LA  
REGIÓN SUR DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta:

GILBERTO JERÓNIMO MORENO

Ensenada, Baja California, México, Marzo del 2007.

**RESUMEN** de la tesis de **GILBERTO JERÓNIMO MORENO**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California. Marzo 2007.

**VARIABILIDAD TERMOHALINA DE LA CAPA SUPERIOR DEL OCÉANO EN LA REGIÓN SUR DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA**

Resumen aprobado por:

Dr. José Gómez Valdés  
Director de Tesis

En su capa superior, el océano intercambia momento, calor y masa con la atmósfera. La dinámica del océano modifica los procesos de intercambio en dicha capa. Por ello, estudios sobre la capa superior de los océanos han sido de particular interés en oceanografía. Utilizando observaciones de alta resolución (1 m) de la columna de agua, en este trabajo se investigan las propiedades de la capa de temperatura constante y de la capa de densidad constante en la región sur de la Corriente de California, así como su variabilidad estacional e interanual. Los datos empleados se obtuvieron de treinta y dos cruceros realizados en el periodo 1997 - 2005 en la red de estaciones del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL). Enero, abril julio y octubre de cada año fueron los meses de muestreo.

Métodos oceanográficos tradicionales de análisis de datos escalares fueron adaptados para la cobertura espacio-temporal del programa IMECOCAL, y se ensayaron nuevos. Las profundidades de la capa de temperatura constante y de la de densidad constante fueron obtenidas por dos métodos distintos encontrados en la literatura, además se desarrolló uno nuevo basado en estadística Bayesiana. Para cada crucero, y cada estación, los datos de temperatura y salinidad se integraron desde la base de la capa de densidad constante hasta la superficie. Además del tradicional uso de análisis armónico, con Funciones Empíricas Ortogonales fue posible identificar la variabilidad estacional e interanual contenida en los datos. Para la generación de mapas de los campos escalares, se implementó el método de análisis objetivo. Las escalas de correlación óptimas de cada variable fueron calculadas, en general  $L_Y \sim 110$  km y  $L_X \sim 90$  km, en dirección paralela y perpendicular a la costa, respectivamente. El método se validó por medio de ensayos Monte Carlo. Esta es la primera vez que se reporta este tipo de validación en estudios de interpolación objetiva.

La profundidad de la capa de densidad constante (PCD) fue mayor que la profundidad de la capa de temperatura constante (PCT), lo que implica que el flujo neto de calor puede alcanzar una profundidad mayor que la posición de la termoclina estacional. La PCD y la

PCT alcanzaron su máximo en enero, 60 m y 40 m, respectivamente y su mínimo en julio, 20 m y 15 m, respectivamente. Se probó, con un modelo numérico unidimensional, que a primer orden la variación estacional de las capas estuvo relacionada a las variaciones locales del esfuerzo del viento y del flujo de calor neto por la superficie. En cambio, su variabilidad interanual estuvo relacionada con fenómenos de escala grande. Debido a los efectos de El Niño 1997 - 1998, la PCD y la PCT fueron anómalamente profundas, 90 m y 86 m, respectivamente, durante enero de 1998. Lo que indica que durante eventos fuertes de El Niño la desigualdad entre la PCD y la PCT tiende a un mínimo.

Del promedio vertical (integración) de las propiedades termodinámicas en la PCD, se encontró que en la región de estudio las variables termodinámicas en la capa superior del océano presentan tres zonas de comportamiento distinto, al norte de  $27^{\circ}$  N en donde la variabilidad es mínima, una región central entre  $26^{\circ}$  N y  $27^{\circ}$  N en donde la variabilidad es intermedia, y al sur de los  $26^{\circ}$  N en donde la variabilidad es máxima. Sólo a escala estacional se establecen frentes de temperatura, salinidad y densidad entre  $25^{\circ}$  N y  $27^{\circ}$  N. En promedio, los frentes se observan en la salinidad y en la temperatura, pero no en la densidad. Resultado que sugiere que en ésta región los gradientes de temperatura se compensan con los gradientes de salinidad. La variabilidad espacial reveló que la actividad de mesoescala para la salinidad es más intensa que para la temperatura y para la densidad, lo que sugiere que la variabilidad de mesoescala de la densidad es controlada por la salinidad. Durante abril, cuando la Corriente de California y las surgencias costeras se intensifican, tanto la temperatura como la salinidad tuvieron su valor mínimo. Durante octubre, cuando el flujo neto de calor alcanza un máximo y tanto la Corriente de California como las surgencias se debilitan, la temperatura alcanzó su valor máximo. El máximo de salinidad se presentó en enero, cuando la Corriente de California presumiblemente se colapsa. La variabilidad interanual de las propiedades integradas en la PCD parece que está relacionada con los ciclos El Niño-Oscilación del Sur (ENSO); probablemente también con pulsos de advección anómala de agua subártica.

Del análisis de superficies isopícnicas cercanas a la piconclina, se encontró que, en concordancia con el balance geostrófico, la superficie promedio de  $25\sigma_{\theta}$  estuvo inclinada, con la parte más somera (38 m) cerca de la costa y la parte más profunda (68 m) mar adentro. El área más lejana de la costa se encontró dominada por remolinos. La variabilidad de los campos termodinámicos a lo largo de esta isopícnica fue consistente con los resultados de variabilidad de la temperatura y la salinidad en la capa de mezcla. La diferenciación de las zonas fue corroborada mediante análisis de gradientes de temperatura y de salinidad, y mediante perfiles verticales medios.

En enero y abril, cuando las diferencias entre la profundidad de la superficie  $25\sigma_{\theta}$  y la PCD fueron menores que 30 m, los gradientes de temperatura y los gradientes de salinidad tendieron a compensarse ( $0.8 \leq R \leq 1.2$ ), donde R es la razón de densidad. Esto es consistente con la teoría que sugiere que los mecanismos de compensación en la capa

de mezcla son función de los gradientes horizontales de densidad. En julio y octubre, la profundidad de la superficie de  $25 \sigma_\theta$  fue mayor que la PCD y  $1.2 < R \leq 1.8$ . Además, en el periodo más intenso de El Niño 1997-1998 resultó  $R > 1.8$  en casi toda la región de estudio. Resultados que están en concordancia con la teoría que sustenta que los transportes de sal y calor son proporcionales a la flotabilidad. Se confirmó que frentes termohalinos producidos por la confluencia de la masa de agua de origen subártico con la masa de agua de origen ecuatorial generaron áreas de compensación frente a Punta Eugenia.

Al estar analizando la variabilidad de la base de la piconclina, se descubrió un remolino anticiclónico subsuperficial con las mismas características que la masa de agua de la Contracorriente Subsoperficial. El núcleo del remolino fue cuasi-circular con radio de 35 km y anchura de 250 m. La máxima velocidad tangencial fue  $\sim 3 \text{ cms}^{-1}$ . La masa de agua del núcleo del remolino estuvo caracterizada por una temperatura potencial de  $11 \text{ }^\circ\text{C}$ , una salinidad de 34.5, y oxígeno disuelto de  $1.4 \text{ ml}^{-1}$ . El remolino subsuperficial se propagó hacia el oeste. El remolino cálido subsuperficial puede transportar agua de relativamente alta salinidad de origen bajacaliforniano hasta el giro subtropical del Pacífico Norte.

En la parte más sureña de la Corriente de California, a escala estacional la variabilidad de la capa superior del océano está regulada no sólo por el intercambio de propiedades con la atmósfera sino también por los patrones de circulación, remolinos y mezcla, en cambio, a escala interanual los procesos de escala grande, por ejemplo ENSO, modulan su variabilidad. Esto último resulta de particular importancia para el estudio de fenómenos globales, por ejemplo el calentamiento de la tierra, ya que indica que la capa superior del área de estudio registrará las alteraciones que experimenten las masas de agua subártica (cerca del polo) y ecuatorial (cerca del ecuador) por el incremento de la temperatura.

Palabras clave: capa de mezcla, remolino subsuperficial, parte sur de la Corriente de California.

**ABSTRACT** of the thesis presented by **GILBERTO JERÓNIMO MORENO**, as a partial requirement to obtain the DOCTOR OF SCIENCE degree in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California. March 2007.

## **THERMOHALINE VARIABILITY IN THE UPPER OCEAN OF THE SOUTHERN REGION OF THE CALIFORNIA CURRENT**

In its upper layer, the ocean exchanges momentum, heat, and mass with the atmosphere. The ocean dynamics modifies the interchange processes in this layer. For this reasons, studies of the upper layer of the oceans have been of particular interest in oceanography. Using observations of high resolution (1 m) of the column of water, in this work the causes of the inequality between the layer of constant temperature and the layer of constant density in the southern region of the Current of California - the Eastern Boundary Current better known -, are investigated, and also their seasonal and interannual variability. The data are of thirty-one surveys carried out in the period 1997 - 2005 in the station plan of the program Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL). The sampling interval is three months (January, April July, and October), approximately.

Traditional oceanographic methods for scalar data were adapted for the space-time coverage of the IMECOCAL program, and new methods were developed. The depths of the layers of constant temperature and constant density were obtained by two different methods found in the literature, besides we developed a new one based on Bayesian statistics. For each survey, and each station, the data of temperature and salinity were integrated from the bottom of the layer of constant density to the surface. Besides the traditional use of harmonic analysis, with Empirical Orthogonal Functions was possible to identify the seasonal and interannual variability content in the data. For the generation of maps of the scalar fields, the method of objective analysis was implemented. The optimum correlation scales, in perpendicular and parallel direction to the coast, respectively, in general were  $L_y \sim 110$  km and  $L_x \sim 90$  km. The method was validated by Monte Carlo test. It is the first time that this type of validation is shown in objective analysis studies.

The depth of the layer of constant density (PCD) was greater that the depth of the layer of constant temperature (PCT), what implies that the net heat flux can reach a greater depth that the position of the thermocline. The PCD and the PCT reached its maximum in January, 60 m and 40 m, respectively, and its minimum in July, 20 m and 15 m, respectively. It was tested, with a one-dimensional numerical model, that to first order seasonal variations of the depths of the layers were related to the local variations of wind stress and net heat flux by the surface. On the other hand, their internannual variability was related to external forcing. Due to the effects of El Niño 1997-1998 in the area of study, during January of 1998 the PCD and the PCT were anomalously deep, 90 m and 86 m, respectively, which indicates that during strong events of El Niño the PCD and PCT's difference goes to a minimum.

With respect to the vertical mean (integration) of the thermodynamic properties in the PCD, in the study area results that the thermodynamic variables in the ocean upper layer shows three zones of different behavior, at north of 27° N where the variability is minimum, a central region between 26° N and 27° N where the variability is intermediate, and south of 26° N where the variability is maximum. Only on seasonal scale fronts of temperature, salinity and density between 25° N and 27° N are present. In average, the fronts are observed in salinity and temperature, but not in density. Results that suggests that in this region the temperature gradients compensates with the salinity gradients. The space variability revealed that the mesoscale activity for the salinity is more intense than for temperature and density, which suggests that the mesoscale variability of the density is controlled by de salinity variability. In April when both the California Current and the coastal upwelling system intensify, both temperature and salinity reached its seasonal minimum. During October when the net heat flux maximum occurs and both the California Current and coastal upwelling weakens, temperature reached its seasonal maximum. The maximum of salinity occurred in January, when the countercurrents are enhanced. The interannual variability of the properties integrated in the PCD seems to be related to the cycles of El Niño-Southern Oscillation (ENSO); probably also with anomalous advection of subarctic water.

With respect to the analysis of isopycnal surfaces close to the PCD, it was found that in agreement with geostrophic balance, the mean 25  $\sigma_\theta$  surface was inclined, with the shallower part (38 m) inshore and the deeper part (68 m) offshore. Further from the coast was dominated by eddies. The variability of the thermodynamic fields revealed the presence of three zones: the northern (29-31°N) low variability, the southern (25 - 27.5° N) high variability and the central zone with moderate variability. The distinction of the three zones was corroborated by analysis of temperature and salinity gradients as well as by *in situ* vertical profiles.

In January and April, when the differences between the 25 surface potential density and the PCD were < 30 m, temperature and salinity gradients tend to be compensated ( $0.8 \leq R \leq 1.2$ ). This is consistent with the theory that suggests that the compensation mechanisms in the mixed layer are function of the horizontal density gradients. On the other hand, in July and October, the depth of the 25 surface potential density was greater than the PCD  $1.2 < R \leq 1.8$ , furthermore, in the stronger El Niño 1997-1998 there was  $R > 1.8$  in almost all the study area. Results that are in agreement with the theory that suggests that the salt and heat transports are proportional to the buoyancy in the thermocline. Termohaline fronts produced by the confluence of subarctic and equatorial water masses generated areas of compensation off Punta Eugenia.

While we were analyzing the variability of the bottom of the pycnocline, a subsurface anticyclonic eddy was discovered. The eddy had the same water mass characteristics that the water mass of the California Undercurrent. The core of the eddy was quasi-circular with radii of 35 km and thickness of 250 m. The maximum swirl velocity was  $\sim 3 \text{ cms}^{-1}$ . The water mass of the core of the eddy was characterized by potential temperature of 11°

C, salinity of 34.5, and dissolved oxygen of  $1.4 \text{ ml}^{-1}$ . The subsurface eddy propagated westward. The subsurface warm-eddy could transport relatively saline water into the Pacific North subtropical gyre.

In the southern part of the Current of California, seasonal variability of the upper layer of is not only regulated by the exchange of properties with the atmosphere but also by circulation, eddies, and mixing. On the contrary, interannual variability is regulated by basin-scale processes, e.g. ENSO. This results are very important because of it is possible to study the impact of global warming, since the upper layer of the study area will register the perturbations of the subarctic and equatorial water mass by the raising of temperature.

Keywords: mixed layer, subsurface eddy, southern part of the California Current

## DEDICATORIA

En virtud de que la madre natura nos muestra que los argumentos cuya lógica es impecable conducen a demostraciones que perduran por todos los tiempos, me limito aquí a mencionar a quien con profundo cariño, admiración y respeto dedico el andar del remanente universal que represento, omitiendo los versos para con profunda humildad intentar llevarlos a los hechos y así, quede escrita la demostración de mi amor.

A Laura Arroyo Pedraza, mi compañera.

Guillermina Moreno Vázquez, mamá.

Gilberto Jerónimo Mateo, papá.

Yasser Jerónimo Moreno, hermano.

Josefina Moreno Vázquez, madrina.

Arturo Martínez Romero, padrino.

A los amigos con quienes la bohemia nos embriaga de existencia.

## AGRADECIMIENTOS

Al Dr. José Gómez Valdés, por su guía incondicional en muchos de los sentidos que la existencia tiene, en particular por introducirme a las entrañas de los flujos reales de la ciencia. A la Dr. Bertha Eugenia Lavaniegos Espejo, al Dr. Francisco Ocampo Torres, al Dr. Julio Schienbaum Pardo y al Dr. Reginaldo Durazo Arvizu por compartir la riqueza de su sabiduría y su ambiciosa guía en el camino del conocimiento. A todos los miembros del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) por el apoyo recibido en todo momento. Al pueblo de México, que por medio del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología confiaron en mi capacidad y financiaron esta investigación. Con cariño a Lupita Rodríguez, Tere Agüero, Lina Zúñiga, Lupita Pacheco, Elvia Serrano, Julieta Castro y Dolores Sarracino por todas sus amables atenciones, paciencia y dedicación. Al grupo de neurocirugía de la clínica 20 del IMSS en Tijuana, en particular al neurocirujano Dr. José Mendoza.

## CONTENIDO

|   | <b>Página</b> |
|---|---------------|
| Contenido.....  | viii          |
| Lista de figuras.....   | x             |
| Lista de tablas.....  | xiii          |
| <b>I. Introducción.....</b>   | <b>1</b>      |
| <b>II. Variación estacional e interanual de la profundidad de la capa de temperatura constante y la capa densidad constante en la región sur de la Corriente de California.....</b> | <b>9</b>      |
| <i>II.1. Resumen.</i> .....   | 9             |
| <i>II.2. Introducción.</i> .....  | 10            |
| <i>II.3. Área de estudio y datos</i> .....  | 12            |
| <i>II.4. Métodos.</i> .....   | 15            |
| <i>II.5. Resultados.</i> .....  | 21            |
| <i>II.6. Discusión.</i> .....   | 33            |
| <b>III. Variabilidad de temperatura y salinidad en la capa de mezcla de la región sur de la Corriente de California, durante 1997 – 2005 .....</b>                                  | <b>38</b>     |
| <i>III.1. Resumen.</i> .....  | 38            |
| <i>III.2. Introducción.</i> .....   | 39            |
| <i>III.3. Área de estudio y datos.</i> .....  | 41            |
| <i>III.4. Métodos.</i> .....  | 43            |
| <i>III.5. Resultados.</i> .....   | 45            |
| <i>III.6. Discusión.</i> .....  | 58            |
| <b>IV. Temperatura y salinidad promedio sobre una superficie isopícnica de la parte superior del océano frente a Baja California .....</b>  | <b>63</b>     |
| <i>IV.1. Resumen.</i> .....   | 63            |
| <i>IV.2. Introducción.</i> .....  | 64            |
| <i>IV.3. Datos y métodos.</i> .....   | 65            |
| <i>IV.4. Resultados.</i> .....  | 68            |
| <i>IV.5. Discusión.</i> .....   | 72            |
| <b>V. Razón de densidad horizontal en la capa superior de la Corriente de California.....</b>   | <b>78</b>     |
| <i>V.1. Resumen.</i> .....  | 78            |
| <i>V.2. Introducción.</i> .....   | 79            |
| <i>V.3. Métodos.</i> .....  | 81            |

## CONTENIDO (continuación)

|   | <b>Página</b> |
|---|---------------|
| <i>V.4. Resultados.....</i>   | 83            |
| <i>V.5. Discusión.....</i>  | 90            |
| <br>  |               |
| <b>VI. Un remolino cálido subsuperficial frente a Baja California en julio de 2004.....</b>   | <b>93</b>     |
| <i>VI.1. Resumen .....</i>  | 93            |
| <i>VI.2. Introducción.....</i>  | 94            |
| <i>VI.3. Datos y métodos.....</i>   | 95            |
| <i>VI.4. Resultados.....</i>  | 96            |
| <i>VI.4.1. Patrones de circulación superficial.....</i>   | 96            |
| <i>VI.4.2. Patrones de circulación subsuperficial.....</i>  | 99            |
| <i>VI.4.2. Características del agua del remolino anticiclónico subsuperficial...</i>  | 101           |
| <i>VI.5. Discusión.....</i>   | 105           |
| <br>  |               |
| <b>Literatura Citada.....</b>   | <b>109</b>    |
| <br>  |               |
| <b>Apéndice A. Análisis objetivo para datos escalares del programa IMECOCAL.....</b>  | <b>126</b>    |
| <br>  |               |
| <b>Apéndice B. Variación estacional por análisis de regresión aplicando cuadrados mínimos.....</b>                                      | <b>132</b>    |
| <br>  |               |
| <b>Apéndice C. Estudio de las variaciones estacional e interanual mediante funciones empíricas ortogonales y cuadrados mínimos.....</b> | <b>139</b>    |
| <br>  |               |
| <b>Apéndice D. Funciones de densidad de probabilidad para determinar la profundidad de la capa de densidad constante.....</b>           | <b>145</b>    |

## LISTA DE FIGURAS

| <b>Figura</b> |   | <b>Página</b> |
|---------------|---|---------------|
| 1             | Red de estaciones del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL). Los valores enteros representan la identidad de la línea hidrográfica y los números decimales la identidad de la estación..... | 14            |
| 2             | a) Promedio y b) desviación estándar de PCD. c) Promedio y d) desviación estándar de PCT. e) Promedio y f) desviación estándar de la capa DT.....   | 23            |
| 3             | Variación estacional de la PCD, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.....  | 25            |
| 4             | Variación estacional de la PCT, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.....  | 27            |
| 5             | Variación estacional de la DT, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.....   | 28            |
| 6             | Feos: a) estacional, b) interanual para la PCD.....   | 30            |
| 7             | Feos: a) estacional, b) interanual para la PCT.....   | 31            |
| 8             | Feos: a) estacional, b) interanual para la DT.....  | 33            |
| 9             | Área de estudio.....  | 42            |
| 10            | a) Promedio y b) desviación estándar de la temperatura potencial integrada en la PCD.....   | 46            |
| 11            | Variación estacional de la temperatura potencial integrada en la PCD, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.....  | 47            |
| 12            | a) Promedio y b) desviación estándar de la salinidad integrada en la PCD .....  | 48            |
| 13            | Variación estacional de la salinidad integrada en la PCD, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre .....   | 50            |
| 14            | a) Promedio y b) desviación estándar de la densidad integrada en la PCD (sin El Niño 1997-1998).....  | 51            |

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

| <b>Figura</b> |  | <b>Página</b> |
|---------------|--|---------------|
| 15            | Variación estacional de la densidad potencial integrada en la PCD, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.....  | 52            |
| 16            | Feos: a) estacional, b) interanual de la temperatura potencial integrada en la PCD.....  | 54            |
| 17            | Feos: a) estacional, b) interanual de la salinidad integrada en la PCD.....  | 56            |
| 18            | Feos: a) estacional, b) interanual de la densidad integrada en la PCD.....   | 58            |
| 19            | Valores absolutos de las diferencias entre $25 \sigma_{\theta}$ y $25 \sigma_{\theta}^i$ ( $1 \times 10^{-3}$ kg/m <sup>3</sup> ).....   | 68            |
| 20            | Profundidad (m) de la superficie de $25.0 \sigma_{\theta}$ : (a) promedio y (b) desviación estándar.....   | 69            |
| 21            | Temperatura potencial (°C) de la superficie de $25.0 \sigma_{\theta}$ : (a) promedio y (b) desviación estándar.....  | 70            |
| 22            | Salinidad de la superficie de $25.0 \sigma_{\theta}$ : (a) promedio y (b) desviación estándar.....   | 71            |
| 23            | Desviación estándar de los perfiles verticales de densidad (kg/m <sup>3</sup> ) (línea continua) temperatura (°C) (línea punteada) y salinidad (línea punto y guión), desde la superficie hasta 800 m, de la: (a) línea hidrográfica 107, (b) línea hidrográfica 120 y (c) línea hidrográfica 130..... | 75            |
| 24            | Distribución de la razón de densidad para los campos promedio de $\theta$ y S.....   | 84            |
| 25            | Variación estacional de la razón de densidad sobre la superficie de $25.0 \sigma_{\theta}$ . (a) Enero, (b) abril, (c) julio y (d) octubre.....  | 85            |

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

| <b>Figura</b> |  | <b>Página</b> |
|---------------|--|---------------|
| 26            | Razón de densidad sobre la superficie de $25.0\sigma_\theta$ . Para los cruceros realizados durante El Niño 1997-1998. (a) Septiembre de 1999, y (b) enero de 1998.....  | 86            |
| 27            | Variación estacional de la profundidad de la superficie de $25.0\sigma_\theta$ (m) menos la profundidad de la capa de mezcla (m). (a) Enero, (b) abril, (c) julio y (d) octubre.....   | 88            |
| 28            | Variación estacional del espacio R versus $\Delta\pi$ ( $\text{kg/m}^3$ ). (a) Enero, (b) abril, (c) julio y (d) octubre.....  | 89            |
| 29            | (a) Altura dinámica de datos hidrográficos en la superficie del océano relativa a 1000 dbar. (b) Anomalía de la elevación del nivel del mar de altimetría para el periodo del 10-20 Julio de 2004 en centímetros. La malla IMECOCAL esta marcada con puntos. La línea continua marca la línea 113..... | 98            |
| 30            | (a) Altura dinámica de datos hidrográficos a 200 m relativa a 1000 dbar en centímetros dinámicos. (b) Distribución de $\text{O}_2$ en la superficie de temperatura potencial.....  | 100           |
| 31            | Secciones verticales a lo largo de la línea 113 de (a) temperatura potencial, (b) salinidad, (c) densidad potencial y (d) “spiciness”.....   | 102           |
| 32            | Para las estaciones de la línea 113, (a) temperatura potencial versus salinidad con líneas de densidad potencial y “spiciness” y (b) “spiciness” versus oxígeno.....   | 104           |

## LISTA DE TABLAS

| Tabla |  | Página |
|-------|--|--------|
| I     | Valor óptimo del incremento de temperatura para el cálculo de la PCT y la PCD.....                               | 16     |
| II    | Diferencia entre la PCD calculada por el método de gradientes y por el método de diferencias de temperatura..... | 17     |

# Capítulo I

## Introducción

El contenido de ésta tesis se basa en 5 trabajos sometidos para su publicación a revistas arbitradas. La temática general que los relaciona es el entendimiento de la variabilidad termohalina a escalas estacional e interanual de la capa superior del océano en la región sur de la Corriente de California.

Las corrientes limítrofes orientales son una importante componente del sistema del clima global porque absorben grandes cantidades de calor de la atmósfera [Edwards y Nelly, 2007]. En los océanos subtropicales del hemisferio norte, el mayor intercambio de calor ocurre en la región del Sistema de la Corriente de California [Josey et al., 1998]. La región del Sistema de la Corriente de California, SCC en los sucesivo, se asocia al área comprendida entre los 23° N y los 48° N [Sverdrup et al., 1942], con límite Oeste cercano a 1000 km de la costa [Reid et al., 1973]. La Corriente de California recorre, de norte a sur, gran parte de la costa oeste de Norteamérica. Este flujo generalmente se define como una corriente superficial que fluye hacia el ecuador, con cerca de 1000 kilómetros de ancho y 500 m de profundidad, y con una velocidad máxima de 10 cm/s. Esto es consistente con el mecanismo del transporte de Sverdrup [Sverdrup, 1947] que relaciona el rotacional negativo del viento y las corrientes oceánicas hacia el ecuador. Por el mismo mecanismo, se espera que se desarrolle una corriente hacia el polo cerca de la costa, en

donde el rotacional del viento es positivo entre la costa y los primeros 200 km hacia mar adentro [*Bakun y Nelson, 1991*]. Lo que explica parcialmente la presencia de una contracorriente costera que se ha observado principalmente en el invierno [*Munk, 1950*].

En primavera, los vientos a lo largo de la costa tienen dirección hacia el ecuador lo que favorece a las surgencias costeras [*McCreary et al., 1987*], creando un chorro costero que fluye hacia el ecuador, y asociado al chorro una contracorriente subsuperficial que fluye hacia el polo. La Contracorriente Subsuperficial de California es una corriente relativamente estrecha (10 - 40 km) que fluye hacia el polo sobre el talud continental, transporta agua cálida y salada de origen ecuatorial [*Hickey, 1998*]. Entre los 100 y 300 m de profundidad este flujo presenta su máxima intensidad. Se ha reportado que éste flujo puede ser continuo a lo largo de grandes distancias [*Pierce et al., 2000*], el flujo ha sido observado desde la punta de Baja California hasta más al norte de la Columbia Británica [*Wooster y Jones, 1970; Gómez-Valdés, 1984; Lynn y Simpson, 1987; Collins et al., 1996; Garfield et al., 1999; Garfield et al., 2001*].

Entre la costa y la zona de transición se desarrolla casi permanentemente un cinturón de aguas frías y de alta productividad biológica [*Bograd et al., 2002*]. En la costa oeste del Continente Americano, los vientos que soplan hacia el ecuador paralelos a la costa generan un transporte de agua (transporte de Ekman) hacia fuera de la costa [*Bakun y Nelson, 1991*]. Esto induce un afloramiento de aguas frías y ricas en nutrientes. El afloramiento o surgencia de aguas se da a la par con un levantamiento de las isopícnas, acontecimiento que genera un flujo geostrofico en la misma dirección que el transporte

de Sverdrup. Se ha propuesto que, cerca del cinturón de surgencias, frente a las costas de California, se desarrolla la Contracorriente Superficial Costera, particularmente durante los meses de otoño e invierno [Lynn y Simpson, 1987]; frente a las costas de Baja California no hay suficientes evidencias de su desarrollo.

Lynn y Simpson [1987] mencionan que el SCC contiene tres principales masas de agua en la superficie (0 - 200 m) que lo caracterizan: El agua subártica del Pacífico (salinidad y temperatura: bajas; contenido de oxígeno y nutrientes: altos) que es advectada hacia el ecuador junto con las aguas costeras; el agua central del Pacífico norte (salinidad, temperatura y nutrientes: altos; contenido de oxígeno: bajo) entra por el oeste con la deriva producida por los vientos del oeste; y el agua de las surgencias costeras (temperatura y contenido de oxígeno: bajos; salinidad y nutrientes: altos) que se origina en la costa. En las capas subsuperficiales (200 - 500 m) destaca el agua de origen ecuatorial (salinidad, temperatura y nutrientes: altos; contenido de oxígeno: bajo) que es advectada por la Contracorriente Subsuperficial de California. En general, la salinidad y la temperatura aumentan a medida que nos acercamos al ecuador en el SCC. La salinidad también aumenta con la profundidad en el SCC, de tal modo que la baroclinicidad se incrementa en esta dirección [Marchesiello et al., 2003].

Esta confluencia de masas de agua propicia las condiciones para la activación de procesos de mezcla y agitación, en particular en la capa superior del océano [Sprintall y Tomzack, 1992]. Según Kanta y Clayson [2000] la capa de mezcla se define como la región cuasi-homogénea en la parte superior del océano en donde se dan pequeñas

variaciones en la densidad con la profundidad (la profundidad de la capa de mezcla se denominará en lo sucesivo PCD). De la misma forma, según *Obata et al.* [1996] la capa isotérmica se define como la región en la capa superior del océano en donde la temperatura es aproximadamente constante (la profundidad de la capa de temperatura constante se denominará en lo sucesivo PCT).

La profundidad de la capa de mezcla es una de las variables más importantes para estudiar en los océanos, debido a que es la capa del océano que interactúa directamente con la atmósfera, por ejemplo es importante para determinar el volumen o la masa sobre la cual el flujo superficial neto de calor será distribuido al interior del océano [*Chen et al.*, 1994]. Es conocido que la PCD se establece por la mezcla turbulenta generada por la energía que se transfiere al océano por la acción del esfuerzo del viento y flujos de calor por la superficie [*Kara et al.*, 2000]. La mezcla turbulenta es producida principalmente por la agitación inducida por los remolinos turbulentos, este efecto es más marcado a lo largo de superficies isopícnicas en donde esto puede ocurrir con el menor gasto de energía.

El conocimiento de la variación de la PCD ayuda a conocer propiedades importantes del océano, por ejemplo medir el efecto de la radiación solar en la capa superior del océano mediante flujos de calor y determinar las regiones de la capa barrera ( $PCD - PCT > 0$ ; “Barrier Layer”, BL por sus siglas en inglés) en donde los efectos de la salinidad pueden impedir que tengan lugar flujos de calor hacia el océano interior [*Sprintall y Tomzack*, 1992].

La variabilidad de la PCD no está tan bien documentada como la variabilidad de la capa límite atmosférica. Hay algunas razones para que esto ocurra. Una razón es que se carece de suficientes datos de temperatura y salinidad en la columna de agua en las diferentes regiones del océano global [Kara et al., 2003]. Otra es que los estudios de la variabilidad espacial y temporal de la PCD es difícil de sintetizar, debido a que existen varias definiciones usadas en la literatura, unas basadas en criterios de temperatura i.e., PCT [Obata et al., 1996], otras en criterios de densidad que incluyen los efectos de la salinidad i.e., PCD [Lewis et al., 1990; Kara et al., 2000]. Aún más, mientras que la PCT generalmente coincide con la PCD en varias regiones de los océanos debido al establecimiento de termoclinas fuertes [Kara et al., 2003], existen también regiones de los océanos en las que existen grandes diferencias entre la PCD y la PCT, como es el caso de varias partes del océano Pacífico [Sprintall y Tomzack, 1992; Tsuchiya, 1982]. Por esta razón estudios basados en la determinación de la PCT pueden no representar de manera adecuada la turbulencia generada en la PCD. Esta carencia de datos in situ en combinación con una definición incorrecta de la PCD puede producir información incorrecta sobre la variabilidad espacial y temporal de la capa mezclada superficial. Es por ello que, es importante tener un método óptimo para la estimación de la PCD y de la PCT, en las distintas regiones de los océanos. El criterio elegido debe ser tal que permita resolver las variaciones espaciales y temporales de la salinidad y de la temperatura, así como las variaciones espacio-temporales de la picnoclina y la termoclina respectivamente [Kara et al., 2000].

Se han realizado varios estudios con el objetivo de determinar la PCD en regiones específicas de los océanos, e.g., *Pailler et al.* [1999] estudian la capa barrera en el Atlántico, *You* [1995] y *Sprintall y Tomczak* [1992] estudian la PCD, la PCT y la formación de la capa barrera en la zona ecuatorial, *Bathen* [1972] examina las características de la PCD en el Pacífico. Existen también estudios en donde se analiza la distribución de la PCD y la PCT a escala global, e.g., *Levitus* [1982] estudia la PCD, sin embargo, en su estudio no toma en cuenta explícitamente las variaciones de salinidad en la determinación de la PCD, *Monterey y Levitus* [1997] extienden su estudio, emplean un criterio para la determinación de la PCT y dos criterios para la determinación de la PCD. *Kara et al.* [2000] y *Kara et al.* [2003] realizan un estudio de la PCD y PCT en donde usan un criterio óptimo en la determinación de ambas capas, empleando una resolución de escala grande.

Adicionalmente, el estudio de la variabilidad de los trazadores en la capa mezclada resulta importante para entender los procesos que dan lugar a la diferencia entre la PCD y la PCT [*Cronin y MacPhaden*, 2002]. La variación estacional de la temperatura y la salinidad a 10 m de profundidad ha sido estudiada por varios autores, e.g., *Reid et al.* [1958] y *Lynn* [1967] estudian la variación estacional de la columna de agua del dominio de la Corriente de California, *Gómez-Valdés y Velez-Muñoz* [1982] estudiaron la variación estacional de la región costera a dos profundidades 10 y 200 m. *Lynn y Simpson* [1987] describen la variación estacional de la circulación geostrofica usando como nivel de referencia 500 dbar. *Durazo et al.* [2005] discuten las condiciones oceanográficas en el lapso 2002 - 2003 para la misma región. *Espinoza-Carreón et al.* [2004] estudian la

variabilidad estacional e interanual de la temperatura superficial del mar frente a Baja California utilizando datos del radiómetro de alta resolución AVHRR por sus siglas en inglés. A partir de 1994, en CalCOFI reports se presenta el estado de la Corriente de California año a año. En *Lynn et al.* [1998] se incluyen por vez primera resultados del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL), en el que se retomó el plan de colectas oceánicas frente a Baja California, originalmente diseñado por CalCOFI.

Con el propósito de avanzar el conocimiento de la termodinámica de la parte sur de la Corriente de California, esta tesis se enfoca principalmente en analizar la variabilidad estacional e interanual de la profundidad de la PCD y PCT y el papel que juegan las variables termodinámicas en establecer su variabilidad. Para ello se hace uso de los datos de CTD de IMECOCAL, programa que ha permitido la realización de cruceros oceanográficos cuatro veces al año para observar los cambios estacionales en la región. La información acumulada de los campos termodinámicos permite el uso de métodos estadísticos para mejorar la estimación de la variabilidad espacial y temporal de los mismos.

El planteamiento del problema de la determinación de la capa de mezcla requiere de contar con métodos precisos que diferencien la profundidad de la capa de densidad constante y la profundidad de la capa de temperatura constante. Con este propósito en el Capítulo II, se expone un estudio para determinar la profundidad de ambas capas. Debido a la importancia que tienen estas capas para la transferencia de energía de la atmósfera a

la columna de agua, se analiza también su variación estacional e interanual. Con el propósito de analizar la influencia de los cambios estacionales de la termoclina, la haloclina y la picnoclina, en el establecimiento de la PCD, en el Capítulo III se estudia la variación estacional e interanual de los campos termodinámicos integrados en la PCD. En el Capítulo IV se realiza una investigación sobre una superficie isopícnica de la parte superior del océano orientado a analizar cómo es que se establecen las distribuciones de las propiedades termodinámicas de la capa superior del océano. Con el propósito de analizar la mezcla horizontal en la región de estudio y dilucidar la importancia relativa de la profundidad de la PCD y de la variabilidad termohalina en la distribución de la razón de densidad sobre la capa superior del océano en la región IMECOCAL, en el Capítulo V se estudia la variabilidad de la razón de densidad sobre la superficie de  $25 \sigma_{\theta}$ . En el Capítulo VI se presenta el descubrimiento de un remolino subsuperficial. Finalmente, en cuatro Apéndices se exponen los detalles matemáticos de los métodos empleados.

## Capítulo II

### **Variación estacional e interanual de la profundidad de la capa de temperatura constante y la capa de densidad constante en la región sur de la Corriente de California**

#### **II.1. Resumen**

Se estudia la variabilidad estacional e interanual de la capa isotérmica (PCT) y de la capa isopícnica (PCD) en la parte sur de la Corriente de California. Los datos analizados fueron obtenidos durante treinta y dos cruces en el período 1997-2005 sobre la malla del plan de estaciones del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL), el cual es igual al plan de estaciones de CalCOFI de las líneas 100 - 130, sin incluir estaciones más oceánicas como las 80. La PCT y la PCD alcanzaron ambas su máximo en enero (40 m, 60 m) y su mínimo en julio (15 m, 20 m). A primer orden, las variaciones de la PCD son explicadas por el esfuerzo del viento local y el flujo de calor neto por la superficie. La PCD fue más profunda que la PCT. El máximo de la diferencia entre la dos capas ( $DT = PCD - PCT$ ) ocurrió en enero (20 m) y el mínimo en julio (5 m). La variabilidad interanual de la PCD estuvo relacionada con forzamientos externos. Como resultado de los efectos de El Niño 1997-1998 en el área de estudio, en el crucero realizado en enero de 1998 la PCD y la PCT fueron anómalamente profundas (90 m). Presumiblemente como resultado del ciclo ENSO, el espesor de la DT fue

anómalamente positiva (16 m) en abril de 1999, y anómalamente negativa (- 18m), en julio de 2003.

