



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS



ESTIMACIÓN DE PATRONES DE CIRCULACIÓN SUPERFICIAL
EN EL GOLFO DE CALIFORNIA A PARTIR DE IMÁGENES DE
SENSORES REMOTOS PASIVOS

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS

PRESENTA

GUILLERMO MARTÍNEZ FLORES

LA PAZ, B. C. S., NOVIEMBRE DE 2011



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARIA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO
ACTA DE REVISIÓN DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., siendo las 12:00 horas del día 10 del mes de Noviembre del 2011 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de CICIMAR para examinar la tesis titulada:

**"ESTIMACIÓN DE PATRONES DE CIRCULACIÓN SUPERFICIAL EN EL GOLFO DE CALIFORNIA
A PARTIR DE IMÁGENES DE SENSORES REMOTOS PASIVOS"**

Presentada por el alumno:

MARTÍNEZ Apellido paterno	FLORES materno	GUILLERMO nombre(s)							
Con registro: <table border="1"> <tr> <td>A</td> <td>0</td> <td>8</td> <td>0</td> <td>0</td> <td>7</td> <td>8</td> </tr> </table>			A	0	8	0	0	7	8
A	0	8	0	0	7	8			

Aspirante de:

DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **APROBAR LA DEFENSA DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISION REVISORA

Directores de Tesis

DR. ENRIQUE HIPARCO NAVA SÁNCHEZ
Director de Tesis

DR. OLEG ZAITSEV VIKTOROVICH
2º. Director de Tesis

DR. SERGIO AGUIÑIGA GARCÍA

DR. JAIME GÓMEZ GUTIÉRREZ

DR. GUILLERMO GUTIÉRREZ DE VELASCO SANROMAN

PRESIDENTE DEL COLEGIO DE PROFESORES

DRA. MARÍA MÁRGARITA CASAS VALDEZ



I.P.N.
CICIMAR
DIRECCIÓN



**INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO**

CARTA CESIÓN DE DERECHOS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., el día 18 del mes Noviembre del año 2011
el (la) que suscribe MC. GUILLERMO MARTÍNEZ FLORES alumno(a) del
Programa de DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS
con número de registro A080078 adscrito al CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS
manifiesta que es autor (a) intelectual del presente trabajo de tesis, bajo la dirección de:
DR. ENRIQUE HIPARCO NAVA SÁNCHEZ y DR. OLEG ZAITSEV VICTOROVICH
y cede los derechos del trabajo titulado:

**"ESTIMACIÓN DE PATRONES DE CIRCULACIÓN SUPERFICIAL EN EL GOLFO DE CALIFORNIA
A PARTIR DE IMÁGENES DE SENSORES REMOTOS PASIVOS"**

al Instituto Politécnico Nacional, para su difusión con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Éste, puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección: gmflores@ipn.mx - enava@ipn.mx - ozaytsev@ipn.mx

Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.

MC. GUILLERMO MARTÍNEZ FLORES

nombre y firma

Dedicatoria

A mis padres
Guillermo y María del Carmen

Agradecimientos

Mi más sincero agradecimiento por sus acertados comentarios y sugerencias a los Directores de Tesis, los Doctores Enrique H. Nava y Oleg Zaitsev, cuyos cuestionamientos frecuentemente me hicieron reflexionar y reorientar el trabajo. Igualmente agradezco las sugerencias de los Doctores Guillermo Gutiérrez, Felipe Salinas, Norman Silverberg y Ángel Jiménez, sobre todo durante y después del examen predoctoral. Al Dr. Jaime Gómez y al Dr. Sergio Aguñiga por integrarse al comité revisor y por compartir sus puntos de vista para mejorar este documento. A los compañeros y profesores del Departamento de Oceanología del CICIMAR, por sus críticas y observaciones durante los seminarios y en algunos casos por sus muestras de apoyo. No puede faltar mi agradecimiento al C. P. Humberto Ceseña, por su paciencia y gran ayuda con los trámites escolares.

Al CICIMAR-IPN por darme la oportunidad de realizar este ejercicio de superación académica. A los proyectos "Evaluación de los Procesos y Controles de cambio de la línea de costa del Golfo de California" (CONACYT-25274) y "Vulnerabilidad geológica-ambiental de la zona costera del Golfo de California" (SIP-IPN 20082825), a través de los cuales se obtuvo el financiamiento para la realización de este trabajo, que no pudo haber sido desarrollado sin los datos facilitados por las siguientes agencias: Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la Biodiversidad (CONABIO), Comisión Nacional del Agua (CNA), Agencia Japonesa de Exploración Espacial (JAXA), Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA), Equipo de Vectores de Viento sobre el Océano (OVWST), Programa Global de Boyas de deriva (GDP), Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA).

Sobre todo agradezco el incondicional apoyo de mi familia.

CONTENIDO

Listado de abreviaturas	vii
Listado de figuras.....	x
Resumen.....	xix
Abstract.....	xx
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Antecedentes	4
1.1.1 Análisis cuantitativo de imágenes	5
1.1.2 Aplicaciones oceanográficas de las técnicas de seguimiento de rasgos.....	8
1.1.3 Teledetección de MST	14
1.2 Definición del problema	17
1.3 Justificación	20
1.4 Hipótesis	22
1.5 Objetivos.....	23
1.6 Descripción del área de estudio	24
1.6.1 Clima	24
1.6.2 Masas de agua	26
1.6.3 Circulación promedio anual	27
1.6.4 Oceanografía por satélite.....	30
1.6.5 Plumas de MST	31
2. METODOLOGÍA.....	32
2.1 Diseño metodológico general	32
2.2 Descripción de los módulos	34
2.3 Esquema de Minería de Datos	36
2.4 Algoritmo de seguimiento de rasgos	37
2.4.1 Algoritmo de máxima correlación cruzada	38
2.4.2 Implementación del algoritmo	41
2.4.3 Desempeño de los algoritmos de convolución.....	44
2.4.4 Seguimiento de patrones de distribución espacial.....	47
2.4.5 Parámetros que controlan el desempeño del algoritmo.....	53
2.4.6 Limitaciones del método	57
3. MÓDULO DE TRATAMIENTO DE IMÁGENES GISST.....	59
3.1 Datos y metodología específica	59
3.1.1 Datos de temperatura superficial de mar GISST.....	59

3.1.2 Cálculo de vectores promedio e interpolación	62
3.1.3 Trazo de trayectorias de deriva	65
3.1.4 Comparación con los vectores del sistema OSCAR	66
3.2 Resultados	67
3.2.1 Distribución espacial del coeficiente de correlación	67
3.2.2 Distribución espacial de los vectores	74
3.2.3 Campos vectoriales interpolados.....	78
3.2.4 Circulación superficial	80
3.2.5 Comparación con los vectores OSCAR	91
4. MÓDULO DE TRATAMIENTO DE IMÁGENES DE MST.....	97
4.1 Datos y metodología específica	97
4.1.1 Precipitación por cuenca de drenaje.....	97
4.1.2 Imágenes MODIS.....	97
4.1.3 Boyas de deriva y vectores de viento QuikSCAT	103
4.2 Resultados	105
4.2.1 Evaluación espacio-temporal de la precipitación pluvial.....	105
4.2.2 Imágenes de MST.....	110
4.2.3 Imágenes de K490, clorofila y temperatura superficial	116
5. DISCUSIÓN.....	119
5.1 Patrones de circulación mensual	120
5.2 Tratamiento de imágenes de MST	128
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	133
6.1 Conclusiones	133
6.2 Recomendaciones	135
7. REFERENCIAS	137

Listado de abreviaturas

AATSR	Advanced Along-Track Scanning Radiometer
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS
ArcGIS	Software para el manejo de sistemas de información geográfica
ASR	Algoritmo de Seguimiento de Rasgos
ATM	Airborne Thematic Mapper
ATS	Applications Technology Satellite
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AVISO	Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data
CCW	California Current Water
CDOM	Colored Dissolved Organic Matter
CNA	Comisión Nacional del Agua
CNES	Centre National d'Études Spatiales
COASTALT	COASTal ALTimetry (proyecto de la ESA)
CONABIO	Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la Biodiversidad
CTD	Conductivity-Temperature-Depth
CZCS	Coastal Zone Color Scanner
DBMS	Database Management System
DFT	Discrete Fourier Transform
DIP	Digital Image Processing
EGC	Región entrada al Golfo de California
ENSO	El Niño/Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Functions
EROS	Earth Resources Observation and Science
ERS (1 & 2)	ESA Remote Sensing satellite series
ESA	European Space Agency
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
ETPac	Eastern Tropical Pacific Ocean
FFT	Fast Fourier Transform
FT	Fourier Transform
FTP	File Transfer Protocol
G1SST	Global 1-km Sea Surface Temperature
GC	Golfo de California
GCW	Gulf of California Water
GDP	Global Drifter Program
GEBCO	General Bathymetric Chart of the Oceans

GEOHAB	Global Ecology and Oceanography of Harmful Algal Blooms
GHRSSST-PP	GODAE High Resolution Sea Surface Temperature Pilot Project
Global NEWS	Global Nutrient Export from Watersheds
GODAE	Global Ocean Data Assimilation Experiment
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellites
HYCOM	Hybrid Coordinate Ocean Model
IDFT	Inverse Discrete Fourier Transform
IDL	Iterative Data Language
IFFT	Inverse Fast Fourier Transform
IOP	Inherent Optical Property
IRS-P4	Indian Remote Sensing Satellites
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
JPL	Jet Propulsion Laboratory
K490	Coeficiente de atenuación difusa a 490 nm
KDD	Knowledge Discovery in Databases
LIC	Line Integral Convolution
LME	Large Marine Ecosystems
LOICZ	Land Ocean Interactions in the Coastal Zone
LSV	Laser Speckle Velocimetry
MATLAB	MATrix LABoratory
MCC	Maximum Cross Correlation
MEI	Multivariate ENSO Index
METOP	Meteorological Operational satellite
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MS-2DVAR	Multi-Scale two-Dimensional VARriational
MSS	Multispectral Scanner
MST	Material Suspendido Total
NASA	National Aeronautics and Space Administration
netCDF	network Common Data Form
NGC	Región norte del Golfo de California
NLOM	Navy Layered Ocean Model
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NSCAT	NASA Scatterometer
OCM	Ocean Color Monitor
OPeNDAP	Open-source Project for a Network Data Access Protocol
OSCAR	Ocean Surface Currents Analysis in Real-Time
OVWST	Ocean Vector Wind Science Team

PDW	Pacific Deep Water
PEBC	Poleward Eastern Boundary Currents
PIV	Particle Image Velocimetry
PIW	Pacific Intermediate Water
PR	Pattern Recognition
PSV	Particle Streak Velocimetry
PTV	Particle Tracking Velocimetry
QI	Quantitative Imaging
QuikSCAT	Quick Scatterometer
ROMS	Regional Ocean Modeling System
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SIG	Sistema de Información Geográfica
SQL	Structured Query Language
SSH	Sea Surface Height
SST	Sea Surface Temperature
StSsW	Subtropical Subsurface Water
SGC	Región Sur del Golfo de California
SWOT	Surface Water Ocean Topography
T/P	TOPEX/Poseidon
TM	Thematic Mapper
TMI	TRMM Microwave Imager
TOPEX	Topographic experiment: radar altimeter (NASA)
TOPEX/Poseidon	Altimetry mission (NASA/CNES)
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura Superficial del Mar
TSW	Tropical Surface Water
USGS	United States Geological Survey

Listado de figuras

Figura 1.1. Esquema de un arreglo experimental de un velocímetro de imágenes de partículas (PIV) (Modificado de <i>Raffel et al., 2007</i>).....	7
Figura 1.2. [a] Vista en planta de un flujo trazado con partículas de aluminio en una réplica del túnel de agua de Prandtl. [b] Mapa del campo vectorial correspondiente (Modificado de <i>Raffel et al., 2007</i>).....	7
Figura 1.3. Referencias a trabajos que han utilizado la temperatura superficial del mar (SST), clorofila (CHL) o material suspendido total (TSM) como trazadores con algún ASR. El color de la numeración en los círculos indica el sensor con el que fueron adquiridas las imágenes, y el color del círculo señala el parámetro utilizado como trazador.....	9
Figura 1.4. Campos vectoriales obtenidos por [a] <i>Prasad et al. (2002)</i> en la Bahía de Bengala con datos del sensor OCM/IRS-P4 (imagen de material suspendido), y por [b] <i>Domingues et al. (2000)</i> , frente a la costa Norte de Argentina, con el sensor AVHRR/NOAA (temperatura superficial). Las pequeñas imágenes insertas muestran la región y referencia, según la numeración de la Figura 1.3.....	11
Figura 1.5. Campo vectorial obtenido por <i>Hedger et al. (2007)</i> en Bahía Kirkcudbright, Inglaterra, con el sensor aerotransportado Daedalus ADDS-1268/ATM (temperatura superficial). La pequeña imagen inserta muestra la región y referencia, según la numeración de la Figura 1.3.....	12
Figura 1.6. Campos vectoriales obtenidos por <i>Emery et al. (2005)</i> , frente a la Costa Oeste de EU, con datos de temperatura superficial captada con los sensores [a] AVHRR/NOAA, y [b] AMSR. La pequeña imagen inserta muestra la región y referencia, según la numeración de la Figura 1.3.....	13
Figura 1.7. Diagrama esquemático de los principales procesos que contribuyen a la señal medida por un sensor remoto en aguas someras. Tomado de <i>Brando et al. (2006)</i>	14
Figura 1.8. Estado del arreglo global de boyas de deriva (al 28/MAR/2011) con sensores de temperatura superficial (SST), presión sobre el nivel del mar (SLP), viento (WIND) y salinidad (SAL). El recuadro inserto muestra los sensores asociados a las ubicaciones así como el número de boyas de cada tipo (mapa obtenido de http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac).....	18
Figura 1.9. [a] Promedio mensual (JUN/2009) de velocidades superficiales globales con resolución espacial de 1/3°. En [b] se muestra un acercamiento al GC. Mapa generado con los datos obtenidos del sistema OSCAR (http://www.oscar.noaa.gov).	19

Figura 1.10. Área de estudio. Se muestran algunos rasgos batimétricos (GEBCO), como la ubicación de las principales cuencas marinas y la isobata de los 200 m. Los polígonos en la zona terrestre corresponden a la delimitación de las cuencas de drenaje que desembocan en el GC (CNA, 1998) con la ubicación de los registros de precipitación TRMM 3B42 (puntos).	25
Figura 1.11. Esquema de la distribución de masas de agua en el GC promediadas lateralmente. La batimetría corresponde al transecto de la figura inserta. Tomado de <i>Lavín & Marinone, (2003)</i>	27
Figura 1.12. Velocidad superficial media y patrones estacionales del modelo numérico tridimensional de <i>Marinone (2003)</i> . [a] Circulación superficial promedio (0-10 m). [b] y [c] Distribución espacial del primer y segundo modo de funciones empíricas ortogonales, respectivamente. [d] Variación temporal del primer (línea gruesa) y segundo (línea delgada) modos. La escala de las flechas es diferente para el promedio y para los modos de las EOF. Tomado de <i>Lavín & Marinone (2003)</i>	28
Figura 1.13. Circulación residual promediada lateralmente para el modelo 3D de <i>Marinone (2003)</i> . El panel superior muestra los 300 m superficiales y el panel inferior de los 300 m hasta el fondo. Los valores positivos de la paleta de color indican un flujo hacia dentro del golfo, y los negativos hacia afuera. Tomado de <i>Lavín & Marinone (2003)</i>	29
Figura 1.14. Corrientes residuales para la capa superficial (0-10 m) del modelo 3D de <i>Marinone (2003)</i> , para [a] febrero 1, [b] mayo 2, [c] agosto 2 y [d] noviembre 2. Los giros del lado derecho de cada panel muestran el sentido general de rotación en diferentes secciones del golfo. Tomado de <i>Marinone & Lavín (2003)</i>	30
Figura 2.1. Diagrama conceptual representando en un primer nivel de abstracción la interrelación entre los cuatro módulos considerados en la metodología.	33
Figura 2.2. Segundo nivel de detalle del diagrama conceptual del diseño metodológico general. Se representan los procesos, datos y su relación dentro de cada módulo y entre módulos: MOD1) Algoritmo de seguimiento de rasgos, MOD2) Tratamiento de imágenes G1SST, MOD3) Tratamiento de imágenes de material suspendido total y MOD4) Tratamiento de datos complementarios.....	35
Figura 2.3. Minería de Datos como parte del proceso de descubrimiento de conocimiento en bases de datos (KDD). Involucra un conjunto de herramientas para la extracción de información oculta en grandes bases de datos. Modificado de <i>Fayyad et al., 1996</i>	37

Figura 2.4. Esquema del proceso del rastreo de la máxima correlación entre la plantillas dentro de la ventana de búsqueda. Modificado de <i>Domingues et al. (2000)</i> .	39
Figura 2.5. Relación entre los datos de entrada, de salida y el arreglo de impulso-respuesta para el área de superposición. Modificada de <i>Pratt (2007)</i> .	40
Figura 2.6. Esquema del cálculo de la correlación cruzada de dos señales. En este ejemplo $y[n]$ es la correlación cruzada de $f[n]$ y $g[n]$. El recuadro con línea discontinua se desplaza de izquierda a derecha de manera que su salida apunta a la muestra calculada en $y[n]$. Las muestras indicadas de $f[n]$ son multiplicadas por las muestras correspondientes en $g[n]$ y los productos son sumados. En $y[n]$ sólo se calculan las muestras donde $g[n]$ es totalmente contenida en $f[n]$. Modificado de <i>Smith (1999)</i> .	41
Figura 2.7. Operación de convolución en el dominio de la frecuencia. Las imágenes en [a] y [b] se transforman al dominio de la frecuencia utilizando la FFT. Re e Im representan la parte real e imaginaria del espectro. Estos dos espectros de frecuencia se multiplican y la FFT inversa (IFFT) se utiliza para regresar al dominio espacial. [c] Es la matriz de correlación calculada con la operación de convolución. Esquema basado en <i>Smith (1999)</i> .	43
Figura 2.8. [a] Matriz de correlación obtenida con la convolución de la plantilla y ventana de búsqueda de la Figura 2.7. [b] Ubicación de las máximas correlaciones (≥ 0.65). [c] Ubicación de las regiones (del tamaño de la plantilla) de mayor correlación sobre la imagen original.	44
Figura 2.9. Comparación entre los tiempos de ejecución utilizando la FFT y la convolución en el dominio espacial. Se muestran diferentes tamaños de plantillas para ventanas de búsqueda de 128×128 y de 512×512 píxeles. Modificado de <i>Smith (1999)</i> .	45
Figura 2.10. [a] [b] Ejemplos de la distribución espacial de un parámetro cualquiera en una ventana de búsqueda de 95×95 píxeles y plantilla de 23×23 píxeles. Las matrices de correlación correspondientes se muestran en los paneles inferiores [c] [d], indicando la ubicación del valor de correlación más alto, así como los perfiles en x y y que pasan por ese punto. En las matrices de correlación se ha delimitado una región circular de radio r .	47
Figura 2.11. [a] Perfiles que cruzan el valor máximo de la matriz de correlación. [b] Vista de máximos locales. [c] Vectores candidatos hacia los máximos locales. [d] Regiones de correlación conjunta. [e] Matriz de correlación referenciada geográficamente e información del vector obtenido.	50
Figura 2.12. Algunos ejemplos de selección del vector. [a] Con un solo máximo. [b] y [c] con varios máximos locales. Las gráficas de la derecha muestran las regiones de correlación acumulada usadas como indicador de la elección del	

vector. A la izquierda los vectores seleccionados se muestran en negro y los rechazados en rojo. Los vectores apuntan a los máximos valores dentro de cada región.....	51
Figura 2.13. [a] Dos imágenes de una secuencia sintética de la distribución de un trazador y superposición de ambas. [b] Ubicación de la plantilla en la primera imagen y [c] representación del proceso de búsqueda en la segunda imagen. En estas últimas se muestran acercamientos a las plantillas.	52
Figura 2.14. Campo vectorial generado con el ASR utilizando un par de imágenes sintéticas.	53
Figura 2.15. Vectores de advección estimados con plantillas de [a] 15 km, [b] 30 km y [c] 60 km. La imagen del fondo representa la temperatura superficial del mar, con los tonos oscuros representando temperaturas más altas. Modificado de <i>Wilkin et al. (1999)</i>	55
Figura 3.1. TSM fusionada y datos de entrada individuales de observaciones de TSM utilizados para generarla. Tomada de <i>Chao et al. (2009)</i>	60
Figura 3.2. Primeras 12 imágenes diarias (01 al 12/JUN/2009) de la secuencia anual utilizada en este capítulo.....	61
Figura 3.3 Diagrama general del proceso de generación de vectores con el ASR. [a] Se bosquejan los campos vectoriales diarios (generados por cada par de escenas), [b] su agrupación en “paquetes” correspondientes a un mes, [c] promedio de vectores (velocidad y dirección) y [e] generación de los campos vectoriales promedio e interpolados. [f] A estos últimos se aplica una máscara de distancia para evitar la interpolación de vectores lejanos entre sí.	62
Figura 3.4. Mapa de distancia entre vectores. Los círculos muestran la ubicación de los vectores (al sur de las Islas Marías) de un promedio mensual (JUN/2009). La escala de color indica la distancia D_8 entre vectores (en píxeles).....	63
Figura 3.5. Trazo de la trayectoria de un elemento de deriva utilizando la información de dirección y velocidad contenida en las mallas correspondientes. En este ejemplo el punto inicial de la trayectoria es el etiquetado con 145. Los vectores en blanco muestran el campo de velocidad interpolado y los vectores en negro el campo vectorial original. La escala de color representa la velocidad en cm s^{-1}	64
Figura 3.6. Trazo de una trayectoria según el campo vectorial interpolado de junio de 2009 en el NGC (corresponde a la trayectoria completa mostrada en la figura anterior).	65

Figura 3.7. [a] Número de vectores obtenidos por cada par de imágenes GISST para el periodo JUN/2009 a MAY/2010. [b] Histogramas de velocidad y dirección correspondientes al primer mes del periodo.	67
Figura 3.8. [a] Valor y ubicación (cada tres pixeles [S3]) de los coeficientes de correlación de los vectores estimados con el ASR para las imágenes del 03 y 04/ABR/2010 (con una ventana de búsqueda de 95 [W95] pixeles, plantilla de 23 [T23] y umbral de correlación de 0.7 [C0.7]). [b] Los pixeles con valores nulos se han removido para mejorar la interpretación de la distribución espacial. Se muestra inserto el histograma de frecuencias del coeficiente.	68
Figura 3.9. Coeficientes de correlación entre plantillas de pares de imágenes consecutivas para los días de especificados en los mapas. Se muestran los parámetros utilizados por el ASR, el porcentaje de vectores aceptados y el histograma del coeficiente de correlación para cada imagen.	69
Figura 3.10. [a] Imagen de TSM del 03/AGO/2009, [b] imagen de TSM tratada con un filtro paso alto (según <i>Robinson, 2004</i>), [c] Coeficiente de correlación obtenido con el ASR. Las imágenes [a] y [c] tienen sobrepuestos los bordes de la imagen de TSM obtenidos con el algoritmo de Canny (<i>MathWorks, 2010</i>).	71
Figura 3.11. [a] Imagen de TSM del 27/ENE/2010, [b] imagen de TSM tratada con un filtro paso alto (según <i>Robinson, 2004</i>), [c] Coeficiente de correlación obtenido con el ASR. Las imágenes [a] y [c] tienen sobrepuestos los bordes de la imagen de TSM obtenidos con el algoritmo de Canny (<i>MathWorks, 2010</i>).	72
Figura 3.12. [a] Imagen de TSM del 03/ABR/2010, [b] imagen de TSM tratada con un filtro paso alto (según <i>Robinson, 2004</i>), [c] Coeficiente de correlación obtenido con el ASR. Las imágenes [a] y [c] tienen sobrepuestos los bordes de la imagen de TSM obtenidos con el algoritmo de Canny (<i>MathWorks, 2010</i>).	73
Figura 3.13. Ejemplo de la distribución espacial de los vectores calculados para un par de imágenes (03 y 04/ABR/2010) utilizando un umbral de correlación de 0.7. La imagen de fondo corresponde a la TSM del día 04/ABR/2010 con la escala de color en °C. Se observan zonas sin vectores en lugares donde la plantilla contiene pixeles de tierra y en donde la correlación entre plantillas es menor al umbral.	74
Figura 3.14. Varianza de la TSM en el GC calculada a partir de las imágenes diarias (01/JUN/2009-31/MAY/2010).	75

Figura 3.15. Imágenes de TSM del 15 [a] y 16/SEP/2009 [b] con la ubicación de cuatro regiones de 100×100 píxeles seleccionadas arbitrariamente. La región 4 se muestra con mayor detalle en la siguiente figura (el mapa del coeficiente de correlación entre plantillas calculado para estas imágenes se muestra en la Figura 3.9b).	76
Figura 3.16. Detalle de la región 4 de la figura anterior con vectores sobrepuestos. [a] Región original y [b] con realce mediante la ecualización del histograma. [c] Diferencia absoluta entre regiones del 15 y 16/SEP/2009 y [d] coeficientes de correlación.	77
Figura 3.17. Cobertura del campo vectorial interpolado en el GC, dividida en las regiones Norte (NGC), Sur (SGC) y entrada (EGC). Se muestra el detalle de una región norte con los vectores calculados con el ASR e interpolados.	78
Figura 3.18. Campo vectorial promedio de JUN/2009 para el NGC.	79
Figura 3.19. Trayectorias (líneas) de elementos de deriva (círculos) determinadas a partir de los campos vectoriales de [a] JUN/2009, [b] ENE y [c] MAR/2010. Distribución de la velocidad en cm s^{-1}	83
Figura 3.20. Campos de velocidad y trayectorias para JUN/2009. A la derecha se muestra el detalle del campo vectorial y de las trayectorias 145 y 146 para el NGC, indicando el factor de muestreo (píxeles), las coordenadas de inicio de la trayectoria, velocidad máxima (cm s^{-1}), número de vectores, distancia (km) y tiempo de deriva (h).....	84
Figura 3.21. Campos de velocidad y trayectorias para ENE/2010. A la derecha se muestra el detalle del campo vectorial y de las trayectorias 111 y 84 para las regiones SGC y EGC respectivamente. Se indica el factor de muestreo (píxeles), las coordenadas de inicio de la trayectoria, velocidad máxima (cm s^{-1}), número de vectores, distancia (km) y tiempo de deriva (h).	85
Figura 3.22. Campos de velocidad y trayectorias para MAR/2010. A la derecha se muestra el detalle del campo vectorial y de las trayectorias 133 y 59 para las regiones SGC y EGC respectivamente. Se indica el factor de muestreo (píxeles), las coordenadas de inicio de la trayectoria, velocidad máxima (cm s^{-1}), número de vectores, distancia (km) y tiempo de deriva (h).	86
Figura 3.23. Mapas de dirección para los campos vectoriales promedio de junio, julio y octubre de 2009.	88
Figura 3.24. Mapas de dirección para los campos vectoriales promedio de diciembre de 2009, enero y marzo de 2010.....	89
Figura 3.25. Principales rasgos de circulación para los campos vectoriales promediados mensualmente (JUN/2009 a MAY/2010).....	90

Figura 3.26. Campos de corriente superficial OSCAR (vectores en rojo con resolución espacial de $1/3^\circ$) y ASR (vectores en negro con resolución espacial de 1 km, graficados cada 10 km) correspondientes al promedio mensual de JUN/2009. La escala de color representa las velocidades OSCAR (http://www.oscar.noaa.gov).	93
Figura 3.27. Comparación de [a] velocidad y [b] dirección de los vectores OSCAR y ASR (promedio mensual de JUN/2009) por ubicación geográfica. Las diferencias están dadas en cm s^{-1} para velocidad y en un índice de similitud para dirección.	94
Figura 3.28. Campos de corriente superficial OSCAR (vectores en rojo con resolución espacial de $1/3^\circ$) y ASR (vectores en negro con resolución espacial de 1 km, graficados cada 10 km) correspondientes al promedio mensual de ENE/2010. La escala de color representa las velocidades OSCAR (http://www.oscar.noaa.gov).	95
Figura 3.29. Comparación de [a] velocidad y [b] dirección de los vectores OSCAR y ASR (promedio mensual de ENE/2010) por ubicación geográfica. Las diferencias están dadas en cm s^{-1} para velocidad y en un índice de similitud para dirección.	96
Figura 4.1. [a] Cobertura espacial de las imágenes muestra disponibles en CONABIO: $118^\circ37'51.6''\text{W}$ a $86^\circ24'30.2''\text{W}$ y $32^\circ46'04.8''\text{N}$ a $7^\circ41'02.2''\text{N}$ en proyección Cónica de Lambert. [b] Proceso de identificación de nubes. De derecha a izquierda: <i>imagen muestra</i> de la región de interés, identificación del área libre de nubes, histograma de los niveles digitales en la región (porcentaje de cobertura de nubes y libre de nubes). [c] Proceso de selección y recorte de las bandas que utiliza el algoritmo de detección de MST.	98
Figura 4.2 Diagrama de flujo general para el proceso de selección de imágenes de la región de interés.....	99
Figura 4.3. Distribución espacial de la precipitación acumulada anualmente (mm) 2004-2008. Mapas generados a partir de los datos del satélite TRMM (algoritmo 3B42 v6; NASA, 2007).	105
Figura 4.4. Porcentaje de la precipitación anual acumulada latitudinalmente (en intervalos de 0.25°) para la región noroeste de México ($100\text{-}117^\circ$ de longitud Oeste y $16\text{-}33^\circ$ de latitud Norte) incluyendo el área marina (cobertura representada en la figura anterior). Los porcentajes se calcularon con respecto a la precipitación total en los cinco años (2004-2008). La gráfica circular integra los porcentajes latitudinales por año para obtener el porcentaje de precipitación anual.....	106

- Figura 4.5. [a] Porcentaje de precipitación anual por cuenca de drenaje para el periodo 2004-2008. La línea discontinua representa el umbral de 1.3% para seleccionar las cuencas con mayor precipitación. [b] Precipitación acumulada mensualmente por cuenca de drenaje para el año 2004 para las cuencas con precipitación por arriba del umbral. 107
- Figura 4.6. Índice Multivariado ENSO (MEI) (área gris). Los valores negativos del MEI representan la fase fría del ENSO (La Niña), mientras que los valores positivos representan su fase cálida (El Niño). La línea continua indica los porcentajes mensuales de precipitación en las cuencas que drenan al GC con respecto al total en los cinco años y la línea discontinua el acumulado anual de estos porcentajes. 109
- Figura 4.7. Imágenes de MST (tonos amarillos) generadas a partir de composiciones de color con los algoritmos de *Tassan (1994)*, *Miller & McKee (2004)* y *Ackerman et al. (1997)*. Se muestra la formación de una pluma en forma de hongo asociada a la descarga de los Ríos Acaponeta, San Pedro, Santiago y Ameca en agosto de 2004 (H, H'), así como plumas de MST desde las desembocaduras de los Ríos Yaqui (y), Mayo (m), Fuerte (f), Sinaloa (s), Culiacán (c), y San Lorenzo (l). 111
- Figura 4.8. (Datos de 2007). Imagen de MST del 11/AGO y trayectorias de dos boyas de deriva lanzadas el 19/OCT en la ubicación señalada con el triángulo verde. La trayectoria azul termina su recorrido el 25/DIC y la anaranjada el 28/DIC (en los puntos señalados con triángulos rojos). Los vectores QuikSCAT del 12/AGO se muestran en gris y del 01/NOV en rosa. En la siguiente figura se muestra un acercamiento a la zona señalada en el recuadro..... 112
- Figura 4.9. Imagen de MST del 11/AGO/2007 (acercamiento al recuadro de la figura anterior). Giro anticiclónico de ~112 km de diámetro en la Cuenca del Carmen. Giro ciclónico de ~35 km de diámetro al noroeste de la Bahía de La Paz y plumas de material suspendido conectando las costas continental y peninsular del GC. Se observan dos filamentos cerca de Punta Lobos y uno enfrente de la Península de Bahía Concepción..... 113
- Figura 4.10. Datos de AGO/2004. [a] Imagen de MST del día 21, vectores de viento QuikSCAT del día 22 y trayectoria de boya de deriva del 9-26 (puntos azules hacia la punta de la península). Las plumas transversales al eje mayor del golfo se muestran en los recuadros (a1-a4). [b] Fluctuaciones en la velocidad de la boya de deriva (con dirección hacia el Oeste). El eje de las abscisas representa la secuencia de observaciones (69) en intervalos de ~6 h..... 115
- Figura 4.11. Secuencia de imágenes promedio de ocho días de K490, clorofila-a y temperatura superficial del mar (MODIS/Aqua, obtenidos del sitio de la

NASA). Se muestra la evolución de la pluma en forma de hongo al sudeste del área de estudio, asociada con altas temperaturas. El pequeño rectángulo indica la ubicación de las Islas Marías (IM).....	118
Figura 5.1. Resumen mensual (enero-junio) de los principales rasgos de circulación superficial derivados del ASR (flechas rojas), así como los reportados por <i>Figueroa et al. (2003)</i> (flechas negras) a partir de datos hidrográficos.	122
Figura 5.2. [a] Altura del nivel del mar (cm) y corrientes superficiales para el 31/AGO/1999 obtenidas por <i>Zamudio et al. (2008)</i> utilizando el modelo HYCOM. [b] Imagen de MST del 21/AGO/2004 descrita anteriormente (Figura 4.10).	124
Figura 5.3. Datos de 2004. Imagen de TSM del 12/SEP y trayectoria de la boya de deriva del GDP (Id: 50021) lanzada el 18/JUN (triángulo verde), finalizando su recorrido el 06/SEP (triángulo rojo).....	126

Resumen

Las corrientes marinas superficiales influyen en la distribución de material suspendido y disuelto, por lo que el estudio de la circulación oceánica como mecanismo de dispersión, es un tópico relevante en la oceanología. Las primeras descripciones de la circulación superficial en el Golfo de California se basaron en reportes de deriva de embarcaciones, posteriormente a partir de datos hidrográficos, con mediciones lagrangianas y más recientemente interpretando imágenes de satélite y con el desarrollo de modelos hidrodinámicos. Este trabajo examina el potencial de las estimaciones de velocidad superficial utilizando un método de seguimiento de rasgos aplicado a imágenes de temperatura superficial del mar para generar campos vectoriales de alta resolución espacial. De manera complementaria, se analizaron imágenes de color del mar con la finalidad de detectar estructuras de mesoescala. Con este propósito se desarrolló un algoritmo de reconocimiento de patrones entre pares de sub-imágenes correspondientes a regiones comunes en escenas secuenciales, lo que permitió inferir las velocidades de desplazamiento de múltiples sub-imágenes. Para implementar este algoritmo se conformó una base de datos de 360 imágenes de temperatura superficial del mar. Los valores de temperatura corresponden a datos diarios (2009-2010) de 6 satélites, interpolados a 1 km de resolución espacial para eliminar la cobertura de nubes. Adicionalmente se procesaron ~5500 imágenes (2004-2008) de color del mar MODIS/Aqua, a las que se aplicaron algoritmos para estimar la distribución relativa de material suspendido total (MST), con resolución espacial de 500 m. Como resultado del algoritmo de seguimiento de rasgos se obtienen en promedio ~18,000 vectores por cada par de escenas de temperatura superficial. A partir de estos datos se calculan los promedios mensuales de dirección y velocidad por ubicación geográfica, generando una malla de alta resolución espacial con la que es posible trazar trayectorias de transporte advectivo. Las trayectorias trazadas reproducen algunos de los patrones de circulación descritos por otros autores que utilizan modelos numéricos y las velocidades son del mismo orden de magnitud. Comparadas con algunos desplazamientos de boyas de deriva, las velocidades estimadas con el método de seguimiento de rasgos son aproximadamente 30% menores. Los campos vectoriales obtenidos pueden ser incorporados como el estado inicial de modelos numéricos, así como en la simulación de transporte advectivo superficial de partículas. Las estructuras detectadas con las imágenes MODIS son más evidentes durante los periodos de mayor escorrentía desde las cuencas de drenaje, revelando plumas de MST que alcanzan extensiones de hasta 44,000 km², filamentos que cruzan el golfo de Este a Oeste, así como giros ciclónicos y anticiclónicos del orden de 10 a 100 km de diámetro. Estas observaciones son soportadas con datos de trayectorias de boyas de deriva rastreadas por satélite.

Abstract

Ocean surface currents play influence in the distribution of suspended and dissolved material, so the study of the ocean circulation as a dispersal mechanism is a relevant topic in Oceanology. The first estimations of the surface circulation in the Gulf of California were based on reports of drifting ships, and later estimated from hydrographic data, lagrangian measurements, and more recently interpreting satellite images and the development of numerical models. Here is examined the potential of estimating surface velocities using a feature tracking method applied to sea surface temperature images to generate high spatial resolution vector fields. Ocean color images were also analyzed in order to detect mesoscale structures. For this purpose a pattern recognition algorithm applied to pairs of sub-images corresponding to common regions in sequential scenes was developed, which allowed inferring displacement speeds of such sub-images. To implement this algorithm, a database of 360 images of sea surface temperature was formed. The temperature values correspond to daily data (2009-2010) from 6 satellites, interpolated at 1 km spatial to eliminate cloud cover. In addition, ~5500 (2004-2008) ocean color images from MODIS/Aqua sensor were processed, applying algorithms to estimate the relative distribution of total suspended material (TSM), with a spatial resolution of 500 m. As a result of the feature tracking algorithm an average of ~18,000 vectors for each pair of scenes of surface temperature were obtained. Based on these data, monthly averages of direction and speed by geographic location were calculated, generating a spatially dense grid in order to trace trajectories of advective transport. The traced trajectories reproduced some circulation patterns described with numerical models, and speeds are of the same order of magnitude. Compared with displacements of drifting buoys, estimated speeds with this method were ~30% lower. The obtained vector fields can be incorporated as the initial state of numerical models, as well as the simulation of particle surface advective transport. Structures detected with MODIS images were most evident during periods of increased runoff from the drainage basins, revealing TSM plumes that reach extensions up to 44,000 km², filaments crossing the Gulf from East to West, as well as cyclonic and anticyclonic gyres on the order of 10 to 100 km in diameter. These observations were supported with data of trajectories of drift buoys tracked by satellite.

1. INTRODUCCIÓN

Una de las características de los fenómenos oceanográficos es la amplia gama de escalas (números de onda y frecuencias) de variación espacial y temporal (variabilidad de escala múltiple) en la que se presentan los campos observados. Los campos de interés primario tienen cuatro parámetros: una dimensión de tiempo y tres dimensiones de espacio. Ejemplos de tales campos variantes en el tiempo incluyen la velocidad del fluido, la presión, la densidad del agua, la temperatura y la salinidad. Campos con sólo dos dimensiones espaciales incluyen la altura de la superficie del mar (nivel del mar), la velocidad y forzamiento del viento en la superficie, la temperatura superficial del mar, el color del océano y la distribución de hielo marino (*National Academic Press, 1993*). En este trabajo, las corrientes superficiales estimadas son representadas con campos de velocidad de dos dimensiones espaciales y una dimensión temporal, denominados campos vectoriales. En teoría, estos campos reflejan la multiplicidad de interacciones entre las fuentes y disipadores de energía de diferente naturaleza y escala, responsables de la extrema complejidad de los patrones de circulación de los océanos, tal como se observa comúnmente en las imágenes de satélite (de temperatura superficial, color, nivel del mar, etc.), así como en las intrincadas trayectorias de las boyas de deriva.

A partir de la década de 1990, el Programa Global de boyas de Deriva (**GDP**), las misiones de altimetría por satélite (**TOPEX/Poseidon**), los modelos de gravedad y las mediciones de vientos obtenidas con radiómetro y dispersómetro han proporcionado información para estimar la velocidad de las corrientes marinas superficiales y su variabilidad espacio-temporal. De la implementación de esta tecnología ha surgido una descripción sin precedentes de la circulación superficial a escala global (calibrada a 15 m de profundidad, *Dohan et al., 2010*) y una actualización de la topografía dinámica media. Usando los datos del **GDP**, junto con series de tiempo de correntómetros anclados y secciones obtenidas con perfiladores de corriente acústicos Doppler (**ADCP**) para la calibración y validación, es posible resolver la variabilidad espacial y temporal de las corrientes superficiales globales a partir de la topografía dinámica de la superficie del océano y de las mediciones de viento por satélite (*Dohan et al., 2010*). Este registro de datos satelitales se extiende desde 1993 hasta la actualidad, y proporciona información fundamental de la dinámica tropical del **ENSO** y sobre las variaciones extra-tropicales en escalas de tiempo intra-estacionales a decadales.

Las corrientes oceánicas tienen un efecto significativo sobre el clima global y regional al contribuir en la distribución del calor recibido en latitudes bajas hacia zonas de latitudes altas. La cantidad de calor transportado por las corrientes oceánicas varía con el volumen total de agua en movimiento, sobre todo en la capa superficial del mar (hasta 200 m). La mayor contribución de estas corrientes con respecto al transporte de calor se ubica entre las latitudes 20 y 32°N (*Dohan et al., 2010; Reddy, 2001*). Así, las corrientes influyen la distribución de masa, calor, salinidad y otras propiedades químicas, biológicas y litológicas, por lo que el estudio de la circulación oceánica como mecanismo de transporte, es un tópico relevante en la oceanografía. Más allá de la investigación oceanográfica y de la variabilidad climática global, su conocimiento es primordial para aplicaciones marinas, como la navegación, pesca, actividades de búsqueda y rescate, monitoreo de la contaminación, explotación de recursos marinos, seguimiento de derrames petroleros, etc. (*Breaker et al., 1994; Dohan et al., 2010*).

La estimación de corrientes superficiales a partir del procesamiento de datos satelitales proporciona una amplia visión de cómo varían las corrientes en tiempo y espacio. En este sentido, la altimetría satelital junto con otras técnicas ha contribuido al entendimiento de la dinámica superficial de los océanos. En virtud de la importancia de las corrientes en la zona costera, se han buscado alternativas para estimar campos de velocidad superficial de manera sinóptica con mayor resolución espacial y bajo costo de operación. A partir de la década de 1980 se empezó a utilizar una técnica alternativa que consiste en la obtención de campos de velocidad superficial empleando secuencias de imágenes infrarrojas o de color del mar captadas con sensores remotos (*Emery et al., 1986; Garcia & Robinson, 1986*). Los fundamentos de este enfoque están circunscritos en el ámbito de la Velocimetría por Imágenes de Partículas (PIV), una técnica de medición que permite la obtención de información de velocidad de campos vectoriales completos (*Sveen & Cowen, 2004; Raffel et al., 2007*) utilizando algoritmos de procesamiento digital de imágenes y de reconocimiento de patrones (DIP&PR). Con la actual disponibilidad de numerosas imágenes de satélite, surge la pertinencia de obtener estimaciones de estructuras a escala más fina de componentes ageostróficos¹ y de esfuerzo del viento (cizalladura) cerca de la superficie, incorporando nuevas observaciones al sistema global de mediciones (*Dohan et al., 2010*). Las bases de datos

¹ Componentes no geostróficos (como mareas o corrientes inerciales).

de secuencias de imágenes constituyen los insumos indispensables para este tipo de algoritmos. Estos métodos se basan en el supuesto de que si se extraen pequeñas regiones de una imagen, la distribución espacial de sus píxeles puede ser identificada en un área circundante de otra imagen captada unas horas después. En oceanografía se han utilizado principalmente pares de imágenes de temperatura superficial del mar y de clorofila, de manera que la distribución espacial de sus gradientes es utilizada como un trazador natural del desplazamiento horizontal de estructuras. La finalidad del algoritmo (al que en este trabajo se hará referencia como de seguimiento de rasgos [ASR]) es cuantificar estos desplazamientos, generando un vector por cada región en la que se detecta un movimiento advectivo. Los múltiples vectores generados para una zona en particular pueden constituir un campo vectorial que represente la circulación superficial para el lapso de tiempo transcurrido entre la adquisición del par de imágenes satelitales. La posibilidad de obtener estos campos vectoriales a partir de bases de datos archivadas, ofrece la oportunidad de realizar análisis retrospectivos en zonas específicas, complementando mediciones realizadas con instrumentos anclados o con boyas de deriva. En conjunto, las diferentes mediciones pueden ayudar a entender la interacción entre los mecanismos que controlan los flujos superficiales a lo largo de nuestras costas. Estos campos vectoriales pueden ser incorporados a modelos numéricos para simular el transporte de sedimentos, contaminantes, plancton (por ejemplo proliferaciones algales nocivas) o bien para investigar la respuesta de la circulación marina ante cambios causados por actividades humanas, como el dragado, modificación de la línea de costa, descarga de aguas municipales entre otras.

En este trabajo de tesis doctoral se implementa un método de seguimiento de rasgos para estimar campos de velocidad y patrones de circulación oceánica superficial en el Golfo de California.

1.1 Antecedentes

La capacidad de observación y medición de las propiedades de los océanos a gran escala ha mejorado notablemente durante el siglo XX mediante la ejecución de campañas oceanográficas, programas de monitoreo de variables atmosféricas y oceánicas, así como con el desarrollo tecnología aeroespacial, dándonos una visión global de nuestro planeta. Se ha revolucionado nuestra comprensión de cómo el océano influye en nuestras vidas. Las mediciones de corrientes han sido utilizadas para aplicaciones de navegación y en la oceanografía, así como para el estudio de la circulación en zonas costeras. Con algunas modificaciones para cubrir las necesidades de información en aguas poco profundas, los medios prácticos han evolucionado para estudiar procesos y problemas potenciales ocasionados por las presiones industriales y municipales, especialmente en zonas cercanas a la costa. Los métodos para estimar las corrientes pueden ser clasificados de manera general como directos e indirectos.

En los métodos directos es la velocidad y dirección en sí lo que se mide. Dentro de éstos existen dos tipos de mediciones. Las lagrangianas, en las que la dirección y magnitud de la corriente son obtenidas mediante el registro secuencial de un dispositivo a la deriva en función del tiempo. En contraste, las técnicas eulerianas se usan para estudiar la dinámica del agua sobre una ubicación geográfica fija. Generalmente éstas últimas son usadas para estudiar la dinámica de los movimientos del agua, mientras que las lagrangianas son más adecuadas para describir fenómenos de difusión y de transporte de masa (*Bull & Rao, 2008; Reddy, 2001*).