## **II.2. Introducción**

La capa de mezcla superficial juega un papel importante en la dinámica y termodinámica del océano debido a que por esta capa tiene lugar el intercambio de calor, momento y masa entre el océano y la atmósfera. La turbulencia generada por los procesos de intercambio produce que la capa de mezcla sea una región cuasi-homogénea del océano superior. La profundidad de la capa isopícnica (PCD) es la profundidad en donde la densidad se mantiene aproximadamente constante, esta capa es la que comúnmente se conoce como capa de mezcla. Otra capa superficial, cuya importancia también es aceptada debido a que registra los procesos de homogenización de la temperatura, por ejemplo a través de ella se da el intercambio de calor entre la atmósfera y el océano interior, es la capa isotérmica. La profundidad de la capa isotérmica (PCT) es la profundidad en donde la temperatura se mantiene aproximadamente constante. Si la PCT > PCD, a la diferencia entre la PCD y PCT regularmente se le denomina capa barrera (“barrier layer”) [Tomczack y Godfrey, 1996].

Predecir la PCD es una tarea complicada, básicamente porque la profundidad a la que la turbulencia produce la mezcla es sensible a la estratificación tanto de la temperatura como de la densidad en la base de la PCD [Kara et al., 2000]. Contar con un criterio robusto para encontrar la PCD es muy importante, ya que con ello se tendrá la posibilidad

de investigar fenómenos específicos, por ejemplo el calentamiento de la PCD [*Ohlman et al.*, 1996]. También es importante determinar las regiones en donde la capa barrera producirá que la salinidad impida el flujo de calor en la base de la PCD [*Sprintall y Roemmich*, 1999].

Varios criterios han sido propuestos para encontrar la PCD, se pueden clasificar en dos grupos: (1) los criterios basados en perfiles de temperatura y (2) los criterios basados en los perfiles de densidad. En ambos se recurre a determinar las profundidades en donde tienen lugar cambios críticos ya sea en los gradientes o incrementos de cada una de estas dos variables. Para la PCT se busca la profundidad a la cual la temperatura superficial decrece hasta un valor  $SST - \Delta T$ , para algún valor de  $\Delta T$  previamente definido, en donde SST es la temperatura superficial del mar. Mientras que para la PCD se busca la profundidad a la que la densidad aumenta su valor en  $\Delta\sigma$  desde su valor en la superficie [*Kara et al.*, 2000]. En los criterios de gradientes, la PCT se define como la profundidad a la que el gradiente  $\partial T / \partial z$  excede un valor específico, de forma similar la PCD se define como la profundidad a la cual  $\partial\sigma / \partial z$  excede un valor fijo [*Lukas y Linstrom*, 1991; *Richards et al.*, 1995]. *Kara et al.*, [2000] introdujeron una novedosa metodología para calcular la PCD y la PCT. En su investigación muestran que los criterios de incrementos de temperatura y de densidad que ellos proponen son más estables que otras metodologías propuestas, e.g., *Obata et al.*, [1996], *Sprintall y Tomzack*, [1992] y *Monterrey y Levitus*, [1997]. Recomiendan que en cada región del océano se debe de hacer un estudio detallado para elegir un valor del incremento tanto en temperatura como en densidad para encontrar respectivamente la PCT y la PCD. Ellos usaron su método

para estudiar la variabilidad de la profundidad de la capa de mezcla sobre el Océano Pacífico Norte [*Kara et al.*, 2000].

En este trabajo se investiga la variabilidad estacional e interanual de las características de la profundidad de la capa de mezcla en la región sur de la Corriente de California. Se lleva a cabo un estudio comparativo entre la PCD y la PCT. Además, discutimos la variabilidad de la diferencia PCD – PCT, (DT en lo sucesivo). En la sección 3 presentamos el área de estudio y los datos. En la sección 4 presentamos los métodos empleados. En la sección 5 mostramos los resultados. La discusión se presenta en la sección 6.

### **II.3. Área de estudio y datos**

En 1997 comenzó el programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) para estudiar la variabilidad espacial y temporal de fenómenos de mesoescala frente a Baja California. Desde entonces, en forma casi ininterrumpida, se han realizado cruceros oceanográficos cuatro veces al año para observar los cambios estacionales en la región. La información acumulada de los campos termodinámicos por el programa IMECOCAL, permite el uso de métodos estadísticos robustos para mejorar la estimación de la variabilidad espacial y temporal de los mismos. El programa IMECOCAL fue diseñado además para complementar las mediciones del programa CalCOFI que cubre el sur de California, USA.

Los datos utilizados en el presente trabajo son de 32 cruceros oceanográficos del programa IMECOCAL, los que abarcan el periodo de octubre de 1997 a octubre de 2005. En la Figura 1 se muestra la red de estaciones de los cruceros los que cubren una malla formada por doce líneas hidrográficas, en donde la mayoría de las estaciones de muestreo (puntos de la red) están separadas por una distancia de 37 km y la distancia entre cada línea hidrográfica es de 74 km. En general, en cada estación se realizaron lances de CTD (Conductivity, Temperature, Depth) desde la superficie hasta 1,000 m de profundidad, aunque en algunas ocasiones se realizaron lances más profundos. Como hay estaciones con profundidad menor a 1,000 m, en ellas los lances fueron más someros. En la mayoría de los cruceros se utilizó un sistema CTD modelo SBE-911 plus, cuyo sensor de conductividad tiene una precisión de  $0.003 \text{ mmho cm}^{-1}$ , el de temperatura de  $0.0002 \text{ }^\circ\text{C}$  y el de presión de  $0.001 \%$  de la escala completa. *García-Córdova et al.* [2005] reportan una descripción completa del procesamiento de los datos.

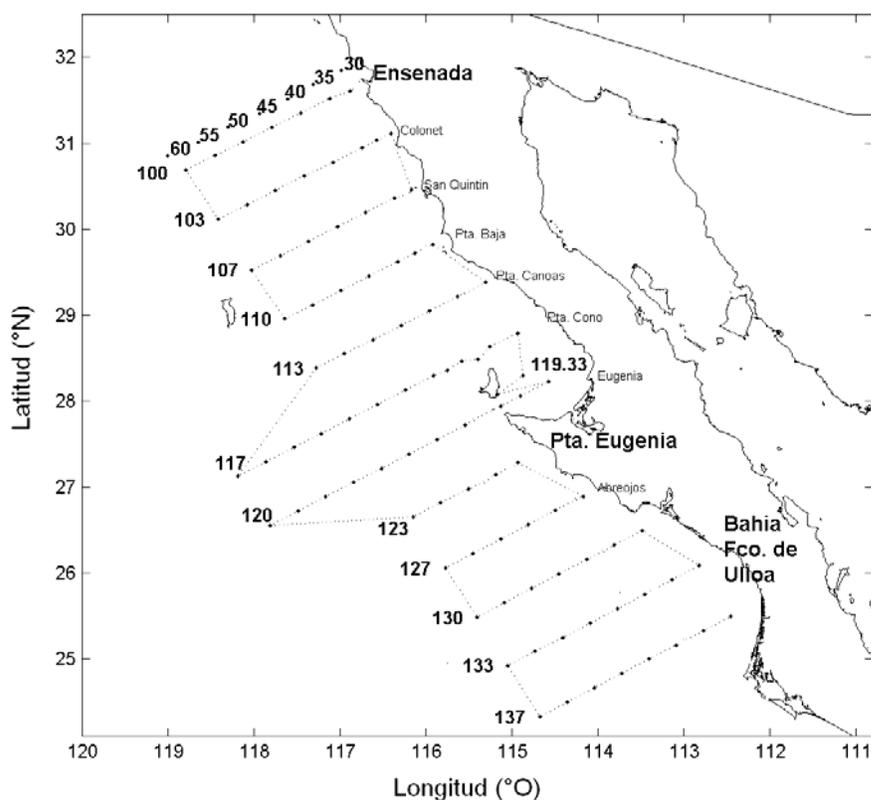


Figura 1. Red de estaciones del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL). Los valores enteros representan la identidad de la línea hidrográfica y los números decimales la identidad de la estación.

Adicionalmente, utilizamos el conjunto de datos atmosféricos de Hellerman y Rosenstein [[http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD\\_HELLERMAN.html](http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_HELLERMAN.html)], que abarcan de 1870 a 1976. Consisten de observaciones superficiales procesadas con el propósito de calcular los promedios mensuales y los errores estándar de las componentes este-oeste y norte-sur del esfuerzo del viento y del trabajo efectuado por el esfuerzo del viento en los 10 m más bajos de la atmósfera. Los datos están dados sobre una malla de 2° de latitud por 2° de longitud. Estos campos están diseñados para servir como condiciones de frontera para los

modelos de circulación del océano, por ésta razón, se eligió ésta climatología para ésta investigación.

#### II.4. Métodos

Para la profundidad de la capa isotérmica, se usó el método propuesto por *Kara et al.* [2000]. Esta metodología está basada en criterios de incrementos en el perfil de temperatura. Consiste en elegir en cada perfil de temperatura un valor de referencia a 10 m de profundidad, posteriormente se busca en el perfil una región de temperatura uniforme, donde en este caso se define uniformidad como cualquier par de valores de temperatura a profundidades adyacentes en el perfil que difieren en menos de  $0.1^\circ \text{C}$ . Por tal razón se busca la profundidad a la que la temperatura varía  $d\theta = 0.2^\circ \text{C}$ ,  $d\theta = 0.5^\circ \text{C}$ ,  $d\theta = 0.8^\circ \text{C}$ ,  $d\theta = 1.0^\circ \text{C}$ , a partir de la temperatura de referencia. Para el cálculo de la capa isopícnica (PCD), se sigue un procedimiento semejante al que se sigue para la PCT, pero la variación de densidad está determinada por el correspondiente incremento en temperatura  $d\theta$  en la ecuación de estado

$$\Delta\sigma_\theta = \sigma_\theta(\theta + d\theta, S, P) - \sigma_\theta(\theta, S, P), \quad (1)$$

donde  $S$  es la salinidad y  $P$  la presión, considerada en los cálculos como constante. Posteriormente se llevó a cabo una estimación visual de la PCT y de la PCD directamente de los perfiles para compararlos con los resultados del método de *Kara et al.* [2000]. Se calculó la diferencia de los valores obtenidos por el criterio de temperatura, por el criterio de densidad, y la estimación en forma visual, posteriormente se calculó el error

cuadrático medio ( $RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum [h_{Kara} - h_{visual}]^2}$ ) de esta diferencia para obtener el criterio óptimo. Los valores óptimos se muestran en la Tabla I.

Tabla I. Valor óptimo del incremento de temperatura para el cálculo de la PCT y de la PCD.

|     | enero                | abril                | julio                | octubre              |
|-----|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| PCT | $\Delta\theta = 0.8$ | $\Delta\theta = 0.5$ | $\Delta\theta = 0.2$ | $\Delta\theta = 0.8$ |
| rms | 3.1 m                | 2.7 m                | 3.2 m                | 2.5 m                |
|     |                      |                      |                      |                      |
| PCD | $\Delta\theta = 0.8$ | $\Delta\theta = 0.5$ | $\Delta\theta = 0.2$ | $\Delta\theta = 0.8$ |
| rms | 3.3 m                | 3.1 m                | 3.0 m                | 2.5 m                |

Con la finalidad de tener mediciones independientes, se implementó el método de *Sprintall y Tomczak* [1992] para el cálculo de la PCD. Este es un método basado en un criterio de densidad, que consiste en buscar la profundidad en la que se encuentra la densidad

$$\rho_{\theta} = \rho_{\theta}^0 (z = ref) + \Delta\theta \frac{\partial \rho_{\theta}}{\partial \theta}, \quad (2)$$

donde  $\frac{\partial \rho_{\theta}}{\partial \theta}$  es el coeficiente de expansión térmica. Este cálculo se realizó para cuatro cruceros correspondientes a los llevados a cabo durante el año 2002, se eligió este año pues es uno de los que mejor están muestreados. En la Tabla II se muestra el error

cuadrático de la PCD obtenida por el método de *Sprintall y Tomczak* [1992] con respecto al método de *Kara et al.* [2000].

Tabla II. Diferencia entre la PCD calculada por el método de gradientes y por el método de diferencias de temperatura.

| Crucero | RMS   |
|---------|-------|
| 0201    | 3.6 m |
| 0204    | 2.7 m |
| 0207    | 3.8 m |
| 0210    | 3.9 m |

Además, con el propósito de validar los resultados de los métodos descritos, se desarrolló un método basado en estadística Bayesiana. Con la implementación de un modelo de inferencia estadística se busca comparar los resultados de los métodos descritos anteriormente con los resultados obtenidos mediante una construcción axiomática e independiente para la profundidad de la capa de densidad constante. El método se presenta en forma completa en el Apéndice D. Aquí se explican brevemente los pasos a seguir.

En nuestra base de datos no se tiene un modelo de muestreo  $p(\mathbf{y}/\sigma)$ , donde  $\mathbf{y}$  es un vector aleatorio observado, que se supone fijo,  $p(\mathbf{y}/\sigma)$  es la probabilidad condicional y

$\sigma$  es un suceso cualquiera. La función de probabilidad para  $y$  es definida como  $l(\sigma) \equiv p(y/\sigma)$ . Por eso, con base en argumentos oceanográficos, para cerca de 60 lances ( $i = 60$ ) se eligió una distribución  $p(y/\sigma)$  y posteriormente se infirió la función de distribución.

Después, se construyó un algoritmo que acepta  $y$  como entrada y se obtiene la función de probabilidad  $l(\sigma)$  como salida. Enseguida, se revisaron los resultados de la PCD obtenidos sobre todo el conjunto de datos  $\{y_i\}_{i=1}^N$ .

$$s_k = \begin{cases} y_{d_k} - y_{d_{k-1}}, & \text{para } k = 1, \dots, j(m) - 1. \\ y_{d_{k+2}} - y_{d_{k+3}}, & \text{para } k = j(m), \dots, n - 2. \end{cases} \quad (3)$$

Donde  $y_1 - y_j$  es la razón a la que la densidad decae desde la superficie hasta la cota superior de  $I_j$ , y  $s_k$  es el parámetro de la distribución conjunta para la PCD. Valores pequeños en  $y_1 - y_{j+1}$  y valores grandes en  $\frac{y_j - y_{j+1}}{d_{j+1} - d_j}$  implican que existe una alta probabilidad de que  $PCD \in I_j$ .

En la construcción de la función de probabilidad, dos cosas más fueron consideradas:

- 1) La función de probabilidad es independiente del tiempo y de la posición geográfica del perfil.
- 2) La PCD es aproximadamente uniforme en cada intervalo.

La ecuación (3) proporciona una regla para calcular la función de probabilidad para cualquier perfil. Después de analizar varios perfiles se concluyó que

$$\Pr[PCD \in I_j | \mathbf{y}, \mathbf{d}]_1^n \approx e^{(-2\Delta_1)}(1 - e^{(-\Delta_2/0.6)}), \quad (4)$$

es una buena aproximación para la función de probabilidad en la región IMECOCAL para los intervalos  $I_j$ .

Una vez calculados los valores de la PCT, la PCD y la capa DT en cada estación de la red IMECOCAL y para todo tiempo, se procedió a realizar la interpolación óptima de acuerdo a la metodología elaborada por *Jerónimo y Gómez-Valdés* [2006]. Para cada campo escalar (PCT, PCD, DT), se calcularon las escalas de correlación, que en general fueron  $\sim 70$  km en la dirección perpendicular a la costa, y de  $\sim 120$  km en la dirección paralela a la costa. Por condiciones de minimización del error, la distancia entre puntos de la malla de interpolación resultó de 18 km.

Para obtener la componente estacional de los datos interpolados en forma óptima se procedió a extraer, por análisis armónico [*Emery y Thomson*, 2001], aplicando el principio de cuadrados mínimos, las componentes semianuales y anuales de las series de tiempo de cada una de las tres variables en cada punto de la malla interpolada. El ajuste por cuadrados mínimos se realiza ajustando a las series de tiempo el promedio y los armónicos anual y semianual en la forma:

$$PCD(\vec{x}, t) = A_0(\vec{x}) + A_1(\vec{x})\cos(w_1t - f_1) + A_2(\vec{x})\cos(w_2t - f_2) \quad (5)$$

En donde  $A_0(\bar{x})$  es el promedio temporal en el punto  $\bar{x}$ ,  $A_1(\bar{x})$  es la amplitud anual,  $A_2(\bar{x})$  es la amplitud semianual de cada serie de tiempo,  $w_1 = 2\pi/365.25$  es la frecuencia correspondiente al ciclo anual,  $w_2 = 4\pi/365.25$  es la frecuencia correspondiente al ciclo semianual, ambas en radianes,  $f_1$  y  $f_2$  son las fases de las armónicas anual y semianual respectivamente, y  $t$  es el tiempo. El mismo procedimiento se siguió para la  $PCT(\bar{x}, t)$  y para la diferencia  $DT(\bar{x}, t)$ .

Para extraer las escalas y modos de variabilidad de los campos y su evolución temporal de cada variable, se utiliza el método de Funciones Empíricas Ortogonales (Feos) [Emery y Thomson, 2001]. El procedimiento se presenta en forma detallada en el Apéndice C. Para cada punto de la red IMECOCAL, se calculó el promedio de la serie de tiempo correspondiente, sin incluir los cruceros de septiembre de 1997 y de enero de 1998, debido a que son los cruceros correspondientes a El Niño 1997–1998. Posteriormente, este promedio fue removido de cada dato correspondiente a la serie.

$$PCD_i' = PCD_i - \frac{1}{30} \sum_{i=1}^{30} PCD_i, \quad (6)$$

Con el propósito de analizar la componente estacional de la variación temporal del modo espacial de las anomalías, se realizó la descomposición en Feos a los datos obtenidos de (6). Para analizar la variabilidad interanual, se extrajo la componente estacional a las anomalías, y a la serie de tiempo resultante se le aplicó la descomposición en Feos.

## II.5. Resultados

La Figura 2a muestra la distribución espacial del promedio de la PCD. La distribución es casi paralela a la costa, con un gradiente costa-océano. Los valores más bajos se presentan cerca de la costa al sur de Punta Eugenia (20 m) y al norte de Punta Baja (20 m). Los valores más altos tienen lugar mar adentro entre Punta Baja y Punta Eugenia (50 m). La Figura 2b muestra la distribución espacial de la desviación estándar alrededor del promedio de la PCD. Se observa una distribución espacial meridional, parecida a la de la distribución promedio, con un gradiente costa-océano. Las zonas de variabilidad más baja se presentan cerca de la costa al norte de Punta Baja (12 m), en tanto que las zonas de variabilidad más alta se encuentran mar adentro, al oeste de Punta Eugenia (28 m).

En la Figura 2c se muestra la distribución espacial del promedio de la PCT. La distribución es paralela a la costa, con un gradiente costa-océano. Los valores más bajos se presentan cerca a la costa (20 – 25 m), en cambio los valores más altos se encuentran mar adentro (40 m). Estos valores sin embargo son menores que los que presenta la PCD. En promedio entonces  $PCD > PCT$  en la región. En la Figura 2d se muestra la distribución espacial de la variabilidad asociada al promedio de la PCT. Al norte de 28° N, los valores de la variabilidad están entre 15 m y 23 m. Entre los 27° N y 29° N se presenta la máxima magnitud del gradiente de la PCT y es en ésta zona en donde se presenta el máximo de variabilidad, 32 m mar adentro. Al sur de 27° N la distribución es paralela a la costa con valores mínimos cerca de la costa (12 m) y máximos mar adentro (23 m).

La Figura 2e muestra el promedio de la capa DT. A diferencia de la distribución de la PCD y la PCT, la distribución es irregular, con valores entre 7 m y 14 m, el error estándar de la PCD y la PCT tienen una cota superior de 5 m, por lo que el rango de valores de la diferencia DT es estadísticamente significativa.

Aparecen rasgos circulares frente a Ensenada, frente a Punta Baja, frente a Punta Eugenia y frente a Bahía Francisco de Ulloa. La Figura 1f muestra la desviación estándar de la diferencia DT. Cerca de la costa la distribución es paralela a la costa. Al este de Punta Eugenia se presentan los valores de máxima variabilidad (25 m). En la mayor parte de la región de estudio, la variabilidad presenta un valor cercano a los 15 m.

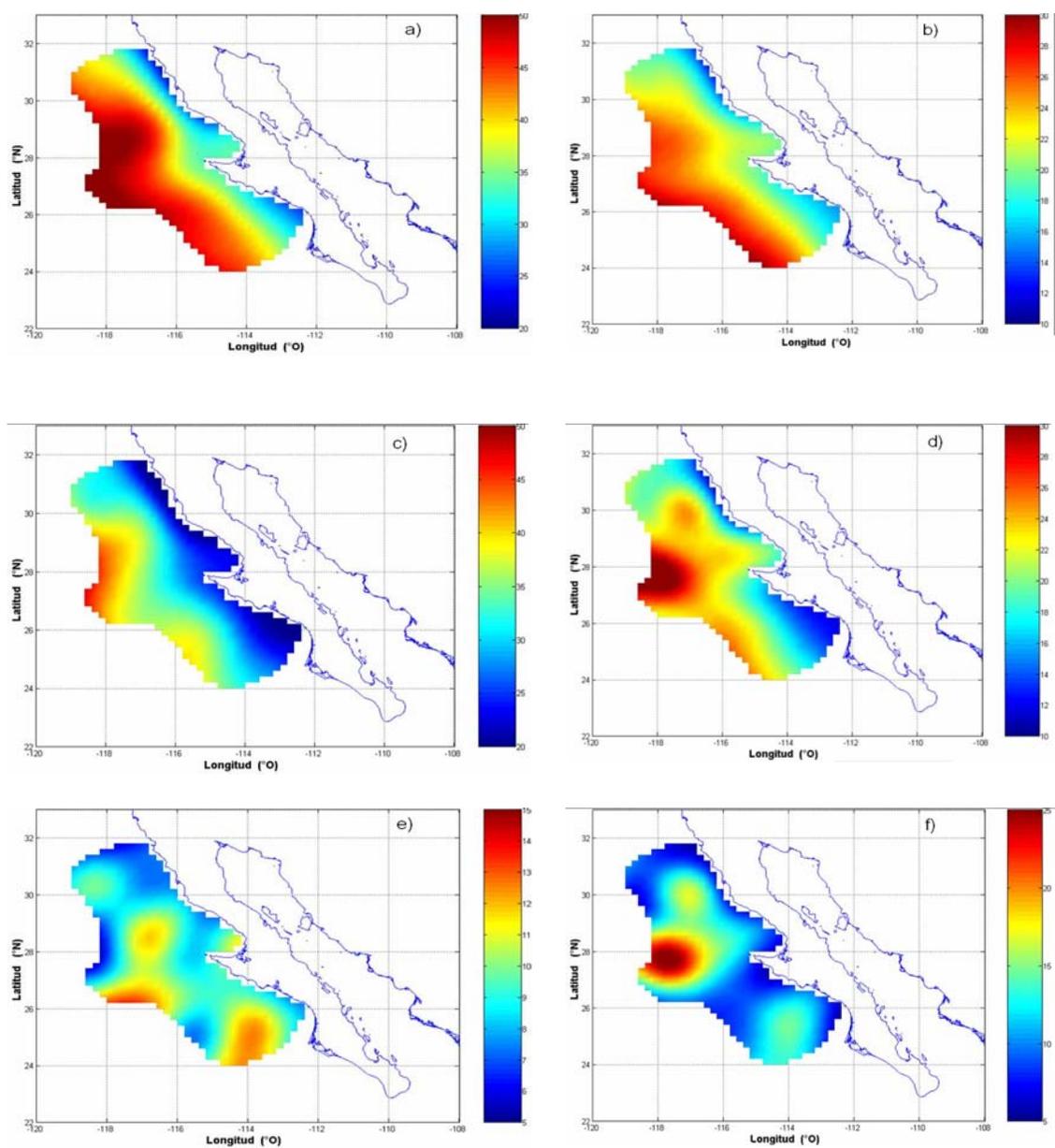


Figura 2. a) Promedio y b) desviación estándar de PCD. c) Promedio y d) desviación estándar de PCT. e) Promedio y f) desviación estándar de la capa DT.

La varianza contenida en el ajuste armónico de la PCD resultó de  $\sim 40\%$ . En la Figura 3a se presenta la distribución espacial de la componente estacional de la PCD para enero. La distribución es en general homogénea con valores positivos de anomalía en toda la región. Los valores más bajos se encuentran al norte de  $29^\circ$  N (18 m). Entre  $27^\circ$  N y  $29^\circ$  N la PCD es más homogénea (22 m). Al sur de  $27^\circ$  N decrece desde 20 m a 24 m, que es el máximo valor que se presenta en la región para este mes. En la Figura 3b se muestra la distribución espacial de la componente estacional de la PCD para abril. La distribución es en general paralela a la costa, los valores más bajos se encuentran cerca de la costa y crecen hacia mar adentro produciendo un gradiente costa - océano. La zona en donde se presenta el valor mínimo (- 4 m) tiene lugar cerca de la costa, al sur de Punta Baja; mientras que la zona en donde se presenta el valor máximo (18 m) se encuentra mar adentro, al norte de Punta Baja. En la Figura 3c se presenta la componente estacional correspondiente al mes de julio. Los valores de la anomalía son negativos en toda la región, los valores más altos se encuentran al norte de  $29^\circ$  N (20 m), los valores más bajos se encuentran al oeste de Punta Eugenia (- 12 m). En la Figura 3d se muestra la distribución espacial de la componente estacional de la PCD para el mes de octubre. La distribución es aproximadamente paralela a la costa, se presenta un débil gradiente costa-océano. La anomalía presenta valores negativos en toda la región, sin embargo éstos decrecen en amplitud respecto a julio. El valor mínimo es de - 3 m y ocurre cerca de la costa, en tanto que el valor máximo es de - 4 m y tiene lugar mar adentro.

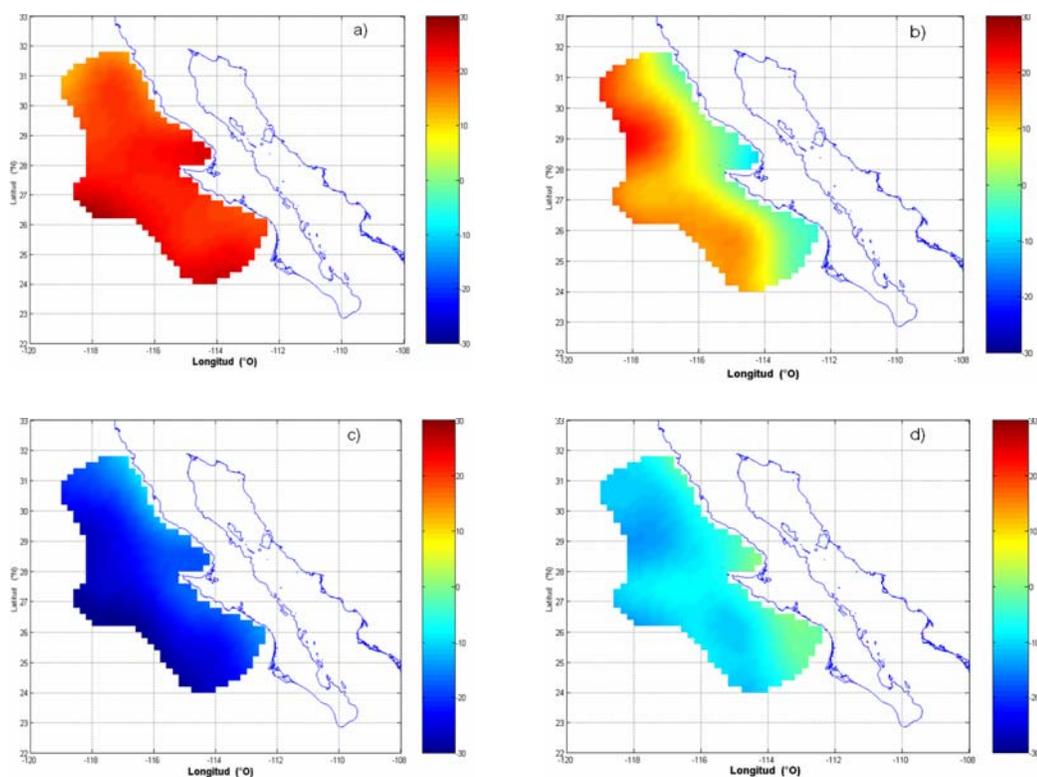


Figura 3. Variación estacional de la PCD, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.

La varianza contenida en el ajuste armónico de la PCT resultó de  $\sim 65\%$ . En la Figura 4a se presenta la distribución espacial de la componente estacional de la PCT para enero. La anomalía es positiva en toda la región con valores entre 10 m y 22 m. En general es más somera que la distribución de la PCD en este mes, sin embargo es menos homogénea que ésta. En la Figura 4b se presenta la distribución espacial de la componente estacional de la PCT para el mes de abril. La distribución aunque es paralela a la costa, tiene meandros, los valores menores se encuentran cerca de la costa y crecen hacia mar adentro

produciendo un gradiente costa-océano. El mínimo de -8 m ocurre frente a Bahía Francisco de Ulloa, y el máximo de ~ 16 m tiene lugar frente a Punta Eugenia. Cerca de la costa los valores son más parecidos a los de la PCD, lejos de la costa la anomalía de la PCT es menor que la de la PCD. En la Figura 4c se presenta la distribución espacial de la componente estacional de la PCT para julio. Los valores son negativos en toda la región, y varían entre ~ -10 m y ~ -26 m. Los valores más bajos se presentan cerca de la costa. En la Figura 4d se presenta la distribución espacial de la componente estacional de la PCT para octubre. La anomalía es negativa en toda la región, sin embargo los valores decrecen respecto a julio. Esta distribución es la más homogénea de los 4 meses. El máximo es de ~ -2 m y se presenta cerca de la costa y frente a la Bahía Francisco de Ulloa y el mínimo ~ -8 m se presenta frente a Punta Baja y frente a Punta Eugenia.

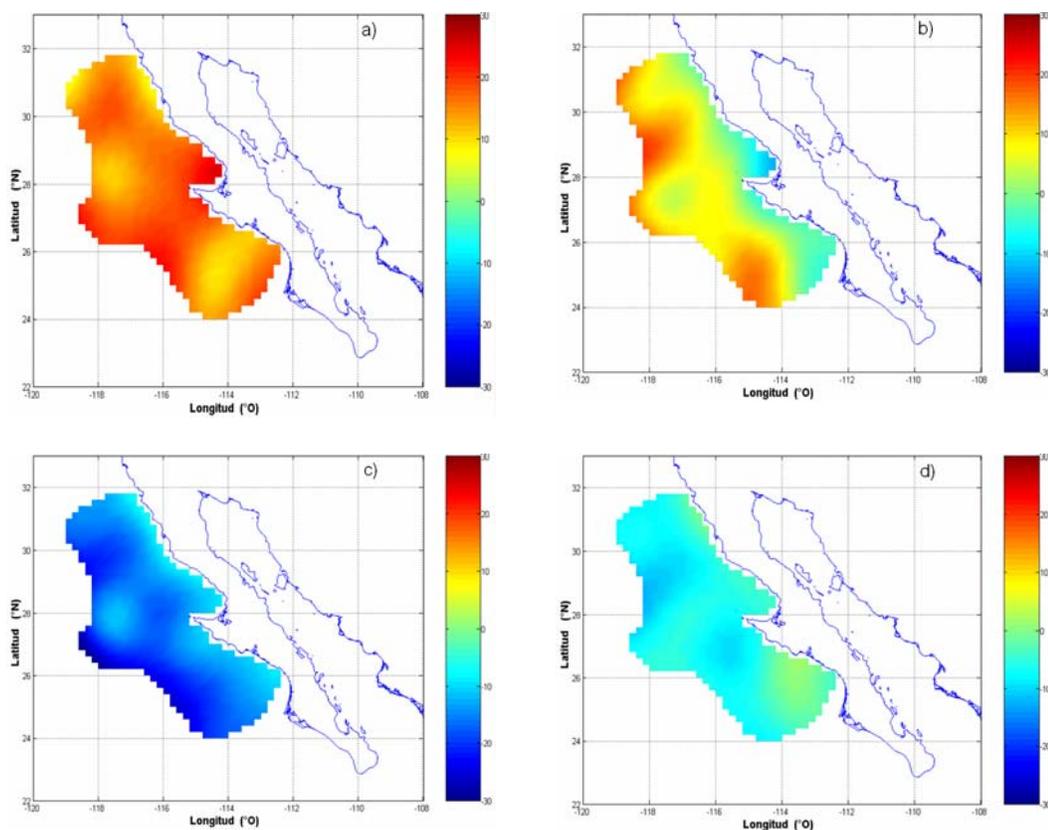


Figura 4. Variación estacional de la PCT, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.

La varianza contenida en el ajuste armónico de la DT resultó de  $\sim 20\%$ . En la Figura 5a se presenta la componente estacional de la anomalía de la capa DT correspondiente a enero. Los valores mayores (10 m) ocurren ente Punta Baja y Punta Eugenia, y frente a la Bahía Francisco de Ulloa. En la Figura 5b se presenta la componente estacional de la anomalía de la capa DT correspondiente a abril. Los valores más altos (6 m) se presentan frente a Ensenada y frente a Punta Eugenia. Los valores más bajos ( $-2$  m) se presentan al suroeste de Punta Eugenia. En la Figura 5c se presenta la componente estacional de la

anomalía de la capa DT correspondiente a julio. Los valores son negativos (- 10 m) en toda la región, la mayor amplitud ocurre frente a Punta Eugenia, mientras que los valores más bajos de la amplitud son  $\sim -2$  m. En la Figura 5d se presenta la componente estacional de la anomalía de la capa DT correspondiente a octubre. Frente a Punta Eugenia los valores de la anomalía son negativos (- 2 m, - 6 m), al noroeste de Punta Eugenia tienen lugar los valores positivos (2 m).

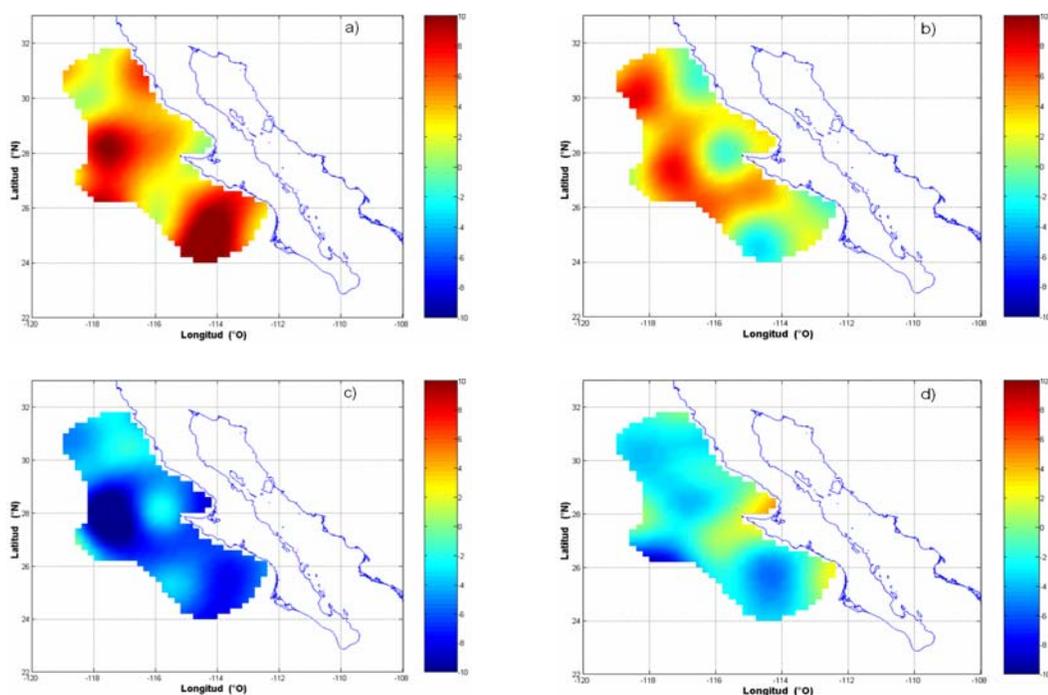


Figura 5. Variación estacional de la DT, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.

La Figura 6a muestra el modo 1 de la serie de anomalías de la PCD, el que representa 76% de la varianza total, el promedio de la componente temporal asociada a éste modo es

0.007. El ajuste con armónicos para este modo representa el 56% de la varianza del modo. El ajuste para este modo revela que los valores máximos ocurren en los enero, mes en los que la PCD es más profunda  $\sim 28$  m mar adentro, y  $\sim 12$  m cerca de la costa; los valores mínimos ocurren en los julio, cuando la PCD es más somera, con variaciones de la misma magnitud que en los enero.

La Figura 6b muestra el modo 1 de la serie de anomalías de la PCD sin la señal estacional, el que representa el 57 % de la varianza total, el promedio de la componente temporal asociada a éste modo es 0.01. La distribución espacial de este modo muestra que la región de menor variabilidad se encuentra al norte de Punta Baja y en la zona costera con amplitudes  $\sim 9$  m, mientras que la región de mayor variabilidad interanual se presenta al suroeste de Punta Eugenia, mar adentro, con amplitudes  $\sim 26$  m; un segundo máximo de menor magnitud se presenta frente a Punta Eugenia mar adentro con valor de  $\sim 20$  m. En ambos análisis se observa una tendencia de la PCD a disminuir  $\sim 9$  m en el lapso de la serie.