Por otra parte, los métodos indirectos se basan en la detección de fenómenos que se correlacionan con el movimiento del agua, pero que no son en sí mismos mediciones de la corriente, por ejemplo, la teledetección y seguimiento de cantidades escalares como la temperatura o el transporte de limo. La estimación de campos vectoriales a partir de imágenes obtenidas con sensores remotos pasivos² (infrarrojas o de color del mar), corresponde a los métodos indirectos. Dependiendo del procedimiento utilizado para estimar corrientes superficiales a partir de este tipo de imágenes se pueden distinguir dos enfoques (*Kelly, 1989; García et al., 1994*). El subjetivo, que implica la intervención de un operador para estimar la velocidad evaluando visualmente el desplazamiento de rasgos identificados en un par de

² Son aquellos que utilizan fuentes externas de energía para obtener información de los objetos, mientras que los activos son los que emiten energía sobre el objeto y reciben la señal reflejada por el mismo.

imágenes. La distancia de desplazamiento se divide entre el tiempo transcurrido entre escenas para obtener una aproximación de la velocidad (*La-Violette, 1984*). El segundo enfoque corresponde a los métodos objetivos, que generalmente producen un campo de velocidad más denso sin la intervención de un operador. Dentro de este grupo existen dos categorías que abordan el problema desde aproximaciones diferentes: los métodos desarrollados dentro del ámbito de la geofísica, que han sido adaptados para el tratamiento de datos de satélite; en éstos se intenta resolver la ecuación de advección del calor con base en el coeficiente de difusión turbulenta y los términos de fuente y sumidero (*Kelly, 1989*). La segunda categoría de los métodos objetivos, son los desarrollados a partir de los fundamentos del Procesamiento Digital de Imágenes y Reconocimiento de Patrones (**DIP&PR**). Este enfoque tiene su origen en el ámbito del Análisis Cuantitativo de Imágenes (**QI**). En este trabajo se exploró la implementación de un método basado en **DIP&PR** para estimar velocidades y direcciones de corrientes superficiales en el Golfo de California. Los antecedentes y fundamentos de este tipo de algoritmos se describen a continuación.

1.1.1 Análisis cuantitativo de imágenes

El Análisis Cuantitativo de Imágenes (**QI**) denota un grupo de técnicas de laboratorio para extraer campos de velocidad a partir del análisis del desplazamiento de partículas inmersas en un fluido, registrado en secuencias de imágenes digitales (*Sveen & Cowen, 2004*). La extracción de campos de velocidad mediante técnicas de **QI** es de fundamental importancia para una gran variedad de aplicaciones industriales y de investigación, que van desde la aerodinámica (por ejemplo en la industria automotriz y aeronáutica) hasta la evaluación de flujos biomédicos (*Schroeder & Willert, 2008*).

Aunque los fundamentos para realizar este tipo de análisis fueron propuestos por Ludwig Prandtl desde 1904 con sus observaciones de flujos en un túnel de agua (*Raffel et al., 2007*), fue hasta la llegada de la tecnología digital que ha sido posible aplicarla a numerosos problemas prácticos, en virtud del gran número de imágenes requeridas y de las exigencias de cálculo para su tratamiento. Actualmente existen varias técnicas en el ámbito del **QI**, que por su enfoque metodológico se ubican como un campo interdisciplinario entre el **DIP&PR** y la mecánica de fluidos experimental (*Sveen & Cowen, 2004*). Algunas de las nomenclaturas de las técnicas más comunes son (por sus siglas en inglés): **PSV** (velocimetría de estelas de partículas), **LSV** (velocimetría de patrones granulares por láser), **PIV** (velocimetría de

imágenes de partículas) y PTV (velocimetría por seguimiento de partículas). Estas técnicas difieren esencialmente en el tipo de trazador que se agrega al fluido (partículas discretas, trazadores continuos o sin trazadores), así como en el tipo de rasgos a seguir (partículas individuales, grupos de partículas o alguna propiedad del fluido) para realizar el seguimiento de patrones y determinar los vectores de velocidad (*Sveen & Cowen, 2004*).

El montaje experimental de un sistema de PIV normalmente consta de varios subsistemas, que esencialmente llevan a cabo la captura de imágenes de un patrón que varía espacial y temporalmente con el fluido (*Sveen & Cowen, 2004; Raffel et al., 2007*). El esquema de la [Figura 1.1](#) ejemplifica una configuración típica para la estimación de campos de velocidad con PIV en un túnel de viento. Pequeñas partículas son agregadas a la corriente como trazador, mientras un plano de luz láser ilumina el interior del flujo en dos ocasiones (t y t'). El intervalo de tiempo entre pulsos dependerá de la velocidad media del flujo. Se asume que las partículas de rastreo se mueven con la velocidad de flujo local entre los dos pulsos de iluminación. La luz dispersada por las partículas de rastreo se registra a través de un lente de alta resolución en un fotograma por cada pulso y la salida de los sensores digitales se transfiere a la memoria de una computadora. Las imágenes almacenadas se evalúan por pares para determinar los desplazamientos locales de las partículas y los vectores de velocidad del flujo local se calculan teniendo en cuenta el intervalo de tiempo entre las dos escenas (*Raffel et al., 2007*).

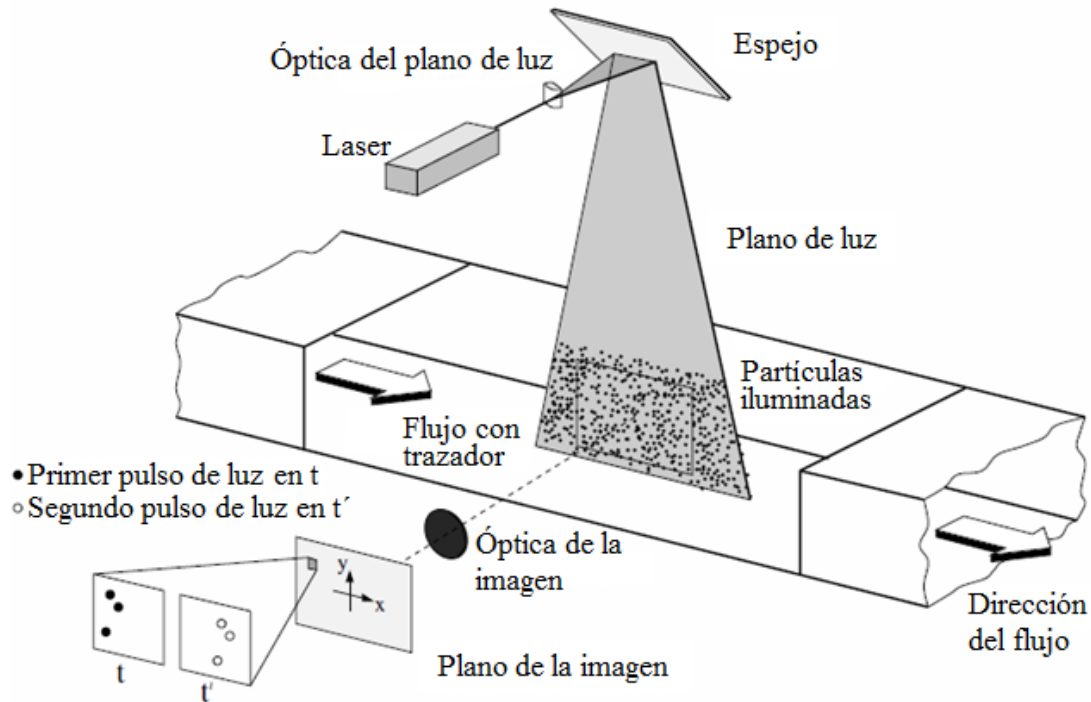


Figura 1.1. Esquema de un arreglo experimental de un velocímetro de imágenes de partículas (PIV) (Modificado de Raffel *et al.*, 2007).

La Figura 1.2a muestra un flujo en una réplica moderna del túnel de agua de Prandtl. En este caso la imagen es tomada en planta. En el túnel se coloca un obstáculo, y la escena es iluminada con una lámpara de destello. Para obtener la visualización se agregan al flujo partículas de aluminio y la secuencia de imágenes (obtenidas con una cámara de video) se procesa para obtener campos vectoriales, como el que se muestra en la Figura 1.2b (Raffel *et al.*, 2007).

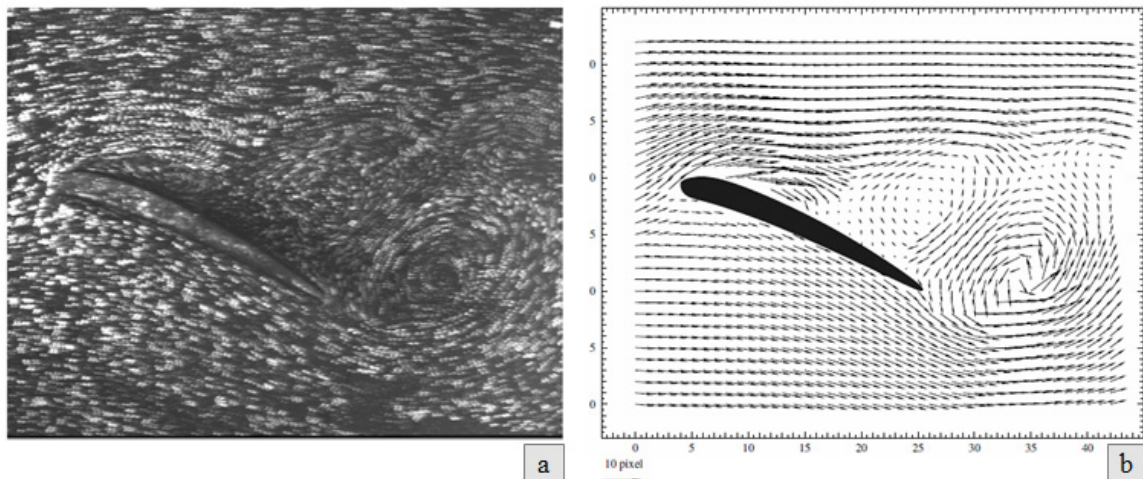


Figura 1.2. [a] Vista en planta de un flujo trazado con partículas de aluminio en una réplica del túnel de agua de Prandtl. [b] Mapa del campo vectorial correspondiente (Modificado de Raffel *et al.*, 2007).

1.1.2 Aplicaciones oceanográficas de las técnicas de seguimiento de rasgos

Con el advenimiento de la tecnología satelital y la ulterior disponibilidad de secuencias de escenas de la superficie de la Tierra, este tipo de técnicas fueron adaptadas para utilizar imágenes de satélite. Para ello se han empleado como trazadores las distribuciones espacio-temporales de diversas variables ambientales captadas a intervalos cortos de tiempo. La obtención de campos vectoriales a partir de estos datos fue utilizado por primera vez en el campo de la meteorología por *Leese & Novak (1971)*, para estimar el desplazamiento de nubes en imágenes captadas por el satélite geosíncrono *ATS*. Este método resolvía mejor las velocidades de desplazamiento que la técnica manual basada en el análisis de las imágenes por un operador, aunque encontraron problemas al discriminar movimientos cuando se presentaban varias capas de nubes sobre la misma área geográfica, por lo que recomendaban el uso combinado de ambas técnicas.

A diferencia de las aplicaciones meteorológicas para el seguimiento de nubes, en la teledetección del océano la interferencia de múltiples capas es mínima, pues los sensores de color e infrarrojos solamente obtienen datos de la capa superficial del mar. Las primeras aplicaciones de esta técnica en la oceanografía iniciaron a mediados de la década de 1980, con los trabajos de *Emery et al. (1986)*, quienes utilizaron imágenes de temperatura superficial del mar del área de Vancouver captadas con el sensor *AVHRR* y de *García & Robinson (1989)* que desarrollaron un método similar aplicándolo a imágenes de clorofila captadas con el sensor *CZCS* en el Canal de La Mancha. La *Figura 1.3* muestra la ubicación aproximada de otras zonas en las que se han realizado trabajos similares (publicados de 1986 a 2009). En esta figura, los círculos señalan la referencia a la publicación (listadas en la parte inferior), su color indica el parámetro utilizado como trazador y el color del número representa el sensor utilizado para adquirir las imágenes.

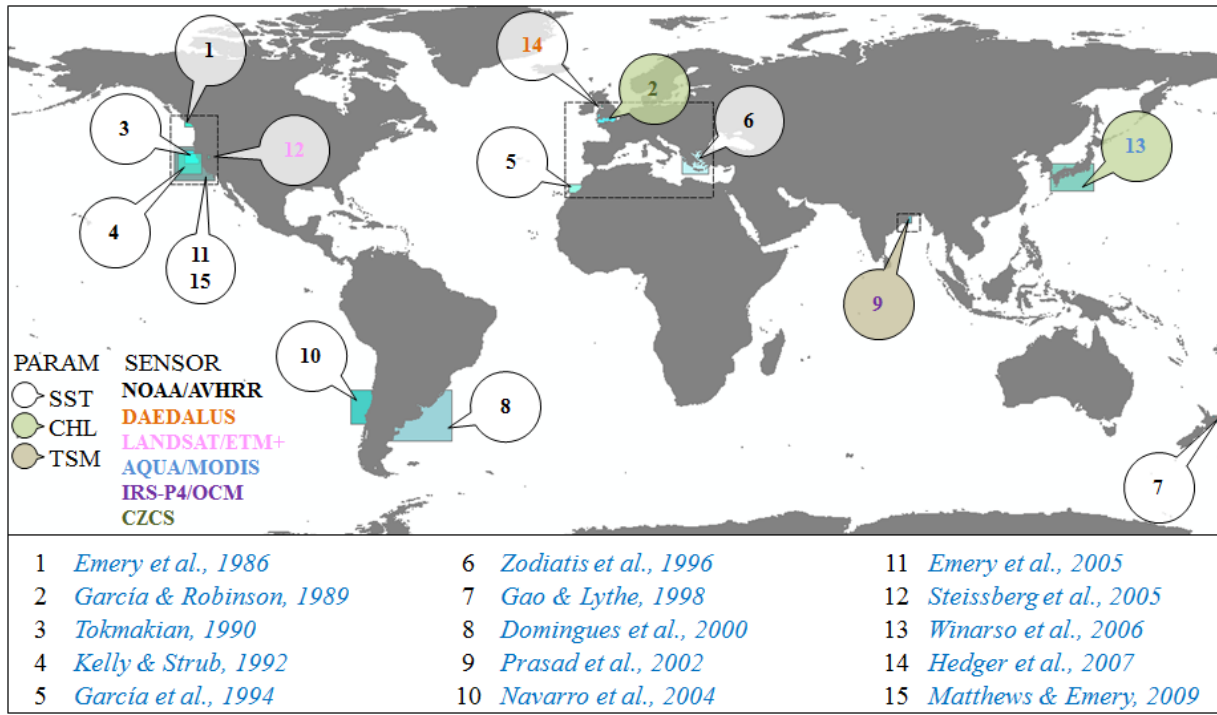


Figura 1.3. Referencias a trabajos que han utilizado la temperatura superficial del mar (SST), clorofila (CHL) o material suspendido total (TSM) como trazadores con algún ASR. El color de la numeración en los círculos indica el sensor con el que fueron adquiridas las imágenes, y el color del círculo señala el parámetro utilizado como trazador.

Como puede observarse en la Figura 1.3, en estos trabajos se han utilizado imágenes adquiridas por una variedad de sensores, lo que ha permitido utilizar como trazadores naturales la temperatura superficial del mar, la clorofila-a y el material suspendido total. La resolución espacio-temporal de estos datos varía desde 4 m (con imágenes captadas cada ~10 min) en aplicaciones con sensores aerotransportados para cubrir áreas pequeñas como estuarios y bahías (*Hedger et al., 2007; Malthus et al., 2000*), hasta 25 km (imágenes adquiridas cada ~24 h) en estudios que han utilizado datos del sensor AMSR en regiones de cientos de miles de km² (*Emery et al., 2005*). Con este rango de resolución espacio-temporal y de cobertura, las imágenes utilizadas con los ASR pueden cubrir campos vectoriales de micro a mesoescala, dependiendo del sensor utilizado para adquirir las imágenes.

A continuación se presentan cinco ejemplos de resultados obtenidos con técnicas de seguimiento de rasgos. Éstos se han seleccionado de las referencias citadas en la Figura 1.3, con la finalidad de mostrar los campos de velocidad estimados a partir de imágenes con diferente resolución espacial y temporal. En la Figura 1.4a se muestran los vectores obtenidos por *Prasad et al. (2002)* con imágenes del noroeste de la Bahía de Bengala, captadas con el

sensor [OCM/IRS-P4](#) (resolución espacial de 360 m). Estos autores estimaron las concentraciones de material suspendido en un par de imágenes para obtener los vectores de su desplazamiento. Al compararlos con datos de velocidad medidos *in situ*, en la misma área y periodo obtuvieron una r^2 de 0.99, tanto para la velocidad como para la dirección. [Domingues et al. \(2000\)](#) implementaron el algoritmo con cinco pares de imágenes de temperatura superficial ([AVHRR/NOAA](#)) de 1.1 km, en frente de la costa norte de Argentina. En la [Figura 1.4b](#) se muestran los vectores generados por estos autores con el primer par de imágenes.

[Hedger et al. \(2007\)](#) utilizaron imágenes de temperatura superficial de la Bahía de Kirkcudbright, Inglaterra, obtenidas con un sensor aerotransportado (Daedalus ADDS-1268/ATM). Estos autores captaron dos secuencias de escenas (de 11 pares cada una) con resolución espacial de 4 m y temporal de 10 min. En la [Figura 1.5](#) se observa un campo vectorial generado con un par de estas imágenes. [Emery et al. \(2005\)](#) implementaron el algoritmo con imágenes de temperatura superficial [AVHRR/NOAA](#) de la costa Oeste de Estados Unidos. Estos autores también utilizaron un método para fusionar los resultados obtenidos con otros tres tipos de sensores ([AMSR](#), [MODIS](#) y Poseidon), para obtener un campo de vectores con mayor cobertura espacial. En la [Figura 1.6a](#) se muestran los vectores obtenidos con las imágenes [AVHRR](#), y en la [Figura 1.6b](#) la cobertura de vectores obtenida con las imágenes [AMSR](#). Aunque las imágenes adquiridas con este último sensor tienen resolución espacial de 25 km, su ventaja es que no son afectadas por la cobertura de nubes, característica que han aprovechado algunos algoritmos de interpolación multi-plataforma, como se discute en la sección 3.1.

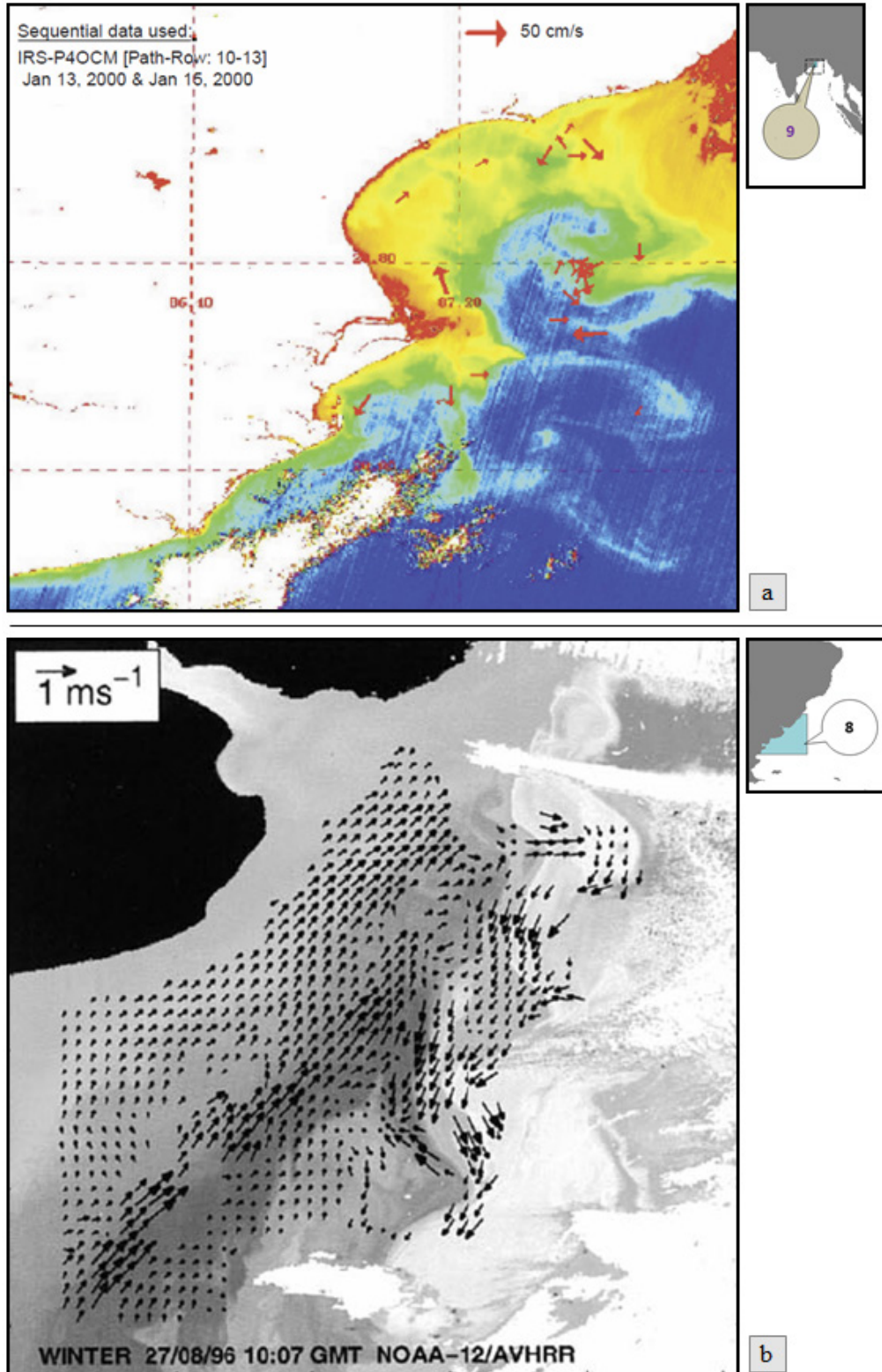


Figura 1.4. Campos vectoriales obtenidos por [a] Prasad *et al.* (2002) en la Bahía de Bengala con datos del sensor OCM/IRS-P4 (imagen de material suspendido), y por [b] Domingues *et al.* (2000), frente a la costa Norte de Argentina, con el sensor AVHRR/NOAA (temperatura superficial). Las pequeñas imágenes insertas muestran la región y referencia, según la numeración de la Figura 1.3.

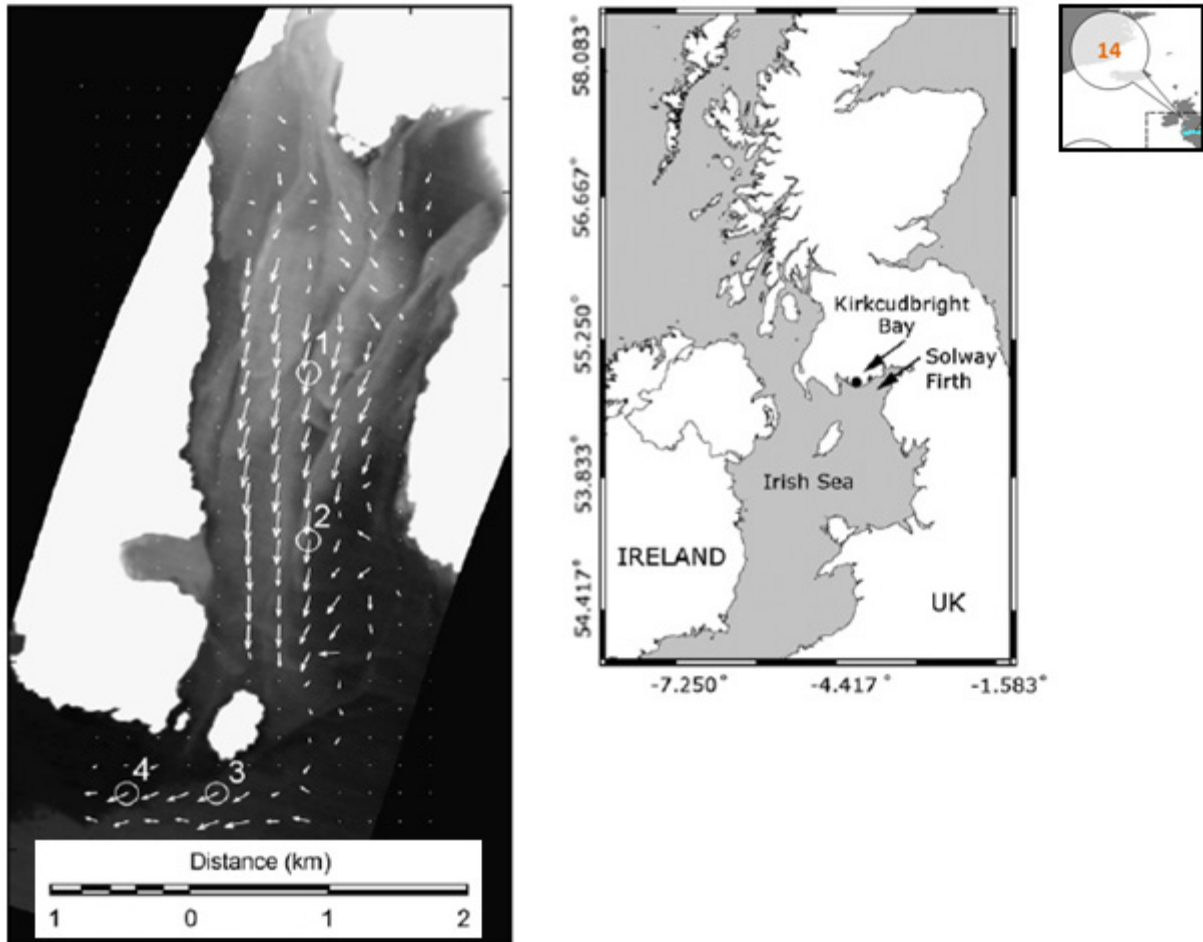


Figura 1.5. Campo vectorial obtenido por *Hedger et al. (2007)* en Bahía Kirkcudbright, Inglaterra, con el sensor aerotransportado Daedalus ADDS-1268/ATM (temperatura superficial). La pequeña imagen inserta muestra la región y referencia, según la numeración de la Figura 1.3.

La cobertura y coherencia espacial de los campos vectoriales mostrados en estos ejemplos están relacionadas con el tipo de trazador utilizado, la resolución espacio-temporal de las imágenes, la cobertura de nubes (calidad de las imágenes procesadas), así como por los parámetros propios del algoritmo. Estos parámetros determinan las características del campo vectorial estimado, como la distribución de vectores (densidad del campo), su magnitud y coherencia espacial. En la sección 2.4 se tratan los temas referentes al ASR y a los parámetros que intervienen en su desempeño.

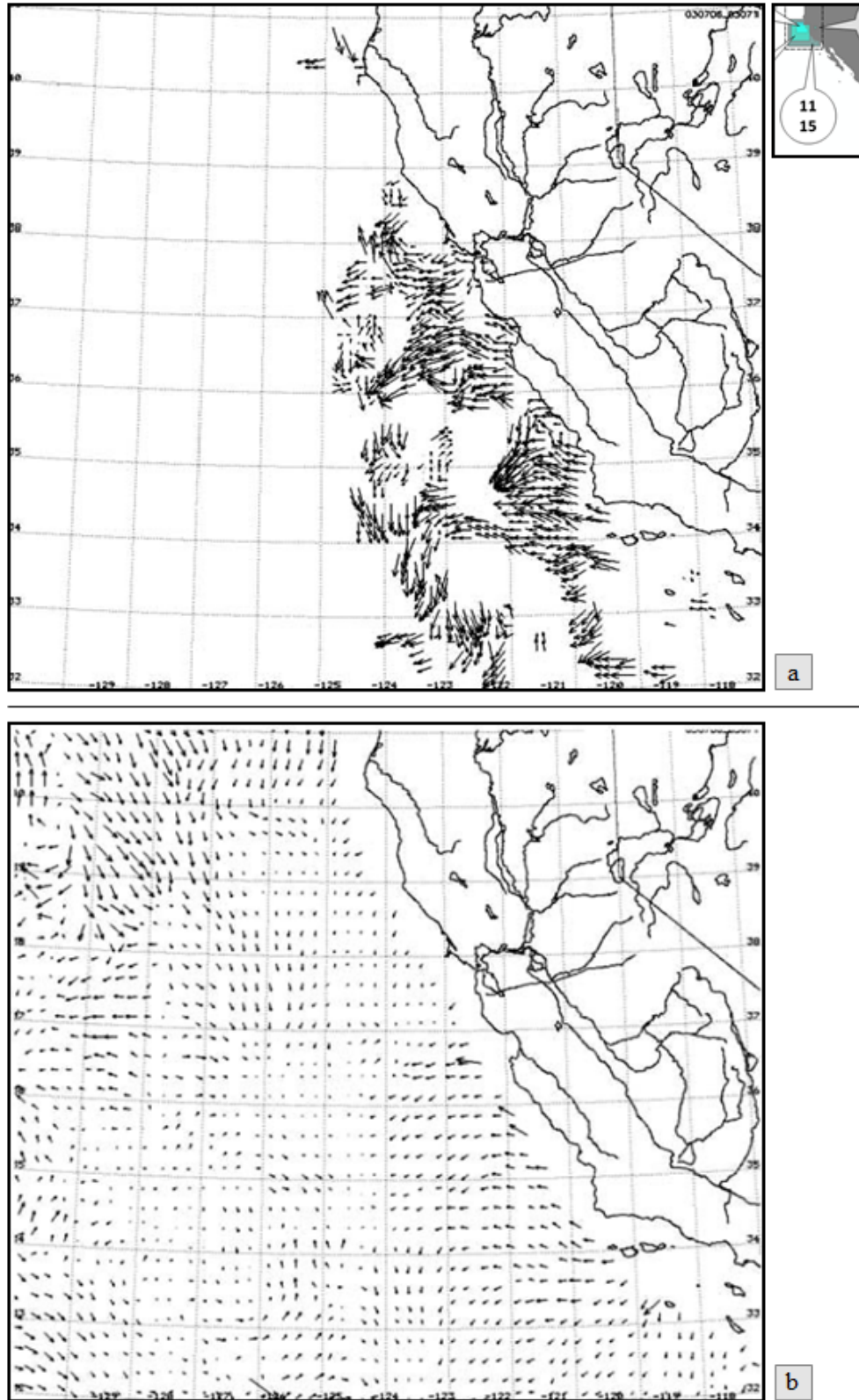


Figura 1.6. Campos vectoriales obtenidos por *Emery et al. (2005)*, frente a la Costa Oeste de EU, con datos de temperatura superficial captada con los sensores [a] AVHRR/NOAA, y [b] AMSR. La pequeña imagen inserta muestra la región y referencia, según la numeración de la Figura 1.3.

1.1.3 Teledetección de MST

El color del mar es una característica óptica compleja, influenciada por procesos de dispersión y absorción de luz en la columna de agua, e incluso, en algunos casos, de la reflectancia del sustrato (pastos marinos, macro-algas, corales, arena, fango). Las variaciones de color del agua están determinadas por el material particulado y disuelto que absorbe y dispersa la radiación difusa del cielo y la luz solar que pasa a través de la superficie del mar. La radiancia que emerge del agua, se enmascara con la reflexión directa del Sol y con la radiación difusa del cielo en la superficie del agua, así como con los procesos de absorción y dispersión de la luz en la atmósfera (Figura 1.7). Por lo tanto, se requiere de un procesamiento sustancial de los datos obtenidos con sensores remotos para poder obtener imágenes en las que se corrijan las contribuciones de luz no deseadas (*Brando et al., 2006*).

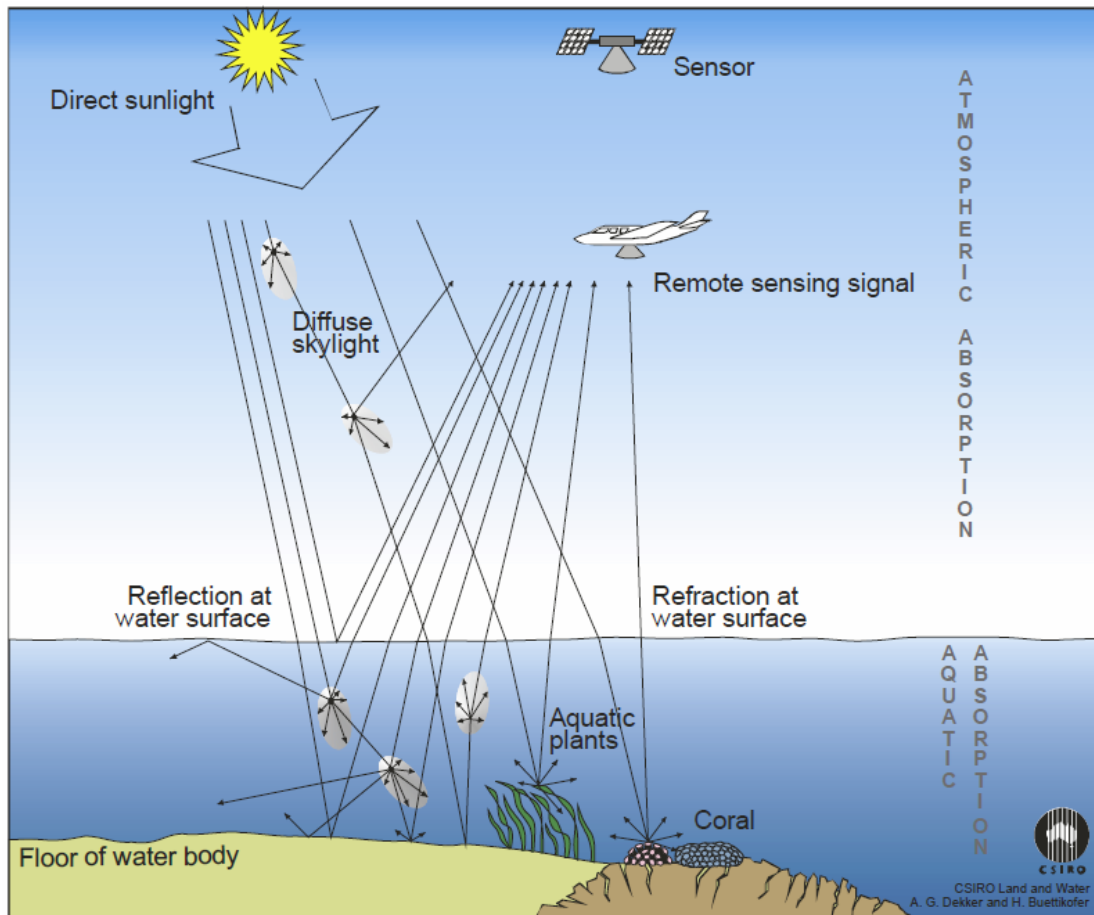


Figura 1.7. Diagrama esquemático de los principales procesos que contribuyen a la señal medida por un sensor remoto en aguas someras. Tomado de *Brando et al. (2006)*.

Algunas de las principales sustancias que son ópticamente activas en el mar para los sensores remotos son: los pigmentos algales, el **MST** y material orgánico disuelto de color (**CDOM**). Si las propiedades ópticas inherentes a estas sustancias son lo suficientemente bien caracterizadas, su contribución al color de la columna de agua puede ser discriminado y su contenido cuantificado. Ésta información es útil en aplicaciones costeras, incluyendo el monitoreo de material suspendido o disuelto asociado con descargas de ríos, resuspensión de sedimentos del fondo en aguas someras y en general para evaluar la calidad del agua (*Muller-Karger et al., 2005*).

Para realizar una evaluación cuantitativa de las variables ópticas por medio de sensores remotos es necesario describir la relación entre las propiedades ópticas inherentes y aparentes de la columna de agua y sus componentes. Las propiedades ópticas inherentes (**IOP**) son las propiedades del medio en sí, independientes del campo de luz ambiental. Las **IOP** son medidas por instrumentos ópticos activos (los que tienen su propia fuente de iluminación). Las variables radiométricas son las propiedades básicas de la luz que son medidas por instrumentos ópticos pasivos (los que utilizan la luz del Sol como fuente de iluminación). Las propiedades ópticas aparentes son combinaciones de las variables radiométricas que pueden ser usadas como indicadores del color o de la transparencia del agua, como la reflectancia o los coeficientes de atenuación vertical (*Brando et al., 2006*).

Generalmente el interés por evaluar el **MST** radica en que éste es considerado un parámetro fundamental de la calidad del agua, que muchas veces está relacionado con las prácticas de uso de suelo y con el manejo de las cuencas de drenaje. En algunos países se han establecido cargas máximas totales diarias para un gran número de contaminantes, entre los cuales la concentración de material suspendido o turbidez ha sido utilizado como indicador (*Acker et al., 2005*). *Ritchie & Cooper (2001)* enfocaron su interés en el uso de datos satelitales para el monitoreo de cargas máximas de **MST**. Las propiedades ópticas de las plumas de material suspendido generadas por escorrentía, así como las de aguas costeras turbias, no sólo dependen del fitoplancton y sus productos de degradación, sino también de otros constituyentes, tales como la materia particulada de origen terrígeno y el **CDOM**. Por el contrario, en aguas oceánicas estas propiedades dependen primordialmente del fitoplancton y sus productos. A partir de este concepto *Morel & Prieur (1977)* propusieron el esquema de clasificación de las aguas Caso 1 y Caso 2, que a su vez establece las bases para el desarrollo

de algoritmos regionales. Normalmente las plumas de material suspendido influenciadas por escorrentía tienen propiedades ópticas muy diferentes a las del agua circundante, lo que hace posible su identificación, delimitación y seguimiento con el uso de datos de color del mar captados con sensores remotos. Varios estudios han examinado la dispersión ocasionada por las descargas de grandes ríos empleando imágenes de satélite, como los complejos patrones de dispersión del Amazonas en el Océano Atlántico (*Muller-Karger et al., 1995; Hu et al., 2004*), y los patrones estacionales de dispersión de las descargas del Río Orinoco en el Caribe (*Muller-Karger et al., 1989; Muller-Karger & Varela, 1990*). *Del Castillo et al. (2005)* usaron imágenes CZCS y SeaWiFS para demostrar que la pluma del Río Mississippi no siempre se dispersa al oeste de su delta, sino que también hacia el este y sur del Golfo de México, alcanzando los Cayos de Florida y la costa este de Estados Unidos.

Actualmente, la determinación de concentraciones de MST de forma global y precisa con datos de sensores remotos sigue siendo un reto significativo de modelación y cálculo numérico, sin embargo se han logrado aproximaciones eficientes en aplicaciones específicas con datos provenientes de una variedad de sensores de diversa precisión radiométrica, resolución espacial y temporal, como los transportados a bordo de los satélites Landsat, Spot, NOAA, SeaStar, Aqua, Terra, entre otros (*Acker et al., 2005*). Algunos sensores como el AVHRR (a bordo de los satélites de la serie NOAA) no cuentan con la suficiente resolución espacial para este tipo de aplicaciones (1.1 km), lo que impide su aplicación en cuerpos de agua pequeños (como lagunas costeras). Otros sensores como los instalados en satélites de la serie Landsat (MSS, TM, ETM+), tienen baja resolución temporal (revisita cada 16 días), lo que imposibilita el monitoreo continuo de seguimiento de rasgos. En contraste, el sensor MODIS a bordo de los satélites Aqua y Terra, ofrece resolución temporal de dos imágenes diarias y una resolución espacial alta para aplicaciones en ecosistemas marinos (250, 500 y 1000 m en la región visible e infrarroja del espectro electromagnético). La disponibilidad de imágenes de calidad radiométrica adecuada y de resoluciones espaciales mayores a 1 km hace posible la determinación de material suspendido en cuerpos costeros relativamente pequeños.

1.2 Definición del problema

En los últimos años la demanda de información sobre el estado del mar en la zona costera se ha incrementado como respuesta a la presión antropogénica y a los efectos del cambio climático. Las actividades humanas han alterado considerablemente la exportación de nutrientes disueltos y partículas desde las cuencas de drenaje a los ríos y en última instancia a los mares costeros. Estas perturbaciones antropogénicas, que incluyen el aumento de la población en las zonas costeras y su repercusión en una creciente producción de alimentos, emisiones de aguas residuales y quema de combustibles fósiles, han provocado una mayor movilización de nutrientes reactivos, así como alteraciones en los sistemas hidrológicos (*Meybeck & Vörösmarty, 2005*). La eutrofización costera e hipoxia resultante (*Diaz & Rosenberg, 2008*), la perturbación de la composición de la comunidad acuática debido a cambios en las proporciones de nutrientes (*Humborg et al., 2000*) y las alteraciones en entradas de sedimentos (*Syvitski et al., 2005*) son ahora relevantes problemas ambientales a escala global (*Mayorga et al., 2010*). El monitoreo por teledetección es una herramienta importante para caracterizar el impacto en aguas costeras y la manera en la que los nutrientes y contaminantes pueden ser dispersados.

Por otra parte, la mayoría de los satélites que se encuentran monitoreando actualmente la dinámica superficial del mar, están orientados a obtener su estimación en el océano abierto. Si bien la altimetría por satélite es considerada como el único enfoque actualmente viable para observar la circulación superficial de los océanos del planeta con un muestreo sistemático (*Wunsch, 1992; Xu et al., 2009*), su aplicación en zonas costeras es limitada. Esto se debe básicamente a que tales instrumentos han sido diseñados para realizar mediciones a escala global, por lo tanto las estrategias de procesamiento no han tenido mucho éxito en la zona costera, pues la proximidad con la línea de costa, la influencia del fondo marino en la dinámica costera y su resolución espacial propician que resulte difícil la extracción de datos altimétricos precisos (*Rosmorduc et al., 2011; Dohan et al., 2010; Vignudelli et al., 2011a*). Muchos de los datos altimétricos colectados en una franja costera de pocas decenas de kilómetros permanecen archivados sin ser utilizados debido a que han sido marcados como no confiables. Recientemente, esto ha motivado investigaciones relacionadas con el mejoramiento de los algoritmos para re-procesar la señal del radar, así como de las correcciones geofísicas necesarias para recuperar y hacer uso de esta información (*Vignudelli*

et al., 2011b). La dinámica de la zona costera propicia que ésta sea complicada en términos de monitoreo. Según *Dohan et al. (2010)*, debido a las cortas escalas de tiempo y finas escalas espaciales de los procesos que ocurren en la zona costera, es necesario implementar enfoques diferentes para su medición, o bien, incorporar nuevos altímetros con mayor resolución. En este sentido, la **NASA/CNES** planea el lanzamiento de la misión **SWOT** en el año 2013 para empezar a cubrir estos requerimientos (<http://swot.jpl.nasa.gov/>). Estos últimos autores mencionan que un enfoque consistiría en liberar mayor número de boyas en zonas donde se requiera mayor detalle de la circulación superficial y seguir utilizando los datos de altimetría y de vientos obtenidos con los satélites existentes para calcular las corrientes en las regiones con baja actividad de giros.

El **GDP** de la **NOAA** en conjunto con numerosas agencias colaboradoras, mantiene una serie de ~1145 boyas de deriva (hasta marzo del 2011) rastreadas por satélite, que registran la circulación superficial a escala global, así como la temperatura superficial, presión, velocidad y dirección de vientos y salinidad (Figura 1.8).

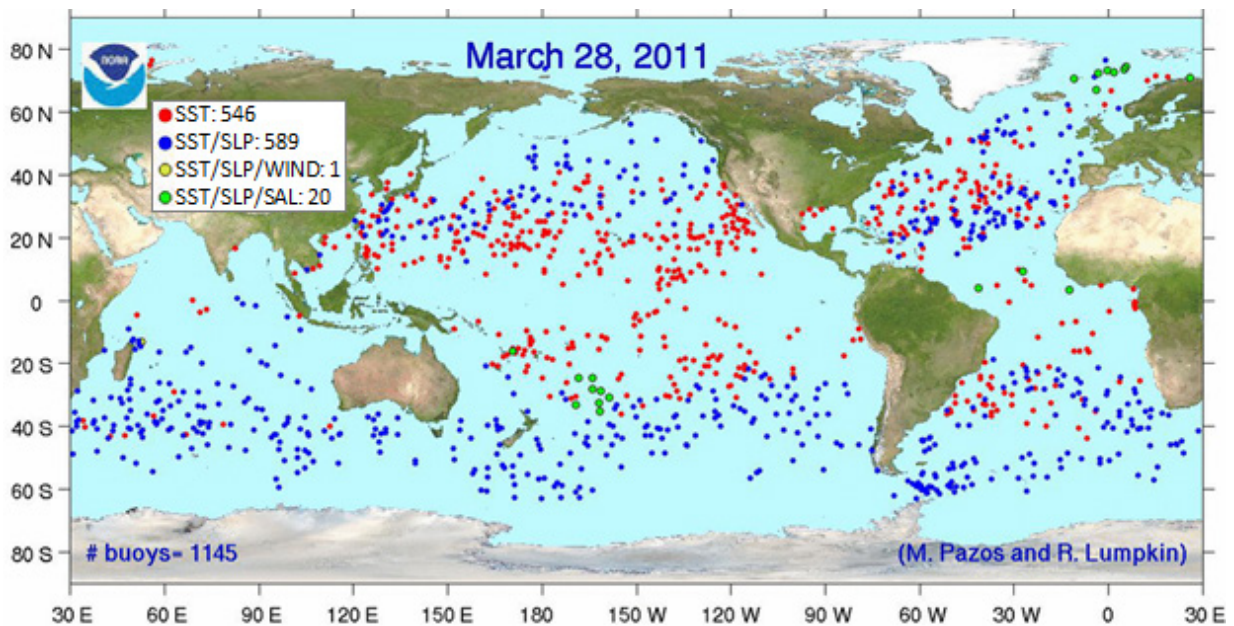


Figura 1.8. Estado del arreglo global de boyas de deriva (al 28/MAR/2011) con sensores de temperatura superficial (SST), presión sobre el nivel del mar (SLP), viento (WIND) y salinidad (SAL). El recuadro inserto muestra los sensores asociados a las ubicaciones así como el número de boyas de cada tipo (mapa obtenido de <http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac>).

El sistema para el Análisis de Corrientes Oceánicas Superficiales en Tiempo Real (**OSCAR**) proporciona información sobre las corrientes superficiales a escala global, calculadas a partir

de altimetría y datos de viento satelitales con resoluciones espaciales de $1^\circ \times 1^\circ$ y de $1/3^\circ \times 1/3^\circ$, promediados cada 5 días y mensualmente (<http://www.oscar.noaa.gov>). La Figura 1.9 muestra las velocidades globales promedio correspondientes a junio de 2009 (de $1/3^\circ \times 1/3^\circ$). Por la resolución espacial de esta información algunos mares marginales como el Golfo de California son especialmente sub-muestreados, obteniéndose escasa información sobre la circulación superficial en estas áreas (Figura 1.9b).