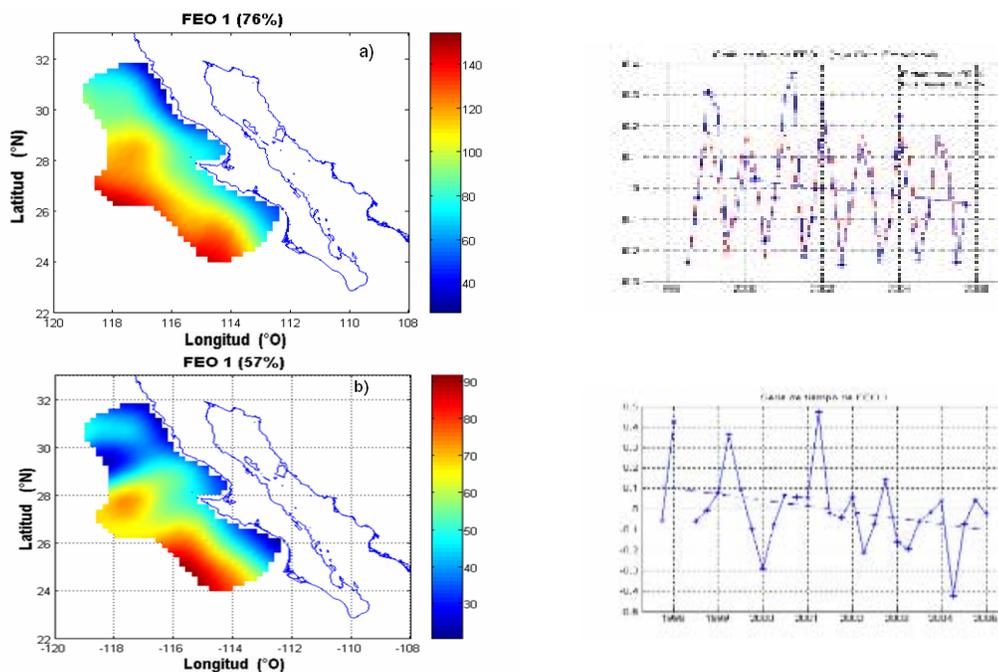


Figura 6. Feos: a) estacional, b) interanual para la PCD.

La Figura 7a muestra el modo 1 de la serie de anomalías de la PCT, el que contiene el 31% de la varianza total, el promedio de la componente temporal asociada a éste modo es 0.008. El ajuste con armónicos para este modo contiene ~ 57% de la varianza del modo. Los valores máximos de PCT ocurren en los eneros mar adentro (20 m), los valores mínimos ocurren en julio (-18 m).

La Figura 7b muestra el modo 1 de la serie interanual de las anomalías, este modo contiene el 31% de la varianza total, el promedio de la componente temporal asociada a éste modo es 0.006. La distribución espacial de este modo muestra que la región de menor variabilidad (9 m) se encuentra al norte de Punta Baja, mientras que la región de

mayor (26 m) variabilidad interanual se presenta al suroeste de Punta Eugenia, mar adentro. En ambos análisis se observa una tendencia de la PCT a disminuir  $\sim 9$  m en el lapso de la serie.

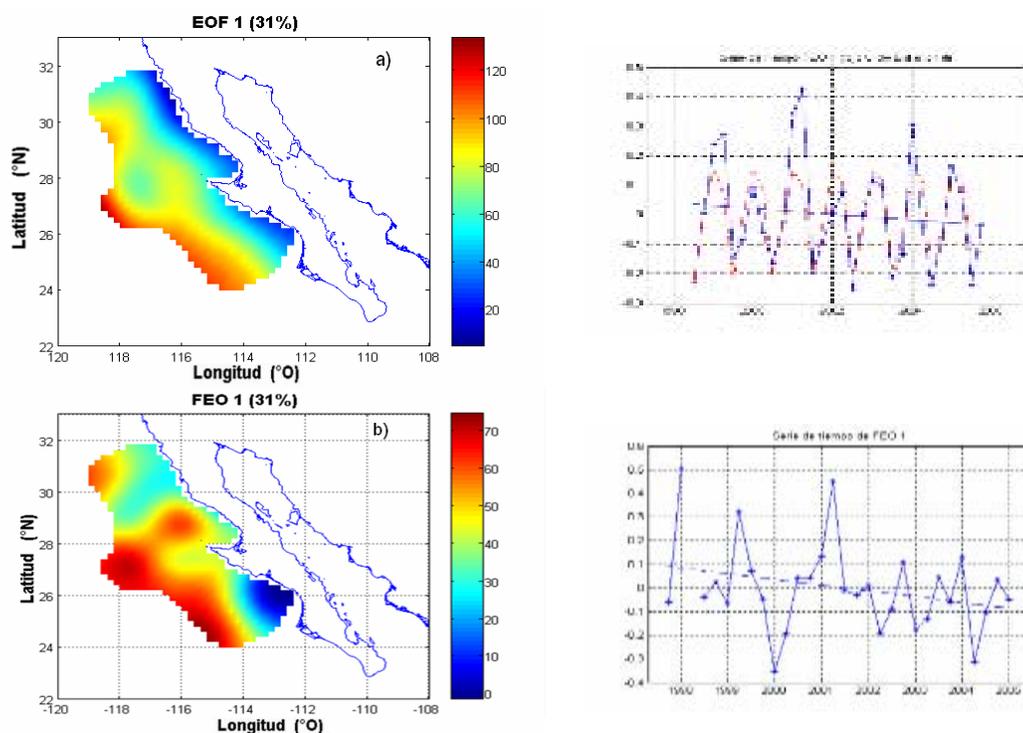


Figura 7. Feos: a) estacional, b) interanual para la PCT.

La Figura 8a muestra el modo 1 de la serie de anomalías de la capa DT, el que contiene el 24% de la varianza total, el promedio de la componente temporal asociada a éste modo es 0.009. Este modo de la anomalía estacional muestra que la capa DT esta menos controlada por el ciclo estacional que la PCD y la PCT. Este modo revela que desde octubre de 1997 hasta octubre de 2002 el máximo tiene lugar en los meses de enero (10

m), a partir de 2003 se da un cambio tal que durante los meses de abril ocurre un aumento en la amplitud de la variabilidad con valores cercanos a los que tienen lugar en los eneros, la diferencia mínima (10 m) ocurre en octubre. Las zonas de amplitud más alta coinciden con las zonas en donde ocurre el máximo porcentaje de varianza explicada por el ciclo estacional del ajuste con armónicos. Este modo muestra también que son dos las zonas que presentan la máxima variabilidad, una zona frente a Punta Eugenia y otra zona al sur de Punta Eugenia, fuera de estas dos zonas, la amplitud de las variaciones es baja, excepto para el evento de agosto de 2003 que produce amplitudes mínimas de 10 m.

La Figura 8b muestra el modo 1 de la serie de anomalías sin la señal estacional de la PCT, este modo contiene el 22% de la varianza, el promedio de la componente temporal asociada a éste modo es 0.01. La distribución espacial del primer modo interanual de DT muestra una región en donde el gradiente es más intenso frente a Punta Eugenia, siendo la zona de mayor amplitud la que se ubica lejos de la costa (12 m), al sur de Punta Eugenia ocurre una región de variabilidad homogénea con amplitud  $\sim 6$  m.

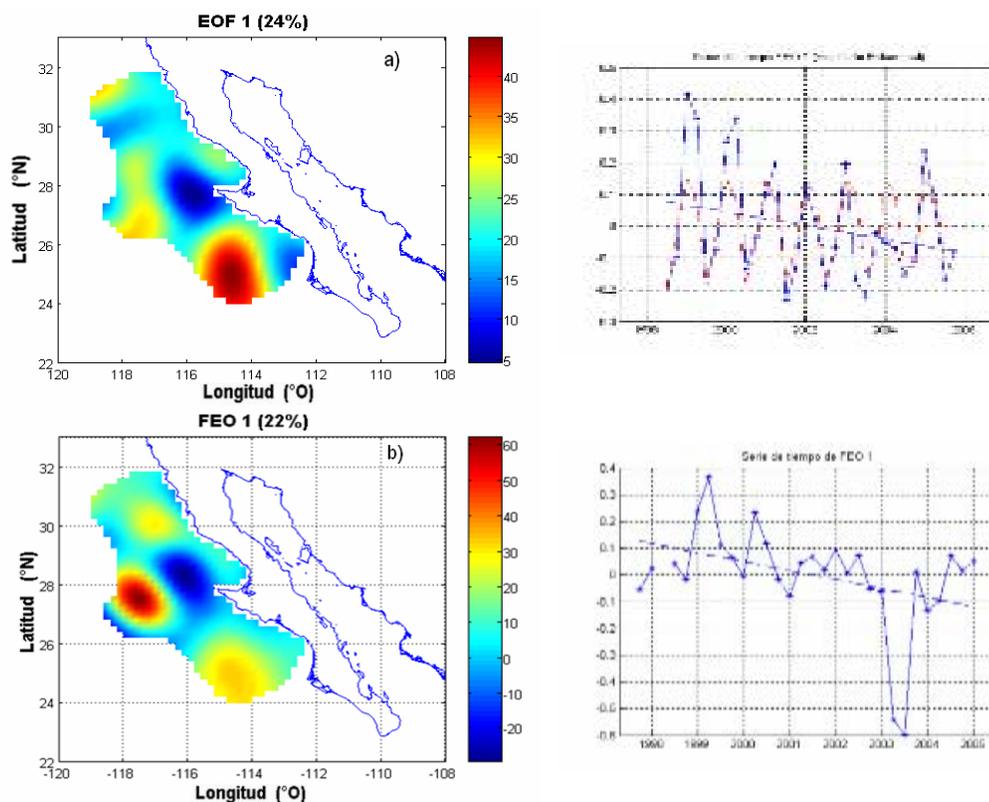


Figura 8. Feos: a) estacional, b) interanual para la PCD-PCT.

## II.6. Discusión

En este trabajo se implementó una técnica basada en incrementos de densidad y de temperatura para encontrar la profundidad de la PCD y la PCT en la parte sur de la Corriente de California, se hicieron dos validaciones independientes entre sí de los resultados. Además, se examinó la variabilidad estacional e interanual de la profundidad de la capa superior de densidad constante, la profundidad de la capa superior de temperatura constante y de la diferencia del espesor entre esas dos capas.

La distribución de la desviación estándar de la PCD sugiere que existen tres zonas de comportamiento distinto: 1) entre 29° N y 32° N, 2) entre 24° N y 27° N, y 3) la zona comprendida entre 27° N y 29° N. Esta zonación es consistente con lo que proponen *Jerónimo y Gómez-Valdés* [2006], quienes con base en un análisis de las propiedades promedio sobre la superficie de  $25 \sigma_\theta$  y perfiles verticales promedio de temperatura y salinidad llegaron a la misma conclusión.

El comportamiento promedio de la PCD y de la PCT reveló que en general la PCD > PCT en toda la región de estudio. Sin embargo la distribución de la DT no es homogénea, lo que puede deberse a dos factores; el coeficiente de expansión térmica decrece cuando la temperatura también decrece [*Gill*, 1982], así, las variaciones de temperatura serán menores que las variaciones de densidad, por ello la advección de agua más fría producirá un decremento en el coeficiente de expansión térmica y con ello la energía necesaria para mantener una PCT dada es mayor que la necesaria para mantener una PCD. El segundo factor es el rol que tiene la haloclina en establecer la densidad. Así, resulta necesario analizar la distribución de la temperatura y la salinidad sobre las superficies isopícnicas, pues es sobre estas superficies en donde se da preferentemente la mezcla horizontal.

La variación estacional mostró que en general la pinoquina es más profunda que la termoclina, siendo en enero la máxima diferencia de profundidades. *De Boyer Montégut et al.*, [2004] mencionan que en esta clase de estructuras se requiere un flujo de flotabilidad bien compensado. Zonas de compensación horizontal entre los gradientes de

temperatura y sal dentro de la PCD han sido observados en invierno, por ejemplo, en el giro subtropical del Pacífico Norte [Rudnick y Ferrari, 1999], y cerca del frente subtropical en el sureste del Océano Índico [James et al., 2002]. Rudnick y Martin [2002] proponen que el mecanismo de compensación vertical en este tipo de capas está relacionado con la compensación horizontal.

La variación estacional de la PCT mostró que esta capa alcanzó su máximo en enero y su mínimo en julio. Para dar una primera explicación a esta variabilidad se implementó el modelo unidimensional de Niiler y Krauss [1977]. En este modelo se calcula la integral de la cantidad de energía cinética turbulenta ( $e$ ) disponible cuando se desprecian los efectos de disipación, Niiler y Krauss [1977] muestran que esta integral pueden ser representada simplemente por:

$$\int \frac{de}{dt} dz = m_* u_* - \frac{1}{2} \frac{g\alpha}{\rho_s C_p} Q h_m, \quad (7)$$

donde el primer término del lado derecho es el corte de producción de energía cinética turbulenta generado por el esfuerzo del viento  $\tau$ ,  $\rho_s$  densidad de la capa superficial del océano,  $m_*$  es un parámetro,  $u_* = \frac{\tau}{\rho_a}$ , es la fricción, el segundo término es la producción de energía cinética turbulenta por el forzamiento de flotabilidad superficial,  $g$  es la gravedad,  $\alpha$  es el coeficiente de expansión térmica,  $\rho_a$  es la densidad del aire,  $C_p$  es el calor específico,  $Q$  es el flujo de calor neto por la superficie del océano, y  $h_m$  es la

profundidad de la capa de densidad constante. La PCD es obtenida resolviendo la ecuación algebraica resultante al suponer que el balance de calor es unidimensional y estacionario  $\frac{de}{dt} = 0$ . Para forzar este modelo se utilizaron los datos del esfuerzo del viento y flujo de calor neto obtenidos por Hellerman y Rosenstein (1870 - 1996) ([http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD\\_HELLERMAN.html](http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_HELLERMAN.html)). Este modelo reprodujo los valores de PCD en los meses en que se presentan el máximo (enero) y mínimo (julio). Es decir como primera aproximación, las variaciones extremas de la PCD son explicadas por el esfuerzo del viento y el flujo de radiación neta.

La variación estacional de la PCT mostró que la profundidad de la capa de temperatura constante también alcanzó su máximo en enero y su mínimo en julio. Aunque la amplitud de sus oscilaciones es menor que los cambios en la PCD. Como consecuencia de la variación de los máximos y mínimos de la PCT y PCD, también la variación estacional de la capa DT alcanzó su máximo en enero y su mínimo en julio. Además la DT es más “paralela” a la PCT en enero, abril, y julio, en tanto que en octubre su distribución es menos parecida a las distribuciones de la PCT.

La distribución espacial del primero modo asociado al ciclo estacional de la PCD es consistente con la STD del promedio. Se observan además las tres zonas de comportamiento distinto antes mencionadas. La variación temporal de este modo retiene el comportamiento del ciclo estacional. En enero de 1998 la PCD fue más profunda, esto puede ser debido a que ocurrió un El Niño intenso produciendo una fase caliente (Índice

Niño3.4), durante este fenómeno la piconclina se hunde de tal forma que la PCD será más profunda [Busalacchi y O'Brien, 1981; Lee y Fukumori, 2003].

De manera similar a la PCD, la distribución espacial del primero modo asociado al ciclo estacional de la PCT es consistente con la STD del promedio. La variación temporal de este modo también retiene el comportamiento del ciclo estacional. En enero de 1998 la PCT fue más profunda, esto es consistente con las observaciones de que El Niño ocurrió en esta periodo, durante este fenómeno la termoclina se hunde produciendo una PCT más profunda [McPhaden, 1993].

La distribución espacial del primero modo estacional de la DT es parecida a la distribución de la variabilidad que se obtiene de la desviación estándar. La variación temporal de este modo retiene el comportamiento del ciclo estacional, aunque el porcentaje de varianza contenido en este modo es muy baja. La diferencia mínima entre ambas capas ocurre en octubre (5 m), este modo revela que el ritmo de variación es diferente para la PCD y la PCT. La señal de El Niño 1997-1998 no se reflejó como anómala en la DT, esto pudo deberse a que El Niño 1997-1998 perturbó tanto a la PCD como a la PCT de tal forma que sus efectos se compensaron en ambas capas.

## **Capítulo III**

### **Variabilidad de temperatura y salinidad en la capa de mezcla de la región sur de la Corriente de California, durante 1997 - 2005**

#### **III.1. Resumen**

Se estudia la variación estacional e interanual de la temperatura, la salinidad y la densidad en la capa de mezcla de la parte sur de la Corriente de California. Los datos analizados fueron obtenidos en treinta y dos cruceros realizados en el periodo 1997 - 2005 en la red de estaciones del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL). En la región de estudio las variables termodinámicas en la capa superior del océano presentan tres zonas de comportamiento distinto, al norte de  $27^{\circ}$  N en donde la variabilidad es mínima, una región central entre  $26^{\circ}$  N y  $27^{\circ}$  N en donde la variabilidad es intermedia, y al sur de los  $26^{\circ}$  N en donde la variabilidad es máxima. Sólo a escala estacional se establecen frentes de temperatura, salinidad y densidad entre  $25^{\circ}$  N y  $27^{\circ}$  N. En promedio, los frentes se observan en la salinidad y en la temperatura, pero no en la densidad. Resultado que sugiere que en ésta región los gradientes de temperatura se compensan con los gradientes de salinidad. La variabilidad espacial reveló que la actividad de mesoescala para la salinidad es más intensa que para la temperatura y para la densidad, lo que sugiere que la variabilidad de mesoescala de la densidad es controlada

por la salinidad. Durante la primavera, cuando la Corriente de California y las surgencias costeras se intensifican, tanto la temperatura como la salinidad tuvieron su valor mínimo. Durante el otoño, cuando el flujo neto de calor alcanza un máximo y tanto la Corriente de California como las surgencias se debilitan, la temperatura alcanza su valor máximo. El máximo de salinidad se presenta en invierno, cuando la Corriente de California presumiblemente se colapsa. La temperatura de la capa de mezcla fue anómalamente cálida de 1999 a 2003, lo contrario sucedió durante enero y julio de 1998, julio de 2003 y abril y julio de 2004. La salinidad de la capa de mezcla fue anómalamente baja durante enero de 1998 y de 2003 a 2005, lo contrario sucedió durante enero de 1998 y enero de 2002. La variabilidad interanual parece estar relacionada con los ciclos ENSO; probablemente también con advección anómala de agua subártica.

### **III.2. Introducción**

En la capa superior del océano se da el intercambio de momento, calor y masa entre el océano y la atmósfera, tal que los efectos de los forzamientos atmosféricos se registran primero en la capa de mezcla. Esto es de suma importancia, ya que las alteraciones de los ciclos naturales en la Tierra, e.g., el calentamiento global, primero se registran en la capa de mezcla.

Más importante que el intercambio de calor océano-atmósfera, es el efecto del viento sobre la capa de mezcla en las corrientes limítrofes orientales de las regiones subtropicales. Los campos de viento transmiten momento a la capa superior del océano, así, alteran la capa de mezcla de tres maneras. La primera es por la mezcla turbulenta que

genera, la segunda por el transporte de Ekman y la tercera por el bombeo de Ekman [Wunsch, 1996].

La variación estacional de la temperatura y la salinidad a 10 m de profundidad ha sido discutida por Lynn [1967]. Reid *et al.* [1958], en sus estudios sobre la Corriente de California, estudian la variación estacional de la columna de agua del dominio entero de la corriente. Gómez-Valdés y Velez-Muñoz [1982] estudian la variación estacional de la región costera a dos profundidades 10 y 200 m. Gómez-Valdés [1983] discute la variación estacional de la línea 100. En un estudio seminal, Lynn y Simpson [1987] describen la variación estacional de la circulación geostrofica usando como nivel de referencia 500 dbar. Los trabajos mencionados utilizan los datos del programa California Cooperative Fisheries Investigations (CalCOFI). Más recientemente, Espinoza-Carreón *et al.* [2004] estudian la variabilidad estacional e interanual de la temperatura superficial del mar frente a Baja California utilizando datos del radiómetro de alta resolución AVHRR por sus siglas en inglés. Durazo *et al.* [2005] discuten las condiciones oceanográficas en el lapso 2002 - 2003 para la misma región. En una serie de artículos, publicados en CalCoFI reports, sobre las condiciones oceanográficas del Sistema de la Corriente de California se han documentado eventos anómalos en la región. La serie inició con el trabajo de Hayward *et al.* [1995], quienes discutieron las condiciones 1994 - 1995. En Lynn *et al.* [1998] se incluyen por vez primera resultados del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL), en el que se retomó el plan de colectas oceánicas frente a Baja California, originalmente diseñado por CalCOFI. Sin embargo,

con datos y metodologías recientes la variabilidad estacional e interanual de la capa de mezcla de las propiedades termodinámicas no se ha realizado hasta la fecha.

En este trabajo se investigan las variaciones estacionales e interanuales de la temperatura y la salinidad integradas en la capa de mezcla para el periodo 1997 - 2005, usando datos del programa IMECOCAL.

En la sección 3 se presentan el área de estudio y los datos. La sección 4 trata sobre los métodos. Los resultados se presentan en la sección 5. En la sección 6 se presenta la discusión y se dan las conclusiones.

### **III. 3. Área de estudio y datos.**

En la Figura 9 se muestra el derrotero de los cruceros del programa IMECOCAL, los que cubren una malla formada por doce líneas hidrográficas perpendiculares a la costa. La mayoría de las estaciones de muestreo, marcadas con puntos negros, están separadas por una distancia de 37 km, las estaciones costeras no siguen este patrón. La distancia entre cada línea hidrográfica es de 74 km. Además, aparte de las irregularidades de la malla, las mediciones no siempre ocurren en las posiciones marcadas en el derrotero, y en algunas ocasiones no se cubren estaciones, así en general las mediciones son espacial y temporalmente irregulares. Durante el período 1950 - 1970, el programa CalCOFI, ahora concentrado en la región oceánica frente a California, cubría también esta región [Hewitt, 1988].

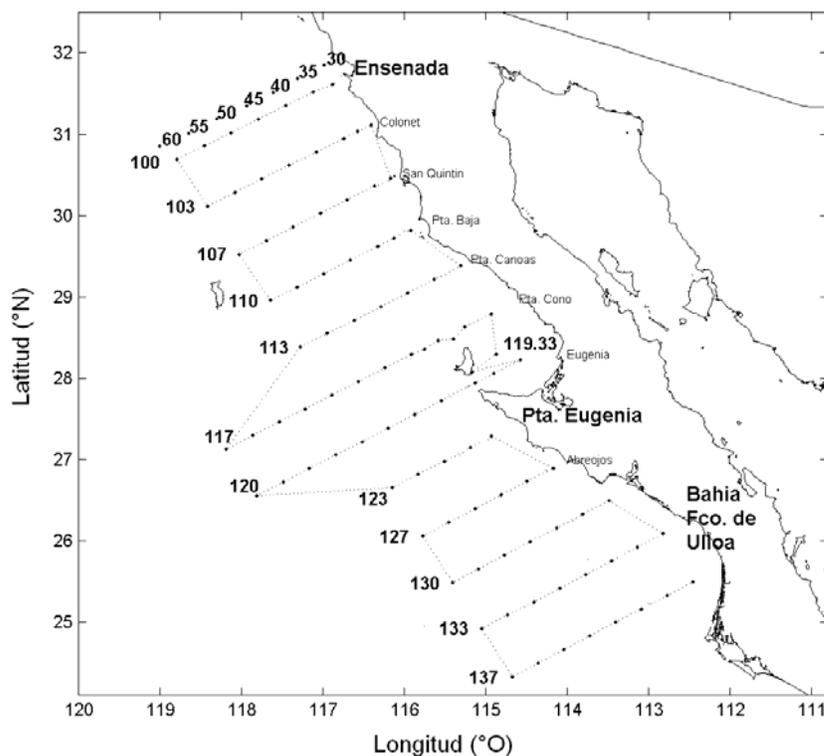


Figura 9. Área de estudio

En general, en cada estación de la malla IMECOCAL se realizaron lances de CTD (Conductivity, Temperature, Depth) desde la superficie hasta 1,000 m de profundidad, aunque en algunas ocasiones se realizaron lances más profundos. Como hay estaciones con profundidad menor a 1,000 m, en ellas los lances fueron más someros. En la mayoría de los cruceros se utilizó un sistema CTD modelo SBE-911 plus, cuyo sensor de conductividad tiene una precisión de  $0.003 \text{ mmho cm}^{-1}$ , el de temperatura de  $0.0002^\circ \text{ C}$  y el de presión de  $0.001 \%$  de la escala completa. *García-Córdova et al.* [2005] reportan una descripción completa del procesamiento de los datos. Para este trabajo, se revisaron los datos de cada lance, los datos que presentaron desviaciones extremas, fueron

eliminados del perfil, posteriormente el perfil completo fue reconstruido interpolado con métodos de mínima varianza.

### III.4. Métodos

La determinación de la profundidad de la capa de mezcla se hizo con el método de *Kara et al.* [2002], explicado a detalle en el Capítulo II de ésta tesis. Una vez calculada la profundidad de la capa de mezcla ( $h(\bar{x})$ ), en cada uno de los lances representados por la malla espacio-temporal  $(\bar{x}, t)$  se procedió a integrar verticalmente cada una de las variables termodinámicas desde la profundidad de la capa de mezcla hasta la superficie,

$$[\theta(\bar{x}, t), S(\bar{x}, t), \sigma_\theta(\bar{x}, t)] = \frac{1}{h(\bar{x})} \int_{-h(\bar{x})}^0 [\theta(\bar{x}, t), S(\bar{x}, t), \sigma_\theta(\bar{x}, t)] dz. \quad (8)$$

Una vez calculados los valores de la integral de las variables termodinámicas en cada uno de los puntos de la red IMECOCAL y para todo tiempo, se procedió a realizar la interpolación óptima de acuerdo a la metodología elaborada por *Jerónimo y Gómez-Valdés* [2006]. Para cada campo escalar se calcularon las escalas de correlación, que en general en este caso fueron  $\sim 74$  km en la dirección perpendicular a la costa, y  $\sim 110$  km en la dirección paralela a la costa. Por condiciones de minimización del error, la distancia entre puntos de la malla de interpolación resultó de 18.0 km.

Es práctica común el construir los campos estacionales de CalCOFI e IMECOCAL utilizando el análisis armónico para extraer la señal estacional anual y semianual de las series de tiempo de las variables oceanográficas [*Lynn y Simpson*, 1987; *Durazo et al.*, 2005]. Para extraer las componentes estacionales de los datos interpolados en forma

óptima se procedió a extraer, por análisis armónico, aplicando el principio de cuadrados mínimos, las componentes semianuales y anuales de las series de tiempo de las variables termodinámicas en cada punto de la malla interpolada. El ajuste por cuadrados mínimos se realizó en la forma:

$$\theta_A(\bar{x}, t) = A_0(\bar{x}) + A_1(\bar{x})\cos(w_1t - f_1) + A_2(\bar{x})\cos(w_2t - f_2) \quad (9)$$

en donde  $A_0(\bar{x})$  es el promedio temporal,  $A_1(\bar{x})$  es la amplitud anual,  $A_2(\bar{x})$  es la amplitud semianual de cada serie de tiempo,  $w_1 = 2\pi/365.25$  es la frecuencia correspondiente al ciclo anual,  $w_2 = 4\pi/365.25$  es la frecuencia correspondiente al ciclo semianual, ambas en radianes,  $f_1$  y  $f_2$  son las fases de las armónicas anual y semianual respectivamente, y  $t$  es el tiempo. El mismo procedimiento se aplicó para la salinidad  $S(\bar{x}, t)$ , y para la densidad potencial  $\sigma_\theta(\bar{x}, t)$ .

Para extraer las escalas y modos de variabilidad de los campos y su evolución temporal, se utiliza el método de Funciones Empíricas Ortogonales (Feos) de acuerdo a lo desarrollado por *von Storch y Zwiers* [2001]. El procedimiento completo se presenta en forma detallada en el Apéndice C, aquí se mencionan los pasos principales. Primero, para cada punto de la red IMECOCAL, se calculó el promedio de la serie de tiempo correspondiente a cada variable, sin incluir los cruceros de septiembre de 1997 y de enero de 1998, esto debido a que son los cruceros correspondientes a El Niño 1997 – 1998. Posteriormente este promedio fue removido de cada dato correspondiente a la serie, para obtener las anomalías,

$$\begin{aligned} & [\theta(\bar{x}, t)', S(\bar{x}, t)', \sigma_\theta(\bar{x}, t)']_i = [\theta(\bar{x}, t), S(\bar{x}, t), \sigma_\theta(\bar{x}, t)]_i \\ & - \frac{1}{30} \sum_{t=1}^{30} [\theta(\bar{x}, t), S(\bar{x}, t), \sigma_\theta(\bar{x}, t)]_i \end{aligned} \quad (10)$$

Con el propósito de analizar la componente estacional de la variación temporal del modo espacial de las anomalías, se realizó la descomposición en Feos a los datos obtenidos de (10). Para analizar la variabilidad interanual, se extrajo la componente estacional a las anomalías, y a la serie de tiempo resultante se le aplicó la descomposición en Feos.

### III.5. Resultados

La Figura 10a muestra la distribución espacial del promedio de la temperatura potencial. La distribución es casi zonal, pero perturbada por surgencias costeras, donde las temperaturas más bajas (17° C) se presentan al norte de Punta Eugenia y las más altas (20° C) al sur de Punta Eugenia, entre los 26° N y 27° N se observa un frente térmico con distribución aproximadamente zonal. Cerca de la costa, al norte de Punta Eugenia, se establece una franja de temperatura menor a 17° C. La Figura 10b muestra la distribución espacial de la desviación estándar alrededor del promedio de la temperatura potencial. La distribución es casi meridional, donde los valores más altos se presentan cerca de la costa y los más bajos lejos de la costa. Se distinguen tres regiones de diferente variabilidad, al norte de Punta Eugenia la variabilidad es baja (2° C), cerca de Punta Eugenia la variabilidad es media (2.5° C) y al sur de Punta Eugenia la variabilidad es alta (3° C). Este patrón podría ser un indicio de una alta variabilidad de mesoescala en ésta zona.

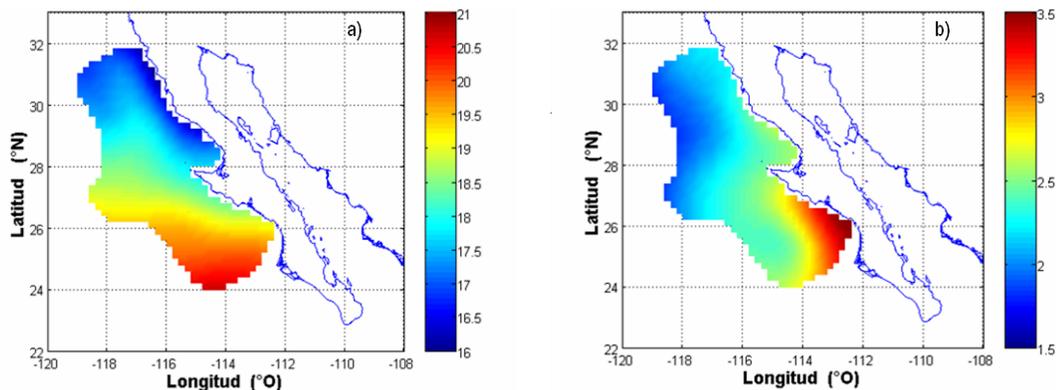


Figura 10. a) Promedio y b) desviación estándar de la temperatura potencial integrada en la PCD.

La Figura 11a muestra la distribución de la anomalía de temperatura de enero. La distribución es casi homogénea con valores de anomalía negativa en toda la región de  $-1^{\circ}$  C. La Figura 11b muestra la distribución de la anomalía de temperatura de abril. Las líneas de igual anomalía negativa son casi paralelas a la costa, donde los valores más altos ( $-2^{\circ}$  C y  $-3^{\circ}$  C) se presentan cerca de la costa entre Punta Baja y Punta Eugenia, éste máximo en la amplitud podría estar controlado por el desarrollo de la Corriente de California, en tanto que el mínimo de enero puede deberse al ciclo estacional de calentamiento del océano a través de la superficie. La Figura 11c muestra la distribución de la anomalía de la temperatura de julio, las anomalías son positivas en toda la región. La línea  $1^{\circ}$  C de igual anomalía es paralela a la costa; los valores menores a  $1^{\circ}$  C se presentan cerca de la costa. La Figura 11d muestra la distribución espacial de la anomalía de octubre. En general la anomalía es positiva cercana a  $2^{\circ}$  C, donde los valores más altos se presentan frente a la Bahía Francisco de Ulloa, estos máximos en amplitud pueden

deberse al efecto del ciclo estacional de calentamiento, que en éstos meses, es máximo. La varianza del ciclo estacional de las anomalías de temperatura representó entre el 60 y el 75 % de la varianza total, donde los valores más altos se presentaron al sur de Punta Eugenia (70 - 75 %) y los más bajos (60 %) entre Punta Banda y Punta Eugenia mar afuera.

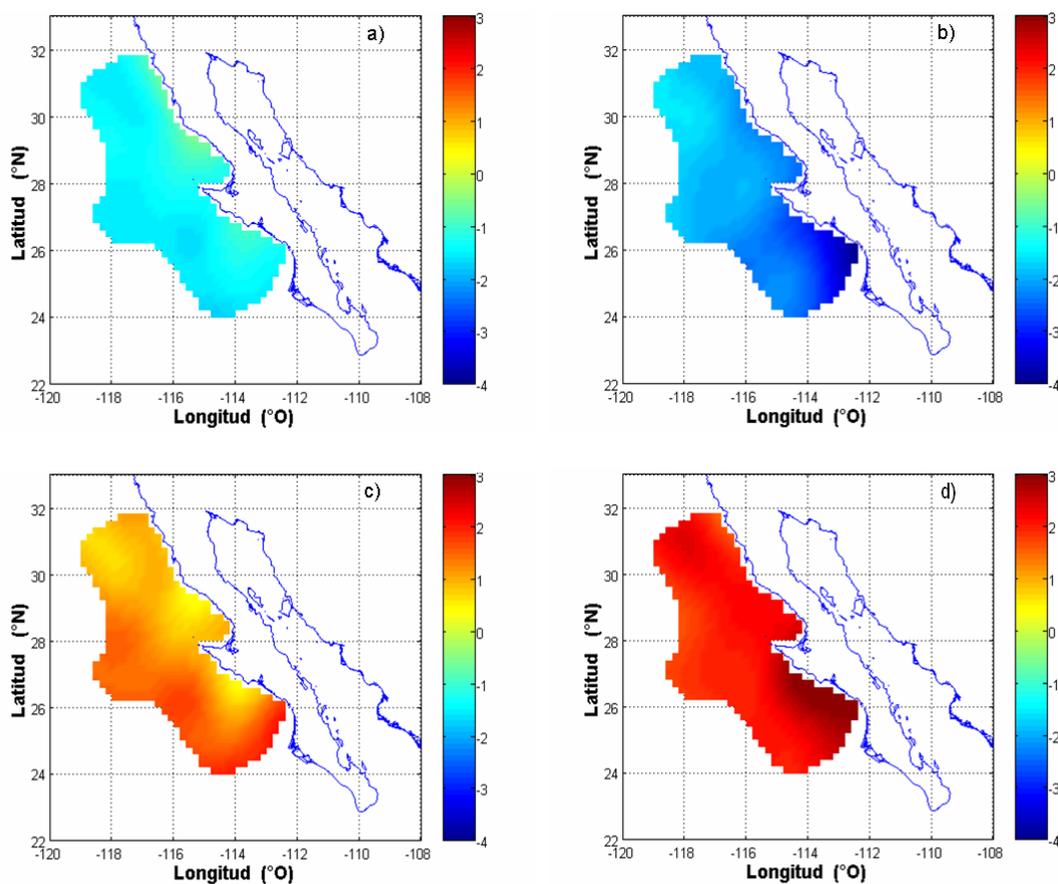


Figura 11. Variación estacional de la temperatura potencial integrada en la PCO, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.

La Figura 12a muestra la distribución promedio de la salinidad. La distribución se presenta en tres franjas zonales distinguibles entre sí. La del norte de Punta Eugenia tiene salinidad baja (33.4), la del frente de Punta Eugenia tiene salinidad media (33.7) y la del sur de Punta Eugenia tiene salinidad alta (34), entre  $26^{\circ}$  N y  $27^{\circ}$  N se establece un frente halino, a diferencia del frente térmico que se establece en ésta mismo zona, el frente halino es más difuso. La desviación estándar de la salinidad también muestra tres franjas zonales (Figura 12b). Al norte de Punta Eugenia la variabilidad es baja ( $0.15^{\circ}$  C), frente a Punta Eugenia la variabilidad es media ( $0.25^{\circ}$  C). Al sur de Punta Eugenia la variabilidad es alta ( $0.35^{\circ}$  C), la distribución espacial de la desviación estándar en toda la región de estudio es menos homogénea que la observada en la señal de la temperatura, comportamiento que sugiere que la variabilidad de mesoescala de la salinidad es más irregular que la de la temperatura.

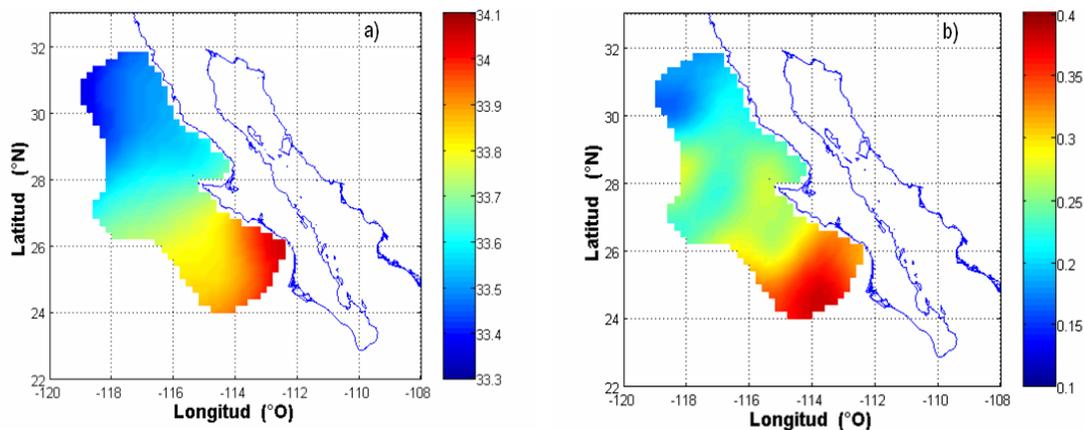


Figura 12. a) Promedio y b) desviación estándar de la salinidad integrada en la PCD.