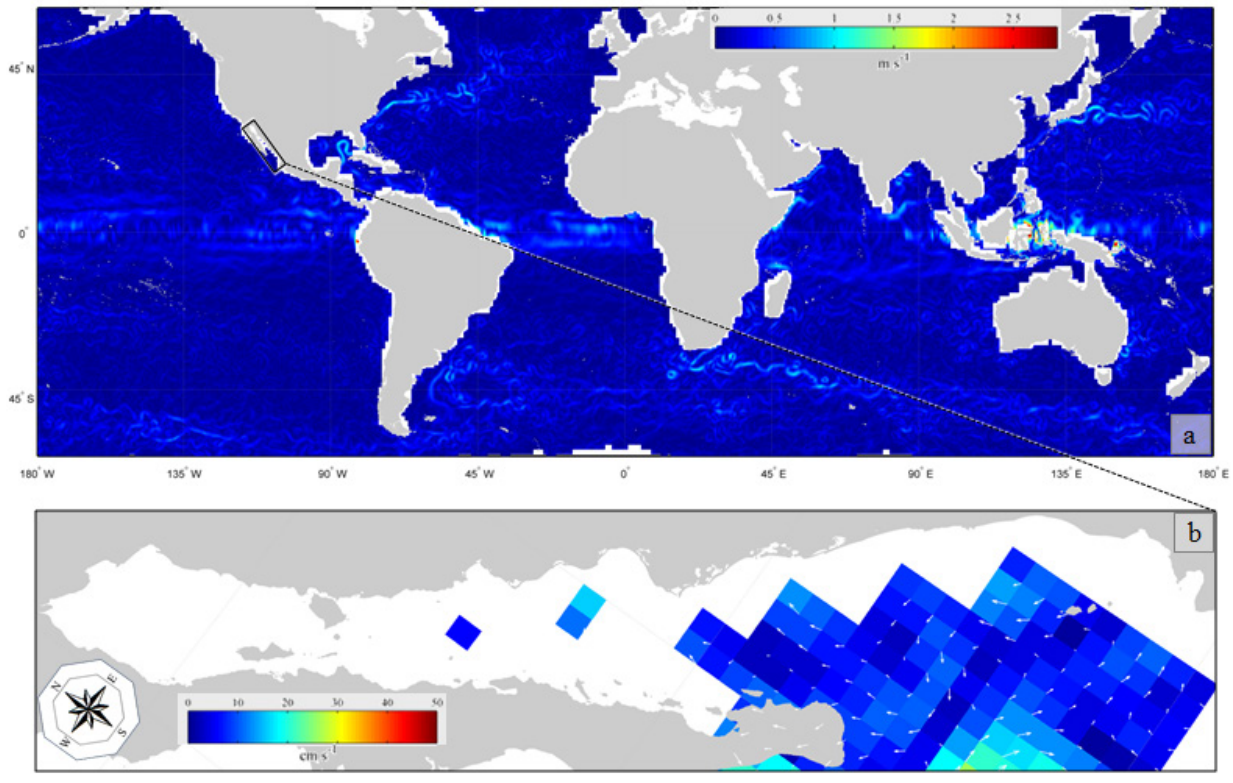


Figura 1.9. [a] Promedio mensual (JUN/2009) de velocidades superficiales globales con resolución espacial de $1/3^\circ$. En [b] se muestra un acercamiento al GC. Mapa generado con los datos obtenidos del sistema OSCAR (<http://www.oscar.noaa.gov>).

Un enfoque alternativo para obtener campos de velocidad superficial de forma rutinaria, que complementen estas observaciones en áreas cercanas a la costa, consiste en la implementación de técnicas de seguimiento de rasgos aplicados a imágenes infrarrojas o de color del mar. Según *Vignudelli et al. (2011b)*, sólo mediante la combinación de herramientas de modelación numérica, y el análisis de los múltiples conjuntos de datos creados a partir de los sistemas de observación de la Tierra, se podrá obtener información en regiones carentes de datos para obtener una caracterización más completa de los cambios en el ambiente costero.

Uno de los principales inconvenientes de la técnica de seguimiento de rasgos es que se requieren secuencias de imágenes sin cobertura de nubes y una frecuencia de imágenes relativamente alta (al menos diaria). Es común que la nubosidad impida realizar el seguimiento de rasgos en toda el área cubierta por un par de imágenes. Esto resulta aún más complicado cuando se considera una serie de escenas para realizar el proceso, limitando su implementación a pocos pares de imágenes (generalmente < 10). En muchas ocasiones la cobertura de nubes provoca que los campos vectoriales formen parches dispersos en diversas regiones de la escena. Por otra parte, si el tiempo transcurrido entre imágenes es muy grande (>24 h), los rasgos que se pretenden seguir desaparecen o cambian a tal grado que su detección (y por ende la estimación de su desplazamiento) resulta de baja precisión o simplemente imposible de estimar. Estos dos aspectos constituyen los principales problemas para aplicar técnicas de seguimiento de rasgos de manera operacional, lo que motiva el uso de bases de datos de imágenes generadas a partir de múltiples sensores para soslayar estos inconvenientes, como se comenta en la siguiente sección.

1.3 Justificación

El estudio de las corrientes superficiales ha representado un reto continuo en la oceanografía, lo que ha dado origen a la realización de numerosos esfuerzos para obtener su medición y descripción a diversas escalas, como se ha mencionado anteriormente. En general, la logística y el costo implicado en las mediciones *in situ*, hacen que éstas sean opciones poco viables para obtener una cobertura sinóptica de la circulación superficial en forma operacional, incluso a escala regional (*Breaker et al., 1994; Zodiatis et al., 1996*). El interés de grupos de investigación que realizan proyectos en la zona costera (**COASTALT**, **LME**, **LOICZ**, **Global NEWS**, **GEOHAB**, entre otros) en obtener información de su dinámica de manera rutinaria y sinóptica, ha motivado, por una parte, el desarrollo de nuevos algoritmos para recuperar datos altimétricos en regiones costeras y a la planificación de lanzamientos de nuevos instrumentos que permitan la obtención de datos con mayor resolución espacio-temporal. Un interés común en este tipo de proyectos es la descripción de las corrientes como mecanismo de transporte, así como su interacción con procesos continentales de origen natural y antropogénico (a través de las descargas de ríos y de aguas residuales) relacionadas con las prácticas de uso de suelo y con el manejo de las cuencas de drenaje. En este sentido, el monitoreo de la dinámica espacial y temporal de la calidad del agua en la zona costera es esencial para mejorar el entendimiento

de los ecosistemas acuáticos. La calidad del agua es afectada por la creciente presión relacionada con el cambio de uso de suelo, como la agricultura, acuicultura y actividades de recreación acuática, entre otras. La teledetección ofrece una alternativa para evaluar de manera indirecta una variedad de parámetros físicos y biológicos, como la temperatura superficial, material suspendido total (MST), fitoplancton, material orgánico disuelto de color, coeficiente de atenuación y penetración de la luz. Con estas observaciones del color del mar es posible evaluar de forma operacional la calidad del agua, la conectividad entre litorales y zonas costeras mediante el rastreo de la dispersión de las plumas de ríos. La descarga de ríos puede influenciar de manera significativa la productividad, el ciclo hidrológico, la morfología de la línea de costa y la estabilidad termodinámica de las zonas costeras. La identificación de las plumas de los ríos, las variaciones en su extensión, los patrones de dispersión y sus tasas de mezcla con aguas oceánicas son factores relevantes en todos los aspectos de la oceanografía regional y de la plataforma continental (*Lohrenz et al., 1990*). El interés por evaluar el MST radica en que es considerado un parámetro fundamental de la calidad del agua. El monitoreo de su distribución a escala regional, tiene el potencial de generar información para ayudar a entender la dinámica y los patrones de dispersión regionales, procesos en los cuales las corrientes marinas tienen una influencia significativa, por lo que el estudio de estos tópicos es útil para discernir las características y patrones de estos flujos (*Breaker et al., 1994; Prasad et al., 2002*). El flujo de partículas en la zona costera determina la distribución de elementos biogeoquímicos en el agua de mar, controla la deriva del plancton, abastece a los organismos bentónicos y es fuente de sedimentos para el fondo del océano. La identificación de las trayectorias de este material es útil en trabajos que aborden temas como el flujo, descomposición y disolución de partículas durante su asentamiento, que junto con la circulación del océano controlan los niveles de oxígeno, nutrientes, elementos traza y mayores así como otros de sus componentes (*Ittekkot, 1996*).

Por otra parte, las imágenes captadas con satélites de observación de la Tierra constituyen uno de los registros más extensos y continuos de su cobertura y las normas de interoperabilidad están eliminando barreras en el flujo de información que tradicionalmente habían separado las disciplinas y dominios (*Vignudelli et al., 2011b*). Estas bases de datos de imágenes de satélite constituyen los archivos de información espacial que más rápidamente aumentan su volumen de almacenamiento. Por ejemplo, en el periodo de 12 años entre 1978 y 1990 los archivos

digitales de la NOAA se incrementaron en 130 TB. Repitiéndose un incremento de la misma magnitud en los siguientes cinco años y posteriormente en sólo un año (1996). Los archivos de datos oceanográficos se incrementaron en volumen 27 veces entre 1990 y 1999, debido al aumento en la cantidad de datos de temperatura superficial del mar (*Hittelman & Hakkarinen, 2001*). Según *Silva et al. (2005)*, USGS/EROS Data Center almacenaba hasta el año 2005 1,400 TB de datos de satélite colectados durante 40 años y satélites como el Terra y Aqua de la NASA generan 3 TB de imágenes adicionales diariamente.

Con la tendencia a corto y mediano plazo de obtener un mayor número de variables de la superficie de los océanos, cada vez con mayores resoluciones espaciales, temporales y espectrales, la capacidad de observación de la Tierra seguirá mejorando. Con tal disponibilidad de datos surge la pertinencia de fomentar el desarrollo de algoritmos para la extracción de información de manera operacional a partir de estas grandes bases de datos de imágenes.

Convenientemente, la gran cantidad de imágenes disponibles (en particular de temperatura superficial del mar) ofrece una alternativa para soslayar el problema de la cobertura de nubes mediante el desarrollo de nuevas técnicas de interpolación. Recientemente (*Chao et al., 2009*) el Laboratorio de Propulsión Espacial (JPL/NASA) ha desarrollado un algoritmo para fusionar datos de temperatura multi-plataforma (*in situ* y de satélite), obteniendo imágenes globales de temperatura superficial del mar sin cobertura de nubes, que por su resolución espacial de 1 km son potencialmente adecuadas para aplicaciones en zonas costeras.

Considerando lo anteriormente expuesto, en este trabajo se han planteado las siguientes hipótesis.

1.4 Hipótesis

1. La implementación del algoritmo de seguimiento de rasgos aplicado a imágenes de temperatura superficial del mar generadas con técnicas de interpolación multi-plataforma (*Chao et al., 2009*), permite la estimación de campos vectoriales que contribuyan a la descripción de la dinámica superficial en regiones costeras de manera operacional.
2. La detección de MST asociado con eventos de escorrentía en secuencias de imágenes diarias, permite inferir las rutas de dispersión de material suspendido y utilizar este parámetro como trazador de su desplazamiento advectivo superficial.

1.5 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es desarrollar un proceso para el tratamiento de imágenes obtenidas con sensores remotos pasivos, que incorpore la implementación de un algoritmo de seguimiento de rasgos (**ASR**) para la obtención de campos de velocidad superficial de corrientes marinas en regiones costeras.

Para ello se han planteado los siguientes objetivos particulares, circunscribiendo el área de estudio al Golfo de California (**GC**).

1. Desarrollo del **ASR**. Se contemplan las etapas de análisis, diseño y programación desde el pre-procesamiento de datos, los sub-programas que conforman el propio **ASR** y el post-procesamiento de los campos vectoriales obtenidos.
2. Aplicar el **ASR** a una base de datos de imágenes diarias (2009-2010) de temperatura superficial del mar, generada a partir de la interpolación de datos multi-plataforma (*Chao et al., 2009*) para obtener campos vectoriales diarios.
3. Aplicar el **ASR** a secuencias de imágenes **MODIS** (2004-2008) previamente procesadas para identificar el **MST** (como trazador) y obtener los campos vectoriales en las regiones sin cobertura de nubes.
4. Comparar los resultados obtenidos con el **ASR** (en la medida que las resoluciones espacio-temporales lo permitan) con los datos del sistema **OSCAR**.

El tercer objetivo particular considera la identificación de material suspendido influenciado por escorrentía en el sur y entrada del **GC**. Para ello se incluyen las siguientes metas.

- a. Evaluar los periodos de mayor precipitación (2004-2008) en las cuencas de drenaje que desembocan al **GC**.
- b. Ubicar las desembocaduras activadas por procesos de escorrentía para acotar espacio-temporalmente la selección de imágenes **MODIS**.
- c. Obtener evidencia de los efectos de la escorrentía desde las principales cuencas que desembocan al **GC**, en la generación de plumas de turbidez, así como determinar su extensión y posibles trayectorias.

- d. Comparar las imágenes de MST con trayectorias de boyas de deriva y con datos de viento (QuikSCAT).

1.6 Descripción del área de estudio

El Golfo de California (GC) es el único mar interno del Pacífico Oriental, la región pesquera más importante de México y uno de los ecosistemas marinos más observados por el sector de conservación a nivel mundial (*Lluch-Cota et al., 2007*). Se considera su límite Sur la línea de aproximadamente 500 km entre Cabo Corrientes, Jalisco y Cabo San Lucas, B. C. S. El eje mayor del polígono que forma esta región marina es de aproximadamente 1500 km, del Delta del Río Colorado a Cabo Corrientes. Las distancias perpendiculares al eje mayor entre la Península de Baja California y la costa Este del GC varían de aproximadamente 90 km en su región central hasta 200 km al Sur (*Figura 1.10*).

1.6.1 Clima

El forzamiento atmosférico sobre el golfo es fuertemente estacional, en verano soplan vientos débiles del Sureste y en invierno vientos más intensos del Noroeste a lo largo del eje del golfo (*Merrifield & Winant, 1989; Badan-Dangon et al., 1991; Lavín & Marinone, 2003*). El clima presenta un comportamiento heterogéneo en las entidades federativas que rodean el golfo. De manera general, Baja California, Baja California Sur y Sonora presentan climas de tipo seco, semiseco, seco-cálido y seco muy cálido con bajas tasas de precipitaciones pluviales que oscilan entre los 200 y 600 mm anuales, descendiendo hasta 100 mm en algunas regiones como el Desierto de Altar y la costa oriental de Baja California. La precipitación ocurre principalmente en verano (*Salinas-Zavala et al., 1998*), junto con el transporte de grandes cantidades de vapor de agua hacia el Noroeste (*Carleton et al., 1990*). Los Estados de Nayarit, Sinaloa y Jalisco tienen climas tropicales lluviosos y templados lluviosos (éste último se presenta en la Sierra Madre Occidental, norte de Sonora y noroeste de Baja California en las zonas serranas) con precipitaciones de 600 a 1000 mm al año (*Arias-Patrón, 2005*).

La serranía que recorre longitudinalmente la Península de Baja California, divide su territorio en dos franjas desiguales, una ancha que corresponde a la vertiente del Océano Pacífico y una estrecha, que envía sus aguas al GC. Esta última es tan angosta que sólo existen corrientes menores, casi siempre estacionales (*Tamayo, 1965*). En el margen continental del GC, las

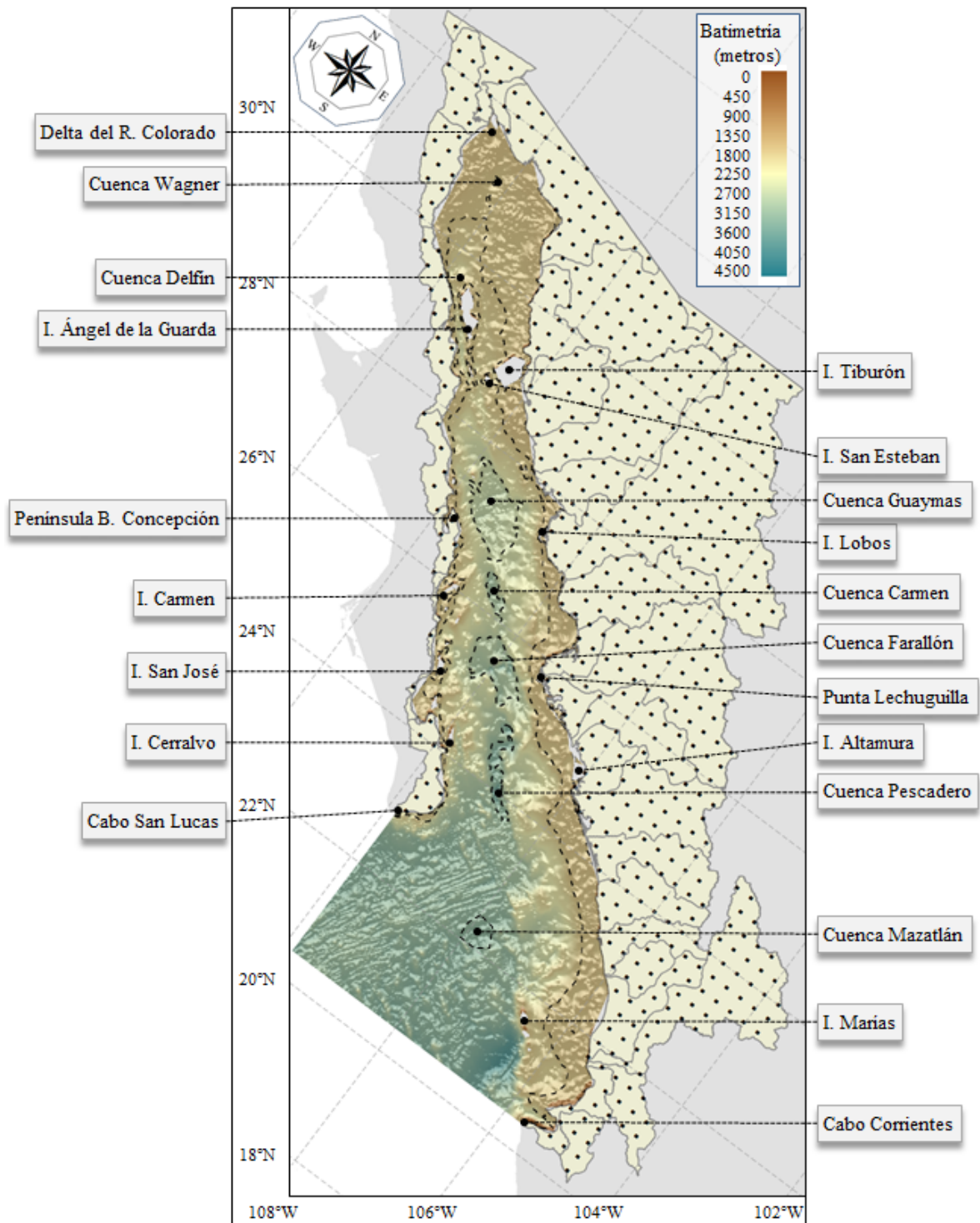


Figura 1.10. Área de estudio. Se muestran algunos rasgos batimétricos (GEBCO), como la ubicación de las principales cuencas marinas y la isobata de los 200 m. Los polígonos en la zona terrestre corresponden a la delimitación de las cuencas de drenaje que desembocan en el GC (CNA, 1998) con la ubicación de los registros de precipitación TRMM 3B42 (puntos).

unidades hidrológicas más amplias se dividen en dos provincias: sierra y planicie costera. La mayor cantidad de agua procede de las captaciones en la primera, escurriendo fundamentalmente hacia los tercios medio y sur de la región en la segunda. La estructura montañosa de la región propicia un curso accidentado de los ríos, los que al descender de la Sierra Madre Occidental después de recorrer amplias zonas altas, se vierten rápidamente hacia las planicies costeras. Parte del curso de estas corrientes son aprovechadas en la agricultura, que se desarrolla en altos valles y zonas planas cercanas al litoral (CNA, 1998, 2004). Los principales ríos de la región tienen un gasto medio anual de 7.2 a 88.5 m³ s⁻¹, incrementándose significativamente en verano y otoño durante eventos de tormentas tropicales y huracanes (CNA, 2004; Salinas-Zavala et al., 1992). La red hidrológica drena hacia el GC a través de 34 cuencas, las más importantes se ubican al sur de Sonora, Sinaloa y Nayarit.

1.6.2 Masas de agua

La Figura 1.11 representa la distribución vertical de las masas de agua del GC promediadas lateralmente según la clasificación de Torres-Orozco (1993). El Agua Profunda del Pacífico (PDW) tiene una salinidad que se incrementa hacia el fondo. El Agua Intermedia del Pacífico (PIW) está caracterizada por un mínimo de salinidad de 34.5 centrada a una profundidad de ~900 m. El Agua Subtropical Subsuperficial (StSsW) se encuentra entre los 150 y 500 m aproximadamente; el Agua Tropical Superficial (TSW) está formada de StSsW por surgencias en el Pacífico Tropical Este (ETPac), donde su salinidad disminuye a 33 por el exceso de lluvia sobre la evaporación (Wyrski, 1966, 1967). El Agua de la Corriente de California (CCW: $S < 34.5$, $12 \leq T < 18^{\circ}\text{C}$) no aparece en la Figura 1.11 por su reducido volumen dentro del golfo, donde su presencia siempre ha sido reportada cerca de la boca (Lavín & Marinone, 2003; Lavín et al., 2009).

El Agua del Golfo de California (GCW) tiene una salinidad ≥ 35 , pero debido a su alta temperatura, siempre se encuentra en las capas superficiales. Otra de las principales fuentes para el GCW es el Agua Subtropical Superficial del Pacífico Sur Central, ya sea vía StSsW o TSW. La transformación más importante es probablemente de StSsW a GCW debido al proceso de evaporación (Bray, 1988; Bray & Robles, 1991; Torres Orozco, 1993; Lavín et al., 1995). Las mayores tasas de evaporación ocurren principalmente en el Norte del GC donde el proceso es fomentado por la mezcla vertical producida por las corrientes de marea, el viento y la convección de invierno (Lavín & Marinone, 2003).

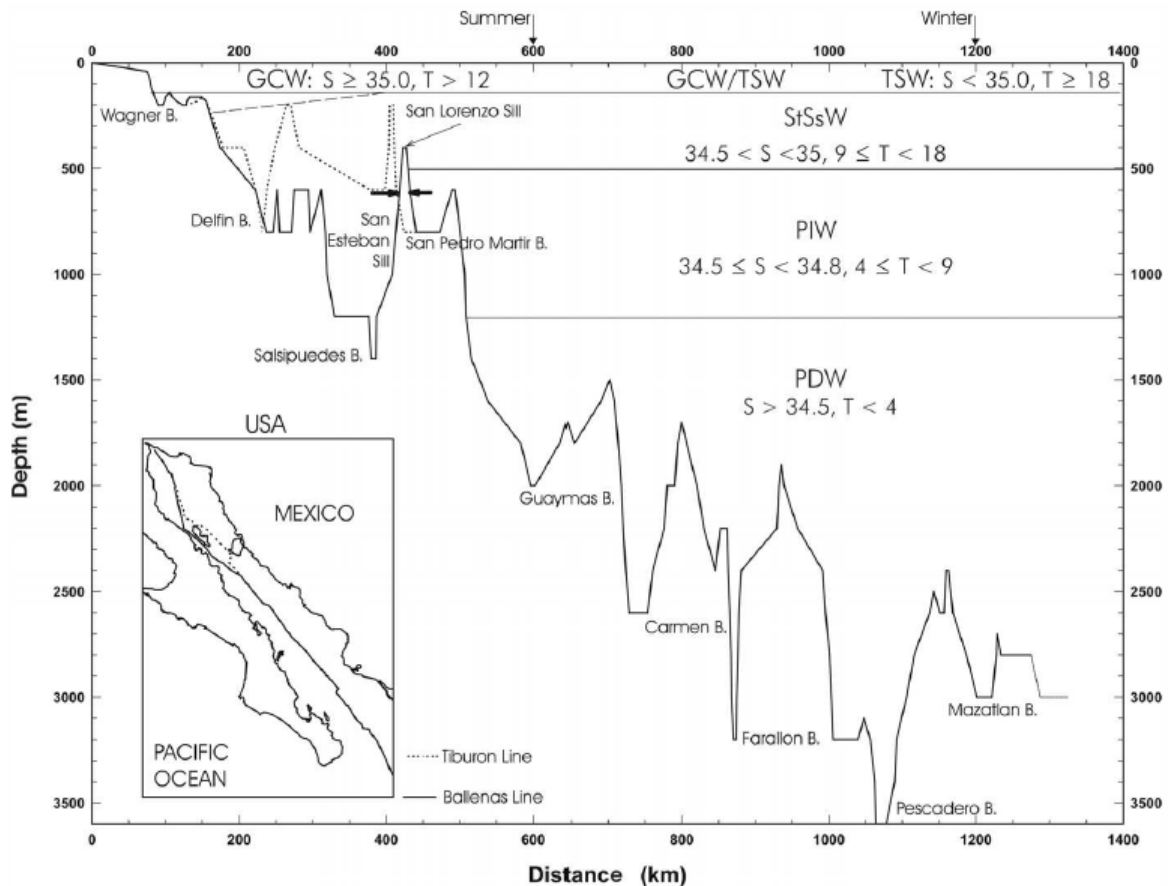


Figura 1.11. Esquema de la distribución de masas de agua en el GC promediadas lateralmente. La batimetría corresponde al transecto de la figura inserta. Tomado de *Lavín & Marinone, (2003)*.

1.6.3 Circulación promedio anual

La circulación media anual del GC se ha obtenido a partir de modelos no lineales *Beier (1999)* y *Marinone (2003)*. La circulación superficial pronosticada por el modelo de *Marinone (2003)*, presenta un giro anticiclónico que cubre todo el Norte del GC (NGC), un giro ciclónico al norte de la Isla Ángel de la Guarda, y circulación anticiclónica al sudoeste de la Isla Tiburón (*Figura 1.12a*). En el Sur del GC (SGC) está presente una corriente débil y alejada de las costas, hacia afuera del golfo. En el NGC se produce un flujo superficial neto saliendo a través del archipiélago, que es compensado por un flujo permanente cerca del fondo sobre el umbral de San Esteban (*Marinone, 2003; Marinone & Lavín, 2003*). *Beier (1999)* obtuvo un patrón similar de la circulación media con un modelo numérico no lineal, obteniendo evidencia de que la estructura vertical de dos capas es impulsada por mezcla vertical.

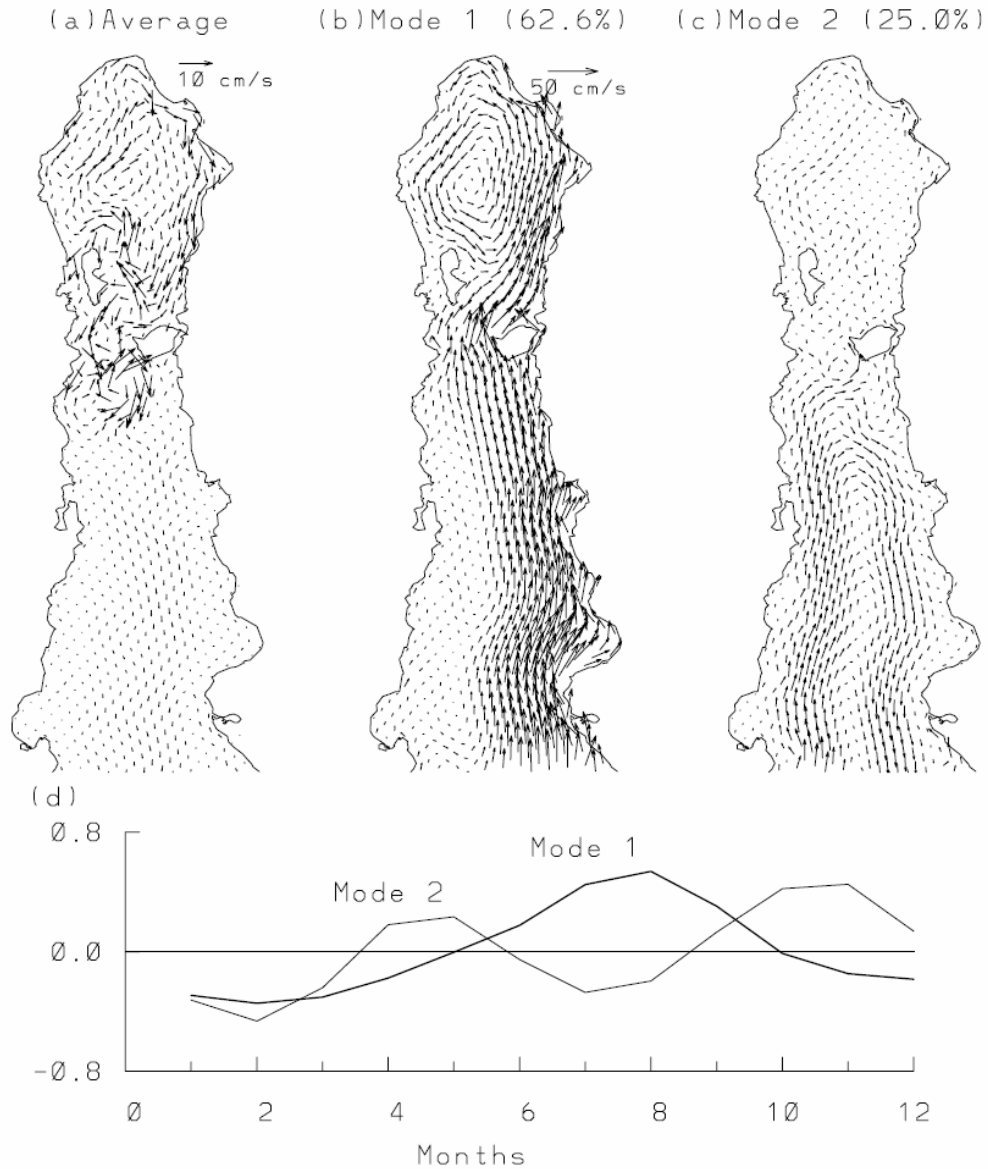


Figura 1.12. Velocidad superficial media y patrones estacionales del modelo numérico tridimensional de *Marinone (2003)*. [a] Circulación superficial promedio (0-10 m). [b] y [c] Distribución espacial del primer y segundo modo de funciones empíricas ortogonales, respectivamente. [d] Variación temporal del primer (línea gruesa) y segundo (línea delgada) modos. La escala de las flechas es diferente para el promedio y para los modos de las EOF. Tomado de *Lavín & Marinone (2003)*.

La Figura 1.13 muestra un corte longitudinal del promedio de la Figura 1.12a, en el que se aprecia un flujo de dos capas. El principal flujo de salida tiene lugar en la capa superior, que es de 200 m de espesor en el SGC y de 50 m de la NGC. El flujo máximo de salida ($20\text{-}30\text{ cm s}^{-1}$) se produce por encima del umbral, centrado a una profundidad de 100 m. Un flujo de compensación se produce en el resto de la columna de agua, con velocidades máximas

(20-30 cm s⁻¹) por encima del umbral. Este flujo residual es responsable de exportar la ganancia superficial media de calor y el exceso promedio de salinidad.

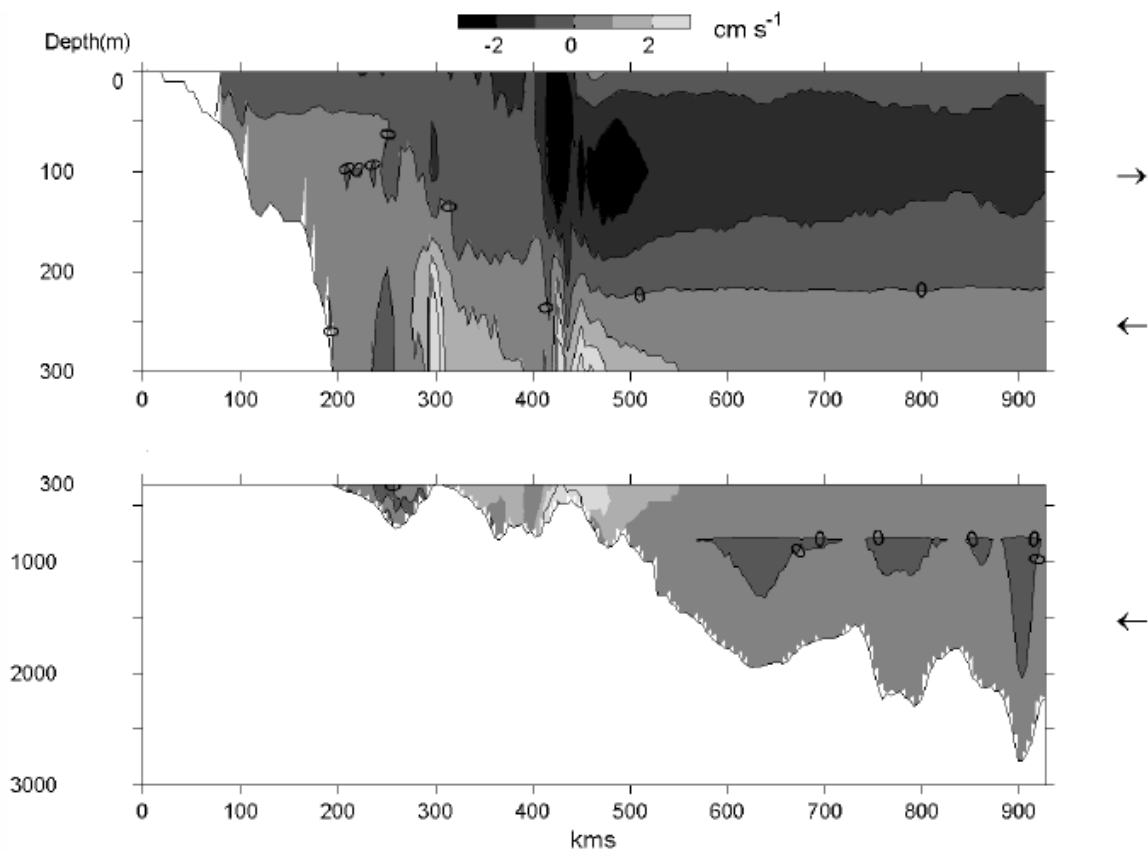


Figura 1.13. Circulación residual promediada lateralmente para el modelo 3D de *Marinone (2003)*. El panel superior muestra los 300 m superficiales y el panel inferior de los 300 m hasta el fondo. Los valores positivos de la paleta de color indican un flujo hacia dentro del golfo, y los negativos hacia afuera. Tomado de *Lavín & Marinone (2003)*.

El comportamiento estacional de un flujo promediado lateralmente, descrito por *Marinone (2003)*, incluye una capa superficial de 20-50 m de espesor estacionalmente reversible que fluye en la misma dirección del viento; el esquema es prácticamente el mismo que el sistema de tres capas propuesto por *Bray (1988)*. Sin embargo, se debe tener cuidado al interpretar esto para el SGC, por su circulación superficial estacional en direcciones opuestas a ambos lados del Golfo (Figura 1.14).

El patrón del flujo residual de dos capas es congruente con mediciones directas de corrientes en el umbral entre las Cuencas Tiburón y Delfín, donde un fuerte flujo de fondo (27 cm s⁻¹) transporta un promedio de $0.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (*López & García, 2003*).

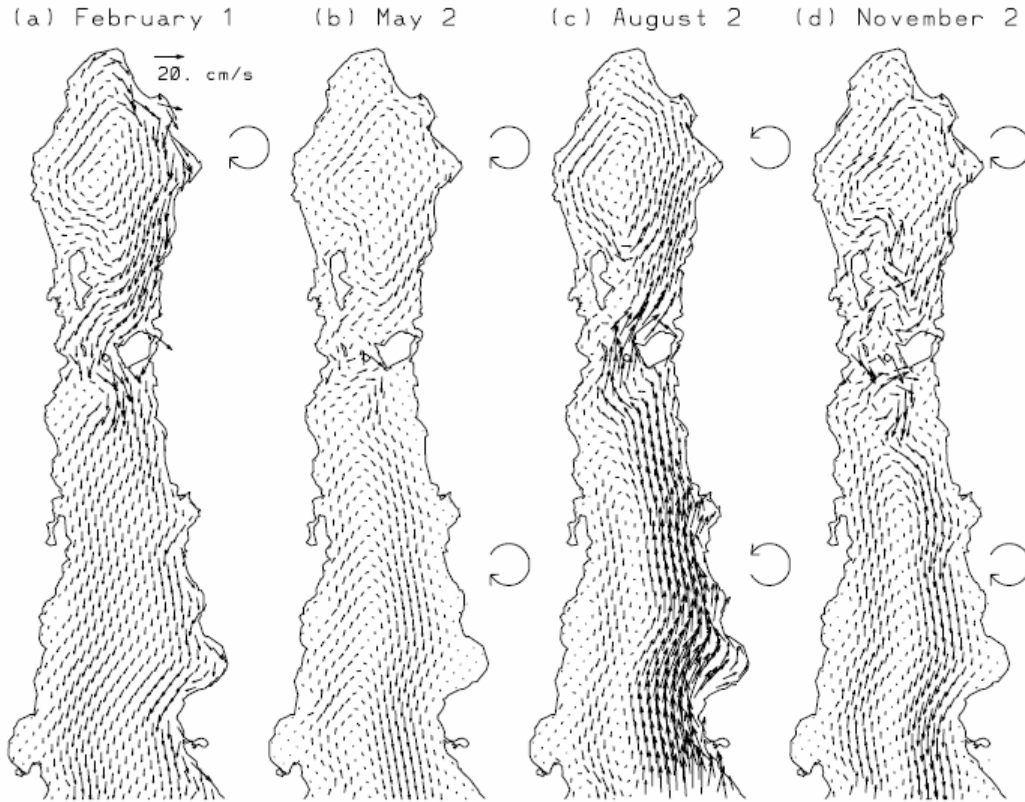


Figura 1.14. Corrientes residuales para la capa superficial (0-10 m) del modelo 3D de *Marinone (2003)*, para [a] febrero 1, [b] mayo 2, [c] agosto 2 y [d] noviembre 2. Los giros del lado derecho de cada panel muestran el sentido general de rotación en diferentes secciones del golfo. Tomado de *Marinone & Lavín (2003)*.

1.6.4 Oceanografía por satélite

Desde los primeros días de la oceanografía por satélite, el GC ha sido área de interés, pues en éste se manifiestan muchos de los rasgos dinámicos susceptibles de detectar con sensores remotos, como lo son: frentes, filamentos, giros, ondas internas, surgencias, además de su relativamente baja tasa de cobertura de nubes. (*Navarro et al., 2004*). *Fu & Holt (1984)* usaron imágenes de radar de apertura sintética para estudiar ondas solitarias internas generadas sobre el umbral que separa las regiones Norte y Sur. *Badan-Dangon et al. (1985)* utilizaron imágenes infrarrojas de primavera y verano de las regiones central y Sur del GC para describir filamentos y giros originados en áreas de surgencias ocasionadas por viento y movimientos de frentes de temperatura superficial del mar que rodeaban el área cercana a las grandes islas, influenciada por mezcla de marea. *Santamaría del Ángel et al. (1994)* utilizaron imágenes del CZCS para clasificar provincias biogeográficas de distinta coloración superficial. *Soto-Mardones et al. (1999)* describieron las señales de anomalías anual e interanual de temperatura

superficial del mar a partir de una serie de imágenes infrarrojas. *Pegau et al. (2002)* describieron giros y filamentos en el sur del GC usando imágenes *SeaWiFS* de clorofila-a correspondientes a otoño. Según *Zirino et al. (1997)* y *Gaxiola et al. (1999)*, los filamentos parecen separarse en costas con rasgos prominentes, en dirección al lado opuesto del GC, regresando frecuentemente para terminar como pequeños giros. Según estos autores, los filamentos son frecuentemente fríos y con altas concentraciones de clorofila, sugiriendo que contienen agua traída a la superficie por eventos de surgencias costeras forzadas por viento. Aunque la evidencia basada en observaciones con sensores remotos indica que los frentes, filamentos y giros son componentes importantes de la circulación superficial del GC, aún se conoce poco acerca de su estructura y mecanismos que los generan (*Navarro et al., 2004*).

1.6.5 Plumas de MST

Un rasgo importante de la circulación hidrodinámica en la región sur del GC está relacionado con la existencia de los giros geostróficos de mesoescala (*Figueroa et al., 2003; Marinone, 2003*). A pesar de que las dimensiones horizontales y el sentido de rotación de los giros son variables, éstos son considerados como mecanismos importantes de la conectividad entre las aguas costeras y oceánicas forzando el transporte de material biológico y terrígeno hacia el mar abierto. En las zonas costeras el transporte de MST es más eficiente por procesos relacionados con la precipitación (*Schlüssel, 1996*), por lo que es necesario integrar datos sobre eventos de lluvia y escorrentía en el estudio de trayectorias de transporte. El entendimiento de la conexión entre las áreas costeras y oceánicas en términos de transporte de larvas o de organismos es un requerimiento fundamental para el manejo de pesquerías y biodiversidad marina (*Ogden, 1997; Roberts, 1997; Marinone et al., 2008*). Esta conectividad en escalas de decenas a cientos de kilómetros, originada por procesos físicos de transporte, es también importante con respecto a la dispersión de contaminantes y patógenos (*Muller-Karger et al., 2005*).

Maske (2001) intentó detectar descargas pluviales en la zona costera del GC durante El Niño 1997-1998 con imágenes *SeaWiFS*, motivado por la posibilidad de estimar la cantidad de agua dulce transportada, la erosión asociada con el derrame y la introducción local de nutrientes inorgánicos en el golfo, sin embargo el autor menciona que por problemas de calibración de las imágenes no fue posible la detección de plumas durante ese periodo.

2. METODOLOGÍA

2.1 Diseño metodológico general

En este capítulo se describe, en tres niveles de detalle, la metodología que fue utilizada para alcanzar los objetivos de este trabajo. En el nivel más general, los procesos se dividieron en cuatro módulos, mismos que se refieren en la [Tabla 1](#), indicando la sección o capítulo en el que se han desarrollado.

Tabla 1. Descripción general de los módulos considerados en el diseño metodológico. Se indica la sección o capítulo en el que han desarrollado.

Módulo	Descripción	Capítulo o sección
MOD1	Algoritmo de seguimiento de rasgos. Es el módulo central de este trabajo desde el punto de vista metodológico. Se utilizó para detectar desplazamientos en subregiones de pares de imágenes para generar los campos vectoriales.	Sección 2.4
MOD2	Tratamiento de las imágenes de la base de datos GISST (datos de temperatura superficial del mar interpolados con el algoritmo de <i>Chao et al. (2009)</i> a un kilómetro de resolución espacial).	Capítulo 3
MOD3	Tratamiento de imágenes MODIS/Aqua , de la base de datos de CONABIO (implementación de algoritmos para el tratamiento de imágenes de color del mar).	Capítulo 4
MOD4	Tratamiento de datos complementarios. Incluye el procesamiento de trayectorias de boyas de deriva (GDP), datos de viento (QuikSCAT) y corrientes superficiales del sistema OSCAR . Estos productos se integraron con los resultados de los módulos anteriores en un sistema de información geográfica.	Sección de resultados de los capítulos 3 y 4

La interrelación entre estos cuatro módulos se muestra en un primer nivel de abstracción en el diagrama conceptual de la [Figura 2.1](#).

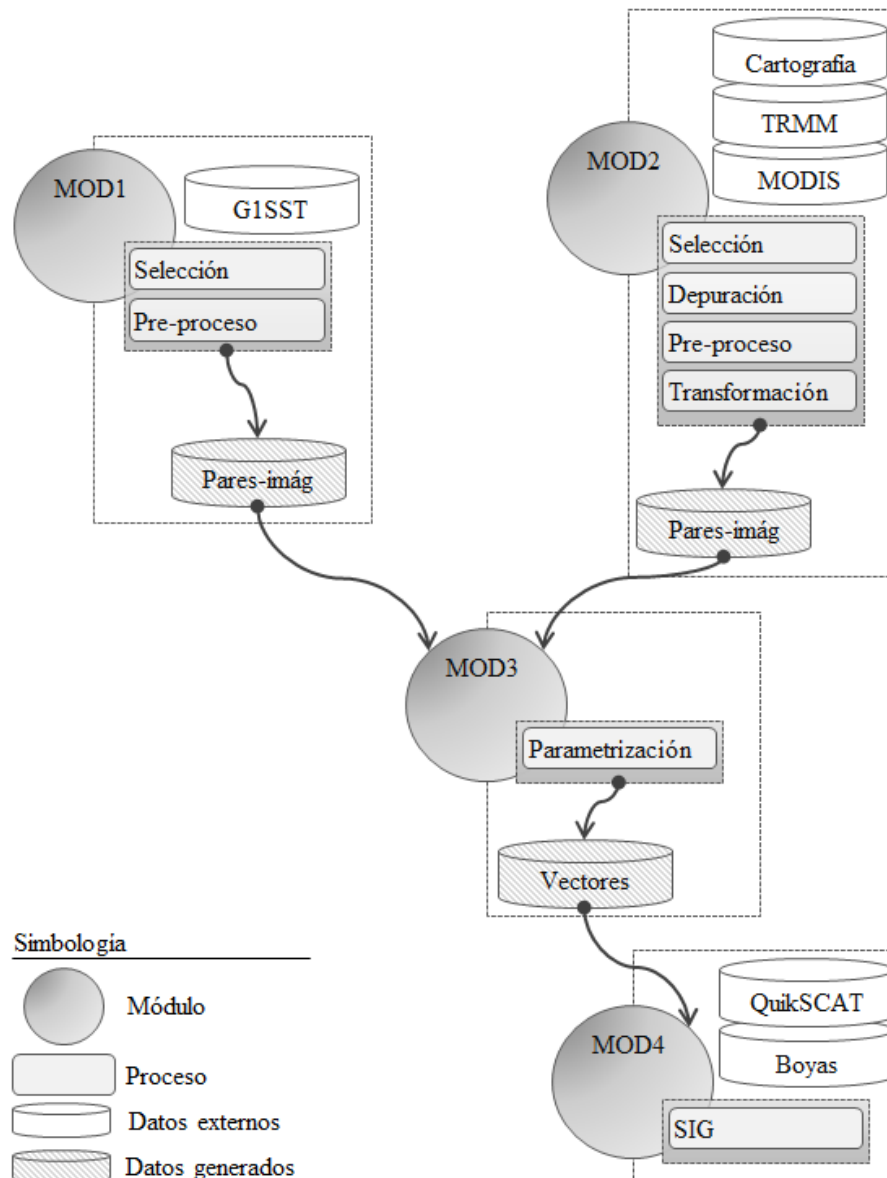


Figura 2.1. Diagrama conceptual representando en un primer nivel de abstracción la interrelación entre los cuatro módulos considerados en la metodología.