La Figura 13a muestra las anomalías de salinidad para el enero correspondiente al ciclo estacional. Se presenta un gradiente meridional de anomalía de salinidad, donde las anomalías positivas (0.14) se dan al sur de Punta Eugenia y las negativas (- 0.01) al norte de Punta Eugenia, ésta zona podría marcar el límite sureño de la Corriente de California. La Figura 13b muestra la distribución de anomalías de abril. La distribución es zonal y las anomalías son negativas en toda la región, con valores más bajos al sur de Punta Eugenia, estos valores pueden deberse a que la Corriente de California en éste mes tiene su máximo desarrollo. La Figura 13c muestra la distribución de las anomalías de julio. La distribución es en forma de parches. Las anomalías fueron negativas en toda la región excepto mar adentro frente a Punta Eugenia, en donde se presenta una región casi cerrada lejos de la costa de anomalía positiva (0.04). La Figura 13d muestra la distribución de las anomalías de salinidad de octubre. La distribución se da en forma de parches. Al sur de Punta Eugenia la anomalía es positiva (máxima 0.14), con un gradiente sur-norte, de Bahía Francisco de Ulloa a Punta Eugenia. Al norte de Punta Eugenia predominan las anomalías negativas (- 0.01), esta distribución puede ser un indicio del que la Corriente de California comienza a retraerse.

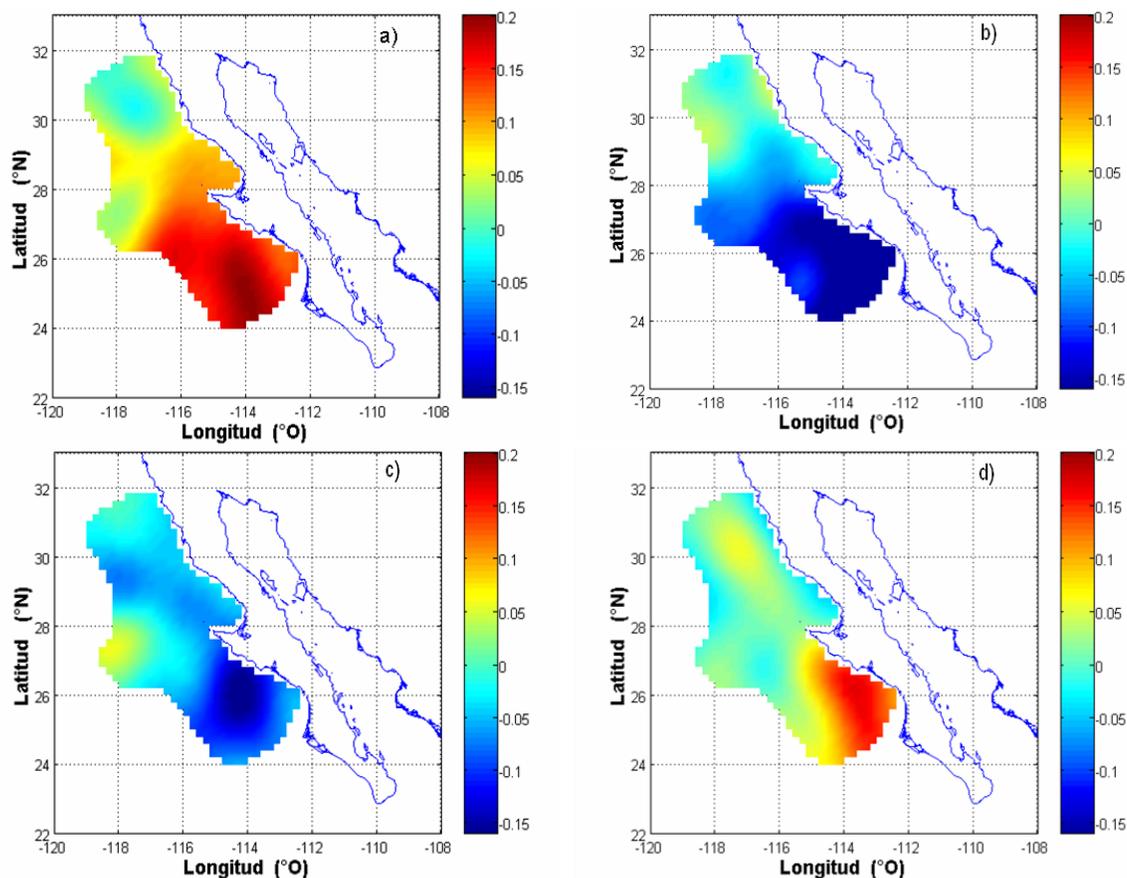


Figura13. Variación estacional de la salinidad integrada en la PCD, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.

La Figura 14a muestra el promedio de la densidad potencial integrada en la capa de mezcla. Las isopicnas son paralelas a la costa, con los valores más altos cerca de la costa y los más bajos lejos de ella; en particular entre Ensenada y Punta Eugenia se presentan los valores más altos (24.7) de la franja costera, en la distribución espacial del promedio de la densidad no se observa frente zonal entre los 26° N y 27° N. La Figura 14b muestra

la desviación estándar de la densidad potencial. La distribución es zonal. La dispersión es más baja (0.45) al norte de Punta Eugenia y más alta (0.75) al sur de la misma.

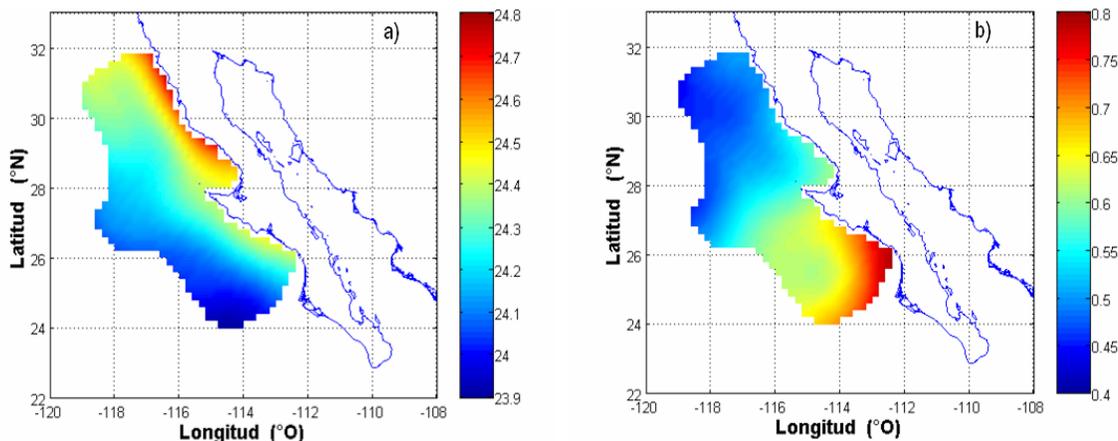


Figura 14. a) Promedio y b) desviación estándar de la densidad integrada en la PCD.

La Figura 15a muestra las anomalías de densidad para el enero correspondiente al ciclo estacional. Las anomalías son positivas, entre 0.3 y 0.6, las anomalías más bajas (0.3) se presentan al norte de Punta Eugenia y las más altas (0.6) al sur de la misma. Se presenta una franja de anomalía uniforme (0.4) entre Punta Eugenia y la Bahía Francisco de Ulloa, lo que indica un posible frente costero. La Figura 15b muestra la distribución de los valores de las anomalías de densidad de abril. Los valores de las anomalías son positivos con valores entre 0.4 y 0.7. Las líneas de igual valor de anomalía corren paralelas a la costa. Los valores de anomalía más altos se presentan cerca de la costa. Los valores de las anomalías son más altos al sur de Punta Eugenia. La Figura 15c muestra la distribución de anomalías de densidad correspondientes a julio. Los valores de las anomalías son

negativas, entre  $-0.6$  y  $-0.2$ . Los valores más altos se presentan al sur de Punta Eugenia y los más bajos al norte de la misma. La Figura 15d muestra la distribución de anomalías de densidad de octubre. Las anomalías son negativas entre  $-0.4$  y  $-0.6$ . Las líneas de igual anomalía son paralelas a la costa y los valores de anomalía más altos se presentan al sur de Punta Eugenia.

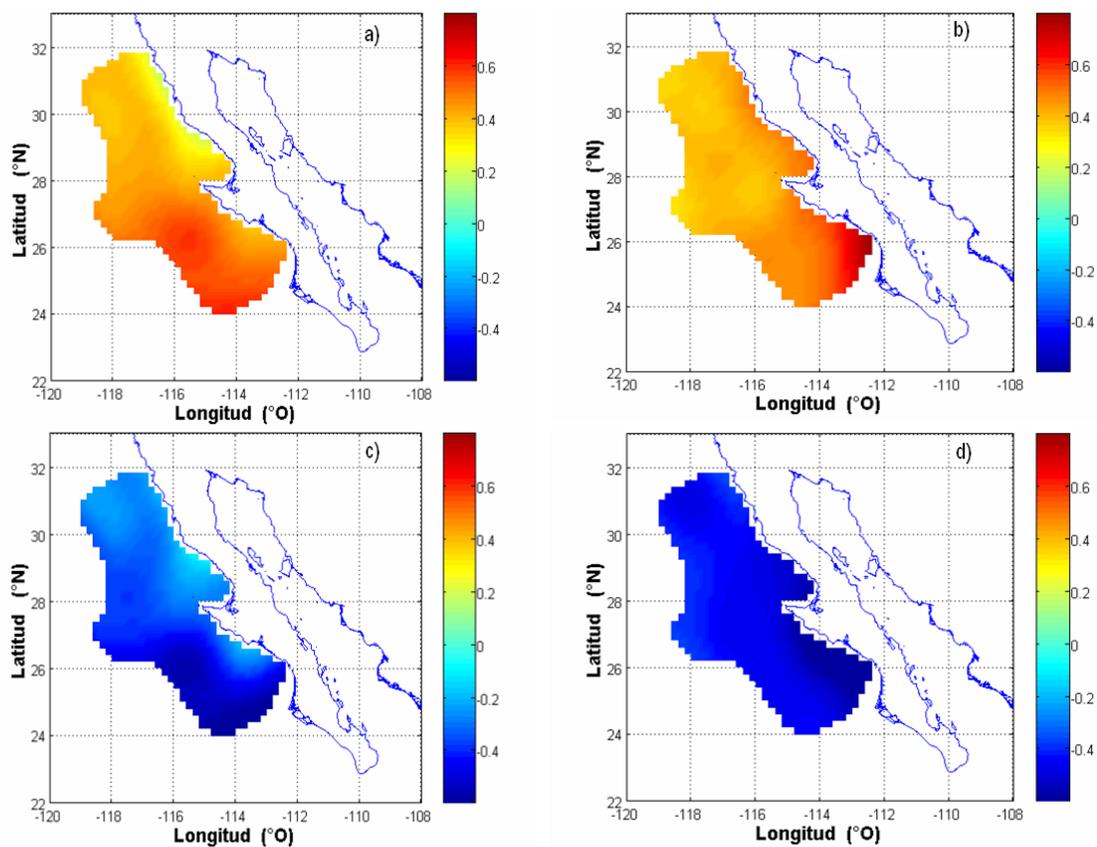


Figura 15. Variación estacional de la densidad potencial integrada en la PCD, a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre.

La Figura 16a muestra el modo 1 de la serie de las anomalías de temperatura de la señal estacional que contiene el 85 % de la varianza total. La distribución espacial de éste modo muestra que la variación es del mismo signo en toda la región, se observan tres zonas de variabilidad de las anomalías, la zona de amplitud de variabilidad mínima ( $\sim 2^\circ$  C) se presenta al norte de  $28^\circ$  N, entre  $25^\circ$  N y  $28^\circ$  N se presenta una zona de amplitud de variabilidad intermedia ( $\sim 2.5^\circ$  C), y al sur de  $25^\circ$  N se presenta una zona de máxima amplitud de variabilidad ( $\sim 3^\circ$  C), el frente térmico que se presenta en el promedio, también se observa en la distribución espacial de éste modo. La serie de tiempo asociada al modo mostró que el ajuste por cuadrados mínimos de la componente estacional (armónicos semi-anual y anual) contiene el 44 % de la varianza y la componente no-estacional un 13 %. De esta forma, el modo representa la variación estacional, ya que la serie de tiempo del modo y el ajuste estacional casi coinciden en los puntos extremos. Con respecto al ciclo estacional, la temperatura más baja se presenta en abril y la más alta en octubre, excepto en 2004 cuando la temperatura más baja se presenta en enero. La amplitud de la anomalía va de  $1.0^\circ$  C a  $-3.5^\circ$  C. La Figura 16b muestra el modo 1 de la serie de las anomalías de temperatura de la señal no-estacional, contiene el 75 % de la varianza total. La distribución espacial asociada a éste modo revela que la variación es del mismo signo en toda la región de estudio. La variabilidad espacial del modo de la señal interanual es más meridional que la variabilidad espacial del modo de la señal estacional; el modo varía más cerca de la costa que mar adentro. El rango de variación es de  $2^\circ$  C. La temperatura más baja se presenta en octubre de 2003 y la más alta en octubre de 1997. La amplitud de la anomalía va de  $0.5^\circ$  C a  $-1.5^\circ$  C, el frente térmico no se observa en éste modo de variabilidad no-estacional.

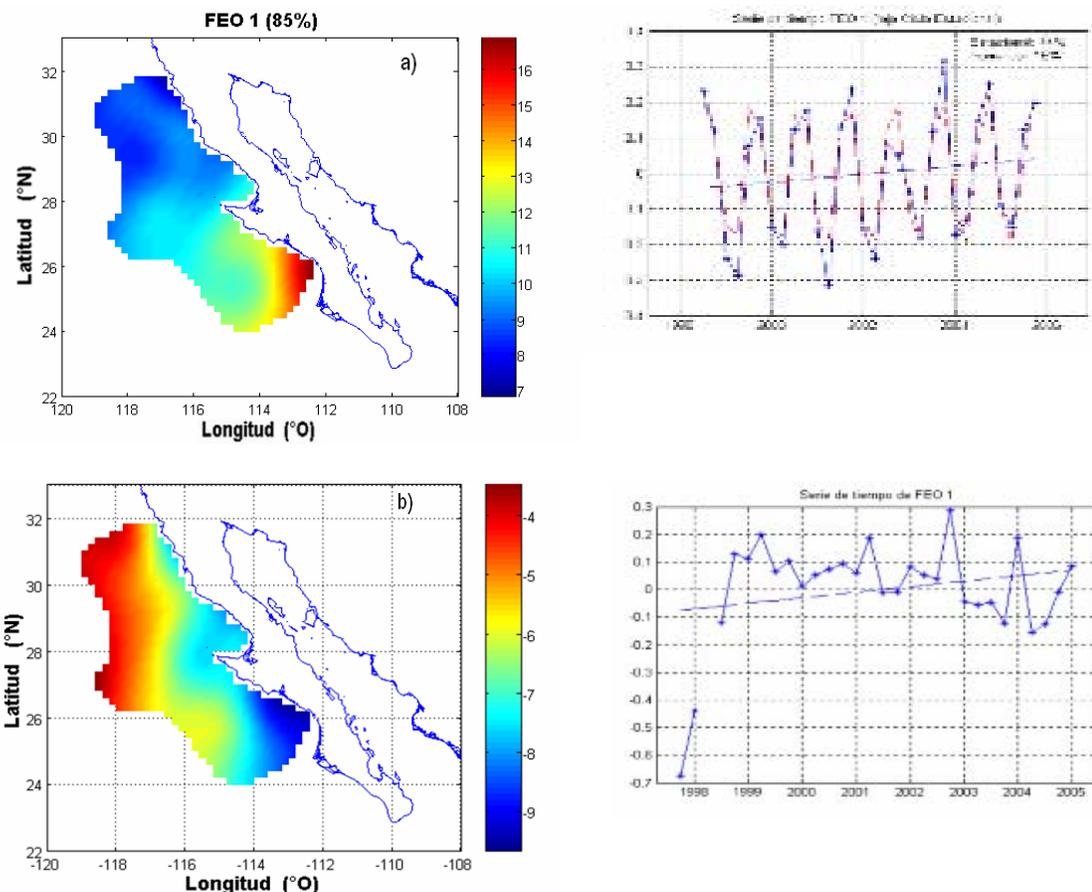


Figura 16. Feos: a) estacional, b) interanual de la temperatura potencial integrada en la PCD.

La Figura 17a muestra el modo 1 de la serie de las anomalías de la salinidad, contiene el 58% de la varianza, lo que indica que la variación estacional de las anomalías de la salinidad es de menor magnitud que la variación correspondiente de la temperatura. La distribución espacial de éste modo muestra que la amplitud de la variabilidad es del mismo signo en toda la región, la amplitud mínima ( $\sim 0.15$ ) se presenta al de  $28^\circ$  N, entre  $26^\circ$  N y  $28^\circ$  N la amplitud de la variabilidad es media ( $\sim 0.22$ ), y la máxima amplitud ( $\sim 0.35$ ) se presenta al sur de  $26^\circ$  N, la señal del frente halino es difusa. La serie de tiempo del modo mostró que el ajuste por cuadrados mínimos de la componente estacional

contiene el 1 % de la varianza y la componente no-estacional un 22 %. El rango de variación del modo es de 1.5 unidades. Respecto al ciclo estacional, la salinidad más baja se presenta en abril y la más alta en enero, excepto en 2004 cuando el mínimo estacional se presenta en julio. Esto parece indicar que el ciclo estacional se rige por el patrón de circulación estacional en el área de estudio, es decir cuando la Corriente de California es intensa (abril) dominan las aguas subárticas y cuando la Corriente de California es mínima (enero) dominan las aguas ecuatoriales. La Figura 17b muestra el modo 1 de la serie de las anomalías de la salinidad de la señal no-estacional, contiene el 71 % de la varianza. El rango de variación espacial es de 1 unidad. La distribución espacial de este modo es similar a la distribución espacial del modo 1 de la serie de la señal estacional. La salinidad más baja se presenta en enero 2004 y la más alta en enero de 1998. A partir de abril de 2003 la salinidad es más baja que lo normal. El modo interanual muestra tres eventos de agua salada, el primero de ellos en octubre 1997, el otro en enero 1998, y el tercero en enero 2002; en donde el de enero de 1998 fue el más salado de los eventos extremos. Y dos eventos de agua fresca, el más intenso en enero de 2004 y el segundo en abril de 2003.

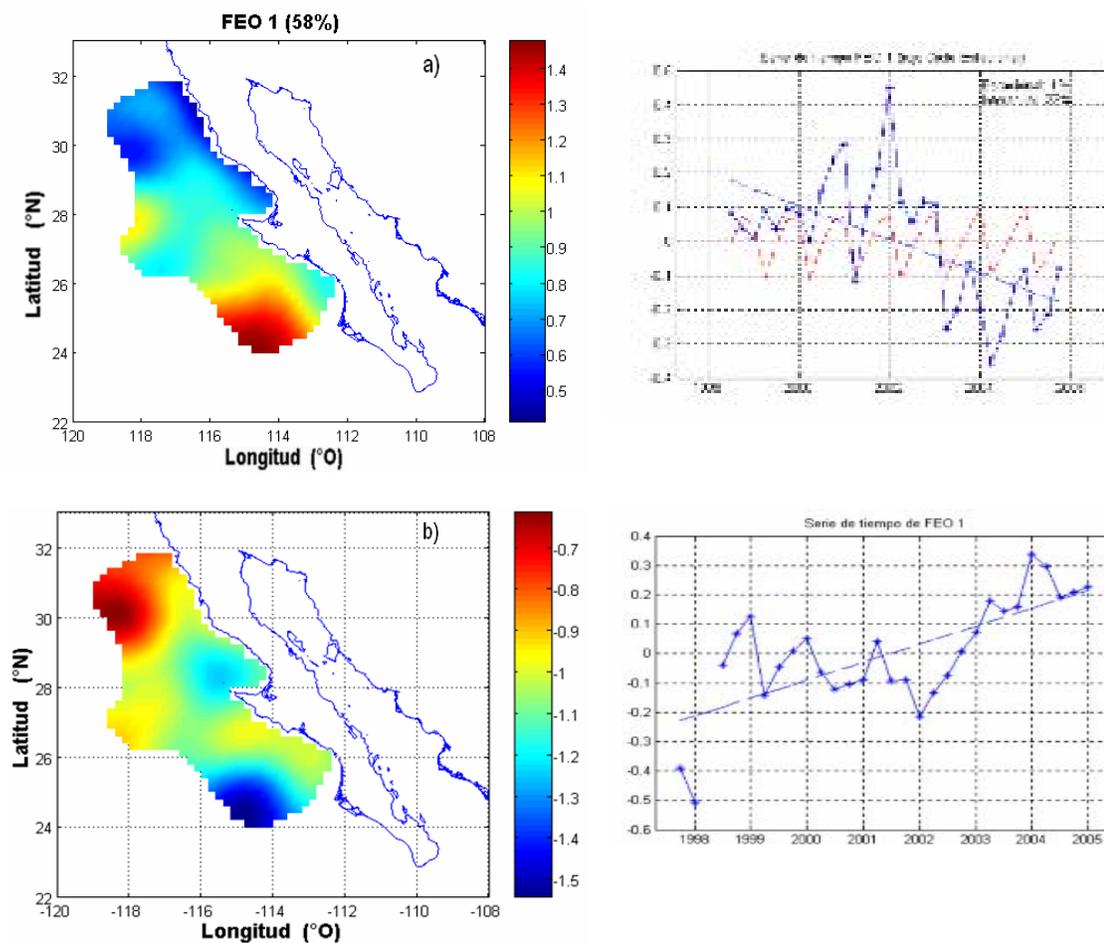


Figura 17. Feos: a) estacional, b) interanual de la salinidad integrada en la PCD.

La Figura 18a muestra el modo 1 de la serie de las anomalías de la densidad de la señal estacional, contiene el 87% de la varianza. La distribución espacial de éste modo, mostró que la amplitud de la variabilidad es del mismo signo en toda la región, la amplitud mínima ( $\sim 0.4 \text{ kg/m}^3$ ) se presenta al norte de  $28^\circ \text{ N}$ , entre  $26^\circ \text{ N}$  y  $28^\circ \text{ N}$  la amplitud de la variabilidad es media ( $\sim 0.5 \text{ kg/m}^3$ ), y la máxima amplitud ( $\sim 0.6 \text{ kg/m}^3$ ) se presenta al sur de  $26^\circ \text{ N}$ , entre  $26^\circ \text{ N}$  y  $27^\circ \text{ N}$  se observa un frente de densidad. La serie de tiempo

del modo 1 mostró que la componente estacional contiene el 50 % de la varianza y la componente no-estacional 7 %. El rango de variación del ciclo estacional es de  $1.0 \text{ kg/m}^3$ . Respecto al ciclo estacional, la amplitud positiva máxima (agua pesada) se presenta en enero y la amplitud positiva mínima (agua ligera) se presenta en octubre, excepto 2003 y 2004 cuando el máximo se mueve hacia abril. En octubre de 1997 se registró El Niño como un evento de agua ligera (alta temperatura), sin embargo en enero de 1998 se registró El Niño como un evento de agua pesada (alta salinidad). La Figura 18b muestra el modo 1 de la serie de anomalías de densidad sin la señal estacional, el que representa 77 % de la varianza interanual. El modo oscila en fase en toda la región, pero varía menos al norte de Punta Eugenia, que al sur. El máximo de densidad se presenta en octubre de 2002 y el mínimo en el mismo mes pero en 1997. Aparte del efecto de El Niño 1997-98, un evento de agua ligera se presenta a partir de 2003. La amplitud de la anomalía va de  $0.3 \text{ kg/m}^3$  a  $-0.5 \text{ kg/m}^3$ .

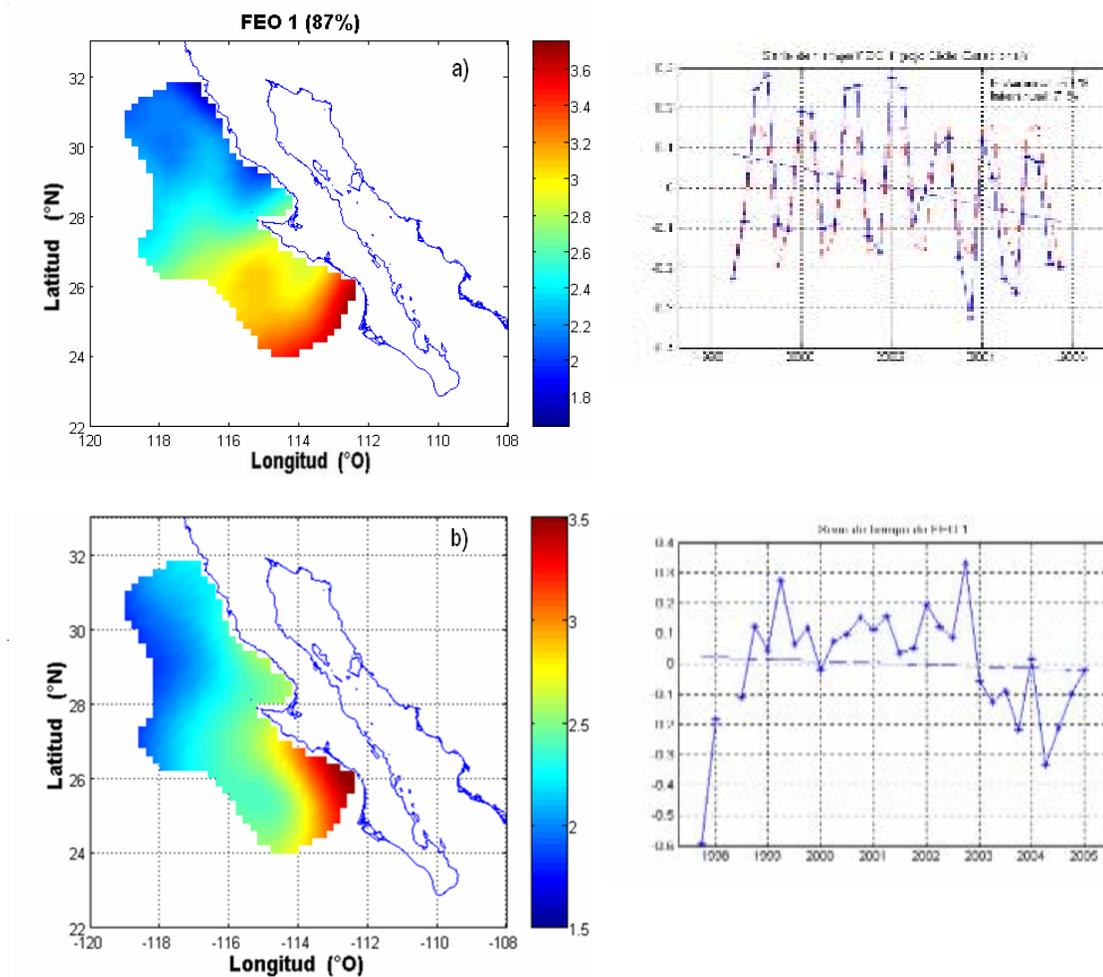


Figura 18. Feos: a) estacional, b) interanual de la densidad integrada en la PCD.

### III.6. Discusión

La variabilidad estacional e interanual de temperatura, salinidad y densidad en la capa de mezcla para el periodo 1997-2005 fueron examinadas en este trabajo. Las aguas más frías se presentan en enero y abril y las más cálidas en julio y octubre. Las aguas menos saladas se presentan en abril y las más saladas se presentan en enero. La variabilidad

estacional de la densidad está controlada por la variación de la temperatura (coeficiente de correlación 0.95), en cambio su variabilidad interanual está más fuertemente ligada a la variación de la salinidad. La variabilidad estacional de la temperatura fue mayor que la variabilidad estacional de la salinidad. La variabilidad interanual de las variables termodinámicas estuvo dominada por eventos lejanos, entre ellos los más claramente manifestados fueron los ciclos ENSO.

El ciclo estacional de la temperatura mostró que en abril se presentan las más bajas temperaturas en la capa de mezcla, y en octubre se presentan las temperaturas más altas. Esto parece ser principalmente debido a la variación en intensidad de la Corriente de California [Lynn y Simpson, 1987], y a las surgencias [Schwing y Mendelsohn, 1997], y en segundo lugar al ciclo estacional de la entrada de calor a la capa mezclada [Swenson y Niler, 1996]. La intensificación de la Corriente de California en primavera favorece la pérdida de calor por la interfase en toda la región. El rotacional del esfuerzo del viento es máximo positivo [Bakun y Nelson, 1991], por lo tanto el bombeo de Ekman favorece la elevación de la superficie. En julio cuando la Corriente de California se debilita con respecto a abril [Lynn y Simpson, 1987], y la intensidad de las surgencias disminuye [Schwing y Mendelsohn, 1997], aunque no uniformemente a lo largo de la costa, el flujo neto de calor por la superficie se hace más importante. En enero la intensidad de la Corriente de California es mínima [Lynn y Simpson, 1987], y el flujo neto de calor es mínimo, por lo que la temperatura disminuye.

El ciclo estacional de la salinidad mostró que en abril se presentan las más bajas salinidades en la capa de mezcla y en enero las más altas. Esto parece ser debido a la variación de la intensidad de la Corriente de California. En abril la Corriente de California es más intensa [Lynn y Simpson, 1987], es decir domina de  $40^{\circ}$  N  $20^{\circ}$  N, acarreando agua menos salada. Además, el agua que se hundió en la zona de subducción en enero [Tomczak y Godfrey, 1994], arriba en las isopícnas superiores a la región estudio. En enero la Corriente de California se debilita [Lynn y Simpson, 1986], lo que puede ocasionar que dominen fenómenos locales como frentes, remolinos y contracorrientes.

La marcha estacional de la densidad integrada en la capa mezclada, revela que los valores más altos de su anomalía tienen lugar en enero y abril. Esto puede ser debido, tanto a los cambios en la intensidad de la Corriente de California y a la intensificación de las surgencias que tienen lugar en éste periodo [Bakun y Nelson, 1991], como al ciclo estacional de los flujos de calor hacia la PCD. En abril, cuando la Corriente de California tiene su desarrollo máximo [Lynn y Simpson, 1987] y cuando las surgencias son más intensas [Schwing y Mendelsohn, 1997], la temperatura en esta capa será la más baja, así, recordando que en la señal estacional la temperatura domina a la densidad, se puede explicar la presencia de aguas más densas en la PCD.

En enero y abril, la magnitud de las variaciones en la distribución espacial de la anomalía de densidad es más irregular, en el sentido matemático, la norma del gradiente de flotabilidad es máximo, siguiendo a Ferrari y Young [1997] y a Ferrari y Paparella

[2003], este puede ser un mecanismo para que los gradientes horizontales de salinidad y de temperatura sean tales que su interacción de lugar a una compensación en la PCD, por la variación de su razón de densidad horizontal [Ferrari y Rudnick, 2000]. En julio y octubre, tienen lugar los valores más bajos de la anomalía de densidad en la PCD, comportamiento que puede ser consecuencia tanto del debilitamiento de la Corriente de California (con respecto a abril) [Lynn y Simpson, 1987], como de la variación en la intensidad de las surgencias [Schwing y Mendelsohn, 1997]. Como resultado de este análisis, se observa también que la distribución espacial de la densidad es más homogénea, a diferencia de lo que ocurre en enero y julio, y los gradientes de la flotabilidad y su norma  $\sim 0$ . Sin embargo, las diferencias espaciales de la flotabilidad no serán despreciables, según los estudios teóricos de Stommel [1993] y Stommel y Young [1993], bajo estas condiciones pueden tener lugar mecanismos para que los gradientes de temperatura (que como se observa, son no nulos), sean dos veces más intensos que los gradientes de salinidad [Ferrari y Rudnick, 2000].

La variación interanual de la densidad está principalmente controlada por las variaciones de salinidad (coeficiente de correlación  $\sim 0.92$ ), a escala interanual los efectos del ENSO son importantes. Está documentado que en la región norte de la Corriente de California tienen importancia los eventos de advección anómala de agua subártica [Di Lorenzo, 2003; Durazo et al. 2005], en la región sur, uno de los mecanismos de advección podrían ser la ocurrencia de remolinos de mesoescala que hagan eficiente la mezcla de sal, por ejemplo, debajo de la pycnoclina, como lo sugieren Lukas y Santiago-Mandujano [2001], entre otros.

En los campos promedio de temperatura y salinidad integradas en la PCD se observa un frente termohalino entre  $26^{\circ}$  N y  $27^{\circ}$  N, siendo en el campo de salinidad más difuso que en el de temperatura, este rasgo no se observa en la densidad, lo que sugiere que tiene lugar en la región de estudio algún mecanismo que produce que los gradientes de temperatura se compensen con los gradientes de salinidad en promedio. La distribución espacial de las desviaciones estándar de temperatura, salinidad y densidad, muestran que en la región de estudio la capa superior del océano presenta tres regiones de comportamiento distinto, al norte de  $27^{\circ}$  N en donde la variabilidad es mínima, una región central entre  $26^{\circ}$  N y  $27^{\circ}$  N en donde la variabilidad es intermedia, y al sur de los  $26^{\circ}$  N en donde la variabilidad es máxima. El análisis con Feos, reveló que en los patrones de variabilidad espacial con la señal estacional incluida se presentaron frentes en las tres variables en la zona entre  $25^{\circ}$  N y  $27^{\circ}$  N. En cambio cuando la variabilidad estacional fue removida de cada una de las variables, los frentes no se observan en la distribución espacial del modo líder de cada una de las variables, esto indica que los frentes observados se producen a escala estacional, y no ocurren a escala interanual. Se observa también que la variabilidad de mesoescala de la salinidad es más intensa que la de la temperatura, la densidad tiene una variabilidad de mesoescala intermedia entre éstas dos variables, lo que podría ser un indicio que la salinidad controla la variabilidad de la densidad a mesoescala.

## Capítulo IV

# Temperatura y salinidad promedio sobre una superficie isopícnica de la parte superior del océano frente a Baja California

### IV.1. Resumen

Se estudiaron los campos medios de las propiedades termodinámicas de la superficie de  $25\sigma_\theta$  en la parte sur de la Corriente de California utilizando datos del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) de 1998 a 2005. Se implementó el método de análisis objetivo para los datos de CTD. El método fue validado por medio de ensayos Monte Carlo. Las escalas de correlación óptimas fueron  $L_Y = 110$  km y  $L_X = 90$  km, en dirección paralela y perpendicular a la costa, respectivamente. En concordancia con el balance geostrófico, la superficie promedio de  $25\sigma_\theta$  estuvo inclinada, con la parte más somera (38 m) cerca de la costa y la parte más profunda (68 m) mar adentro. El área más lejana de la costa se encontró dominada por remolinos. Al norte de Punta Eugenia resaltaron amplias áreas de baja temperatura ( $< 14.0^\circ$  C) y salinidad ( $< 33.6$ ), mientras que al sur dominaron las altas temperaturas ( $> 14.4^\circ$  C) y salinidades ( $> 33.7$ ). De esta manera Punta Eugenia, en promedio, resulta la zona donde confluyen las aguas cálidas y saladas de origen ecuatorial y las aguas frías y poco saladas de origen subártico. La variabilidad de los campos termodinámicos indica

que hay tres zonas de variabilidad distinta: la norte (29 - 31° N), de variabilidad preponderantemente baja, la sur (25 - 27.5° N) de variabilidad preponderantemente alta y la central, de variabilidad media entre las otras dos. La discriminación entre estas tres zonas fue corroborada mediante análisis de gradientes de temperatura y de salinidad y mediante perfiles verticales medios de las tres zonas.

#### **IV.2. Introducción**

Varios autores han estudiado el campo de velocidades geostroficadas para dilucidar la variabilidad espacial y temporal de los flujos frente a Baja California, empleando datos hidrográficos, ya sea del programa California Cooperative Fisheries Investigations (CalCOFI) o de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) o de ambos [Gómez-Valdés, 1984; Lynn y Simpson, 1987; Durazo y Baumgartner, 2002]. Otra manera de investigar la variabilidad de la circulación con datos de temperatura, salinidad y presión es con el uso de superficies de densidad potencial constante [You y McDougall, 1990], ya que los procesos de mezcla de escala grande se desarrollan primeramente a la largo de ellas cuando la presión de referencia es la presión de éstas superficies [Montgomery, 1938; Schmitt, 1990].

Una de las superficies que se puede elegir para estudiar los procesos de mezcla inducidos por la circulación en la capa superior del océano frente a Baja California es la superficie de  $25 \sigma_\theta$ , fundamentalmente porque en la Corriente de California el mínimo de salinidad ocurre cerca de la superficie de  $25 \sigma_\theta$  [Reid, 1973; Talley, 1985] y, en el área

IMECOCAL, la profundidad de la superficie de  $25 \sigma_\theta$  se encuentra en la parte superior de la pycnoclina [Gómez-Valdés, 1984; Jerónimo y Gómez-Valdés, 2003]. Otros fenómenos, como los remolinos de mesoescala, también influyen en la distribución de propiedades a lo largo de las isopícnas [You y McDougall, 1990]. A diferencia de la relativamente gran cantidad de estudios sobre corrientes geostróficas, frente a Baja California no hay estudios sobre la circulación en las superficies isopícnicas que en éste caso son una buena aproximación a las superficies neutrales.

El propósito de este trabajo es estimar los campos de temperatura potencial y salinidad promedio de la superficie de  $25.0 \sigma_\theta$  que se encuentran frente a la costa oeste de Baja California. Se aborda también el problema de la zonación; para ello, se sigue el criterio del grado de variabilidad (desviación estándar) de las propiedades termodinámicas.

### **IV.3. Datos y métodos**

Los datos analizados en el presente trabajo son de 29 cruceros, desde la expedición de julio de 1998 hasta el crucero de octubre de 2005. *García-Córdova et al.* [2005] reportan una descripción completa del procesamiento de los datos obtenidos con un Seabird CTD. Para este trabajo, se revisaron los datos de cada lance del banco de datos IMECOCAL, los datos que presentaron desviaciones extremas, fueron eliminados del perfil, posteriormente el perfil fue reconstruido interpolado con métodos de mínima varianza.

Se sabe que los datos de los campos escalares del programa IMECOCAL son inhomogéneos, es decir la distancia entre estaciones no es uniforme, así resulta necesario

implementar el método de análisis objetivo para la interpolación de los campos. Aquí se presenta en forma resumida la implementación del método, siguiendo los desarrollos propuestos por *Le Traon* [1990] y *Davis* [1985]. La malla de interpolación se generó por diferencias finitas por el método de *Tinoco-Ruiz* [1997]. Por condiciones de minimización del error, la distancia entre los puntos de la malla resultó de 18 km.

Se obtuvo, con los datos de cada crucero, las escalas de autocorrelación espacial de los campos de temperatura, salinidad y densidad. Se encontró por medio de variogramas [ver *Cressie*, 1993], que la distribución de la correlación de esos campos tiene dos ejes principales, uno paralelo a la costa ( $L_Y$ ) y el otro perpendicular a la misma ( $L_X$ ). Ajustando por cuadrados mínimos el modelo Gaussiano, se obtuvieron las escalas de correlación, resultando  $L_X = 90$  km y  $L_Y = 110$  km. De la información obtenida a partir de los variogramas, para la construcción del estimador se eligió la base de funciones:

$$\left\{ F_1 = 1, F_2 = e^{-(x/L_X)^2}, F_3 = e^{-(y/L_Y)^2} \right\}. \quad (11)$$

De tal forma que la función correlación empleada fue

$$C_{xy}(x, y) = E + (1 - E)e^{-(x/L_X)^2 - (y/L_Y)^2}, \quad (12)$$

en donde  $E$  es el error relativo o porcentaje de varianza explicada de las fluctuaciones del campo medio. Siguiendo a *Bretherton et al.* [1976] y *Chereskin y Trunnell* [1996] se seleccionó  $E$  como el 10 % de la varianza. El campo medio se remueve ajustando un plano en un subespacio de dimensión cuatro generado por la base de polinomios  $\{xy, xy^2, x^2y, x^2y^2\}$ . La elección de la base se hizo con fundamento en la propiedad matemática de suavidad y por contener interacciones entre las dos direcciones espaciales.

Para evaluar la eficiencia del estimador obtenido mediante análisis objetivo se usó el método Monte Carlo, el cual consiste en generar un conjunto de vectores aleatorios con alguna distribución de probabilidad conocida que simulen los resultados de una variable física, para después comparar estadísticamente las observaciones con las simulaciones [Dufour, 2005]. El método se empleó para los datos generados de la manera siguiente. Primero, para cada estación, se buscó la profundidad (H), la temperatura potencial ( $\theta$ ) y la salinidad (S) correspondientes a la superficie de  $25 \sigma_\theta$ . Posteriormente se calcularon los promedios y desviación estándar de los campos de H,  $\theta$  y S de los 29 cruceros utilizados. Enseguida, con los campos de H,  $\theta$ , S interpolados con análisis objetivo, utilizando la ecuación de estado se obtuvo la estimación ( $25 \sigma_\theta^i$ ) de la superficie de  $25 \sigma_\theta$ . Luego se calculó la diferencia entre  $25 \sigma_\theta$  y  $25 \sigma_\theta^i$ .

Dada la función de correlación obtenida al aplicar el método de análisis objetivo, para la implementación de ensayos Monte Carlo se eligió la función de distribución de las diferencias entre  $25 \sigma_\theta$  y  $25 \sigma_\theta^i$  en la forma

$$C_{xy} = E \delta(x,y) + (1 - E) e^{-\left(\frac{x}{L_x}\right)^2 + \left(\frac{y}{L_y}\right)^2}, \quad (13)$$

donde  $\delta(x,y)$  es la función delta de Dirac,  $L_x$  y  $L_y$  son las escalas de correlación,  $(x,y)$  son las coordenadas de las diferencias,  $E$  es el porcentaje de varianza obtenido a partir de las diferencias [Von Storch, 1997]. Los ensayos Monte Carlo mostraron que el ruido es nulo sobre los errores de las diferencias. En la Figura 19 se muestran las diferencias, las

cuales resultaron menores que el 1% de los valores de  $25\sigma_\theta$ . La media estadística de cada realización fue de  $0.01 \text{ kg/m}^3$  con una desviación estándar de 0.02.

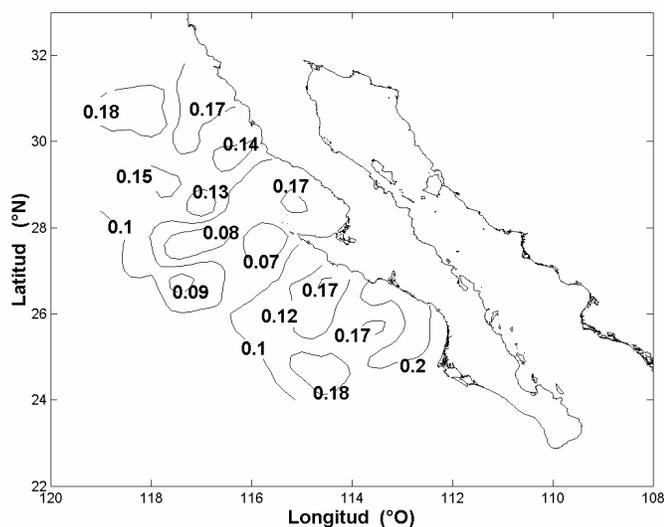


Figura19. Valores absolutos de las diferencias entre  $25\sigma_\theta$  y  $25\sigma_\theta^i$  ( $1 \times 10^{-3} \text{ kg/m}^3$ ).

#### IV.4. Resultados

En la Figura 20 se muestra el promedio y la desviación estándar de la profundidad de la superficie de  $25\sigma_\theta$ . En la distribución promedio de la profundidad destacaron dos franjas, una en donde las isóbatas fueron paralelas a la costa y la otra en donde dominan los meandros y los remolinos. La profundidad promedio fue más somera (38 m) cerca de la costa y se hizo más profunda hacia mar adentro hasta alcanzar 74 m de profundidad. En la franja de remolinos se presentaron dos depresiones, una centrada en  $29^\circ \text{ N}$ ,  $117^\circ \text{ O}$ , y la otra en  $26^\circ \text{ N}$ ,  $117^\circ \text{ O}$ . La variabilidad preponderante de la profundidad fue  $\sim 13 \text{ m}$ ;

en particular, en la zona norteña fue relativamente baja (10 - 12 m) y en el resto de la región relativamente alta (12 - 14 m). La depresión de H centrada en 29° N, 117° O fue más variable que la centrada en 26° N, 117° O.

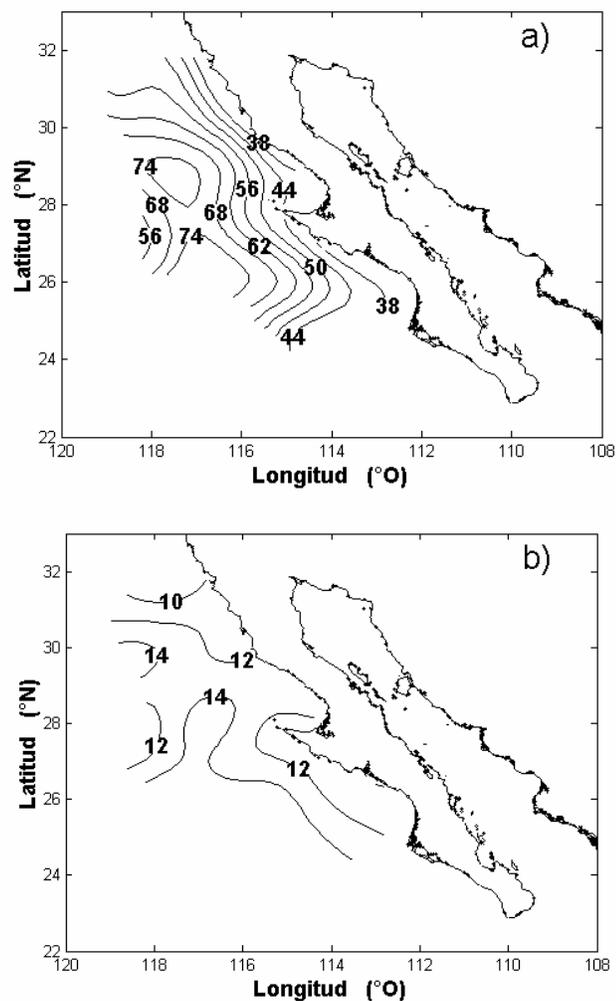


Figura 20. Profundidad (m) de la superficie de  $25.0 \sigma_\theta$ : (a) promedio de 1998 - 2005 y (b) desviación estándar.

La Figura 21 muestra el promedio y la desviación estándar de la temperatura potencial de la superficie de  $25 \sigma_\theta$ . La temperatura promedio mostró una distribución casi zonal con

estructura de frente térmico cerca de Punta Eugenia. La temperatura fue relativamente baja ( $13.8^{\circ}\text{C}$ ) al norte del frente y más alta ( $14.4 - 15.0^{\circ}\text{C}$ ) al sur. Una lengüeta de alta temperatura emergió de la Bahía Francisco de Ulloa. Por otra parte, la distribución de la variabilidad de la temperatura mostró que la región de más baja variabilidad ( $0.7^{\circ}\text{C}$ ) se dio en la zona más norteña y aumentó hacia el sur hasta alcanzar  $1.2^{\circ}\text{C}$  en la Bahía Francisco de Ulloa.

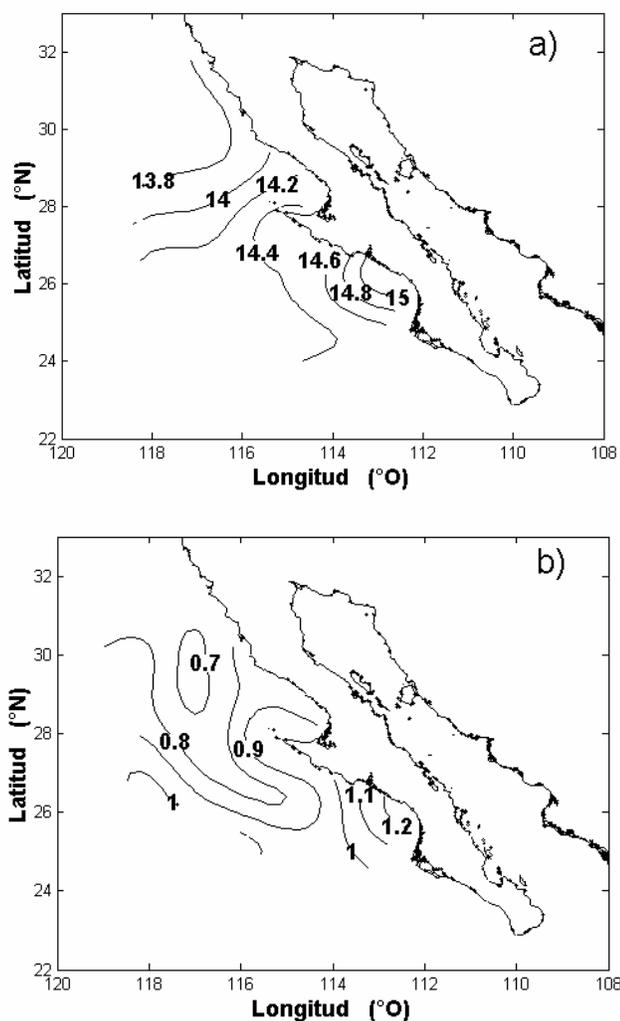


Figura 21. Temperatura potencial ( $^{\circ}\text{C}$ ) de la superficie de  $25.0 \sigma_{\theta}$ : (a) promedio y (b) desviación estándar.

La Figura 22 muestra el promedio y la desviación estándar de la salinidad de la superficie de  $25 \sigma_\theta$ . La distribución de la salinidad promedio fue casi zonal con valores bajos (33.5) al norte de Punta Eugenia y altos (33.7) al sur. Frente a la Bahía Francisco de Ulloa se presentó el máximo de salinidad (33.8). La distribución de la variabilidad de la salinidad fue también zonal, con valores bajos (0.2) al norte de Punta Eugenia y más altos (0.3) al sur.

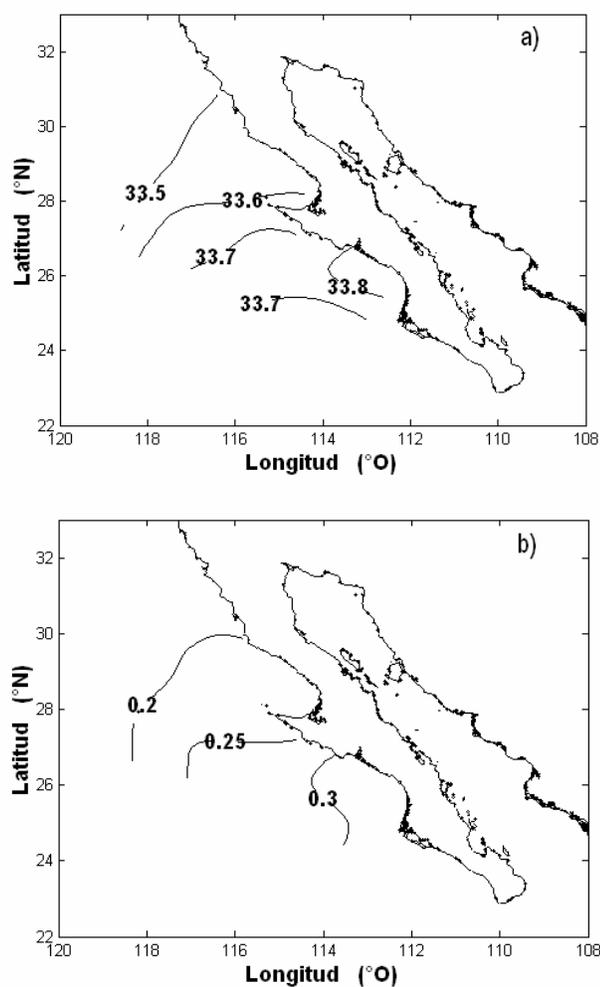


Figura 22. Salinidad de la superficie de  $25.0 \sigma_\theta$ : (a) promedio y (b) desviación estándar.

#### IV.5. Discusión

Las variaciones de la temperatura potencial y la salinidad a la largo de la isopícnica de  $25\sigma_\theta$  fueron estudiadas en el océano adyacente a Baja California. Se construyó un interpolador aplicando el método de análisis objetivo a los datos de CTD del programa IMECOCAL. Dada la anisotropía en la geometría de las observaciones en la malla IMECOCAL, la técnica de análisis objetivo resultó una buena opción para la interpolación de los campos. Con las escalas de correlación encontradas  $L_X = 90$  km (dirección ortogonal a la costa) y  $L_Y = 110$  km (dirección paralela a la costa), el interpolador obtenido por análisis objetivo resultó óptimo (en el sentido de mínima varianza) para los campos escalares de la región de estudio. La validez del interpolador fue analizada usando experimentos Monte Carlo. *Chereskin y Trunnell* [1996], con datos de altura dinámica obtenidos de los datos hidrográficos de CalCOFI, obtuvieron para el sur de California una  $L_X = 120$  km y una  $L_Y = 130$  km. Una explicación para las discrepancias entre las escalas de *Chereskin y Trunnell* [1996] y las escalas obtenidas en este trabajo se basa en la intensidad de los fenómenos de mesoescala, como remolinos y meandros, los que influyen en la varianza de los campos en cada región; también debe tenerse en consideración que CalCOFI e IMECOCAL tienen bases de datos de resolución diferente.

El campo de profundidad promedio es consistente con un flujo hacia el sur (Corriente de California). Mediante un modelo baroclínico sencillo de dos capas en balance geostrofico [Pedlosky, 1983], en el que si tomamos la latitud de  $28^\circ$  N, una distancia promedio de 70

km en la dirección perpendicular a la costa, un espesor de la primera capa de 10 m, y suponemos una densidad de la segunda capa de  $1026 \text{ kg/m}^3$  y de la primera capa de  $1025 \text{ kg/m}^3$  (que es la correspondiente a la isopicna que se está analizando), la velocidad resultante es de  $v = -5.8 \text{ cm/s}$ , consistente con lo reportado en la literatura para la región de estudio [Lynn y Simpson, 1987]. Por otra parte, se calculó el campo geostrófico promedio a 10 m relativo a 1000 dbar (información no mostrada), y se encontró que las distribuciones de ambos campos son similares. Así, el modelo de capas en balance geostrófico y el método geostrófico indican que los resultados de la profundidad de la superficie de  $25 \sigma_\theta$  son confiables.

Las depresiones y meandros que se localizan fuera de la costa en el campo de profundidad promedio son consistentes con lo reportado en el muy citado trabajo de Lynn y Simpson [1987]. Ellos calcularon el promedio y la desviación estándar de la altura dinámica (cm din) de 23 años de datos del programa CalCOFI. En la Fig. 4(d) de su artículo se localizan dos zonas alta variabilidad de altura dinámica frente a Baja California, las que corresponden a la ubicación de las depresiones aquí documentadas.

La variabilidad espacial de los campos termodinámicos promedio de la superficie de  $25 \sigma_\theta$  revela que frente a Baja California se distinguen tres zonas. En la zona norteña ( $29 - 31^\circ \text{ N}$ ) ocurre el mínimo de variabilidad en H,  $\theta$  y S, porque el dominio de la Corriente de California es muy fuerte. En la zona sureña ( $25 - 27.5^\circ \text{ N}$ ), cerca de la costa, la variabilidad es alta en  $\theta$  y S, en este caso por el dominio de las contracorrientes. En medio de estas dos zonas, la variabilidad es más alta en H y promedio en  $\theta$  y S por la

competencia entre estas dos influencias y por la existencia de remolinos, e.g. *Espinosa-Carreón et al.* [2004] y *Soto-Mardones et al.* [2004] reportan remolinos ciclónicos al oeste de Punta Eugenia.

Para aportar más elementos sobre la ocurrencia de tres zonas distintas según el grado de variabilidad de los campos termodinámicos, nosotros calculamos el promedio y la desviación estándar de todos los datos de CTD del programa IMECOCAL de las líneas 107 (zona norteña), 120 (zona central) y 130 (zona sureña). La Figura 23 muestra la desviación estándar de los perfiles verticales de 0 a 800 m de las tres líneas. En la zona norteña la variabilidad de la salinidad muestra dos picos. El pico superficial está asociado a la variabilidad de la Corriente de California y el subsuperficial a la variabilidad de las contracorrientes. En la zona central la variabilidad de la densidad potencial muestra dos máximos locales, uno asociado a la variabilidad de la temperatura y el otro a la variabilidad de la salinidad. En esta zona la variabilidad de las aguas subsuperficiales es la más alta de las tres zonas. En la zona sureña el máximo de variabilidad de la salinidad es más profundo, en comparación con la ubicación de los máximos de las otras dos zonas.

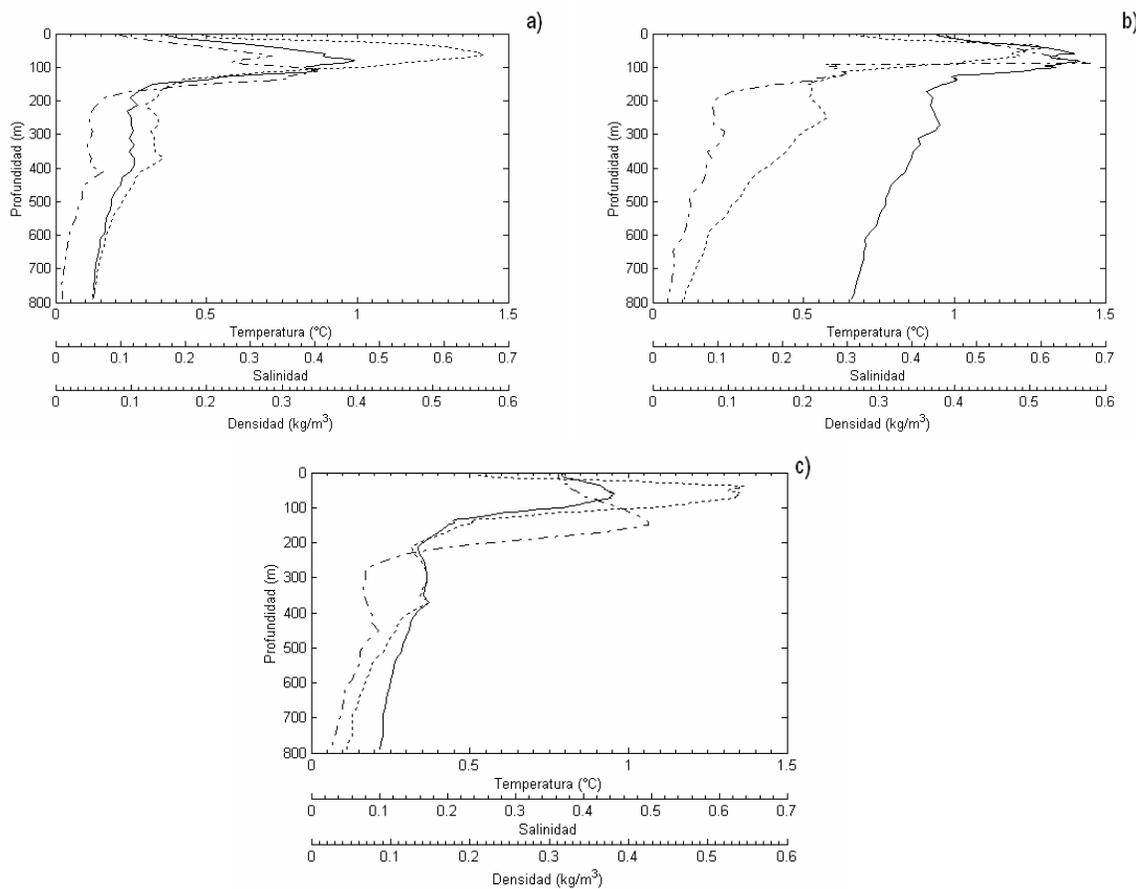


Figura 23. Desviación estándar de los perfiles verticales de densidad ( $\text{kg/m}^3$ ) (línea continua) temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) (línea punteada) y salinidad (línea punto y guión), desde la superficie hasta 800 m, de la: (a) línea hidrográfica 107, (b) línea hidrográfica 120 y (c) línea hidrográfica 130.

Los campos promedio de temperatura potencial y de salinidad indican que frente a Punta Eugenia se encuentra la zona de confluencia de la masa de agua del norte, fría y poco salada, y del sur, cálida y salada. Esto implica que ahí puede desarrollarse una estructura frontal. Siguiendo a *McDougall* [1984], si tomamos una parcela de agua de origen subártico con salinidad de 33.4 y temperatura potencial de  $13.5^{\circ}\text{C}$ , y una parcela de agua

de origen ecuatorial con salinidad de 33.9 y temperatura potencial de 15.9° C, y suponemos que se mezclan en la superficie de  $25\sigma_\theta$ , se generará una inestabilidad debido a la no linealidad de la ecuación de estado, la parcela resultante será más densa que las parcelas originales y tenderá a hundirse.

Por otra parte, las lengüetas de temperatura y salinidad que se forman frente a la Bahía Francisco de Ulloa se pueden tomar como señal de la existencia de una Contracorriente Superficial a lo largo de la costa como lo sugieren *Lynn y Simpson* [1987]. *Durazo y Baumgartner* [2002], por otra parte, documentaron que en El Niño 1997 - 1998 la Contracorriente Superficial fue claramente distinguible en toda la región.

De una estimación cualitativa de los gradientes horizontales de los campos promedio de  $\theta$  y  $H$  sobre la superficie de  $25\sigma_\theta$ , resulta que en la zona sureña  $\nabla H \cdot \nabla \theta < 0$ , lo que puede producir una inestabilidad termobárica [*McDougall*, 1984], tal que si se mezclan dos parcelas de agua sobre la superficie de  $25\sigma_\theta$ , la parcela resultante se moverá hacia la superficie del océano. En cambio en la zona sureña  $\nabla H \cdot \nabla \theta \sim 0$ , lo que indica que la parcela es estable. La estimación de los gradientes de los campos promedio de temperatura potencial y salinidad indican que en la zona norteña y en la zona sureña, los gradientes de temperatura y salinidad son perpendiculares a la costa, mientras que en la zona central dichos gradientes son paralelos a la costa. En toda la región IMECOCAL, los gradientes de temperatura y salinidad son aproximadamente paralelos entre si, lo que

indica que la mezcla de masas de agua en la superficie de  $25\sigma_\theta$  genera procesos thermohalinos alineados a los gradientes.

## Capítulo V

### Razón de densidad horizontal en la capa superior de la Corriente de California

#### V.1. Resumen

En este trabajo se presenta la variación estacional de la razón de densidad ( $R$ ) a lo largo de la superficie de  $25\sigma_\theta$  frente a Baja California, usando los datos del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL) del periodo 1997-2005. En particular, se examina el efecto de El Niño 1997-1998 en el campo de  $R$ . Para explicar los resultados de la variabilidad de  $R$ , también se calculó la profundidad de la capa de mezcla. En enero y abril, cuando la profundidad de la superficie  $25\sigma_\theta$  fue menor que la profundidad de la capa de mezcla, los gradientes de temperatura y los gradientes de salinidad tendieron a compensarse ( $0.8 \leq R \leq 1.2$ ). Esto es consistente con la teoría que sugiere que los mecanismos de compensación en la capa de mezcla son función de los gradientes horizontales de densidad [Young, 1994]. La distribución de  $R$  mostró indicios de que abril es el mes de mayor actividad de mezcla horizontal. En julio y octubre, la profundidad de la superficie de  $25\sigma_\theta$  fue mayor que la profundidad de la capa de mezcla y  $1.2 < R \leq 1.8$ . Además, en el período más intenso de El Niño 1997-1998 resultó  $R > 1.8$  en casi toda la región de estudio. Resultados que están en concordancia con la teoría que sustenta que los transportes de sal y calor son proporcionales a la

boyancia [Stommel, 1993]. La variabilidad del límite sureño de la Corriente de California generó frentes termohalinos (zonas de compensación entre los gradientes de temperatura y sal) en la región de estudio.

## **V.2. Introducción**

Los procesos de mezcla y de agitación son importantes en el estudio de las propiedades de la capa superior del océano. Un parámetro derivado de las propiedades termodinámicas del agua de mar que se usa para estudiar la mezcla horizontal es la razón de densidad ( $R$ ), el que se define como el cociente de las variaciones de temperatura y las variaciones de salinidad [Ferrari y Rudnick, 2000]. Debido a la importancia que los procesos termodinámicos tienen en la dinámica de la capa superior, investigaciones sobre la compensación entre el gradiente de temperatura y el gradiente de salinidad en esta capa se han incrementado recientemente [Rudnick y Ferrari, 1999; Ferrari y Rudnick, 2000; Rudnick y Martin, 2002].

El rango de valores válidos para  $R$  en las distintas capas de los océanos no ha sido aún establecido. Stommel [1993] y Stommel y Young [1993] encontraron que a gran escala  $R$  tiende a 2. Sus resultados fueron confirmados por otros autores, e.g. Chen [1995]. Por otro lado, estudios teóricos recientes como los realizados por Young [1994] y por Ferrari y Young [1997] sugieren que en la capa de mezcla  $R$  es cercano a 1, lo que ha sido corroborado a escalas tanto de decenas de kilómetros [Rudnick y Ferrari, 1999; Ferrari y Rudnick 2000] como a escala global [Rudnick y Martin, 2002].

Las superficies isopícnicas son una buena aproximación a las superficies neutrales cuando la presión media de las superficies isopícnicas sobre la región de estudio se elige como la presión de referencia [Schmitt, 1990]. Bajo las anteriores condiciones, a lo largo de las superficies isopícnicas no hay variaciones en la energía potencial, por ésta razón, la mezcla de los campos de temperatura y sal puede ser más eficiente [McDougall, 1987]. Para dilucidar procesos de mezcla, es pues importante analizar la distribución de los campos termodinámicos sobre estas superficies. Por ejemplo, Schmitt [1990] desarrolló la ecuación de conservación de R sobre una superficie isopícnica y analizó diferentes procesos de mezcla de la masa de agua central del Atlántico.

Una de las superficies isopícnicas que se puede elegir para estudiar R en la capa superior del océano frente a Baja California es la superficie de  $25\sigma_\theta$ , fundamentalmente porque la profundidad de la superficie de  $25\sigma_\theta$  se encuentra a una profundidad cercana a la profundidad de la capa de mezcla [Gómez-Valdés, 1984; Jerónimo y Gómez-Valdés, 2003] y porque en la Corriente de California el mínimo de salinidad ocurre entre las superficies de  $24\sigma_\theta$  y  $25\sigma_\theta$  [Talley, 1993]. Ya que la mezcla lateral causada por remolinos de mesoscala ocurre a lo largo de isopícnas [You y McDougall, 1990], los remolinos de la región pueden también influenciar la distribución de propiedades de la isopícnica de  $25\sigma_\theta$ . En nuestro conocimiento, frente a Baja California no hay estudios sobre la variabilidad de R a lo largo de superficies isopícnicas.

El propósito de ésta investigación es estudiar la variabilidad de R sobre la superficie de  $25 \sigma_\theta$ , usando los datos de CTD del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL). En particular, dilucidar la importancia relativa de la profundidad de la capa de mezcla y de la variabilidad termohalina en la distribución de R sobre la superficie de  $25 \sigma_\theta$ .

### V.3. Métodos

Debido a la irregularidad del muestreo, los campos escalares termodinámicos fueron interpolados usando análisis objetivo sobre una malla en donde la distancia entre los nodos fue 18.0 km. Las escalas de correlaciones empleadas fueron  $L_X = 90$  km, en la dirección paralela a la costa y  $L_Y = 110$  km, en la dirección perpendicular a la costa. La implementación del método para los datos de CTD del programa IMECOCAL se desarrolla en *Jerónimo y Gómez-Valdés [2006]*.

Por el sesgo que puede aportar un evento fuerte, en este caso El Niño 1997-1998, para calcular los cambios estacionales no se incluyeron los cruceros de septiembre de 1997 y de enero de 1998. En cada estación, se buscó la profundidad (H), la temperatura potencial ( $\theta$ ) y la salinidad (S) correspondientes a la superficie de  $25 \sigma_\theta$ . En el cómputo de R, para cada estación se calculó el coeficiente de expansión de la temperatura potencial ( $\alpha$ ) definido como [e.g. *Salmon, 1998*].

$$\alpha = -\frac{1}{\sigma_\theta} \frac{\partial \sigma_\theta}{\partial \theta}, \quad (14)$$

y el coeficiente de contracción halina ( $\beta$ ) dado por

$$\beta = \frac{1}{\sigma_\theta} \frac{\partial \sigma_\theta}{\partial S}, \quad (15)$$

en donde  $\sigma_\theta$  es la densidad potencial. En el Capítulo IV se obtuvo la distribución promedio de la profundidad de la superficie  $25\sigma_\theta$ , podemos observar que el promedio global es  $\sim 55$  m, por lo que ésta superficie es suficientemente somera para que sea válida la aproximación  $\sigma_\theta \sim \rho$  en (14) y (15).

Una vez obtenidas las distribuciones de  $\alpha$  y  $\beta$  se calculó la razón de densidad isopícnica empleando la ecuación que usan *Ferrari y Rudnick* [2000], para un intervalo espacial  $D$

$$R = \frac{\alpha \Delta \theta}{\beta \Delta S}, \quad (16)$$

en donde  $\alpha$  es el promedio entre los extremos de  $D$ ,  $\Delta \theta$  es la diferencia en temperatura potencial entre  $D$ ,  $\beta$  es el promedio entre los extremos de  $D$  y  $\Delta S$  es la diferencia en salinidad entre los dos puntos extremos de  $D$ .

La elección del intervalo espacial para el cálculo del parámetro  $R$  es crítico en el método, ya que no está determinado *a priori* [*Ferrari y Rudnick*, 2000]. En éste caso, debido a la frecuencia espacial de muestreo, se encontró que  $D = 45$  km es una intervalo espacial óptimo, el que resultó igual a  $L_x/2$ . Con la finalidad de verificar los resultados obtenidos con la metodología antes mencionada, se fueron calculadas las distribuciones de  $\alpha$  y  $\beta$  usando la ecuación de estado [*Gill*, 1987]. Resultó que las diferencias fueron pequeñas,  $\Delta \alpha \sim 1.0 \times 10^{-6} \text{ C}^{-1}$  y  $\Delta \beta \sim 2.0 \times 10^{-6}$ . Una vez obtenido el parámetro  $R$  en cada punto,

se interpoló el campo de  $R$  usando análisis objetivo. Para dilucidar la variación estacional de la razón de densidad sobre la superficie de  $25 \sigma_\theta$ , a la serie de tiempo de cada punto de la malla, se ajustan funciones armónicas con componentes anual y semianual usando un criterio por cuadrados mínimos (análisis armónico).

En cada estación se calculó la profundidad de la capa de densidad constante (capa de mezcla) según lo mencionado en el Capítulo II [Jerónimo y Gómez-Valdés, 2003]. Después, en cada estación, se calculó la diferencia entre la profundidad de la superficie de  $25 \sigma_\theta$  y la profundidad de la capa de mezcla. Posteriormente se calculó la variación estacional a la serie de tiempo de la diferencia en cada estación usando análisis armónico.

Con el propósito de analizar la relación entre la razón de densidad sobre la superficie de  $25 \sigma_\theta$  y la magnitud de las diferencias termohalinas, siguiendo a Rudnick y Martin [2002] se calculó la diferencia de “spiciness” definida como:

$$\Delta\pi = \sqrt{(\alpha\Delta\theta)^2 + (\beta\Delta S)^2} . \quad (17)$$

Posteriormente para cada serie de tiempo se calculó la variación estacional de  $\Delta\pi$ , usando análisis armónico.

#### **V.4. Resultados**

La Figura 24 muestra la distribución del parámetro  $R$  para los campos promedio de  $\theta$  y  $S$  en la región IMECOCAL. El valor del parámetro  $R = 1$  indica que las variaciones tanto de temperatura escalada con  $\alpha$  como las variaciones de salinidad escalada con  $\beta$  se

compensan. La curva de  $R = 1$  serpentea por toda la región de estudio de forma tal que la divide en cuatro zonas. Dos de  $R < 1$ , una al norte de  $30^\circ \text{ N}$  y la otra entre  $27^\circ \text{ N}$  y  $25^\circ \text{ N}$ , donde las variaciones de la salinidad fueron mayores que las variaciones de la temperatura. Dos de  $R > 1$ , una entre  $30^\circ \text{ N}$  y  $27^\circ \text{ N}$  y la otra al sur de  $25^\circ \text{ N}$  donde las variaciones de la temperatura fueron mayores que las variaciones de la salinidad.

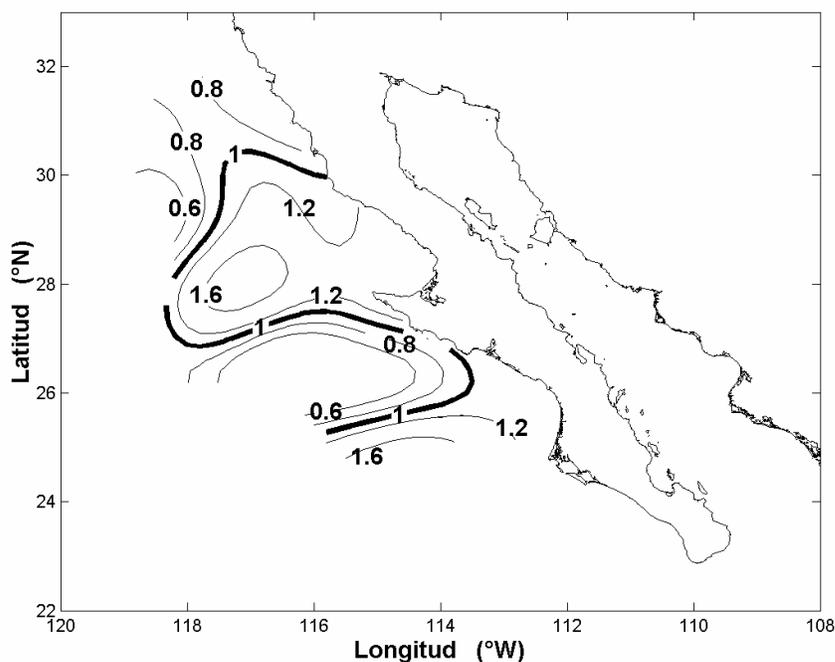


Figura 24. Distribución de la razón de densidad para los campos promedio de  $\theta$  y  $S$ .

En la Figura 25 se muestra la variación estacional del parámetro  $R$ . En enero dominaron las áreas en donde  $R < 0.8$ ; entre  $30^\circ \text{ N}$  y  $28^\circ \text{ N}$  los gradientes de temperatura y salinidad tendieron a compensarse ( $0.8 \leq R \leq 1.2$ ). En abril dominaron las áreas de compensación, es decir en las cuales  $0.8 \leq R \leq 1.2$ . En cambio en julio dominaron las áreas donde  $1.2 <$

$R \leq 1.8$ ; en particular en la zona de influencia de remolinos se presentaron dos regiones en donde  $R$  tendió a compensarse. En octubre dominaron las áreas donde  $0.8 \leq R \leq 1.2$  y  $1.2 < R \leq 1.8$ .