El MOD1 consiste en una implementación genérica del ASR, de manera que éste pueda ser utilizado en futuras aplicaciones con datos (imágenes) de diversas características (resolución espacial, temporal, cobertura, tiempo transcurrido entre imágenes, entre otras) y opciones de procesamiento (por ejemplo el umbral de correlación entre regiones de imágenes, tamaño de la ventana de búsqueda, como se describe en la sección 2.4). Las características de un conjunto de datos en particular fueron especificadas a través de los parámetros transferidos a este módulo.

En los MOD2 y MOD3 se consideró el tratamiento de imágenes previo a la aplicación el **ASR** según el tipo de datos considerado en estos módulos (**TSM** y **MST** respectivamente). Las etapas de procesamiento dependieron del nivel de tratamiento que tenían las imágenes adquiridas. Así, en el caso del MOD1, los datos de temperatura (**GISST**) ya estaban previamente depurados y transformados. En el MOD2 las imágenes **MODIS/Aqua** (nivel 1B), los datos de lluvia (**TRMM**) y la cartografía temática requirieron de algunas etapas adicionales de procesamiento (selección, depuración, pre-proceso y transformación) para generar las imágenes de **MST** asociadas a procesos de escorrentía. La finalidad de estos módulos (MOD2 y MOD3) consistió básicamente en realizar los procesos de georreferenciación, extracción de la región de interés, obtención del trazador y preparación de pares de imágenes consecutivas que constituyeron el insumo del MOD1.

El MOD4 incluyó procesos complementarios para el tratamiento de datos de viento obtenidos por el satélite **QuikSCAT** (2004-2008), trayectorias de boyas de deriva (2004-2008) del **GDP** así como de corrientes superficiales estimadas con el sistema **OSCAR** de la **NOAA** (2009-2010). Esta información y los resultados obtenidos con los MOD2 y MOD3, se integró en un **SIG** para su análisis. Los resultados de esta integración y análisis se incorporan en los capítulos 3 y 4.

2.2 Descripción de los módulos

En la **Figura 2.2** se muestra una versión más detallada del diagrama conceptual de la figura anterior. En ésta se representan los principales procesos, tipos de datos dentro de cada módulo así como el flujo de datos entre módulos.

En la sección 2.4 se presenta con detalle el algoritmo de seguimiento de rasgos (MOD1).

A continuación se describen algunos aspectos generales de los módulos de tratamiento de imágenes **GISST** (MOD2) y del **MST** influenciado por procesos de escorrentía (MOD3), según la **Figura 2.2**. Estos temas se desarrollaron de manera independiente en los capítulos 3 y 4 respectivamente.

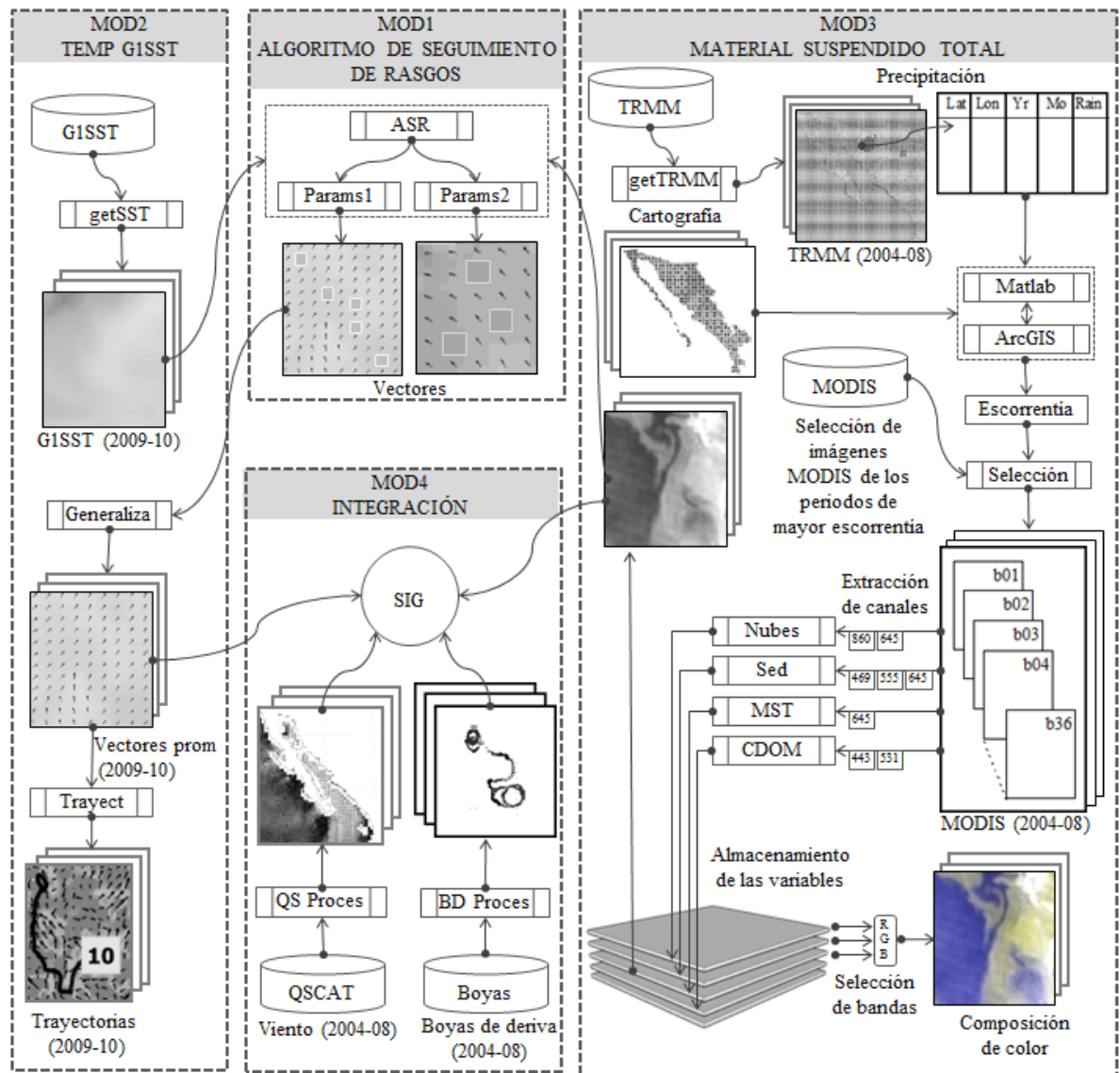


Figura 2.2. Segundo nivel de detalle del diagrama conceptual del diseño metodológico general. Se representan los procesos, datos y su relación dentro de cada módulo y entre módulos: MOD1) Algoritmo de seguimiento de rasgos, MOD2) Tratamiento de imágenes GISST, MOD3) Tratamiento de imágenes de material suspendido total y MOD4) Tratamiento de datos complementarios.

En el MOD2 (Figura 2.2) una vez obtenidas las imágenes diarias GISST (2009-2010; *Chao et al., 2009*) éstas se pre-procesaron y transfirieron (en pares) al MOD1, con el que se obtuvo un campo vectorial por cada par de escenas. Posteriormente se calcularon los campos vectoriales promedio, a partir de los cuales fueron trazadas las trayectorias que seguiría un objeto a la deriva en el campo vectorial. En el capítulo 3 se describen las características de los datos utilizados en el MOD2, los aspectos metodológicos referentes al promedio de campos

vectoriales y al trazo de trayectorias de deriva. Al final del capítulo se presentan los resultados obtenidos de este tratamiento.

El MOD3 (Figura 2.2) incluyó el tratamiento de datos de precipitación pluvial obtenidos por el satélite TRMM (2004-2008), así como la delimitación de las cuencas de drenaje que desembocan en el GC (CNA, 1998). Estos datos fueron incorporados a un sistema de información geográfica (ArcGIS) para ubicar las zonas y periodos con mayor probabilidad de generar plumas influenciadas por procesos de escorrentía. Considerando esta información, se obtuvieron del sitio de CONABIO las imágenes MODIS/Aqua nivel 1b (2004-2008) correspondientes a los periodos previamente seleccionados, con la finalidad de identificar los efectos de la escorrentía en el color del mar. Así, la etapa de pre-proceso del MOD2 incluyó (además de la delimitación espacio-temporal), la extracción de canales específicos (selección radiométrica) a los que se aplicaron algoritmos para la detección (como índices) de material suspendido total, sedimento y material orgánico disuelto de color, además de la cobertura de nubes (%). Las imágenes de estos parámetros fueron utilizadas para dar seguimiento a las plumas de turbidez. Estos datos, los procesos y sus resultados se describen en el capítulo 4.

2.3 Esquema de Minería de Datos

Los procesos contenidos en los módulos descritos han sido desarrollados según las etapas de la Minería de Datos, conjunto de técnicas encaminadas a la extracción de patrones válidos, nuevos, potencialmente útiles y comprensibles en grandes volúmenes de datos (Fayyad et al., 1996). La Minería de Datos es parte del proceso conocido como Descubrimiento de Conocimiento en Bases de Datos (KDD) (Datcu et al., 2003; Gorunescu, 2011; Zhizhin et al., 2008; Ramachandran et al., 2008).

Este esquema metodológico consta de seis etapas, que en este trabajo se agruparon en tres categorías, considerando el software utilizado para implementarlas (Figura 2.3):

- a. Especificación del problema, selección y depuración, pre-proceso, transformación.
- b. Búsqueda de patrones.
- c. Interpretación y evaluación.

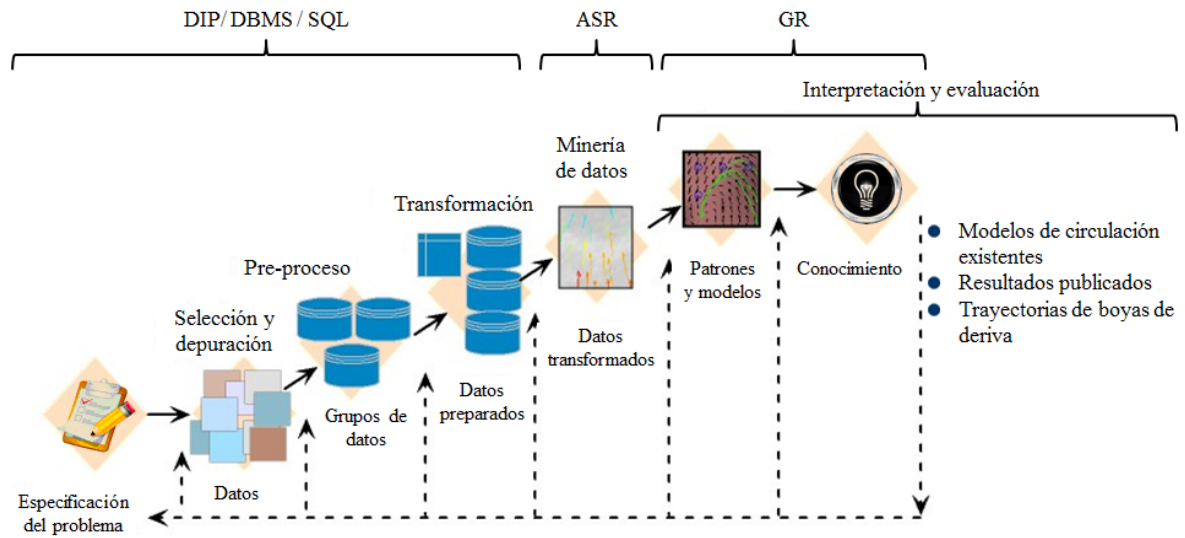


Figura 2.3. Minería de Datos como parte del proceso de descubrimiento de conocimiento en bases de datos (KDD). Involucra un conjunto de herramientas para la extracción de información oculta en grandes bases de datos. Modificado de *Fayyad et al., 1996*.

La primera etapa utilizó como herramientas el procesamiento digital de imágenes (DIP), un sistema de gestión de bases de datos (DBMS) y un lenguaje de consulta estructurado (SQL). En el DBMS se almacenó información sobre las imágenes, como fechas y horas de adquisición, sensor, resolución, etc., así como los parámetros que utilizó el algoritmo de seguimiento de rasgos. Con el SQL se recuperaron los registros de la base de datos y las imágenes a procesar para transformar los valores de radiancia en concentraciones relativas de MST mediante el desarrollo de algoritmos de DIP (en el MOD3), almacenándolas en matrices georreferenciadas (código desarrollado en IDL y MATLAB). Estos procesos prepararon los datos para poder implementar el método de seguimiento de rasgos. La segunda etapa correspondió a la búsqueda de patrones de circulación (ASR), que se describe en la sección 2.4. La tercera etapa utilizó la graficación (GR), para estimar las trayectorias de elementos de deriva en los campos de velocidades obtenidos (sección 3.1.3).

2.4 Algoritmo de seguimiento de rasgos

Como se ha mencionado anteriormente, una de las alternativas para estimar campos vectoriales a partir de imágenes digitales, es mediante técnicas de procesamiento de imágenes y reconocimiento de patrones (DIP&PR). Las características de los datos (series de tiempo de mallas bidimensionales georreferenciadas en formato raster) obtenidos con sensores remotos, resultan (en principio) apropiados para implementarlas.

El **ASR** utiliza la correlación entre subregiones de imágenes consecutivas (máxima correlación cruzada) como medida de similitud para evaluar el desplazamiento de rasgos contenidos en tales subregiones. Asimismo, se describen algunas consideraciones que se incluyeron en el algoritmo para tratar de mejorar su desempeño. Este proceso fue desarrollado en **MATLAB**. La producción del código fuente permite el control de los parámetros que intervienen en el desempeño del algoritmo, así como la posibilidad de actualización (por ejemplo, con la eventual incorporación de nuevas bases de datos espaciales).

2.4.1 Algoritmo de máxima correlación cruzada

El algoritmo de máxima correlación cruzada (**MCC**) consiste en encontrar la mayor similitud entre pequeñas regiones correspondientes a pares de imágenes que comparten la misma cobertura espacial y que han sido captadas a intervalos de ~24 h. El proceso puede conceptualizarse como un seguimiento de los desplazamientos de estructuras o rasgos, entre todas las subregiones en las que se han dividido estos pares de imágenes sucesivas, mismas que han sido previamente alineadas espacialmente (georreferenciadas).

Estadísticamente, la correlación cruzada es una estimación de la relación lineal de dos variables aleatorias (*Kreyszing, 1970*), y está dada por:

$$\rho = \frac{cov(x, y)}{\sqrt{var(x)var(y)}} \quad (2.1)$$

donde x y y representan las variables aleatorias de un espacio bidimensional, var y cov son la varianza y covarianza de las variables aleatorias. Por definición $-1 \leq \rho \leq 1$.

El método para calcular la velocidad advectiva superficial consiste esencialmente en identificar la máxima correlación cruzada en una matriz desfasada entre dos sub-áreas de un par de escenas secuenciales. La primera imagen es dividida en sub-áreas continuas llamadas plantillas (*Figura 2.4*). Para la plantilla se identifica una ventana de búsqueda más grande, conteniendo a la plantilla en su centro. En el sistema cartesiano $f(x, y)$ y $g(x + p, y + q)$ denotan un posible par de patrones similares en el lapso de tiempo transcurrido entre las dos imágenes (Δt). El vector (p, q) representa un posible desplazamiento espacial del patrón original entre las dos imágenes. La **MCC** es definida como (*Wu et al., 1992*):

$$\rho(p, q) = \frac{\text{cov}\{f(x, y), g(x + p, y + q)\}}{\sqrt{\{\text{var}[f(x, y)] \text{var}[g(x + p, y + q)]\}}} \quad (2.2)$$

Para una ventana de búsqueda de $m \times m$ y una plantilla de $n \times n$ ($m > n$), se calcula una matriz de coeficientes de correlación cruzada de $(n + 1) \times (n + 1)$, y de ésta se localiza el máximo coeficiente y su ubicación ($p \text{ max}, q \text{ max}$). Es importante señalar que m y n son parámetros determinantes en el desempeño del algoritmo, por lo que en el apartado 2.4.5 se hacen algunas consideraciones respecto a su estimación. Básicamente m debe evaluarse considerando la máxima velocidad esperada en la región, mientras que n debe ser suficientemente grande para representar la distribución espacial de los rasgos a identificar. Estos valores también dependen evidentemente de la resolución espacial y temporal de las imágenes.

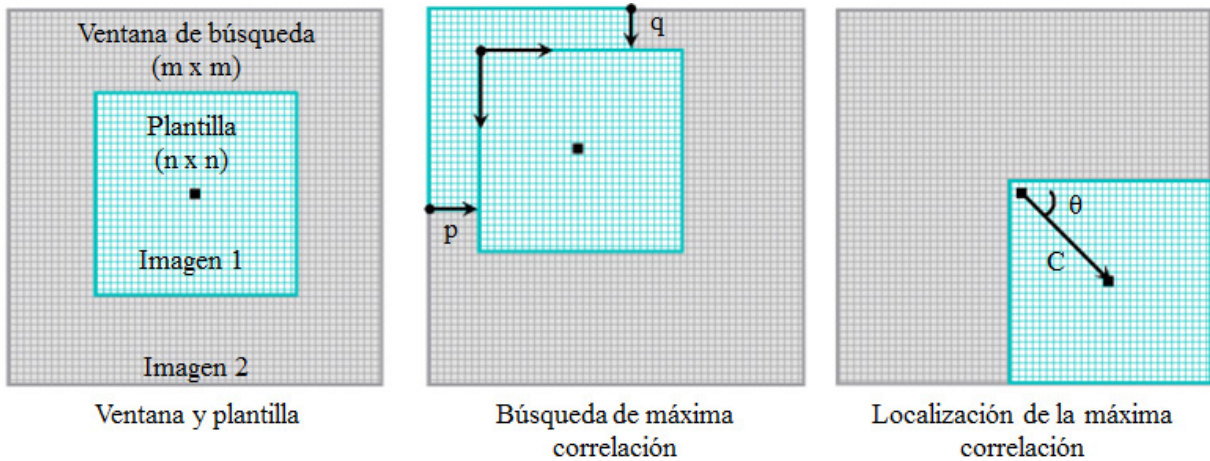


Figura 2.4. Esquema del proceso del rastreo de la máxima correlación entre la plantillas dentro de la ventana de búsqueda. Modificado de *Domingues et al. (2000)*.

El método de **MCC** identifica el desplazamiento relativo de la plantilla dentro de la ventana de búsqueda durante un periodo específico, determinando el vector de velocidad advectiva, cuya magnitud está dada por (*García & Robinson, 1989*):

$$C = \frac{\sqrt{(p \text{ max } \Delta x)^2 + (q \text{ max } \Delta y)^2}}{\Delta t} \quad (2.3)$$

y la dirección de movimiento por:

$$\theta = \arctan \left[\frac{q \text{ max } \Delta y}{p \text{ max } \Delta x} \right] \quad (2.4)$$

Los desplazamientos de la plantilla en la ventana de búsqueda son implementados con operaciones de superposición de áreas finitas y convolución (Pratt, 2007), como se explica en el siguiente apartado. Debido a que en los bordes de la ventana de búsqueda parte del área de superposición (plantilla) se ubica fuera de los límites de la ventana (Figura 2.5), es necesario considerar el tratamiento de estas regiones, como se menciona más adelante en la sección 2.4.4.

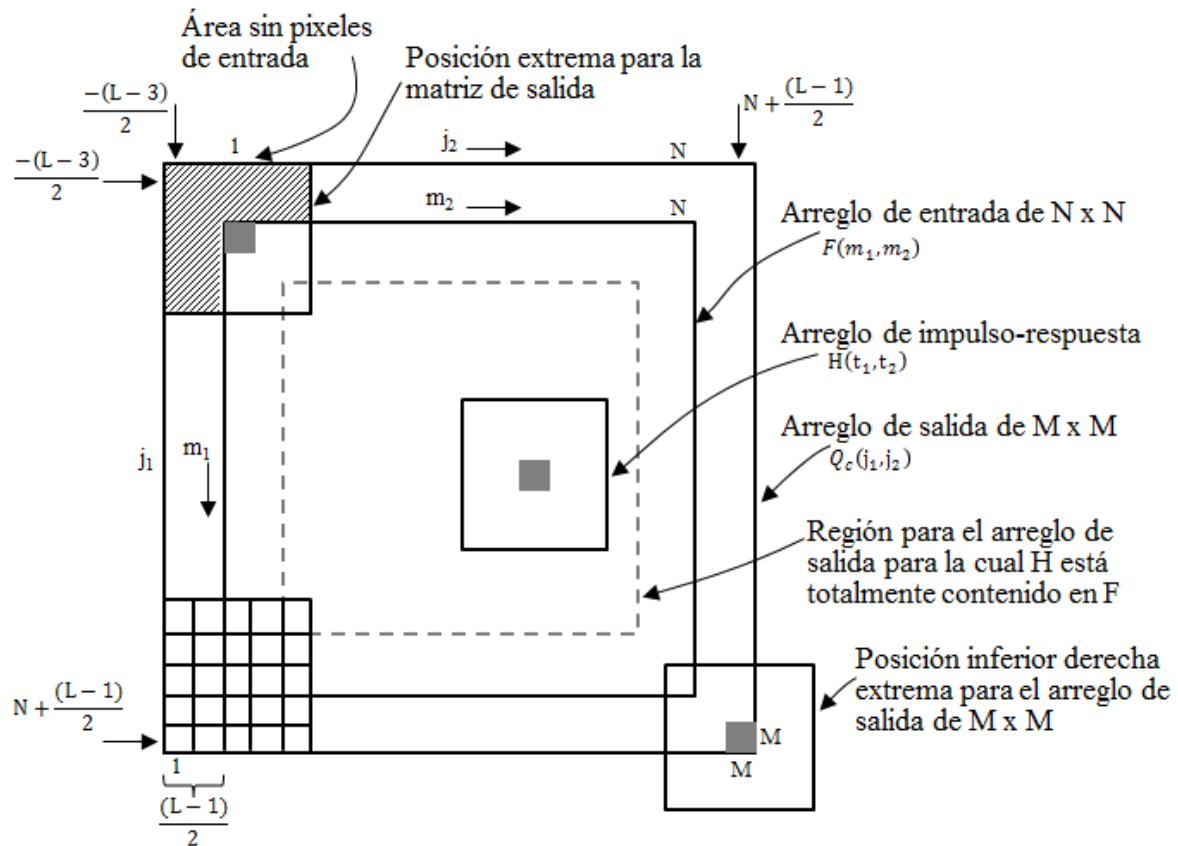


Figura 2.5. Relación entre los datos de entrada, de salida y el arreglo de impulso-respuesta para el área de superposición. Modificada de Pratt (2007).

Los vectores obtenidos de esta forma pueden ser interpretados como velocidades promedio en el lapso de tiempo transcurrido entre pares de imágenes (~ 24 h). Estos campos vectoriales pueden ser comparados con trayectorias de boyas de deriva (Matthews & Emery, 2009), o bien incorporarse como estado inicial de modelos hidrodinámicos de procesos costeros, como de transporte a lo largo de la costa y tasas de dispersión de contaminantes (Miller & Del-Castillo, 2005).