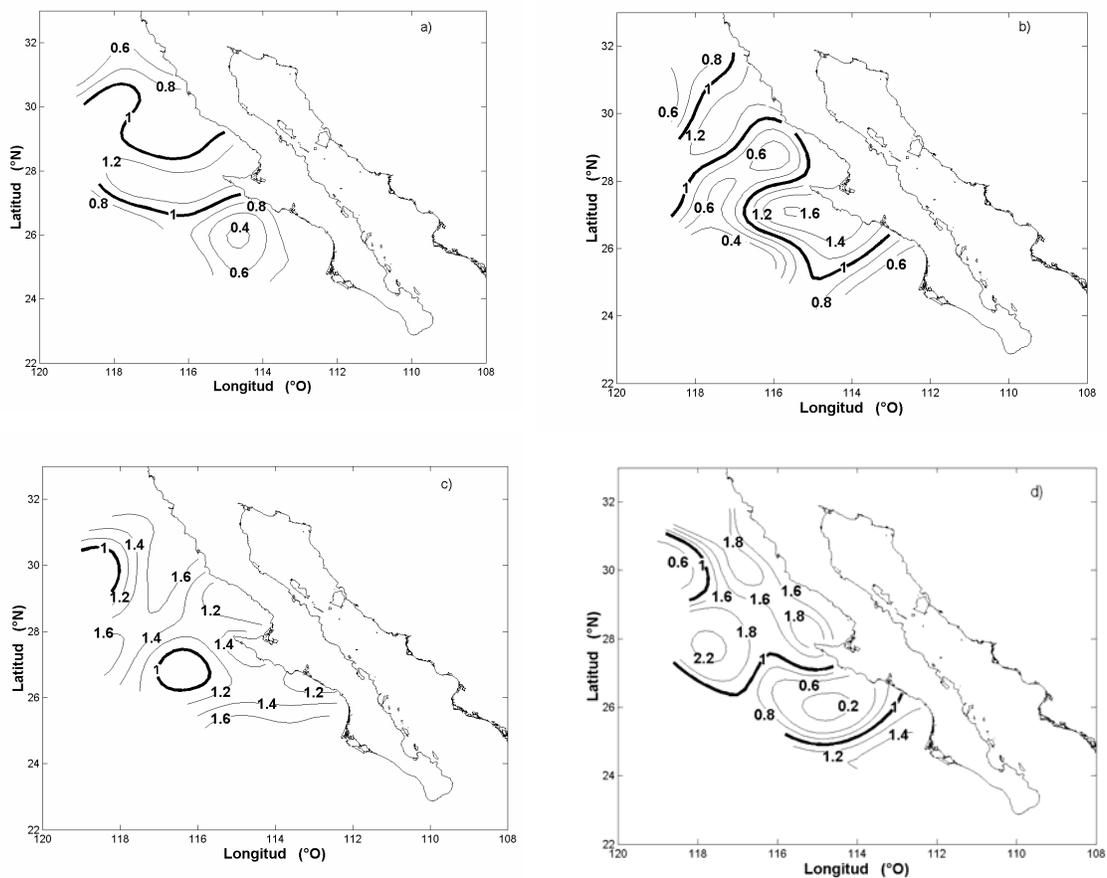


Figura 25. Variación estacional de la razón de densidad sobre la superficie de  $25 \sigma_\theta$  (a) Enero, (b) abril, (c) julio y (d) octubre.

En la Figura 26 se muestran los valores de  $R$  para los cruceros realizados durante El Niño 1997-1998. Tanto en el crucero de octubre de 1997 como en el de enero de 1998 se

obtuvieron valores de  $R > 2$  en la mayor parte de la región de estudio, por lo que los gradientes de temperatura fueron más intensos que los gradientes de salinidad en toda la región.

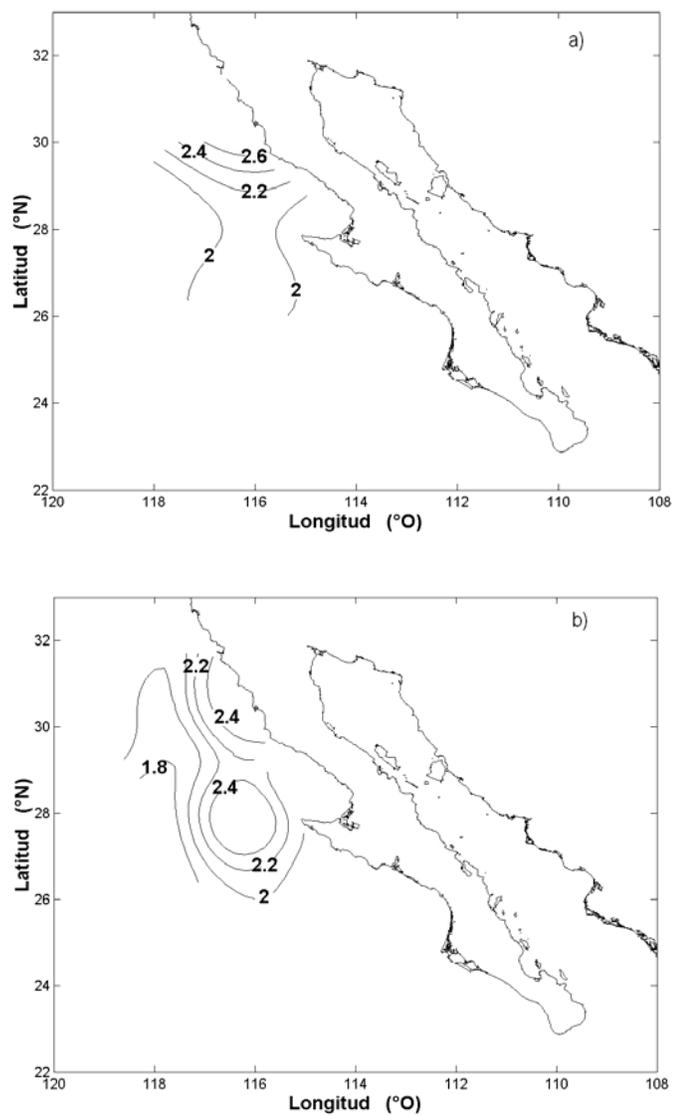


Figura 26. Razón de densidad sobre la superficie de  $25\sigma_\theta$  para los cruceros realizados durante El Niño 1997-1998. (a) Septiembre de 1999 y (b) enero de 1998.

En la Figura 27 se muestra la variación estacional de la diferencia entre la profundidad de la superficie de  $25 \sigma_{\theta}$  y la profundidad de la capa de mezcla. En enero, en la mayor parte de la región de estudio, la superficie de  $25 \sigma_{\theta}$  estuvo muy cerca de la base de la capa de mezcla, aunque mar adentro la capa de mezcla fue más profunda. En abril, en general, la profundidad de la capa de mezcla fue mayor que la profundidad de la superficie de  $25 \sigma_{\theta}$ , excepto entre  $27^{\circ}$  N y  $24^{\circ}$  N, en donde la superficie de  $25 \sigma_{\theta}$  fue más profunda. En julio y octubre la superficie de  $25 \sigma_{\theta}$  fue más profunda que la capa de mezcla; cerca de la costa la diferencia fue menor a 30 m, mientras que lejos de la costa esta diferencia aumento hasta más de 50 m.

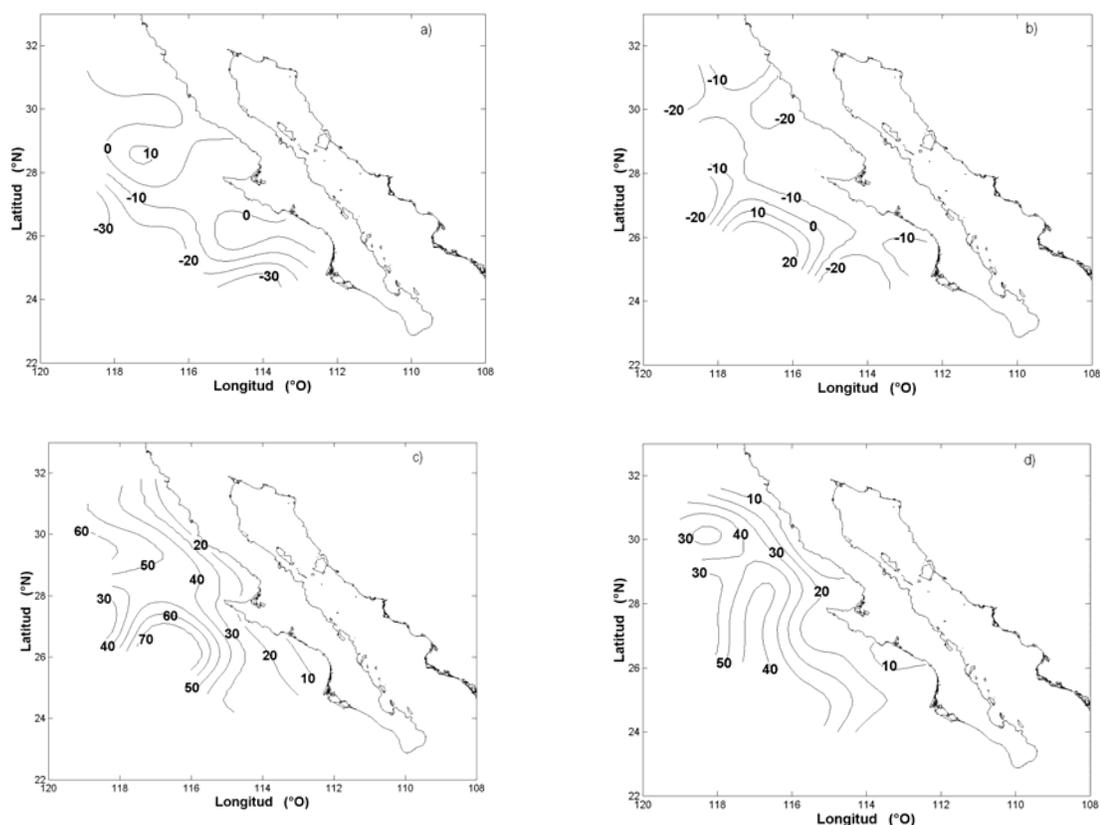


Figura 27. Variación estacional de la profundidad de la superficie de  $25.0 \sigma_{\theta}$  (m), menos la profundidad de la capa de mezcla (m). (a) Enero, (b) abril, (c) julio y (d) octubre.

En la Figura 28 se muestra la variación estacional del espacio R versus  $\Delta\pi$ . En enero,  $\Delta\pi$  osciló entre 0.35 y 0.44  $\text{kg/m}^3$ , los valores más bajos de  $\Delta\pi$  ( $< 0.38 \text{ kg/m}^3$ ) correspondieron a los valores más bajos de R ( $< 0.8$ ), mientras que los valores más altos de  $\Delta\pi$  ( $> 0.4 \text{ kg/m}^3$ ) correspondieron a los valores de compensación de R ( $0.8 \leq R \leq 1.2$ ). En abril el rango de valores de  $\Delta\pi$  estuvo entre 0.34 y 0.39  $\text{kg/m}^3$ , mientras que el rango de valores de R estuvo entre 0.4 y 1.6. En julio el rango de valores de  $\Delta\pi$  estuvo entre 0.32 y 0.38  $\text{kg/m}^3$ , sin embargo, los valores de R en general fueron más altos ( $>$

1.2). En octubre los valores más bajos de  $\Delta\pi$  ( $< 0.38 \text{ kg/m}^3$ ) correspondieron a los valores más bajos de  $R$  ( $< 0.8$ ), mientras que los valores más altos de  $\Delta\pi$  ( $> 0.4 \text{ kg/m}^3$ ) correspondieron a los valores más altos de  $R$  ( $> 1.2$ ).

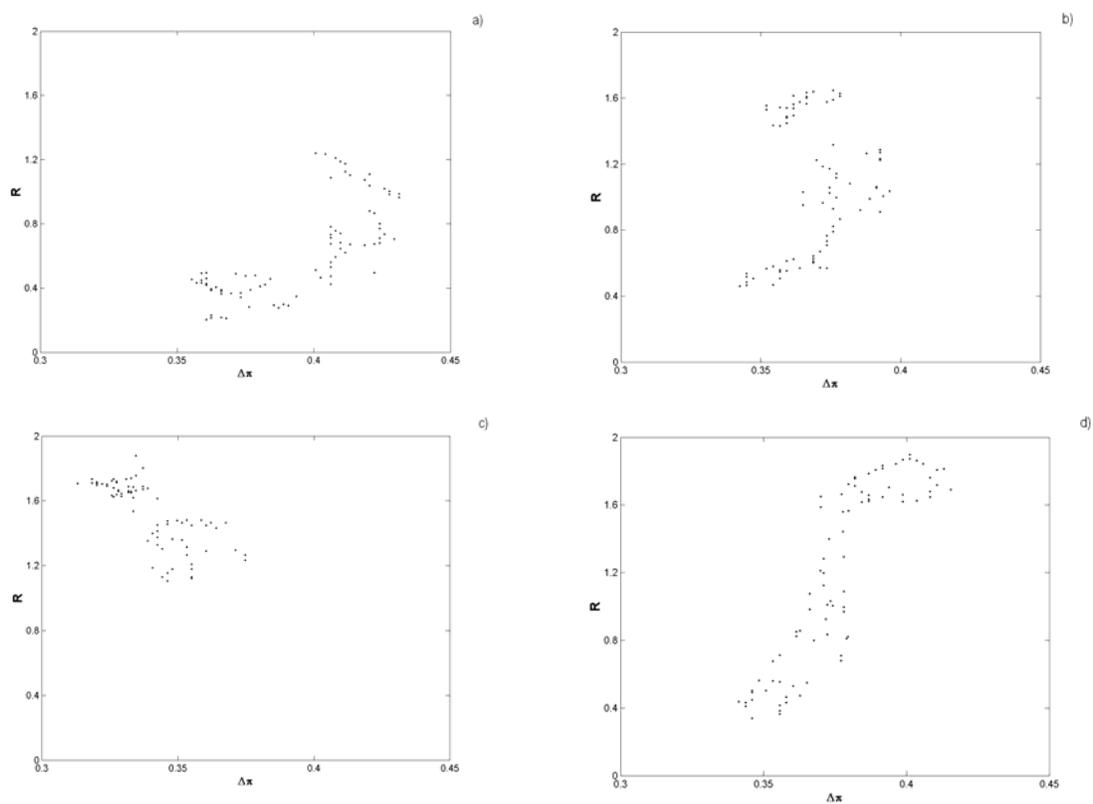


Figura 28. Variación estacional del espacio  $R$  vs  $\Delta\pi$  ( $\text{kg/m}^3$ ). (a) Enero, (b) abril, (c) julio y (d) octubre.

## V.5. Discusión

Las variaciones de  $R$  a la largo de la isopícnica de  $25\sigma_\theta$  fueron mostradas en la región frente a Baja California. En lo referente a la implementación del método para calcular  $R$ , se encontró que en promedio  $\alpha = 2.1 \times 10^{-4} \text{ C}^{-1}$ , con pequeñas variaciones espaciales, y  $\beta = 7.5 \times 10^{-4}$ , casi homogéneo en la región IMECOCAL. Debido a que estos resultados concuerdan con lo reportado en la literatura [e.g. ver *Gill*, 1987 y *Salmon*, 1998], se prueba, en forma independiente, que tanto los datos como los métodos empleados resultaron confiables. El campo promedio de  $R$  reveló que el rango de  $R$  es entre 0.6 y 1.8, y que hay tendencia hacia zonas de compensación en la región de estudio. *Ruddick y Turner* [1997] encontraron que cuando tiene lugar una intrusión de aguas se forma un frente termohalino y a través del frente  $R \sim 1$ . En el campo promedio las zonas que se encuentran en la vecindad de  $R = 1$ , pueden ser zonas en donde tienen lugar frentes termohalinos producidos por la variabilidad espacial y temporal de la parte más sureña de la Corriente de California, por ello resulta necesario el análisis de la variación estacional.

En enero y abril la superficie de  $25\sigma_\theta$  se localizó, en general dentro de la capa de mezcla. La distribución espacial de la diferencia de profundidades entre la superficie de  $25\sigma_\theta$  y la capa de mezcla no fue uniforme, indicando que en la capa de mezcla hubo gradientes horizontales de densidad. Estudios teóricos realizados por *Young* [1994], *Ferrari y Young* [1997], y *Ferrari y Paparella* [2003], proponen que estos gradientes horizontales de densidad producen una compensación ( $R \sim 1$ ) en la capa superior del océano. Esto ha sido confirmado por observaciones en otras regiones de los océanos, e.g.

en el hemisferio norte del Atlántico, por *Rudnick y Martin* [2002]. En enero, al sur de Punta Eugenia, se presenta una zona en donde  $R < 0.8$ , en la Figura 9 podemos notar que para este mes, los valores bajos de  $R (< 0.8)$  corresponden a  $\Delta\pi < 0.37 \text{ kg/m}^3$ , a medida que  $\Delta\pi$  aumenta,  $R$  tiende hacia valores de compensación, este comportamiento es un indicio de que la alta variabilidad termohalina es inducida por la variabilidad espacial y temporal de la parte más sureña de la Corriente de California, produciendo los valores compensados de  $R (0.8 \leq R \leq 1.2)$ . Las distribuciones de la temperatura promedio y de la salinidad promedio mostradas en el Capítulo IV son suaves (en el sentido matemático), debido a este comportamiento, se establece un frente termohalino ( $R \sim 1$ ); las zonas adyacentes al frente serán zonas de una intensa actividad de mezcla, en éste caso horizontal. Así, estos resultados podrían ser un indicio de que abril es el mes de mayor actividad de mezcla horizontal en la región de estudio.

En julio y octubre tienen lugar los valores más altos de  $R (1.2 < R \leq 1.8)$  prácticamente en toda la región de estudio. En estos meses la superficie de  $25 \sigma_\theta$  fue más profunda que la capa de mezcla ( $\sim 50 \text{ m}$ ). Estudios teóricos de *Stommel* [1993], *Stommel y Young* [1993] sugieren que los transportes de sal y calor son proporcionales a la boyancia, de tal forma que se establece el balance para  $R \sim 2$ . En este caso la superficie de  $25 \sigma_\theta$  está más cerca de la termoclina, lo que puede producir que los valores de  $R$  sean mayores que 1.2. Estos resultados son consistentes con lo que se ha reportado en otros estudios, por ejemplo en *Rudnick y Ferrari* [2002] y *Schmitt* [1981]. En octubre se produce una disminución en la intensidad del viento [*Bakun y Nelson*, 1991], lo que favorece el

hundimiento de las isopícnas y el aumento en intensidad de los rasgos anticiclónicos de mesoescala. En este mes al sur de Punta Eugenia tiene lugar una zona en donde  $R < 0.8$ ; en la Figura 9 podemos notar que, a diferencia de julio, en octubre existe un rango amplio de valores de  $\Delta\pi$ , en particular, entre  $\Delta\pi = 0.36 \text{ kg/m}^3$  y  $\Delta\pi = 0.38 \text{ kg/m}^3$  hay un rápido crecimiento de  $R$  (de 0.8 a 1.8), lo que indica que la estructura compensada que se observa frente a Punta Eugenia es producida por un frente termohalino, inducido probablemente por una rama de la Contracorriente Superficial [Lynn y Simpson, 1987]. El calentamiento estacional, por otro lado, aunque menor que en julio [Espinosa-Carreón et al; 2004] puede ocasionar que las variaciones de temperatura dominen al norte de Punta Eugenia.

Los datos de los cruceros de octubre de 1997 y de enero de 1998 no se incluyeron ni en el cálculo del promedio ni en el estudio de las variaciones estacionales, debido a que El Niño 1997-1998 fue muy intenso en ese lapso [McPhaden, 1999; Durazo y Baumgartner, 2002], sino que se hizo un análisis por separado de ellos. Es bien conocido que el fenómeno de El Niño produce un aumento en la temperatura en la capa superior del Océano Pacífico; Jerónimo y Gómez-Valdés [2003] reportan que la capa de mezcla en el crucero de septiembre de 1997 fue anómalamente profunda., por lo tanto los gradientes de temperatura debieron haber sido más intensos que los gradientes de salinidad en ese lapso. Nosotros encontramos que un  $R > 1.8$  fue lo típico para los cruceros de septiembre-octubre de 1997 y enero de 1998.

## Capítulo VI

### Un remolino cálido subsuperficial frente a Baja California en julio de 2004

#### VI.1. Resumen

Remolinos en la capa superior del océano son comúnmente observados por sensores remotos, sin embargo los remolinos subsuperficiales son más difíciles de detectar. En julio de 2004, con la finalidad de investigar la variabilidad de mesoescala, se llevó a cabo un crucero oceanográfico durante 21 días en la región sur de la Corriente de California. Observamos por vez primera un remolino anticiclónico subsuperficial frente a Baja California con las mismas características que la masa de agua de la Contracorriente Subsupsuperficial de California. El núcleo del remolino fue cuasi-circular con radio de 35 km y un ancho de 250 m. La máxima velocidad tangencial fue  $\sim 3 \text{ cms}^{-1}$ . La masa de agua del núcleo del remolino estuvo caracterizada por una temperatura potencial de  $11^\circ \text{C}$ , salinidad de 34.5 y oxígeno disuelto de  $1.4 \text{ ml}^{-1}$ . El remolino subsuperficial se propagó hacia el oeste. El remolino cálido subsuperficial puede transportar agua de relativamente alta salinidad hacia el giro subtropical del Pacífico Norte.

## VI.2. Introducción

Es común observar remolinos de mesoescala en el Sistema de la Corriente de California. Estos remolinos son trazados regularmente usando datos de altimetría, datos de hidrografía y derivadores superficiales o subsuperficiales. Usando datos de altimetría *Strub y James* [2000] mostraron la variabilidad de la actividad de remolinos de mesoescala en la Corriente de California. Usando datos de hidrografía *Huyer et al.* [1998] encontraron remolinos subsuperficiales frente al norte de California y *Simpson y Lynn* [1990] observaron rasgos similares frente al sur de California. También, mediante flotadores tipo RAFOS liberados en la Contracorriente Subsuperficial de California, *Garfield et al.* [1999] mostraron giros que se propagaban hacia el oeste.

En la región sur de la Corriente de California (frente a Baja California) el patrón de circulación en la superficie del océano está caracterizado por remolinos de mesoescala, meandros y frentes [*Lynn y Simpson*, 1987; *Soto-Mardones et al.*, 2004; *Espinoza-Carreón et al.*, 2004]. En esta región, remolinos de mesoescala han sido observados frecuentemente en el verano boreal. Por ejemplo, en julio de 2001 el campo de velocidad en la superficie del océano estuvo fuertemente perturbado por tres remolinos a lo largo del eje principal de la Corriente de California [*Schwing et al.*, 2002]. Un remolino ciclónico de dimensiones grandes fue detectado en Julio de 2002 centrado en 117° W, 27.5° N [*Venrick et al.*, 2003], y sus propiedades fueron descritas en *Soto-Mardones et al.* [2004]. Por otro lado, en nuestro conocimiento, ningún remolino subsuperficial frente a Baja California ha sido reportado en la literatura.

En este capítulo, usamos datos de altimetría y datos hidrográficos para describir el campo de mesoescala en Julio de 2004 frente a Baja California. Encontramos un remolino cálido subsuperficial con las mismas características que la masa de agua de la Contracorriente Subsuperficial de California. El remolino anticiclónico es similar a los remolinos que se forman en las corrientes limítrofes orientales este documentados por *Huyer et al.* [1998] y *Simpson and Lynn* [1990]. Debido a que estos remolinos son un mecanismo eficiente para transportar agua con alta concentración de sal y temperatura a la vez (alta “spiciness”) hacia mar adentro, la recurrencia de estos remolinos subsuperficiales frente a Baja California puede ser un factor muy importante en la distribución de salinidad a gran escala dentro del giro subtropical del Pacífico Norte.

### **VI.3. Datos y métodos**

Del 9 al 29 de Julio de 2004, se llevó a cabo una expedición oceanográfica (en lo sucesivo 0407) a bordo del Buque Oceanográfico *Francisco de Ulloa* como parte del programa Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL). El programa IMECOCAL es un plan de investigación que continúa vigente y que inició en el verano de 1997, desde entonces, cada cuatro meses se realizan campañas oceanográficas. El plan de muestreo IMECOCAL es parte de la malla inicial de CalCOFI (Fig. 1a). La distancia entre estaciones es de aproximadamente 37 km y entre líneas hidrográficas es de aproximadamente 74 km. En cada estación se llevan a cabo lances de CTD desde la superficie hasta los 1000 m de profundidad, usando un CTD Sea-Bird. Los

sensores de temperatura, conductividad y oxígeno son calibrados antes de cada crucero oceanográfico.

En la expedición 0407 todas las estaciones fueron cubiertas. Siguiendo a *Davis* [1985] y *Le Traon* [1990] se implementó la técnica de análisis objetivo (interpolación óptima) para estimar las variables termodinámicas de cada uno de los cruceros oceanográficos realizados (32 cruceros). Se construyó una caja tridimensional con una resolución espacial de 18 km en la horizontal y de 1 m en la vertical. Las escalas de correlación para el plano  $x$ - $y$  (en dirección perpendicular y paralela a la costa respectivamente) fue de 100 km en la dirección  $x$  y 125 km en la dirección  $y$ , y para el plano  $x$ - $z$  en la dirección  $z$  fue de 80 m. Se implementó el método geostrófico para calcular las velocidades relativas a 1000 dbar. La vorticidad relativa del remolino,  $\xi(\varphi, r)$ , en donde  $\varphi$  es el ángulo polar y  $r$  es la distancia radial, fue calculada de acuerdo con *Simpson y Lynn* [1990]. Para comparar la rotación con la deformación, el parámetro de Okubo-Weiss fue calculado de acuerdo con *Thompson y Young* [2006]. Para analizar el origen de las masas de agua, se calculó la “spiciness” ( $\Pi(\theta, S)$ ) usando el método propuesto por *Flament* [2002].

## **VI.4. Resultados**

### **VI.4.1. Patrones de circulación superficial**

En la Figura 29a se muestra la anomalía de altura dinámica para 0/1000 dbar (1 bar =  $10^5$  Pa). El patrón de circulación superficial mostró un remolino ciclónico centrado cerca de  $118^\circ$  W,  $28^\circ$  N y un remolino anticiclónico centrado cerca de  $117^\circ$  W,  $29.5^\circ$  N. El flujo

principal de la Corriente de California está perturbado por este dipolo. El núcleo de la Corriente de California es deflectado en la dirección a la costa cerca de los  $30^{\circ}$  N. Una vez que se acerca a la costa, este flujo continúa hacia el ecuador con ligeras deflexiones meándricas a lo largo de la frontera continental. Una rama más oceánica de la Corriente de California vira hacia la costa a los  $27^{\circ}$  N. Al norte y al sur de Punta Eugenia, entre el núcleo de la Corriente de California y la costa, tiene lugar un flujo superficial hacia el polo.

En la Figura 29b se muestra un mapa de anomalía del nivel del mar (SSH, en centímetros) para el período del 10 al 20 de julio de 2004. El mapa fue generado por Colorado Center for Astrodynamics Research at the University of Colorado, Boulder. Es importante notar que este mapa integrado muestra un remolino ciclónico de mesoescala a lo largo de  $28^{\circ}$  N con anomalía del nivel del mar  $\sim -15$  cm. Sin embargo, la señal de los remolinos anticiclónicos (anomalía positiva) es menos organizada, aunque visible a lo largo de  $30^{\circ}$  N y  $26^{\circ}$  N. A partir de los datos de altimetría de 10 días del satélite T/P, estimamos que el remolino ciclónico se propaga hacia el oeste.

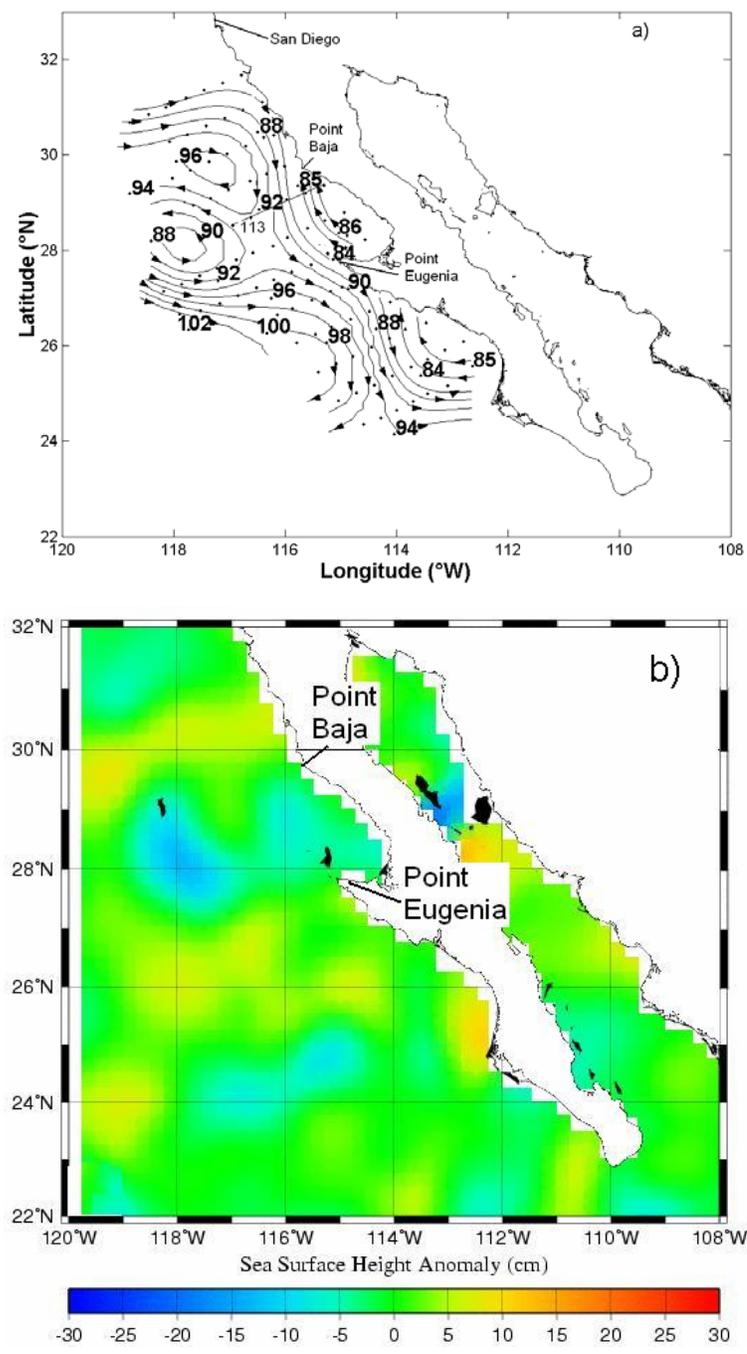


Figura 29. (a) Altura dinámica de datos hidrográficos en la superficie del océano relativa a 1000 dbar. (b) Anomalía de la elevación del nivel del mar de altimetría para el periodo del 10-20 Julio de 2004 en centímetros. La malla IMECOAL esta marcada con puntos. La línea continua marca la línea 113.

#### VI.4.2. Patrones de circulación subsuperficial

En la Figura 30a se muestra la anomalía de altura dinámica de 200/1000 dbar. El patrón del flujo geostrófico en la columna de agua subsuperficial está fuertemente afectado por remolinos de mesoescala. La Corriente de California es considerablemente débil a este nivel. Los rasgos dominantes son un remolino anticiclónico subsuperficial intenso centrado cerca de 117° W, 29° N y un remolino anticiclónico más débil que está centrado cerca de 115° W, 26.5° N. El remolino ciclónico está también presente a esta profundidad, aunque es menos organizado. El flujo hacia el polo cerca de la costa tiene un patrón similar en este nivel que el patrón del flujo en la superficie.

El oxígeno disuelto es un trazador no conservativo, pero en este caso independiente. En las aguas subsuperficiales (200 m) frente a Baja California han sido reportados valores bajos de oxígeno (0.5 - 1.0  $\text{ml}^{-1}$ ) [Reid *et al.*, 1958]. En la Figura 30b se muestra la distribución de  $\text{O}_2$  en  $\text{ml}^{-1}$  sobre la superficie de temperatura potencial de 10° C. Esta superficie es más profunda (320 m) en la región sur que en la región norte (120 m). De la distribución de  $\text{O}_2$ , podemos notar que el remolino anticiclónico subsuperficial está localizado cerca de 117° W, 29° N. El núcleo del remolino (1.6 - 1.4  $\text{ml}^{-1}$ ) está localizado a una profundidad de 220 m. Al norte de Punta Eugenia, la señal del flujo hacia el polo (1.6  $\text{ml}^{-1}$ ) está localizada a una profundidad de 120 m. El parámetro de Okubo-Weiss calculado a partir de la altura dinámica para 200/1000 dbar fue negativo (magnitud máxima  $\sim - 2.5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-2}$ ) en el centro del núcleo del remolino identificado por la distribución de  $\text{O}_2$ , lo que significa que la rotación domina. La distribución de  $\Pi$  en la

superficie de  $10^{\circ}$  C (información no mostrada) muestra el mismo patrón que la distribución de  $O_2$ .

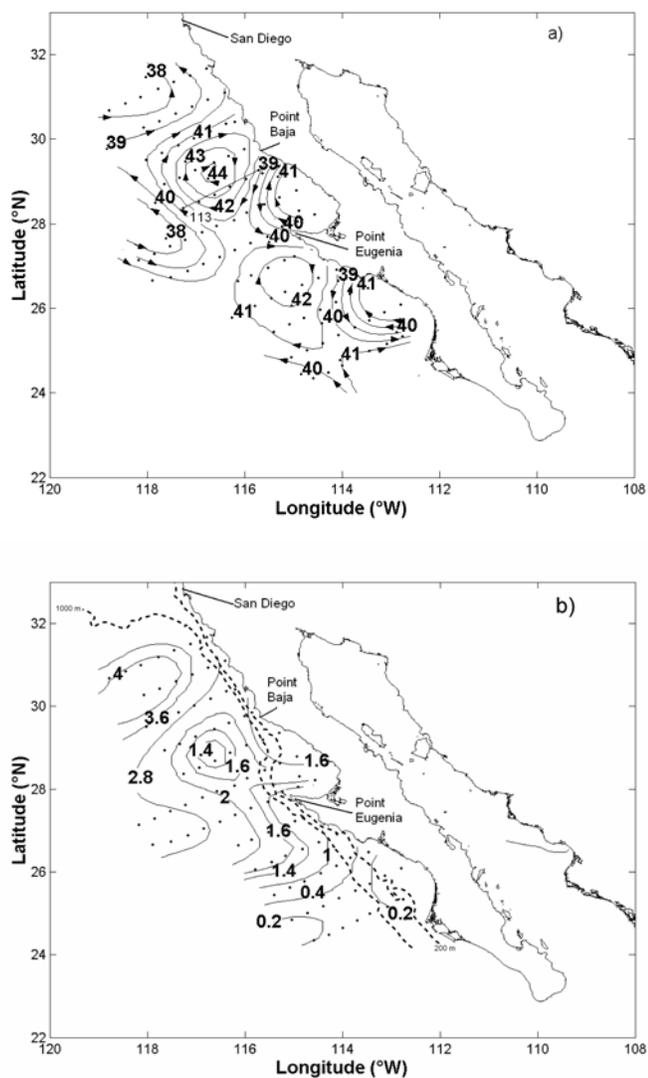


Figura 30. (a) Altura dinámica de datos hidrográficos a 200 m relativa a 1000 dbar en centímetros dinámicos. (b) Distribución de  $O_2$  en la superficie de temperatura potencial de  $10^{\circ}$  C en  $ml^{-1}$ . La línea punteada indica los contornos de profundidad de 500-m y 1000-m. La línea continua señala la línea 113.

### VI.4.3. Características del agua del remolino anticiclónico subsuperficial

Presentamos las características de la masa de agua del remolino subsuperficial anticiclónico que tiene lugar frente a Punta Eugenia, el cual está centrado en  $117^\circ$  W,  $29^\circ$  N, debido a que sus características son extraordinarias. En la Figura 31 se muestran las secciones de  $\theta$ , S,  $\sigma_\theta$ , y  $\Pi$  a lo largo de la línea 113. La termoclina estacional está localizada a  $\sim 50$  m de profundidad. El remolino cálido es un rasgo evidente entre las estaciones 55 y 45. Las isotermas de  $10^\circ$  C y  $9^\circ$  C descienden de la estación 40 hacia la estación 35. Cerca de la superficie, un núcleo de agua fría de  $10^\circ$  C está centrado entre la estación 40 y la estación 35. El mínimo de salinidad (33.2) está en el centro de la línea hidrográfica a 50 m de profundidad. La haloclina estacional está localizada a  $\sim 100$  m de profundidad. Un domo salado es un rasgo evidente en el patrón subsuperficial de salinidad. Entre la estación 55 y la estación 50 un núcleo salino (34.5) es un rasgo evidente entre los 300 y 400 m de profundidad. La picnoclina está localizada entre la termoclina y la haloclina. Las superficies isopícnicas son consistentes con el domo cálido en la mitad de la sección. La inclinación de la superficie isopícnica de  $26.6 \text{ kgm}^{-3}$  entre la estación 35 y la estación 40 son consistentes con un flujo subsuperficial hacia el polo. Las parcelas de agua más saladas y más cálidas tienen valor de  $\Pi > 0.6 \text{ kgm}^{-3}$ . El núcleo del remolino anticiclónico y el núcleo del flujo subsuperficial hacia el polo son cuerpos de agua con valores de  $\Pi > 0.6 \text{ kgm}^{-3}$ .

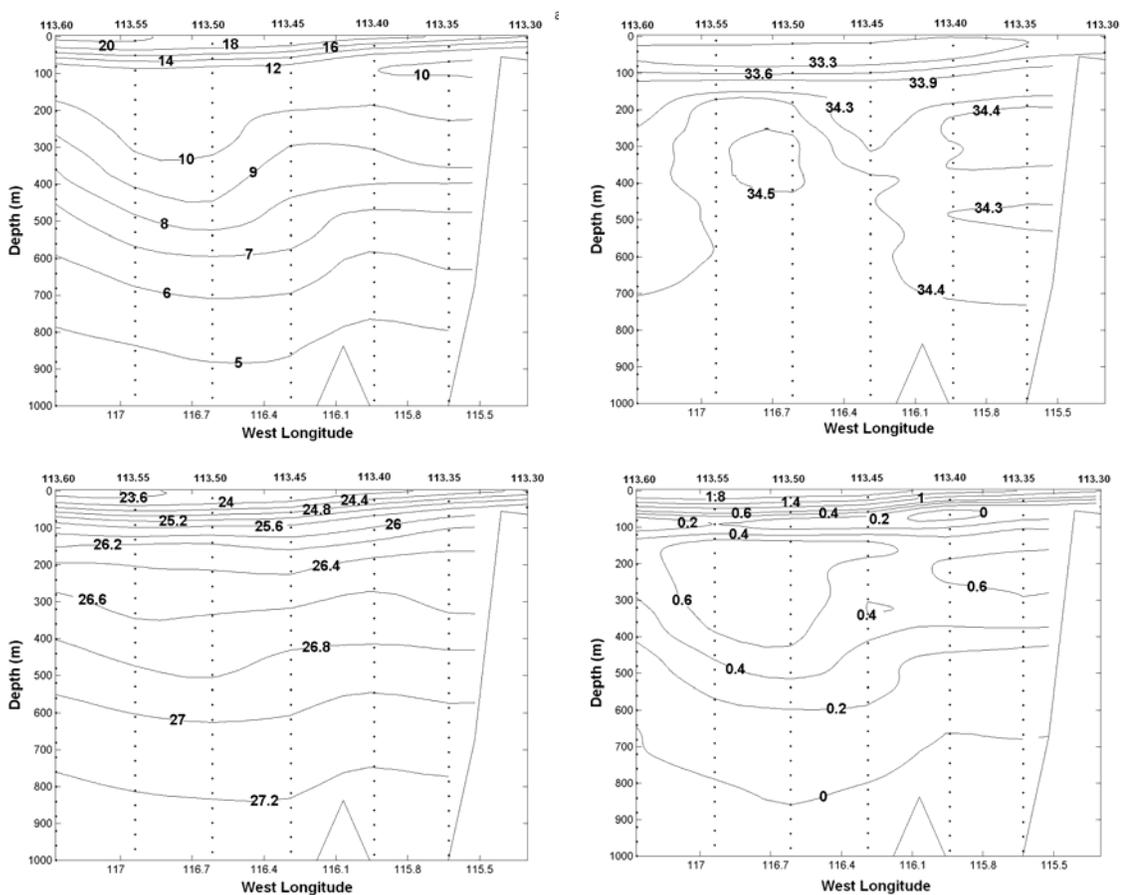


Figura 31. Secciones verticales a lo largo de la línea 113 de (a) temperatura potencial, (b) salinidad, (c) densidad potencial y (d) “spiciness”.

En la Figura 32a se muestra el diagrama T-S para cada estación a lo largo de la línea 113, también están graficadas con líneas continuas los valores de densidad potencial constante y con líneas punteadas los valores de igual “spiciness”. De la estación 60 a la estación 40, la línea recta superior de salinidad constante está asociada con la masa de agua de la Corriente de California [Durazo y Baumgartner, 2002]. La masa de agua de la capa superior en la estación 35 es fría y más salada que el resto. Esta está asociada con la masa

de agua del fondo (surgencias). La línea recta más baja de salinidad constante corresponde a la Agua Intermedia del Pacífico Norte [Durazo y Baumgartner, 2002]. El agua subsuperficial está caracterizada por una línea de temperatura potencial constante. En particular, la masa de agua del remolino subsuperficial esta caracterizada por una temperatura potencial de  $\sim 11^\circ \text{C}$ , salinidad de 34.5, densidad potencial de  $26.5 \text{ kgm}^{-3}$ , y un valor de  $\Pi$  de  $0.9 \text{ kgm}^{-3}$ . En la frontera del remolino más lejana de la costa (estación 60), no hay una capa de temperatura potencial constante. Por otro lado, el núcleo del flujo subsuperficial hacia el polo (estación 35) está caracterizado por una temperatura potencial de  $\sim 10^\circ \text{C}$ , salinidad de 34.4, densidad potencial de  $26.5 \text{ kgm}^{-3}$ , y un valor de  $\Pi$  de  $0.7 \text{ kgm}^{-3}$ .

En la Figura 32b se muestra el diagrama  $\Pi\text{-O}_2$  para cada estación de la línea 113. La masa de agua de la capa superior está caracterizada por la línea correspondiente a  $\text{O}_2 = 6.0 \text{ ml}^{-1}$ . Por otro lado, la masa de agua de la capa inferior está caracterizada por valores bajos de oxígeno disuelto ( $< 2.0 \text{ ml}^{-1}$ ). Si usamos  $\Pi$  como trazador, el núcleo del remolino está caracterizado por valores altos de  $\Pi$  ( $> 0.6 \text{ kgm}^{-3}$ ) y valores bajos de  $\text{O}_2$  ( $< 2.0 \text{ ml}^{-1}$ ). De manera similar, el núcleo del flujo subsuperficial hacia el polo es caracterizado por valores altos de  $\Pi$  ( $> 0.6 \text{ kgm}^{-3}$ ) y valores bajos de  $\text{O}_2$  ( $< 2.0 \text{ ml}^{-1}$ ).

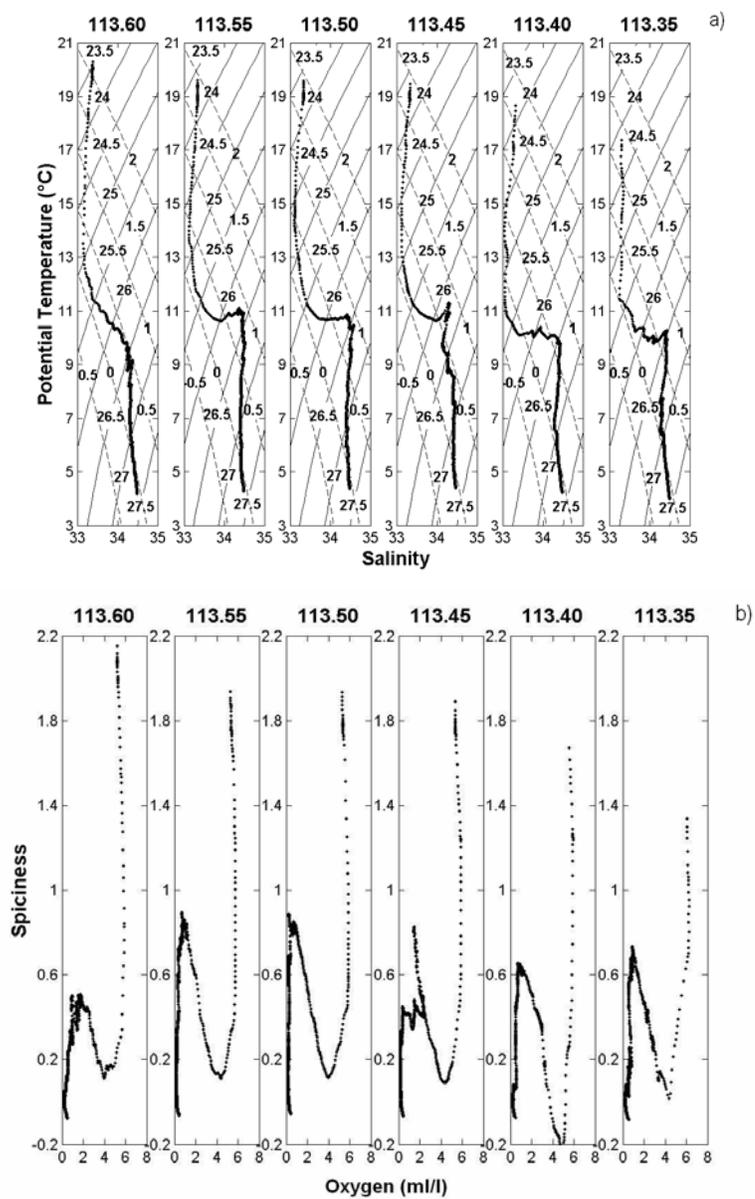


Figura 32. Para las estaciones de la línea 113, (a) temperatura potencial versus salinidad con líneas de densidad potencial y “spiciness” y (b) “spiciness” versus oxígeno.

## VI.5. Discusión

En Julio de 2004 la actividad de remolinos fue muy intensa en la región sur de la Corriente de California. Un dipolo de mesoescala se localizó en la capa superior del océano. El dipolo fue observado tanto por la altimetría como por la hidrografía. Debajo de la capa de mezcla dos remolinos anticiclónicos alcanzaron más de 200 m de profundidad. En este trabajo, se presenta por vez primera la estructura tridimensional de un remolino cálido subsuperficial frente a Baja California. El remolino anticiclónico subsuperficial no es visible por las imágenes de altimetría integradas de 10 días. El núcleo del remolino fue cálido y salado, por lo tanto con valores altos de “spiciness”, y con valores bajos de contenido de oxígeno disuelto. De manera similar, el núcleo del flujo superficial hacia el polo estuvo caracterizado por valores altos de “spiciness” y valores bajos de  $O_2$ . El remolino probablemente fue generado en el talud continental por la Contracorriente Subsuperficial de California.

El patrón de corrientes geostróficas subsuperficiales reveló corrientes horizontales intensas en el talud continental al norte de Punta Eugenia. Por otra parte, entre Punta Eugenia y Punta Baja el talud se curva hacia el noroeste (Fig. 2b), lo cual sugiere que la batimetría local puede producir el desarrollo de inestabilidades barotrópicas y baroclínicas en la Contracorriente Subsuperficial de California. Siguiendo a *McWilliams y Flierl* [1979] y *Zamudio et al.* [2006] calculamos el número Beta-Rossby para el remolino cálido. Este número adimensional está definido como la razón de la vorticidad relativa y la advección de vorticidad planetaria  $R_B = \nu / \beta r^2$ , en donde  $\nu$  es la máxima

velocidad tangencial y  $r$  es el radio del remolino. En este caso,  $\beta = 1.2556 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ,  $v = 3 \text{ cms}^{-1}$ , y  $r = 35 \text{ km}$ . Este número proporciona una medida de que tan importante es la advección no lineal comparado con el mecanismo de restauración mediante una onda de Rossby. Un número beta de Rossby del orden de 1 es indicativo de una equivalencia en la inestabilidad barotrópica del primer modo baroclínico [Murphy y Hurlburt, 1999; Zamudio *et al.*, 2006], en nuestro caso  $R_B = 1.95$ , lo cual implica el rol de las inestabilidades barotrópicas en el primer modo baroclínico en la generación del remolino [Murphy y Hurlburt, 1999; Zamudio *et al.*, 2006]. El eje principal del remolino está caracterizado por un mínimo local en las superficies isopícnicas, a medida que la densidad potencial aumenta con la profundidad; este mínimo se mueve en dirección a la costa. La inclinación de las superficies isopícnicas (y superficies isotérmicas) sugieren que el remolino se desplaza hacia mar adentro.

Nosotros encontramos que en Julio de 2004 la trayectoria del núcleo de la Corriente de California fue modificada por un dipolo de mesoescala frente a Baja California. Goericke *et al.* [2005] describieron el estado de la Corriente de California de abril de 2004 a enero de 2005. Su mapa de anomalía de altura dinámica relativa a 500 dbar captura el remolino ciclónico intenso documentado aquí. Ellos encontraron que el sistema presentó un desarrollo “normal” con respecto a su climatología, y no observaron por ejemplo, ningún efecto de El Niño débil de 2004. Durazo y Baumgartner [2002] estudiaron el efecto de El Niño 1997 - 1998 frente a Baja California. Ellos encontraron que la Contracorriente Subsuperficial tuvo un incremento en el transporte de volumen durante este evento. Nosotros encontramos en este estudio que las aguas subsuperficiales estuvieron

influenciadas por remolinos subsuperficiales cálidos y por las contracorrientes. Queda por estudiar si El Niño de 2004 tuvo un papel en el establecimiento de este patrón.

Las masa de agua subsuperficial frente a Baja California consiste de las aguas de origen ecuatorial y las aguas de origen subártico [Lynn y Simpson, 1987, Durazo y Baumgartner, 2002]. La masa de agua de la Contracorriente Subsuperficial de California frente a Baja California está caracterizada por una temperatura relativamente alta (8 - 11° C) y una alta salinidad (>34.3) [Wooster y Jones, 1970] y por una baja concentración de oxígeno disuelto [Lynn y Simpson, 1987]. En este trabajo, el núcleo de la Contracorriente Subsuperficial de California es identificada cerca del talud continental y a profundidades intermedias (200 – 400 m), con alta temperatura (8 - 10° C), alta salinidad (34.4 - 34.5), y bajo contenido de oxígeno disuelto (1.0 - 2.0  $\text{ml}^{-1}$ ). Por lo tanto, la masa de agua del remolino (estación 55 y estación 50) tienen las mismas características que la masa de agua de la Contracorriente Subsuperficial de California. Este remolino de mesoescala de la Contracorriente Subsuperficial de California probablemente es comparable con los que han sido observados al norte de California [Huyer *et al.*, 1998] y al sur de California [Simpson y Lynn, 1990].

Los Meddies (remolinos del mar Mediterráneo por sus siglas en inglés) son remolinos subsuperficiales de mesoescala bien conocidos. Estos remolinos transportan agua salada de la Contracorriente Subsuperficial Mediterránea hacia el noreste del océano Atlántico [Bower *et al.*, 1997]. Por lo tanto los Meddies modifican la distribución de la sal a profundidades intermedias en el Atlántico Norte. Los Meddies son rasgos anticiclónicos,

sin embargo también han sido observados remolinos ciclónicos subsuperficiales de mesoescala en el Atlántico Norte [*Zhurbas et al.*, 2004]. En nuestras observaciones frente a Baja California, mostramos un remolino subsuperficial que se propaga hacia el oeste. *Lukas and Santiago-Mandujano* [2001] documentaron anomalías en la masa de agua subsuperficial durante enero de 2001 con los datos del programa Hawaii Ocean Time-series (HOT por sus siglas en inglés). Ellos sugirieron que un remolino que se formara frente a Baja California podría ser la fuente de estas anomalías. En un trabajo previo, *Kennan and Lukas* [1996] observaron también con los datos del HOT recurrentes anomalías en la masa de agua a profundidades intermedias.

Queda por ser demostrado si la generación de los remolinos subsuperficiales frente a Baja California es la causa de las anomalías recurrentes en la masa de agua que reportan *Kennan and Lukas* [1996] y *Lukas and Santiago-Mandujano* [2001] en el giro subtropical del Pacífico Norte.

## Literatura Citada

Bakun A. y C.S. Nelson, 1991. The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical Eastern Boundary Current Regions. *J. Phys. Oceanogr.* 21(12): 1815-1834.

Barthen, K.H., 1972. On the seasonal changes in the depth of the mixed layer in the North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* 77: 7138-7150.

Bograd, S.J., P.M. DiGiacomo, R. Durazo, T.L. Hayward, K.D. Hyrenbach, R.J. Lynn, A.W. Mantyla, F.B. Schwing, W.J. Sydeman, T. Baumgartner, B. Lavaniegos y C.S. Moore, 2000. The state of the California Current, 1999-2000: forward to a new regime? *CalCOFI Reports.* 41: 26-52.

Bograd, S.J., F. Schwing, R. Mendelssohn y P. Green-Jessen, 2002. On the changing seasonality over the North Pacific, *Geophys. Res. Lett.* 29(9): 1333, 10.1029/2001GL013790.

Bograd, S.J. y R.J. Lynn, 2003. Anomalous Subarctic influence in the southern California Current during 2002. *Geophys. Res. Lett.* 30(15): 8020, doi: 10.1029/2003GL017446.

Bower, A.S., L. Armi y I. Ambar, 1997. Lagrangian Observations of Meddy Formation during a Mediterranean Undercurrent Seeding Experiment. *J. Phys. Oceanogr.* 27: 2545-2575.

Bretherton, F.P., R.E. Davis y C.B. Fandry, 1976. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep Sea Res.* 23(7): 559-582.

Busalacchi A.J., y J.J. O'Brien, 1983. Interannual variability of the Equatorial Pacific in the 1960's. *J. Geophys. Res.* 86 (C11): 10,901-10,907.

Chen, D., A.J. Buslacchi y L.M. Rothstein, 1994. The roles of vertical mixing, solar radiation, and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.* 99: 20345 - 20359.

Chen, L.G., 1995. Mixed Layer Density Ratio from the Levitus Data. *J. Phys. Oceanogr.* 25(4):691-701.

Chereskin, T.K y M. Trunnell, 1996. Correlation scales, objective mapping, and absolute geostrophic flow in the California Current. *J. Geophys. Res.* 101(C10): 22,619-22,629.

Collins, C.A., N. Garfield, R.G. Paquette y E. Carter, 1996. Lagrangian measurement of subsurface poleward flow between 38°N and 43°N along the West Coast of the United States during summer. 1993. *Geophys. Res. Lett.* 23: 2461–2464.

Cressie, A.C., 1993. *Statistics for spatial data*. Wiley & Sons. New York, 900 pp.

Cronin, M.F. y M.J. McPhaden, 2002. Barrier layer formation during westerly wind bursts. *J. Geophys. Res.* 107(C12): 21-12.

Davis, R.E., 1985. Objective Mapping by Least Squares Fitting. *J. Geophys. Res.* 90(C3): 4773-4777.

Di Lorenzo, E., 2003. Seasonal dynamics in the Southern California Current System, *Deep-Sea Research II*. 50: 2371–2388.

Durazo, R., T.R. Baumgartner, S.J. Bograd, C.A. Collins, S. de la Campa, J. García, G. Gaxiola-Castro, A. Huyer, D. Hyrenbach, D. Loya, R.J. Lynn, F.B. Schwing, R.L. Smith, W.J. Sydeman y P. Wheeler, 2001. The state of the California Current 2000-2001: A third straight La Niña year. *CalCOFI Reports*. 42: 29-60.

Durazo, R. y T. Baumgartner, 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progr. Oceanogr.* 54: 7-31.

Dufour, J.M., 2005. Monte Carlo tests with nuisance parameters: a general approach to finite-sample inference and non-standard asymptotic. *Scientific Series*, Montreal. CIRANO. 37 pp.

Edwards, K.A. y K.A. Kelly, 2007. A seasonal heat budget across the extent of the California Current. *J. Phys. Oceanogr.* 37: 518–530.

Espinosa-Carreón, T.L., T. Strub, E. Bier, F. Ocampo y G. Gaxiola-Castro, 2004. Seasonal and interannual variability of satellite derived chlorophyll, surface height and temperature off Baja California. *J. Geophys. Res.* 109(C03039), doi:10.1029/2003JC002105.

Ferrari R.D. y W.R. Young, 1997. On the development of thermohaline correlations as a result of nonlinear diffusive parametrizations. *J. Mar. Res.* 55: 1669-1101.

Ferrari, R.D. y D.L. Rudnick, 2000. Thermohaline variability in the upper ocean. *J. Geophys. Res.* 105(C7): 16857-16883.

Ferrari R.D. y F. Paparella, 2003. Compensation and alignment of thermohaline gradients in the Mixed Layer. *J. Phys. Oceanogr.* 33: 2214-2223.

Flament, P., 2002. A state variable for characterizing water masses and their diffusive stability: spiciness. *Prog. in Oceanogr.* 54: 493–501.

García-Córdova, J., J.M. Robles-Pacheco y J. Gómez-Valdés, 2005. Informe de datos de CTD. Campaña IMECOCAL 0504/05. B/O Francisco de Ulloa. Abril 14 - mayo 5 de 2005. *Informe Técnico*. Departamento de Oceanografía Física, CICESE. 119 pp.

Garfield, N., C.A. Collins, R.G. Paquette y E. Carter, 1999. Lagrangian Exploration of the California Undercurrent, 1992-95. *J. Phys. Oceanogr.* 29: 560-583.

Garfield, N., M.E. Maltrud, C.A. Collins, T.A. Rago y R.G. Paquette, 2001. Lagrangian flow in the California Undercurrent, an observation and model comparison. *J. Mar. Syst.* 29: 201-220.

Gill, A.E., 1987. Atmosphere-ocean dynamics. International geophysics series. Orlando. 662 pp.

Goericke, R., E. Venrick, A. Mantyla, S.J. Bograd, F.B. Schwing, A. Huyer, R.L. Smith, P.A. Wheeler, R. Hooff, W.T. Peterson, F. Chavez, C. Collins, B. Marinovic, N. Lo, G. Gaxiola-Castro, R. Durazo, K.D. Hyrenbach y W.J. Sydeman, 2005. The state of the California Current, 2004-2005: still cool? *CalCOFI Reports.* 46: 32-71.

Gómez-Valdés, J., 1984. Análisis volumétricos frente a Baja California Norte. *Cienc. Mar.* 10 (1): 69-75.

Hayward, T.L., T.R. Baumgartner, D.M. Checkley, R. Durazo, G. Gaxiola-Castro, K.D. Hyrenbach, A.W. Mantyla, M.M. Mullin, T. Murphree, F.B. Schwing, P.E. Smith y M.J. Tegner, 1999. The state of the California Current in 1998-1999: transition to cool-water conditions. *CalCOFI Reports*. 40: 29-62.

Hickey, B. M., 1998. Coastal oceanography of western North America from the tip of Baja California to Vancouver Island: Coastal segment. *The Sea*. A. R. Robinson and K. H. Brink. Eds. Vol. 11, John Wiley and Sons, 345–391.

Huyer, A., J.A. Barth, P.M. Kosro, R.K. Shearman y R.L. Smith, 1998. Upper-ocean mass characteristics of the California current, summer 1993. *Deep-Sea Res. II*. 45: 1411-1442.

Huyer, A., 2003. Preface to special section on enhanced subarctic influence in the California current, 2002. *Geophys. Res. Lett.* 30: 8019, doi:10.1029/2003GL017724.

Jeronimo, G. y J. Gomez-Valdes, 2003. Seasonal mixed layer depth changes in the southern region part of the California Current. *Eos. Trans. AGU*. 84(52): OS151.

Jeronimo, G. y J. Gomez-Valdes, 2006. Temperatura y salinidad promedio sobre una superficie isopícnica de la parte superior del océano frente a Baja California. *Cienc. Mar*. 32(4): 663-671.

Josey, S.A., E.C. Kent y P.K. Taylor, 1998. The Southampton Oceanography Center (SOC) Ocean-Atmosphere heat, momentum and freshwater flux Atlas, Southampton Oceanography Center Report 6. 30 pp.

Kantha, L.H. y C.A. Clayson, 2000. Small-scale Processes in Geophysical Fluid Flows. Academic Press. 888 pp.

Kara, A.B, P.A. Rochford y H.E. Hurlburt, 2000. Mixed layer depth variability and barrier layer formation over the North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* 105(C7): 16,783-16,801.

Kara, A.B, P.A. Rochford y H.E. Hurlburt, 2000. An optimal definition for ocean mixed layer depth. *J. Geophys. Res.* 105(C7): 16 803-16 821.

Kara, A.B, P.A. Rochford y H.E. Hurlburt, 2003. Mixed layer depth variability over the global ocean. *J. Geophys. Res.* 108(C3): doi:10.1029/2000JC000736.

Kennan, S.C. y R. Lukas, 1996. Saline intrusions in the intermediate waters north of Oahu, Hawaii, *Deep-Sea Res. II.* 43: 215-241.

Kosro, P.M., 2003. Enhanced southward flow over the Oregon shelf in 2002: A conduit for subarctic water. *Geophys. Res. Lett.* 30(15), 8023, doi: 10.1029/2003GL017436.

Lagerloef, G.S.E., R. Lukas, F. Bonjean, J.T. Gunn, G.T. Mitchum, M. Bourassa y J. Busalacchi, 2003. El Niño tropical Pacific Ocean surface current and temperature evolution in 2002 and outlook for early 2003. *Geophys. Res. Lett.* 30(1514), doi:10.1029/2003GL017096.

Le Traon, P.Y., 1990. A Method for Optimal Analysis of Fields with spatially variable mean. *J. Geophys. Res.* 95 (C8): 13,543-13,552.

Lee, T. y I. Fukumori, 2003. Interannual-to-decadal variations of Tropical–Subtropical exchange in the Pacific Ocean: Boundary versus interior pycnocline transports. *J. Climate.* 16(24): 4022-4042.

Levitus, S., 1982. Climatological atlas of the world's oceans. NOAA Professional Paper 13, 173 pp.

Lewis, M.R., M. Carr, G. Feldman, W. Esaias y C. McClain, 1990. Influence of penetrating solar radiation on the heat budget of the equatorial Pacific Ocean. *Nature.* 347: 543 – 544.

Lukas R. y E. Lindstrom, 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* 96: 3343-3357.

Lukas, R. y F. Santiago-Mandujano, 2001. Extreme water mass anomaly observed in the Hawaii Ocean Time-Series. *Geophys. Res. Lett.* 28, 15: 2931-2934.

Lynn, R.J., 1967. Seasonal variation of temperature and salinity at 10 meters in the California Current. *CalCOFI Reports.* 21: 157-186.

Lynn, R.J. y J.J. Simpson, 1987. The California Current system: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92(C12): 12947-12966.

Lynn, R.J., T. Baumgartner, J. García, C.A. Collins, T.L. Hayward, K.D. Hyrenbach, A.W. Mantyla, T. Murphree, A. Shankle, F.B. Schwing, K.M. Sakuma y M.J. Tegner, 1998. The state of the California Current, 1997-1998: transition to El Niño conditions. *CalCOFI Reports.* 39: 25-49.

Lynn, R.J. y S. Bograd, 2002. Dynamic evolution of the 1997-1999 El Niño-La Niña cycle in the southern California Current System. *Progr. Oceanogr.* 54: 59-75.

Marchesiello, P., J.C. McWilliams y A. Shchepetkin, 2003. Equilibrium Structure and Dynamics of the California Current System. *J. Phys. Ocean.* 33: 753 – 783.

McCreary, J.P. y P.K. Kundu, 1985. Western boundary circulation driven by an alongshore wind: With application to the Somali Current system. *J. Mar. Res.* 43, 493 – 516.

McDougall, T.J., 1984. The relative roles of diapycnal and isopycnal mixing on subsurface water-mass conversions. *J. Phys. Oceanogr.* 14(9):1577-1589.

McDougall, T.J., 1987. Neutral surface. *J. Phys. Oceanogr.* 17(11):1950-1964.

McPhaden, M.J., 1993. TOGA-TAO and the 1991-93 El Niño-Southern Oscillation Event. *Oceanography*. 6: 36-44.

McPhaden, M.J., 1999. Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*. 283, 950-954.

McPhaden, M.J., 2004. Evolution of the 2002-2003 El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 85, 677, doi:10.1175/BAMS-85-5-677.

McWilliams, J.C. y G.R. Flierl, 1979. On the evolution of isolated, nonlinear vortices. *J. Phys. Oceanogr.* 10: 1155-1156.

Murphy, S.J. y H.E. Hurlburt, 1999. The connectivity of eddy variability in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico, and the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* 104 (C1): 1431-1453.

Monterey, G.I. y S. Levitus, 1997. Climatological cycle of mixed layer depth in the world ocean. U.S. Gov. Printing Office, NOAA NESDIS. 5 pp.

Monterrey, G. y S. Levitus, 1997. Seasonal variability of mixed layer depth for the world ocean. NOAA, Atlas NESDIS 14, U.S. Govt. Print. Off., Washington, D.C. 100 pp.

Montgomery, R.B., 1938. Circulation in upper layers of southern North Atlantic deduced with use of isentropic analysis. Cambridge and Woods Hole, Massachusetts. 57 pp.

Munk, W. H., 1950. On the wind-driven ocean circulation. *J. Meteor.* 7: 79–93.

Niiler, P.P. y E.B. Krauss, 1977. One-dimensional Models of the Upper Ocean, Modelling and prediction of the upper layers of the Oceans. Pergamon Press. pp 143-172.

Niiler, P.P., N.A. Maximenko y J.C. McWilliams, 2003. Dynamically balanced absolute sea level of the global ocean derived from near-surface velocity observations. *Geophys. Res. Lett.* 30(22): 2164, doi:10.1029/2003GL018628.

Obata, A., J. Ishizaka y M. Endoh, 1996. Global verification of critical depth theory for phytoplankton bloom with climatological in situ temperature and satellite ocean color data. *J. Geophys. Res.* 101: 20,6578-20,667.

Pailler, K., B. Bourles y Y. Gouriou, 1999. The barrier layer in the western tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* 96: 2069-2072.

Pedlosky, J., 1983. Geophysical fluid dynamics. Springer-Verlag, New York. 703 pp.

Pierce, S.D., R.L. Smith, P.M. Kosro, J.A. Barth y C.D. Wilson, 2000. Continuity of the poleward undercurrent along the eastern boundary of the mid-latitude North Pacific. *Deep-Sea Res.* 47B: 811-829.

Polovina, J.J., G.T. Mitchum y G.T. Evans, 1995. Decadal and basin-scale variation in mixed layer depth and the impact on biological production in the Central and North Pacific, 1960-88. *Deep Sea Res.* 42: 1701-1716.

Reid, J.L., G.I. Roden y J.G. Wyllie, 1958. Studies of the California Current System, *CalCOFI Reports.* 6: 27-57.

Reid, J.L., 1973. Northeast Pacific Ocean Waters in winter. The Johns Hopkins Oceano. Studies. No 5. 96 pp.

Richards, K.J., M.E. Inall y N.C. Wells, 1995. The diurnal mixed layer and upper ocean heat budget in the western equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.* 100: 6865-6879.

Roden, G.I., 1971. Aspects of the transition zone in the northeastern Pacific. *J. Geophys. Res.* 76: 3462-3475.

Rudnick, D.L. y R. Ferrari, 1999. Compensation of horizontal temperature and salinity gradients in the ocean mixed layer. *Science*. 283, 526-529.

Rudnick, D.L. y J.P. Martin, 2002. On the horizontal density ratio in the upper ocean. *Dyn. Atm. Ocean*. 36, 3-21.

Salmon, R., 1998. Lectures on Geophysical Fluid Dynamics. Oxford University Press. 378 pp.

Schmitt, R.W., 1990. On the density ratio balance in the Central Water. *J. Phys. Oceanogr.* 20: 900-906.

Schmitt, R.W., 1994. Double diffusion in oceanography. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 26: 255-285.

Schwing, F.B. y R. Mendelssohn, 1997. Increased coastal upwelling in the California Current System. *J. Geophys. Res.* 102(C2): 3421–3438.

Schwing, F.B., T. Murphree, L. de Witt y P.M. Green, 2002. The evolution of oceanic and atmospheric anomalies in the northeast Pacific during the El Niño and La Niña events of 1995-2001. *Progr. Oceanogr.* 54: 459-491.

Schwing, F.B., S.J. Bograd, C.A. Collins, G. Gaxiola-Castro, J. García, R. Goericke, J. Gómez-Valdés, A. Huyer, K.D. Hyrenbach, P.M. Kosro, B.E. Lavaniegos, R.J. Lynn, A. W. Mantyla, M.D. Ohman, W.T. Peterson, R.L. Smith, W.J. Sydeman, E. Venrick y P.A. Wheeler, 2002. The state of the California Current, 2001-2002: will the California Current System keep its cool, or is El Niño Looming? *CalCOFI Reports*. 43: 31-68.

Simpson, J.J. y R. J. Lynn, 1990. A mesoscale eddy dipole in the offshore California Current. *J. Geophys. Res.* 95: 13009-13022.

Soto-Mardones, L., A. Pares-Sierra, J. Garcia, R. Durazo y S. Hormazabal, 2004. Analysis of the mesoscale structure in the IMECOCAL region (off Baja California) from hydrographic, ADCP and altimetry data. *Deep Sea Res.* 51(6-9): 785-798.

Stommel, H.M., 1993. A Conjectural Regulating Mechanism for Determining the Thermohaline Structure of the Oceanic Mixed Layer. *J. Phys. Oceanogr.* 23(1): 142-148.

Stommel, H.M. y W.R. Young, 1993. The average T-S relations of a stochastically forced box model. *J. Phys. Oceanogr.* 23(1): 151-158.

Strub, P. T. y C. James, 2000. Altimeter-derived variability of surface velocities in the California Current System: 2. Seasonal circulation and eddy statistics. *Deep-Sea Res. II.* 4: 831-870.

Strub, P.T. y C. James, 2003. Altimeter estimates of anomalous transports into the California Current during 2000-2002. *Geophys. Res. Lett.* doi: 10.1029/2003GL017513.

Sprintall, J. y M. Tomzack, 1992. Evidence of the barrier layer in the surface layer of tropics. *J. Geophys. Res.* 97: 7305-7316.

Sverdrup, H.U., 1947. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial current of the eastern. *Pacific. Proc. Nat. Acad. Sci.* 33:318 – 326.

Sverdrup, H.U., M.W. Johnson y R.H. Fleming, 1942. *The Oceans Their Physics, Chemistry, and General Biology.* Prentice-Hall, INC. Englewood Cliffs, N. J. 1059 pp.

Swenson, M.S. y P.P. Niiler, 1996. Statistical analysis of the surface circulation of the California Current. *J. Geophys. Res.* 101(C10), 22,631–22,646.

Talley, L.D., 1985. Ventilation of the subtropical North Pacific: the shallow salinity minimum. *J. Phys. Oceanogr.* 15: 633-649.

Talley, L.D., 1993. Distribution and formation of North Pacific intermediate water. *J. Phys. Oceanogr.* 23(3): 517-537.

Thompson, A.F. y W.R. Young, 2006. Scaling baroclinic eddy fluxes: vortices and energy balance. *J. Phys. Oceanogr.* 36: 720-738.

Tinoco-Ruiz, G., 1997. Funcionales discretos en la generación de mallas suaves y convexas sobre regiones planas irregulares. Tesis de doctorado. Centro de Investigación en Matemáticas A.C. 136 pp.

Tomczak, M. y J.S. Godfrey, 1994. Regional Oceanography: An introduction. Elsevier Science Inc, 660 White Plains Road, Tarrytown, New York, USA, 422 pp.

Tsuchiya, M., 1982. On the Pacific upper-water circulation. *J. Mar. Res.* 40 (Sppl.): 777 – 799.

Venrick, E., S. J. Bograd, D. Checkley, R. Durazo, G. Gaxiola-Castro, J. Hunter, A. Huyer, K.D. Hyrenbach, B.E. Lavaniegos, A. Mantyla, F.B. Schwing, R.L. Smith, W.J. Sydeman y P. A. Wheeler, 2003. The state of the California Current, 2002-2003: Tropical and subarctic influences vie for dominance. *CalCOFI Reports.* 44: 28-60.

Von Storch, H., 1997. Conditional Statistics Models: A Discourse about the Local Scale in Climate Simulations. *Proceedings of the 9th 'Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop.*

Von Storch H. y F.W. Zwiers, 2001. Statistical analysis in climate research. Cambridge University Press. Cambridge. 484 pp.

Wooster, W.S. y J.H. Jones, 1970. California Undercurrent off northern Baja California, *J. Mar. Res.* 28: 225-250.

You, Y. y T.J. McDougall, 1990. Neutral surfaces and potential vorticity in the world's oceans. *J. Geophys. Res.* 95(C8): 13,235–13,261.

You, Y., 1995. Salinity variability and its role in the barrier layer formation during TOGA-COARE. *J. Phys. Oceanogr.* 25: 2778-2807.

Young, W.R., 1994. The subinertial mixed layer approximation. *J. Phys. Oceanogr.* 24: 1812-1826.

Zamudio, L., H.E. Hulbert, E.J. Metzger, S.L. Morey, J.J. O' Brien, C. Tilburg y J. Zavala-Hidalgo, 2006. Interannual variability of Tehuantepec eddies. *J. Geophys. Res.* 111, C05001, doi:10.1029/2005JC003182.

Zhurbas, V., T. Stipa, P. Malkki, V. Paka, N. Golenko, I. Hense y V. Sklyarov, 2004. Generation of subsurface cyclonic eddies in the Baltic Sea: Observations and numerical experiments, *J. Geophys. Res.* 109, C05003, doi:10.1029/2003JC002074.

## APÉNDICE A

### Análisis objetivo para datos escalares del programa IMECOCAL

La estimación estadística de campos escalares es una práctica universal en las ciencias geofísicas. Kriging, por ejemplo, es una rama de la teoría general de la estadística usada en las ciencias geofísicas para generar mapas de propiedades físicas. La característica más sobresaliente de Kriging es que usa información de la correlación espacial que existe entre las variables aleatorias. El método de análisis objetivo, elaborado por *Gandin* [1965], es una de estas técnicas, hace una estimación óptima con base en la teoría de variables regionalizadas. Se usó primeramente para analizar campos escalares en meteorología, y después fue introducido a otras ciencias geofísicas, e.g., a oceanografía por *Bretherton et al.* [1976]. En este método se usa el teorema de Gauss-Markov para obtener una expresión para el estimador lineal que minimiza la varianza del error cuadrático medio y es especialmente útil para campos en que las escalas de correlación sean anisotrópicas. En la construcción del estimador, se usa información estadística tanto del ruido de los campos observados como de los campos que serán estimados.

Aquí se siguen los desarrollos propuestos por *Le Traon* [1990] y *Davis* [1985] para describir el método de análisis objetivo. Supóngase que se tienen  $n$  datos de un campo

escalar  $z(\mathbf{x})$  obtenidos de manera simultánea y que el campo escalar lo podemos descomponer de la siguiente manera

$$z(\mathbf{x}_i) = \{z(\mathbf{x}_i)\} + \tilde{z}(\mathbf{x}_i) + d(\mathbf{x}_i), \quad (1)$$

donde  $\{z(\mathbf{x}_i)\}$  representa el término de las variaciones de escala del tamaño del dominio (escala grande) en donde se realizan las observaciones, el término  $\tilde{z}(\mathbf{x}_i)$  representa las variaciones de escalas menores, en  $d(\mathbf{x}_i)$  están tanto los errores de los datos como los errores de las escalas no resueltas, y  $\mathbf{x}_i = (x_i, y_i)$  son los puntos en donde hay observaciones.

*Davis* [1985] propone elegir una base completa arbitraria de funciones  $F_j(\mathbf{x})$  de un espacio vectorial, de tal manera que cualquier función  $f(\mathbf{x})$  en el dominio se pueda escribir como combinación lineal de los elementos de la base

$$f(\mathbf{x}) = \sum_{j=1}^{\infty} \hat{b}_j F_j(\mathbf{x}), \quad (2)$$

donde el conjunto ordenado  $\hat{b}_j$  son las coordenadas de la función  $f(\mathbf{x})$  respecto a la base ordenada de funciones  $F_j(\mathbf{x})$ .

En particular, supóngase que podemos escribir la componente de escala grande del campo en esta base como función de sólo  $M$  elementos

$$\{z(\mathbf{x})\} = \sum_{j=1}^M b_j F_j(\mathbf{x}), \quad (3)$$

donde  $b_j = b(\mathbf{x})$  son las coordenadas de las componentes de escala grande. Esto significa que la parte de escala grande está definida como una suma finita de  $M$  funciones base, es decir, pertenece al subespacio formado por las  $M$  funciones y actúa como un filtro espacial.

La estimación del campo escalar se puede escribir como una combinación lineal de las observaciones, es decir,  $z^{est}(\mathbf{x})$  pertenece al subespacio generado por las observaciones

$$z^{est}(\mathbf{x}) = \sum_{i=1}^n a(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i) z(\mathbf{x}_i), \quad (4)$$

donde el conjunto ordenado  $a = a(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i)$  son las coordenadas de la estimación del campo en el espacio de las observaciones.

A continuación se introducen las hipótesis fundamentales de la interpolación por mínima varianza. En este caso se requiere la condición adicional de que los coeficientes sean tales que se minimiza al error cuadrático medio  $r^2$  entre la estimación del campo y el valor verdadero del campo expresado como

$$r^2 = \left\langle \left[ \{z(\mathbf{x})\} + \tilde{z}(\mathbf{x}) - z^{est}(\mathbf{x}) \right]^2 \right\rangle. \quad (5)$$

Se requiere además que el promedio de la componente de escalas menores y el promedio del error sean nulos

$$\left\{ \begin{array}{l} \langle \tilde{z}(\mathbf{x}) \rangle = 0 \\ \langle d(\mathbf{x}_i) \rangle = 0 \end{array} \right\}. \quad (6)$$

También se hace la hipótesis de que el estimador del campo sea insesgado, es decir

$$\langle z^{est}(\mathbf{x}) - z(\mathbf{x}) \rangle = 0. \quad (7)$$

Esta condición se puede escribir en la base elegida como

$$\sum_{k=1}^M \langle b_k \rangle \left[ \sum_{i=1}^M a(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i) F_k(\mathbf{x}_i) - F_k(\mathbf{x}) \right] = 0. \quad (8)$$

Sustituyendo (8) en (5), y usando además la condición propuesta por *Davis* [1985] para la ganancia unitaria en las  $M$  funciones ( $\sum_{k=1}^M a(\mathbf{x}, \mathbf{x}_k) F_k(\mathbf{x}_k) = F_m(\mathbf{x})$ ), el error cuadrático

medio queda como

$$r^2(\mathbf{x}) = C_{xx} - 2 \sum_{i=1}^n a(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i) C_{xi} + \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^n a(\mathbf{x}, \mathbf{x}_j) a(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i) A_{ij}, \quad (9)$$

en donde  $C_{xx} = \langle \tilde{z}(\mathbf{x}) z(\mathbf{x}) \rangle$ ,  $C_{xi} = \langle \tilde{z}(\mathbf{x}) \tilde{z}(\mathbf{x}_i) \rangle$ ,  $A_{ij} = \langle z'(\mathbf{x}_i) z'(\mathbf{x}_i) \rangle$ , y  $z'(\mathbf{x}_i) = z(\mathbf{x}_i) - \{z(\mathbf{x}_i)\}$ .

Una condición necesaria para la minimización de  $r$  con respecto a las coordenadas  $a_k = a(\mathbf{x}, \mathbf{x}_k)$  es,

$$\frac{\partial r^2}{\partial a_k} = 2 \left\{ \sum_{i=1}^n (C_{ik} + A_{ik}) a(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i) - C_{kg} \right\} = 0, \quad k = 1, \dots, n. \quad (10)$$

De (10) se obtiene la condición,

$$\sum_{i=1}^n (C_{ik} + A_{ik}) a(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i) = C_{kg}, \quad k = 1, \dots, n. \quad (11)$$

Para encontrar la ecuación para las coordenadas de la estimación, multiplicamos (11) por  $a_{xk}$  y sumamos para  $k = 1, \dots, n$  de donde se obtiene,

$$\sum_{k=1}^n \sum_{j=1}^n (C_{jk} + A_{jk}) a_j a_k - \sum_{k=1}^n C_{kg} a_k = 0. \quad (12)$$

Sí sustraemos (12) de (9) obtenemos una expresión para la minimización del error,

$$r^{\min} = C_{gg} - \sum_{k=1}^n C_{kg} a_k. \quad (13)$$

Minimizando (13) mediante multiplicadores de Lagrange sujeto a la restricciones (6) y (7) se obtiene la ecuación para las coordenadas de la estimación del campo en el subespacio de las observaciones

$$a(\mathbf{x}, \mathbf{x}_k) = \sum_{i=1}^M H_i(\mathbf{x}) \sum_{j=1}^M Z_{ij}^{-1} \sum_{l=1}^n A_{kl}^{-1} F_j(\mathbf{x}_l) + \sum_{p=1}^n A_{kp}^{-1} C_{xi}, \quad (14)$$

en donde  $H_i(\mathbf{x}) = F_i(\mathbf{x}) - \sum_{r=1}^n F_i(\mathbf{x}_r) \sum_{s=1}^n A_{rs}^{-1} C_{xs}$ ,  $A_{kp}^{-1}$  es la matriz inversa de  $A_{kp}$  y

$$Z_{ij}^{-1} = \sum_{r=1}^n \sum_{s=1}^n A_{rs}^{-1} F_i(\mathbf{x}_r) F_j(\mathbf{x}_s).$$

Usando (14) y (9) se obtiene la ecuación para el estimador del campo,

$$\begin{aligned} z^{est}(\mathbf{x}) &= \sum_{i=1}^M F_i(\mathbf{x}) \sum_{j=1}^M Z_{ij}^{-1} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n A_{kl}^{-1} F_j(\mathbf{x}_k) z(\mathbf{x}_l) \\ &+ \sum_{p=1}^n \sum_{q=1}^n A_{pq}^{-1} C_{xq} \left[ z(\mathbf{x}_p) - \sum_{r=1}^M F_r(\mathbf{x}_p) \sum_{j=1}^M Z_{rj}^{-1} \sum_{s=1}^n \sum_{t=1}^n A_{ts}^{-1} F_j(\mathbf{x}_s) z(\mathbf{x}_t) \right]. \end{aligned} \quad (15)$$

Notemos que en la ecuación (15) el campo medio de escala grande es extraído de cada una de las observaciones y es agregado después de haber realizado la estimación, este campo medio no necesariamente es estacionario (en sentido estocástico). Si en la ecuación (15), elegimos  $M = 1$  y  $F_1(\mathbf{x}) = 1$  se obtiene el estimador para un campo medio constante, propuesto entre otros por *Bretherton y Mc Williams* [1980],

$$z^{est}(\mathbf{x}) = \{z(\mathbf{x})\} + \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M A_{ij}^{-1} C_{xj} [z(\mathbf{x}_i) - \langle z(\mathbf{x}_i) \rangle]. \quad (16)$$

## Referencias

Bretherton, F.P., Davis R.E. y Fandry C.B., 1976. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep Sea Res.* 23(7):559-582.

Bretherton, F.P. y J.C. Mc Williams, 1980. Estimation from irregular arrays, *Revs. of Geophy.*, 18 (4): 789-812.

Davis, R.E., 1985. Objective Mapping by Least Squares Fitting. *J. Geophys. Res.* 90(C3):4773-4777.

Gandin, L.S., 1965. Objective analysis of meteorological fields. Israel Program for Scientific Translation., Jerusalem, 242 pp.

Le Traon, P.Y., 1990. A method for optimal analysis of fields with spatially variable mean. *J. Geophys. Res.* 95 (C8): 13,543-13,547.

## APÉNDICE B

### **Variación estacional por análisis de regresión aplicando cuadrados mínimos**

El análisis espectral se basa en la transformada discreta de Fourier, técnica universal usada para analizar el contenido de una señal en el dominio de la frecuencia [Brigham, 1988]. Pero uno puede estar interesado solamente en una línea espectral de alguna frecuencia particular que no esté necesariamente incluida en el conjunto discreto de frecuencias obtenido a partir de la transformada de Fourier [Jenkins and Watts, 1968]. Esto puede suceder cuando el número de muestras es grande y el número de frecuencias de interés es mucho más pequeño. En este trabajo se requiere desarrollar una aproximación de nuestra señal, o serie de tiempo, para una suma sobre un conjunto finito y suficientemente pequeño de frecuencias. Las frecuencias de interés se conocen, pero la amplitud y la fase de cada componente no se conocen. Este problema será resuelto usando el método de cuadrados mínimos.

Comenzamos usando el método de cuadrados mínimos para determinar el ajuste óptimo a una recta. La ecuación de la recta tiene solamente dos parámetros desconocidos, la pendiente y la intersección con el eje de las abscisas. El análisis para este caso simple hará el uso de análisis armónico más transparente.

Comenzamos con una serie de datos, presentado como pares ordenados  $(x_i, y_i)$  para  $i = 1, \dots, N$ . Estamos interesados en encontrar la mejor aproximación, en algún sentido óptimo, de estos datos por una cierta función. En el caso de la regresión lineal, buscamos una relación lineal de la forma  $y = ax + b$ . Aunque no se espera que esta línea converja con los datos, se espera que sea tan "cercano como sea posible".

¿Qué significa "tan cerca como sea posible"? Podríamos definir que la distancia total entre los puntos de referencia y la línea sea tan pequeña como sea posible. Aunque hay muchas maneras en que podríamos cuantificar esto, lo más natural sería sumar sobre la distancia euclidiana entre los puntos. Así, obtendríamos una expresión como

$\sum_{n=1}^N \sqrt{(x_i - x_i)^2 + (y_i - (ax_i + b))^2}$ . Sin embargo, puesto que  $(x_i - x_i)^2$  desaparece y la raíz

cuadrada es positiva definida, podríamos considerar que sólo la expresión

$\sum_{n=1}^N (y_i - (ax_i + b))^2$  será minimizada, esto conduce a la regresión por cuadrados mínimos

[Ripa, 2002].

Estamos interesados en la minimización de esta cantidad, que se puede interpretar como la varianza en la vecindad de la línea promedio. Minimizamos este "error" variando los parámetros  $a$  y  $b$ . Tenemos un problema de minimización en dos variables. En este caso, necesitamos que las derivadas con respecto a  $a$  y a  $b$  sean cero y resolver el conjunto de ecuaciones.

Derivando  $\sum_{n=1}^N (y_i - (ax_i + b))^2$  con respecto a  $a$  y a  $b$  de manera separada obtenemos

$$\begin{aligned} 0 &= 2 \sum_{n=1}^N (y_i - (ax_i + b))(-x_i) \\ 0 &= 2 \sum_{n=1}^N (y_i - (ax_i + b))(-1). \end{aligned} \tag{1}$$

Reagrupando, encontramos el siguiente conjunto de ecuaciones simultáneas:

$$\begin{aligned} a \sum_{n=1}^N x_i^2 + b \sum_{n=1}^N x_i &= \sum_{n=1}^N x_i y_i \\ a \sum_{n=1}^N x_i + bN &= \sum_{n=1}^N y_i. \end{aligned} \tag{2}$$

Resolviendo este sistema de ecuaciones obtenemos una expresión para  $a$  y  $b$  en términos de un conjunto de sumas de expresiones que contienen a los datos. Esta es la base para lo que se denomina “mejor ajuste” [Emery and Thomson, 1997].

Sin embargo en este caso estamos interesados en ajustar nuestros datos a funciones más complicadas que una línea recta. En particular, queremos ajustar nuestras series de tiempo a una base completa del espacio vectorial de las funciones armónicas, o funciones senos y cosenos cuyos argumentos impliquen frecuencias particulares.

Consideremos una serie de tiempo de  $N$  datos igualmente espaciados,  $t_n = n\Delta t, n = 1, \dots, N$ . Estamos interesados en encontrar la mejor aproximación a una función que consiste de  $M$  frecuencias específicas,  $f_k, k = 1, \dots, M$ . Es decir, deseamos ajustar a los datos la función

$$f(t) = A_0 + \sum_{k=1}^M [A_k \cos(2\pi f_k t) + B_k \text{sen}(2\pi f_k t)]. \quad (3)$$

Los parámetros desconocidos en éste caso son los coeficientes  $A_k$  y  $B_k$ . Es decir, vamos proyectar nuestros datos a un subespacio vectorial armónico, en éste sentido los  $A_k$  y  $B_k$  son coeficientes de proyección. Obviamente no podremos determinar exactamente la función pues debido a la forma del espacio vectorial completo, la suma es infinita, buscaremos un subconjunto finito que mejor se ajuste a los datos.

Discretizando el tiempo podemos escribir  $t_n = n\Delta t = \frac{nT}{N}$ . Entonces  $f_k t = f_k T \frac{n}{N}$ . Sea

$$\alpha_k = f_k T, \text{ entonces } f_k t = \alpha_k \frac{n}{N}.$$

Para determinar los coeficientes de la proyección necesitamos minimizar la varianza.

Derivando con respecto a todos los parámetros obtenemos:

$$0 = \frac{\partial e^2}{\partial A_q} = 2 \sum_{n=1}^N [y(t_n) - (A_0 + \sum_{k=1}^M [A_k \cos(2\pi f_k \frac{n}{N}) + B_k \text{sen}(2\pi f_k \frac{n}{N})])] (-\cos(2\pi f_q \frac{n}{N})), \quad (4)$$

para  $q = 1, \dots, M$  y

$$0 = \frac{\partial e^2}{\partial B_q} = 2 \sum_{n=1}^N [y(t_n) - (A_0 + \sum_{k=1}^M [A_k \cos(2\pi f_k \frac{n}{N}) + B_k \text{sen}(2\pi f_k \frac{n}{N})])] (-\text{sen}(2\pi f_q \frac{n}{N})), \quad (5)$$

para  $k = 1, \dots, M$ .

En analogía con el ejemplo del mejor ajuste a una recta, obtendremos también en este caso un sistema de ecuaciones lineales para los parámetros desconocidos. Podemos describir el sistema anterior en forma matricial de la siguiente manera:

$$A_0 \sum_{n=1}^N \cos(2\pi f_q t_n) + \sum_{k=1}^M \left[ A_k \sum_{n=1}^N \cos(2\pi f_k t_n) \cos(2\pi f_q t_n) + B_k \sum_{n=1}^N \text{sen}(2\pi f_k t_n) \cos(2\pi f_q t_n) \right] = \sum_{n=1}^N y(t_n) \cos(2\pi f_q t_n), \quad (6)$$

y

$$A_0 \sum_{n=1}^N \text{sen}(2\pi f_q t_n) + \sum_{k=1}^M \left[ A_k \sum_{n=1}^N \cos(2\pi f_k t_n) \text{sen}(2\pi f_q t_n) + B_k \sum_{n=1}^N \text{sen}(2\pi f_k t_n) \text{sen}(2\pi f_q t_n) \right] = \sum_{n=1}^N y(t_n) \text{sen}(2\pi f_q t_n), \quad (7)$$

para  $q = 1, \dots, M$ .

Finalmente, necesitamos considerar la ecuación para  $q = 0$ . En éste caso obtenemos:

$$0 = \frac{\partial e^2}{\partial A_0} = 2 \sum_{n=1}^N [y(t_n) - (A_0 + \sum_{k=1}^M [A_k \cos(2\pi f_k t_n) + B_k \text{sen}(2\pi f_k t_n)])](-1), \quad (8)$$

lo cual se puede reducir a

$$\sum_{n=1}^N [(A_0 + \sum_{k=1}^M [A_k \cos(2\pi f_k t_n) + B_k \text{sen}(2\pi f_k t_n)])] = \sum_{n=1}^N y(t_n). \quad (9)$$

Notemos que con esto escribimos nuestro sistema como un sistema de  $2M+1$  ecuaciones en forma matricial. Definamos  $M \times N$  matrices C y S con elementos

$$C_{qn} = \cos(2\pi f_k t_n), \quad q = 1, \dots, M, \quad n = 1, \dots, N, \quad (10)$$

$$S_{qn} = \text{sen}(2\pi f_k t_n), q = 1, \dots, M, n = 1, \dots, N.$$

Las sumas anteriores sobre  $n$  pueden ser rescritas como un producto de matrices de  $M \times M$  con entradas en el  $q$ -ésimo renglón y la  $k$ -ésima columna como

$$(CC^T)_{qk} = \left( \sum_{n=1}^N \cos(2\pi f_k t_n) \cos(2\pi f_q t_n) \right), \quad (11)$$

$$(CS^T)_{qk} = \left( \sum_{n=1}^N \text{sen}(2\pi f_k t_n) \cos(2\pi f_q t_n) \right), \quad (12)$$

$$(SS^T)_{qk} = \left( \sum_{n=1}^N \text{sen}(2\pi f_k t_n) \text{sen}(2\pi f_q t_n) \right). \quad (13)$$

Donde  $C^T$  es la traspuesta de  $C$ . Entonces,  $C^T_{ij} = C_{ji}$  y  $(AB)^T = B^T A^T$ .

Sustituyendo esta expresión en el sistema de ecuaciones obtenemos

$$A_0 \sum_{n=1}^N C_{qn} + \sum_{k=1}^M \left[ (CC^T)_{qk} A_k + (SC^T)_{qk} B_k \right] = \sum_{n=1}^N C_{qn} y(t_n), \quad q = 1, \dots, M \quad (14)$$

$$A_0 \sum_{n=1}^N S_{qn} + \sum_{k=1}^M \left[ (SC^T)_{qk} A_k + (SS^T)_{qk} B_k \right] = \sum_{n=1}^N S_{qn} y(t_n), \quad q = 1, \dots, M$$

y

$$A_0 N + \sum_{k=1}^M A_k c_k + B_k s_k = \sum_{n=1}^N y(t_n).$$

Finalmente estas ecuaciones pueden ser combinadas definiendo  $y = \begin{pmatrix} y(t_1) \\ \vdots \\ y(t_N) \end{pmatrix}$ ,

$$Y = \begin{pmatrix} \bar{y} \\ Cy \\ Sy \end{pmatrix}, \quad Z = \begin{pmatrix} A \\ B \end{pmatrix}, \quad c_q = \sum_{n=1}^N C_{qn}, \quad s_q = \sum_{n=1}^N S_{qn} \quad \text{y} \quad D = \begin{pmatrix} N & c^T & s^T \\ c & CC & CS \\ s & CS & SS \end{pmatrix}. \quad (15)$$

Notemos que  $Y$  y  $Z$  son vectores columnas  $2M+1$  dimensionales,  $c$  y  $s$  son  $M$  vectores columna dimensionales y  $D$  es una matriz de  $(2M+1) \times (2M+1)$ .

Este sistema de ecuaciones en forma matricial es finalmente  $DZ = Y$ . Resolviendo para el vector columna  $Z$ , tendremos  $Z = D^{-1}Y$ .

## Referencias

Brigham, E., 1998. The fast Fourier transform and its applications. Prentice Hall. Englewood Cliffs. New Jersey. 448 pp.

Emery, W.J. and R.E. Thomson, 1997. Data Analysis Methods in Physical Oceanography, Pergamon, New York., 634 pp.

Jenkins, G.M. and D.G. Watts, 1968. Spectral analysis and its applications, Emerson-Adams Press., 525 pp.

Ripa, P., 2002. Least squares data fitting. *Cienc. Mar.*, 28(1): 79-105.

## APÉNDICE C

### **Estudio de la variación estacional e interanual mediante funciones empíricas ortogonales por cuadrados mínimos**

El problema comienza con un conjunto dado de series de tiempo de un campo que presenta una distribución espacial bidimensional y se requiere la descripción de su evolución temporal. Se puede simplemente calcular el promedio temporal de cada serie, para así obtener un valor representativo del valor de la variable en cada punto. Con ello se obtendrá información de la distribución espacial promedio, asociado a este promedio se encuentra la desviación estándar que nos dará información sobre las variaciones puntuales. Sin embargo, estos parámetros no proporcionan información acerca de la correlación entre las variabilidades en cada región del espacio.

El análisis mediante Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs, en lo sucesivo) es una técnica usada para identificar patrones estadísticos de variación simultánea de los campos observados [von Storch and Zwiers, 2001]. Sea una serie de datos, presentada como pares ordenados  $\vec{x}_i = (x_i, y_i)$  para  $i = 1, \dots, N$ . Como estamos interesados en encontrar la variabilidad contenida en la serie, trabajaremos con las anomalías de cada serie y buscaremos los vectores que mejor se aproximen a estas series en algún sentido óptimo.

Calculemos primero las anomalías  $\bar{x}_i'$  de cada serie asociada a cada punto  $(x_i, y_i)$  mediante:

$$\bar{x}_i' = \bar{x}_i - \hat{\mu}_i, \quad (1)$$

en donde  $\hat{\mu}_i$  es el promedio de la  $i$ -ésima serie.

Escribiremos las anomalías  $\bar{x}_i'$  como combinación lineal de  $k$  vectores linealmente independientes  $\bar{x}_i' = \sum_{j=1}^k \alpha_j \bar{e}_j$ . Los vectores  $\bar{e}_j$  los elegiremos ortogonales, tales que minimicen el error cuadrático medio al hacer la aproximación, es decir se debe minimizar la expresión

$$r^2 = \sum_t \left( \bar{x}_i' - \sum_{j=1}^k \alpha_j \bar{e}_j \right)^2. \quad (2)$$

Los vectores  $\bar{e}_j$  son los llamados FEOs y los coeficientes  $\alpha_j$  son los llamados coeficientes de los FEOs.

### **Construcción de los Funciones Empíricas Ortogonales.**

El primer paso es encontrar el primer FEO, sin pérdida de generalidad introduciremos la restricción  $\|\bar{e}_1\| = 1$ , tal que

$$r_1 = \varepsilon \left( \left\| \bar{x}_i' - \langle \bar{x}_i', \bar{e}_1 \rangle \bar{e}_1 \right\|^2 \right), \quad (3)$$

sea mínima, en donde  $\langle \vec{x}_i', \vec{e}_1 \rangle$  indica el producto interno entre los vectores  $\vec{x}_i'$  y  $\vec{e}_1$ . De este modo  $r_1$  describe la proyección del vector aleatorio  $\vec{x}_i'$  sobre un subespacio unidimensional generado por  $\vec{e}_1$ .

Notemos que minimizar  $r_1$  es equivalente a maximizar la varianza de  $\vec{x}_i'$ , la cual está contenida en éste subespacio pues  $r_1$  lo podemos describir como

$$r_1 = \varepsilon \left( \|\vec{x}_i'\|^2 - 2\langle \vec{x}_i', \vec{e}_1 \rangle^* \vec{x}_i'^+ \vec{e}_1 + \langle \vec{x}_i', \vec{e}_1 \rangle^* \langle \vec{x}_i', \vec{e}_1 \rangle \right), \quad (4)$$

en donde los operadores  $*$  indican conjugación compleja y  $^+$  indica transpuesta conjugada de la matriz,  $r_1$  se puede describir

$$r_1 = \varepsilon \left( \|\vec{x}_i'\|^2 - \langle \vec{x}_i', \vec{e}_1 \rangle^* \langle \vec{x}_i', \vec{e}_1 \rangle \right) = \text{Var}(\vec{x}) - \text{Var}(\langle \vec{x}_i', \vec{e}_1 \rangle), \quad (5)$$

en donde la varianza del vector aleatorio  $\vec{x}_i'$  esta definida como la suma de las varianzas de cada uno de sus elementos, notemos que  $\text{Var}(\langle \vec{x}_i', \vec{e}_1 \rangle) = \vec{e}_1^+ \Sigma \vec{e}_1$ , en donde  $\Sigma$  es la matriz de covarianza de  $\vec{x}_i'$ .

Minimizando ahora  $r_1$  sujeto a la restricción  $\|\vec{e}_1\| = 1$  obtenemos

$$\frac{d}{d\vec{e}_1} \left[ \vec{e}_1^+ \Sigma \vec{e}_1 + \lambda (\vec{e}_1^+ \vec{e}_1 - 1) \right] = 2\Sigma \vec{e}_1 + 2\lambda \vec{e}_1 = 0, \quad (6)$$

en donde  $\lambda$  es el multiplicador de Lagrange asociado a la restricción  $\|\vec{e}_1\| = 1$ . Esta ecuación nos proporciona la siguiente información:  $\vec{e}_1$  es un eigenvector con correspondiente eigenvalor  $\lambda$  de la matriz de covarianza  $\Sigma$ . Sin embargo,  $\Sigma$  es una

matriz hermitiana por construcción, por lo tanto tendrá  $N$  eigenvectores. Entonces para minimizar  $r_1$  elegiremos el eigenvector que maximice

$$Var(\langle \bar{x}_i', \bar{e}_1 \rangle) = \bar{e}_1^+ \Sigma \bar{e}_1 = \bar{e}_1^+ \lambda \bar{e}_1 = \lambda. \quad (7)$$

Esto significa que  $r_1$  es minimizado cuando  $\bar{e}_1$  es el eigenvector de  $\Sigma$  asociado al eigenvalor más grande  $\lambda$ . Este vector es el primer FEO.

El segundo FEO se construye trivialmente usando la descomposición de Gram-Schmidt [Wunsch, 1996], i.e. la cantidad a minimizar para el segundo FEO será

$$r_2 = \varepsilon \left( \left\| \bar{x}_i' - \langle \bar{x}_i', \bar{e}_1 \rangle \bar{e}_1 - \langle \bar{x}_i', \bar{e}_2 \rangle \bar{e}_2 \right\|^2 \right), \quad (8)$$

sujeto a la restricción  $\|\bar{e}_2\|=1$ . Después se sigue el mismo procedimiento. También es trivial notar que el resultado para  $\bar{e}_2$  será el eigenvector de  $\Sigma$  que corresponde al eigenvalor más grande  $\lambda_2$ .

Notemos que el proceso de Gram-Schmidt tiene un significado físico importante, para construir el segundo modo, al vector de anomalías se le extrae la componente que este vector tiene sobre  $\bar{e}_1$ , además los efectos de  $\bar{e}_1$  y  $\bar{e}_2$  serán independientes, y por ser  $\Sigma$  hermitiana todos sus eigenvectores  $\bar{e}_i$  serán ortogonales.

Supongamos que las anomalías las podemos descomponer en una parte estacional y otra no estacional  $\bar{x}_i' = \bar{x}_i - \widehat{\mu}_i = \bar{x}_i^{est} + \bar{x}_i^{no-est}$  [von Storch and Zwiers, 2001].

En donde  $\bar{x}_i^{est}$  se obtiene haciendo análisis armónico a las anomalías mediante mínimos cuadrados (ver Apéndice B), ajustando a las anomalías el funcional

$$F(\bar{x}, t) = A_1(\bar{x})\cos(w_1t - \phi_1) + A_2(\bar{x})\cos(w_2t - \phi_2), \quad (9)$$

y  $\bar{x}_i^{no-est}$  se define como

$$\bar{x}_i^{no-est} = \bar{x}_i - \hat{\mu}_i - A_1(\bar{x})\cos(w_1t - \phi_1) + A_2(\bar{x})\cos(w_2t - \phi_2), \quad (10)$$

En donde  $A_1(\bar{x})$  es la amplitud anual,  $A_2(\bar{x})$  es la amplitud semianual de cada serie de tiempo,  $w_1 = 2\pi/365.25$  es la frecuencia correspondiente al ciclo anual y  $w_2 = 4\pi/365.25$  es la frecuencia correspondiente al ciclo semianual, ambas en radianes,  $\phi_1$  y  $\phi_2$  son las fases de las componentes armónicas anual y semianual respectivamente, y  $t$  es el tiempo. Si seguimos el análisis anterior directamente para las anomalías, los vectores obtenidos nos darán información del subespacio que maximiza la varianza de las anomalías que contiene la variabilidad estacional y la interanual.

Además, las series de tiempo obtenidas de ésta forma se les puede hacer análisis armónico para conocer qué porcentaje de la varianza de cada modo corresponde a la variación anual y semianual.

Si el análisis en FEOs se lo aplicamos al conjunto  $\bar{x}_i^{no-est}$ , este conjunto es linealmente independiente al anterior, y el subespacio de los vectores generados serán linealmente independientes a los vectores  $A_1(\bar{x})\cos(w_1t - \phi_1)$  y  $A_2(\bar{x})\cos(w_2t - \phi_2)$ . Esto quiere

decir que los vectores base maximizarán la variabilidad no estacional de este conjunto de datos, es decir se obtendrá el patrón interanual de las series de tiempo.

### **Referencias**

Von Storch H. y F.W. Zwiers, 2001. Statistical analysis in climate research. Cambridge University Press. Cambridge. 484 pp.

Wunsch, C., 1996. The ocean circulation inverse problem. Cambridge University Press. Cambridge. 442 pp.

## APÉNDICE D

### Funciones densidad de probabilidad para determinar la profundidad de la capa de densidad constante

En esta sección se realiza un análisis mediante estadística Bayesiana para determinar la profundidad de la capa de densidad constante (PCD). A primera aproximación podemos pensar que el océano está dividido en dos capas, donde la primera es la PCD y la segunda es el resto de la columna de agua. La capa de mezcla es aquella en la que la densidad es uniforme en la vertical.

En los análisis estadísticos Bayesianos se postula que para un conjunto de datos de una familia paramétrica de una distribución de muestras

$$y = p(y/\sigma), \quad (1)$$

donde  $y$  es un vector aleatorio observado, que se supone fijo,  $p(y/\sigma)$  es la probabilidad condicional y  $\sigma$  es un suceso cualquiera (e.g., ver *Jeffreys* [1961]). La función de probabilidad para  $y$  es definida como

$$l(\sigma) \equiv p(y/\sigma). \quad (2)$$

Ya que para nuestra base de datos no se tiene un modelo de muestreo  $p(y/\sigma)$ , no podemos asignar alguna  $l(\sigma) \equiv p(y/\sigma)$ . Por eso, con base en argumentos

oceanográficos, para cerca de 60 lances ( $i = 60$ ) se eligió una función de probabilidad condicional  $p(\mathbf{y}/\sigma)$  y posteriormente se infirió la función de distribución.

Después de examinar 60 lances, se construyó un algoritmo que acepta  $\mathbf{y}$  como entrada y se obtiene la función de probabilidad  $l(\sigma)$  como salida. Enseguida se revisaron los resultados de la profundidad de la capa de densidad constante que se obtiene a partir de la función densidad de probabilidad sobre todo el conjunto de datos  $\{\mathbf{y}_i\}_{i=1}^N$ . El  $i$ -ésimo vector aleatorio  $\mathbf{y}_i$ , que se obtiene al tiempo  $t_i$ , consiste de un conjunto ordenado de las mediciones de densidad potencial en la columna de agua  $\mathbf{y}_i = (y_{i1}, \dots, y_{in})$ , las que son medidas a la presión (profundidad)  $\mathbf{d}_i = (d_{i1}, \dots, d_{in})$ . La primera profundidad es siempre suficientemente cercana a la superficie, tal que podemos asumir que: 1)  $y_{i1}$  es la densidad potencial en la superficie y 2)  $d_{i1} = 0$ , sin errores asociados. Definiremos un *perfil de densidad potencial* como la densidad potencial en función de la profundidad.

En general, como la capa superior del océano está bien mezclada, debe tener densidad uniforme, mientras que en la capa inferior la densidad debe decrecer monotónicamente. Cada uno de los perfiles tiene varias profundidades en las que es plausible que esté la base de la capa de mezcla.

Siguiendo a *Mellor* [1996] el problema se puede simplificar suponiendo que la temperatura y la densidad decrecen exponencialmente desde la base de la PCD hasta el

fondo del océano. Si esta simplificación fuera en general válida, entonces se podría ajustar a los datos un modelo con tres parámetros: temperatura o densidad superficial, la PCD y la razón de decaimiento de la densidad con la profundidad, lo que resolvería el problema para la región de estudio. Sin embargo, los datos en nuestra región de interés no tienen tal decaimiento exponencial. A nuestro conocimiento, la física de la capa superior del océano en la región IMECOCAL no ha avanzado hasta el punto en que podamos ofrecer un modelo que se ajuste a los datos.

En cualquier modelo de verisimilitud o perspectiva Bayesiana para estimar la PCD, se necesita un modelo de muestreo  $p(y/PCD)$  [Jenkins and Watts, 1961]. Sin embargo, hemos explicado ya que tal modelo no existe, así que el primer paso es construir un primer modelo de probabilidad con los axiomas que obtengamos de la física del problema, es decir encontrar

$$\Pr[PCD \in I_j], \forall j \in [1, n], \quad (3)$$

en donde  $I_j$  es el intervalo  $[d_j, d_{j+1}]$ ,  $d_1 = 0$  es la superficie del océano, y  $d_{n+1}$  es el fondo del océano. Usando la construcción axiomática basada en (3) obtenemos

$$\Pr[PCD \in I_{60}] \approx 10 \Pr[PCD \in I_{59}], \quad (4)$$

$$\Pr[PCD \in I_{k \neq 59 \text{ o } 60}] \approx 0. \quad (5)$$

Para asignar esta probabilidad estamos haciendo dos consideraciones sobre un intervalo  $I_j = [d_j, d_{j+1}]$ : 1) que la densidad potencial decae  $y_1 - y_j$  desde la superficie hasta la cota

superior de  $I_j$  y 2) que  $\frac{y_j - y_{j+1}}{d_{j+1} - d_j}$  es la razón a la cual decae la densidad potencial en el intervalo  $I_j$ . Valores pequeños en  $y_1 - y_{j+1}$  y valores grandes en  $\frac{y_j - y_{j+1}}{d_{j+1} - d_j}$  implican que existe una alta probabilidad de que  $PCD \in I_j$ . Formalmente definiremos

$$\Delta_1 = (\Delta_{11}, \dots, \Delta_{1n}) = (0, y_1 - y_2, \dots, y_1 - y_n), \quad (6)$$

$$\Delta_2 = (\Delta_{21}, \dots, \Delta_{2n}) = (0, (y_1 - y_2)/(d_2 - d_1), \dots, (y_1 - y_n)/(d_{n+1} - d_n)). \quad (7)$$

Entonces, de acuerdo con la física antes explicada

$$\Pr[PCD \in I_j]_{j=1}^n = g(\Delta_1, \Delta_2). \quad (8)$$

La razón es la siguiente, si un intervalo  $I_j$  contiene a la  $PCD$ , entonces la densidad potencial sobre  $I_j$ , debe ser suficientemente uniforme, y  $y_1 - y_j$  debe ser pequeña, entonces  $g(\Delta_1, \Delta_2)$  debe ser una función decreciente de  $\Delta_1$ . De manera similar, si un intervalo  $I_j$  contiene la  $PCD$ , entonces el incremento en densidad debe ser alto, entonces  $g(\Delta_1, \Delta_2)$  debe ser una función creciente de  $\Delta_2$ .

El análisis Bayesiano se deriva de una función de probabilidad conjunta  $p(\mathbf{y}, PCD)$ .

Para obtener  $p(\mathbf{y}, PCD)$  uno típicamente especifica  $p(\mathbf{y})$  y  $p(\mathbf{y}/PCD)$ . En nuestro análisis también usamos  $p(\mathbf{y}/PCD)$ , pero lo abordamos de manera diferente.

En oceanografía no podemos decir nada acerca de  $p(\mathbf{y}, PCD)$  o  $p(\mathbf{y}/PCD)$ , pero podemos proporcionar información acerca de la relación entre  $PCD$  y  $(\Delta_1, \Delta_2)$ , nosotros trabajamos con la transformación

$$(\mathbf{y}, PCD) \leftrightarrow (PCD, \Delta_1, \Delta_2, s), \quad (9)$$

para encontrar la distribución conjunta de  $(PCD, \Delta_1, \Delta_2, s)$ , y mediante una transformación inversa obtenemos la asociada a  $(\mathbf{y}, PCD)$ . Específicamente,

$$(\mathbf{y}_1, \mathbf{y}_2, \dots, \mathbf{y}_n, m) \leftrightarrow (PCD, \Delta_{1j(m)}, \Delta_{2j(m)}, s_1, \dots, s_{n-2}), \quad (10)$$

en donde

$$s_k = \begin{cases} y_{d_k} - y_{d_{k-1}}, & \text{para } k = 1, \dots, j(m) - 1 \\ y_{d_{k+2}} - y_{d_{k+3}}, & \text{para } k = j(m), \dots, n - 2 \end{cases} \quad (11)$$

En la construcción de la función de probabilidad, dos cosas más fueron consideradas:

- 1) La función de probabilidad es independiente del tiempo y de la posición geográfica del perfil.
- 2) La PCD es aproximadamente uniforme en cada intervalo.

La condición 2 nos dice que la función de probabilidad (9) debe ser continua a trozos en los intervalos  $I_j$ , su valor en  $I_j$  será

$$p(m | \mathbf{y}) = \frac{e^{(-2\Delta_{1j})} (1 - e^{(-\Delta_{2j}/0.6)})}{(d_{j+1} - dj) \sum_k e^{(-2\Delta_{1k})} (1 - e^{(-\Delta_{2k}/0.6)})}, \quad \forall m \in I_j. \quad (12)$$

Lo que formalmente significa que para cualquier profundidad  $m$ , sea  $j(m)$  el intervalo que contiene a  $m$ , i.e.,  $m \in I_{j(m)}$ . Por ello se define la función de probabilidad como

$$l(m) \propto \frac{e^{(-2\Delta_{1j(m)})} (1 - e^{(-\Delta_{2j(m)}/0.6)})}{(d_{j(m)+1} - d_{j(m)})}. \quad (13)$$

La ecuación (13) proporciona una regla para calcular la función de probabilidad para cualquier perfil.

Después de analizar varios perfiles se concluyó que

$$\Pr[PCD \in I_j | \mathbf{y}, \mathbf{d}]_1^n \approx e^{(-2\Delta_1)} (1 - e^{(-\Delta_2/0.6)}), \quad (14)$$

era una buena aproximación para la función de probabilidad en la región IMECOCAL para los intervalos  $I_j$ .

## Referencias

Jeffreys, H., 1961. Theory of Probability, 3<sup>rd</sup> Ed. Clarendon Press, Oxford, 385 pp.

Jenkins, G.M. y D.G. Watts, 1968. Spectral analysis and its applications, Emerson-Adams Press., 525 pp.

Mellor, G.L., 1996. User's guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. Princeton University Rep. Princeton University, Princeton, NJ, 40 pp.