2.4.2 Implementación del algoritmo

El proceso descrito en el apartado anterior puede ser implementado utilizando la operación de convolución, a partir de la cual dos funciones f y g son transformadas en una tercera que representa la magnitud en la que éstas se superponen. En la [Figura 2.6](#) se ejemplifica este concepto con una señal unidimensional. La amplitud de cada muestra en la señal de salida (correlación) es una medida de la semejanza entre la señal recibida y el patrón buscado. Esto significa que se producirá un pico en la señal de salida $y[n]$ cuando el patrón esté presente en la señal de entrada [Smith \(1999\)](#).

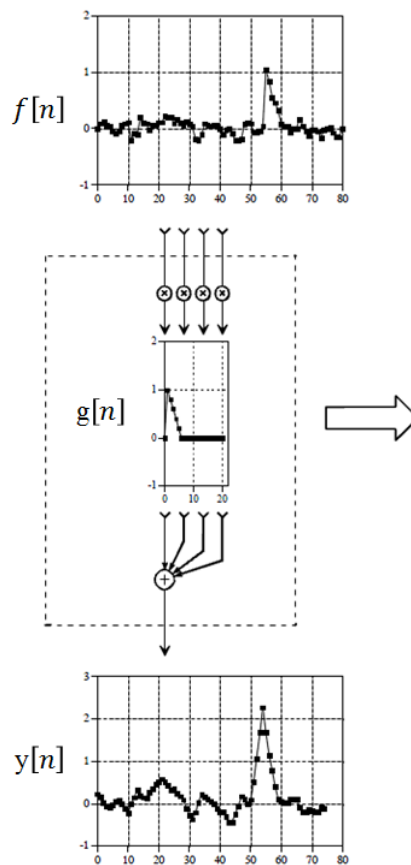


Figura 2.6. Esquema del cálculo de la correlación cruzada de dos señales. En este ejemplo $y[n]$ es la correlación cruzada de $f[n]$ y $g[n]$. El recuadro con línea discontinua se desplaza de izquierda a derecha de manera que su salida apunta a la muestra calculada en $y[n]$. Las muestras indicadas de $f[n]$ son multiplicadas por las muestras correspondientes en $g[n]$ y los productos son sumados. En $y[n]$ sólo se calculan las muestras donde $g[n]$ es totalmente contenida en $f[n]$. Modificado de [Smith \(1999\)](#).

En el caso bidimensional el patrón buscado corresponde a la plantilla (g) y la señal de entrada a la ventana de búsqueda (f). En la ecuación (2.5), las regiones f y g se convolucionan para producir la imagen C . El tamaño de f es de $M \times M$ píxeles, con sus índices variando de 0 a

$M - 1$. Cada pixel en la imagen $C[r, c]$, es calculado a partir de la suma de los pixeles de la plantilla³ multiplicado por los pixeles correspondientes de la imagen de entrada.

$$C[r, c] = \sum_{k=0}^{M-1} \sum_{j=0}^{M-1} f[k, j] g[r - k, c - j] \quad (2.5)$$

Los índices j y k son usados para recorrer las filas y columnas de h , y calcular la suma de los productos.

La convolución en el dominio de la frecuencia se implementó utilizando la Transformada de Fourier (FT) (*Smith, 1999; González & Woods, 2002; MathWorks, 2010*), en específico con una adaptación conocida como la Transformada Rápida de Fourier (FFT), cuyos valores de entrada y de salida son muestras discretas. Una propiedad de la FFT es que la multiplicación de dos FT corresponde a la convolución de las funciones espaciales asociadas. Una imagen es representada en el dominio de la frecuencia como la suma de exponentes complejos de varias magnitudes, frecuencias y fases, utilizando la FFT (*Lewis, 1995; MathWorks, 2010*).

La FFT bidimensional está dada por (*MathWorks, 2010*):

$$F(p, q) = \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} f(m, n) e^{-j2\pi pm/M} e^{-j2\pi qn/N} \quad \begin{array}{l} p = 0, 1, \dots, M - 1 \\ q = 0, 1, \dots, N - 1 \end{array} \quad (2.6)$$

y la FFT inversa (IFFT), regresa los valores de la imagen al dominio espacial:

$$f(m, n) = \frac{1}{MN} \sum_{p=0}^{M-1} \sum_{q=0}^{N-1} F(p, q) e^{j2\pi pm/M} e^{j2\pi qn/N} \quad \begin{array}{l} m = 0, 1, \dots, M - 1 \\ n = 0, 1, \dots, N - 1 \end{array} \quad (2.7)$$

Los valores de $F(p, q)$ son los coeficientes de $f(m, n)$.

A continuación se muestra un ejemplo de la convolución en el dominio de la frecuencia para localizar un patrón de distribución de pixeles en una imagen. Si deseamos encontrar el patrón (plantilla) de la [Figura 2.7a \(g\)](#) en la escena de la [Figura 2.7b \(h\)](#), efectuamos la operación de convolución de g en h , obteniendo las correlaciones de la [Figura 2.7c](#).

³ En procesamiento de señales, a la plantilla se le llama filtro, núcleo (kernel) o señal de impulso.

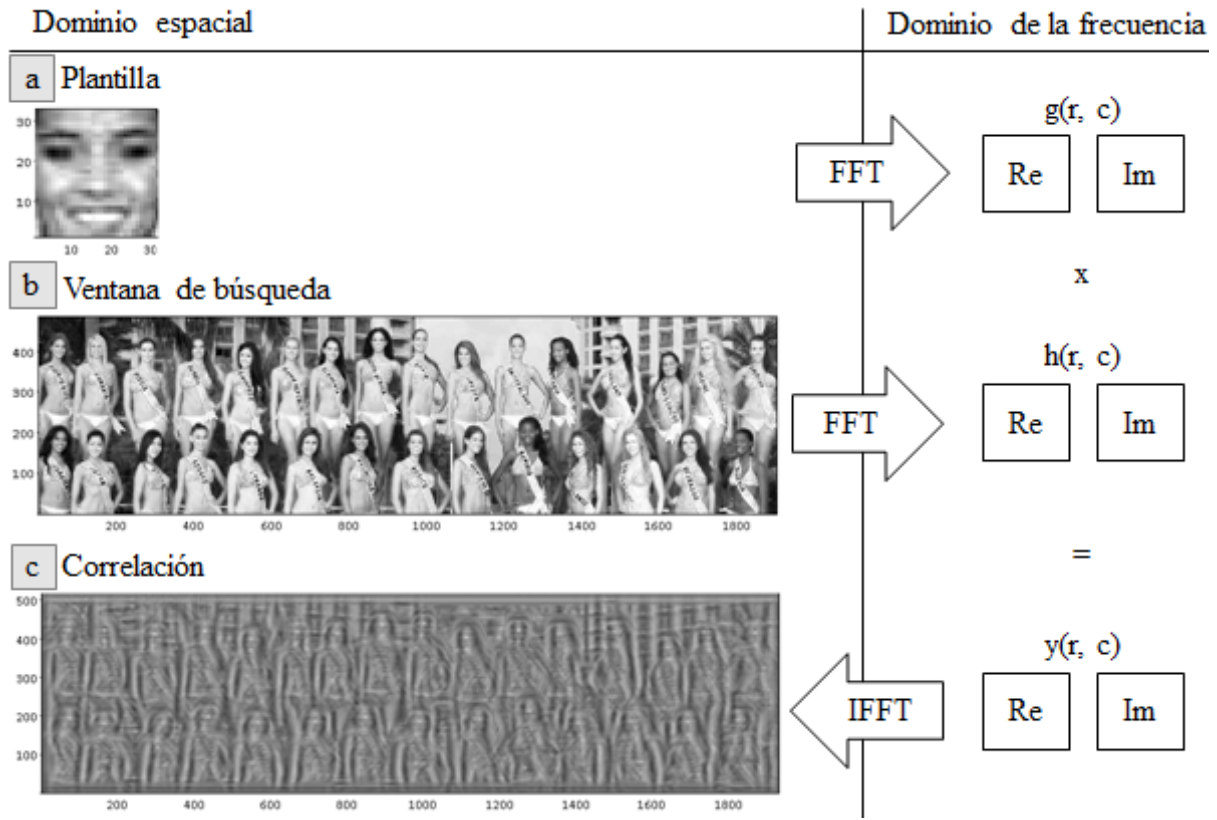


Figura 2.7. Operación de convolución en el dominio de la frecuencia. Las imágenes en [a] y [b] se transforman al dominio de la frecuencia utilizando la FFT. *Re* e *Im* representan la parte real e imaginaria del espectro. Estos dos espectros de frecuencia se multiplican y la FFT inversa (IFFT) se utiliza para regresar al dominio espacial. [c] Es la matriz de correlación calculada con la operación de convolución. Esquema basado en *Smith (1999)*.

En este ejemplo g corresponde a una subregión de h , por lo tanto el valor más alto en la matriz de correlación es 1 (Figura 2.8b). Aquí se ha elegido un umbral de correlación de 0.65, para mostrar regiones de la ventana de búsqueda con rasgos similares a la distribución de píxeles de la plantilla. Los valores de correlación en estas ubicaciones se muestran en la Figura 2.8b, y las regiones (del tamaño de la plantilla) que produjeron las mayores correlaciones se muestran en la Figura 2.8c.

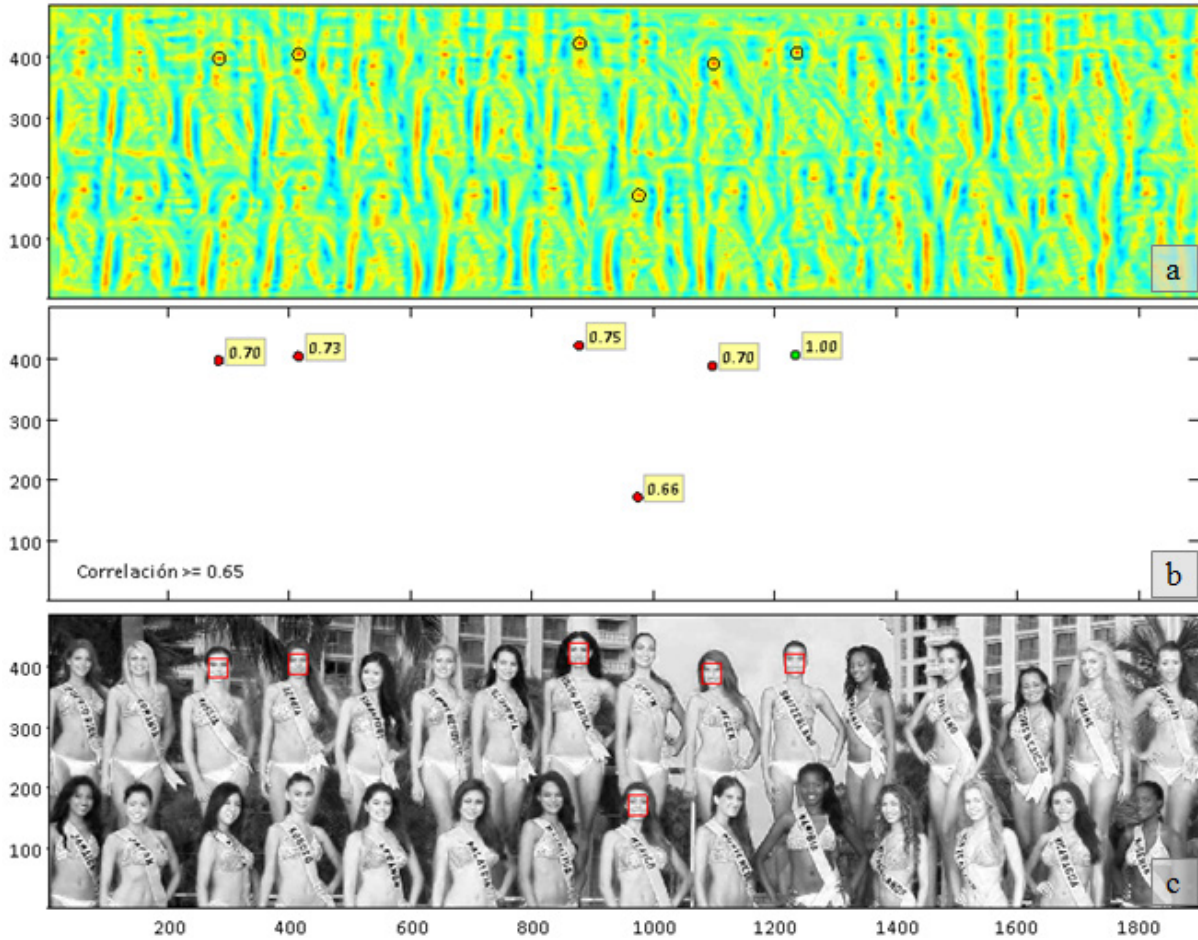


Figura 2.8. [a] Matriz de correlación obtenida con la convolución de la plantilla y ventana de búsqueda de la Figura 2.7. [b] Ubicación de las máximas correlaciones (≥ 0.65). [c] Ubicación de las regiones (del tamaño de la plantilla) de mayor correlación sobre la imagen original.

2.4.3 Desempeño de los algoritmos de convolución

Aunque la convolución se puede programar de forma más directa (o intuitiva) en el dominio espacial que en el de la frecuencia (ya que las imágenes están codificadas en el dominio espacial), la ventaja de implementar la convolución en el dominio de la frecuencia es que resulta más eficiente al utilizar plantillas grandes, lo que mejora notablemente el desempeño en cuanto a tiempo de ejecución se refiere. El tiempo de ejecución de una convolución estándar (en el dominio espacial) es directamente proporcional al número de píxeles de la plantilla y de la ventana de búsqueda (incrementándose exponencialmente al aumentar el tamaño de la plantilla), mientras que en el dominio de la frecuencia el tiempo se incrementa apenas como el logaritmo base 2 del número de píxeles de la plantilla (*Smith, 1999*).

La [Figura 2.9](#) muestra una comparación entre el tiempo de ejecución utilizando ambos tipos de convolución. Con la [FFT](#) para un tamaño de ventana de búsqueda determinado, el tiempo requerido para completar el proceso se mantiene prácticamente constante, independientemente del tamaño de la plantilla. De acuerdo con esta gráfica, cuando el tamaño de la plantilla es pequeño será más conveniente utilizar la convolución en el dominio espacial. En ésta también muestra la comparación entre el tiempo de ejecución de convolución convencional con punto flotante (FP), la convolución convencional usando enteros (INT) y la convolución [FFT](#) con punto flotante ([FFT](#)). Se representa la relación entre el tamaño de la plantilla y el tiempo de ejecución para imágenes de 512×512 y 128×128 píxeles. El tiempo de ejecución requerido para la convolución [FFT](#) en una imagen de $N \times N$ es proporcional a $N^2 \text{Log}_2(N)$, de manera que éste no depende del tamaño de la plantilla. Así, una imagen de 512×512 requiere aproximadamente 20 veces más tiempo que una imagen de 128×128 . El tiempo de ejecución de convolución convencional depende del tamaño de la plantilla. Éste es proporcional a $N^2 M^2$ para una imagen de $N \times N$ y una plantilla de $M \times M$. Como se muestra en la gráfica, la convolución [FFT](#) es más rápida que la convolución convencional con punto flotante, si la plantilla es mayor de $\sim 10 \times 10$ píxeles ([Smith, 1999](#)).

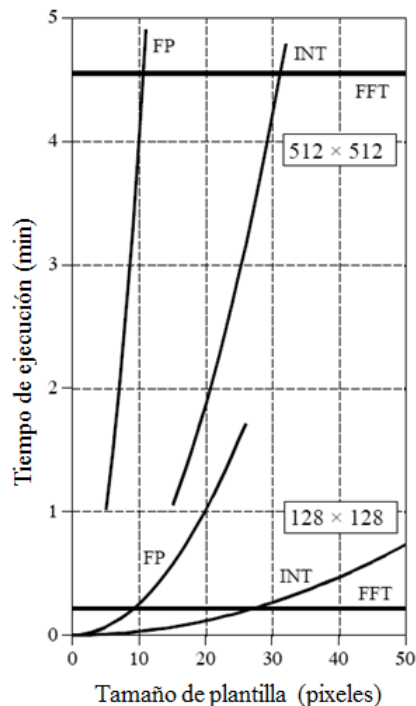


Figura 2.9. Comparación entre los tiempos de ejecución utilizando la [FFT](#) y la convolución en el dominio espacial. Se muestran diferentes tamaños de plantillas para ventanas de búsqueda de 128×128 y de 512×512 píxeles. Modificado de [Smith \(1999\)](#).

En el presente trabajo se realizaron convoluciones con diferentes tamaños de plantilla y de ventana de búsqueda durante la etapa de prueba del algoritmo, implementando tanto la convolución en el dominio espacial como en el de la frecuencia. Para realizar el proceso con imágenes de 1200×1200 píxeles, plantilla de 23×23 píxeles y ventana de búsqueda de 95×95 píxeles, el tiempo de ejecución de la convolución en el dominio espacial fue del orden de ~ 70 min por cada par de imágenes (~ 424 horas para 364 pares de imágenes), mientras que con la convolución en el dominio de la frecuencia el tiempo fue de ~ 8 min por cada par de imágenes (~ 48 horas para los 364 pares de imágenes).

2.4.4 Seguimiento de patrones de distribución espacial

Para mostrar un ejemplo de la identificación y seguimiento de patrones de distribución espacial utilizando la convolución en el dominio de la frecuencia, consideremos la distribución bidimensional de un parámetro cualquiera en una malla de 95×95 píxeles (ventana de búsqueda) y un patrón (plantilla) de 23×23 píxeles que deseamos encontrar en la ventana de búsqueda (paneles a y b de la Figura 2.10).

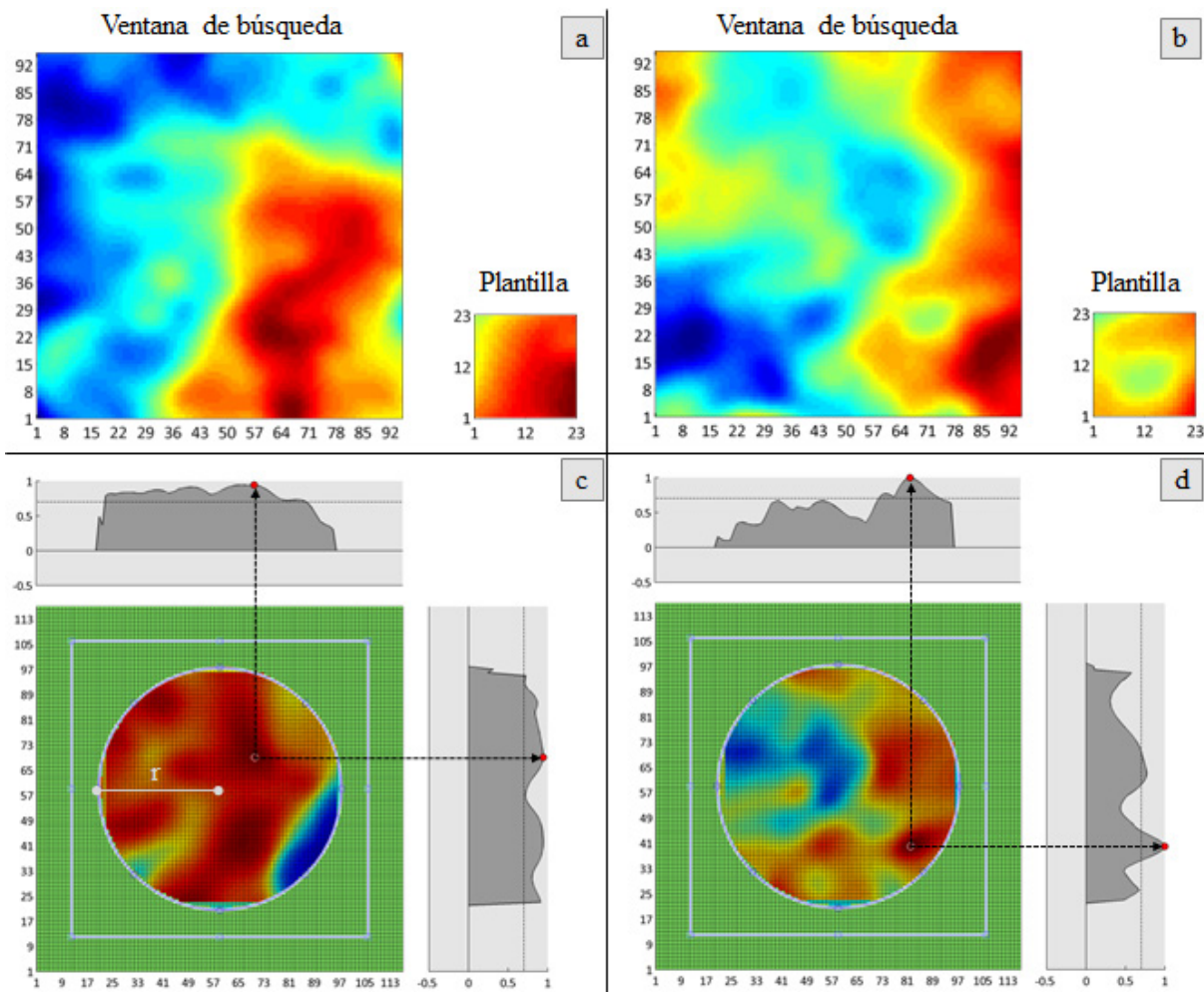


Figura 2.10. [a] [b] Ejemplos de la distribución espacial de un parámetro cualquiera en una ventana de búsqueda de 95×95 píxeles y plantilla de 23×23 píxeles. Las matrices de correlación correspondientes se muestran en los paneles inferiores [c] [d], indicando la ubicación del valor de correlación más alto, así como los perfiles en x y y que pasan por ese punto. En las matrices de correlación se ha delimitado una región circular de radio r .

Como se señaló anteriormente, la plantilla corresponde a la subregión de una imagen captada en el tiempo t_1 y la ventana de búsqueda a una subregión de otra imagen captada en el tiempo t_2 . Con el proceso de convolución descrito en el apartado anterior, obtenemos la matriz de

correlación entre la ventana de búsqueda y la plantilla (paneles **c** y **d** de la [Figura 2.10](#)), de manera similar al ejemplo mostrado en la [Figura 2.7](#). En estas matrices se han seleccionado regiones que circunscriben las correlaciones a un radio r cuya magnitud es determinada básicamente por la máxima velocidad que se espera detectar⁴, de tal forma que el contorno de la matriz de correlación fuera de este radio (área verde en los paneles **c** y **d** de la [Figura 2.10](#)) se descarta como consecuencia del ruido provocado por la convolución en los límites de la sub-imagen (cuando la plantilla no está totalmente contenida en la ventana de búsqueda, [Figura 2.5](#)).

Al evaluar los valores de la matriz de correlación, se pueden presentar tres casos: (1) Que no exista ningún pixel con un valor de correlación significativa, (2) que se encuentre sólo uno ([Figura 2.10d](#)), o (3) que existan varios pixeles con valores mayores al umbral de correlación ([Figura 2.10c](#)) (ver *umbral de correlación* en el apartado 2.4.5). El primer caso implica que no es posible obtener vector alguno para la ventana de búsqueda y plantilla en cuestión. En el segundo, se genera el vector de manera unívoca, y en el tercero se utiliza el criterio que se describe en el siguiente apartado para seleccionar el vector. Después de cualquiera de estos tres casos, el proceso de búsqueda continua, desplazando la ventana de búsqueda y la plantilla a la siguiente ubicación en las imágenes correspondientes para repetir la evaluación. El proceso concluye cuando se han evaluado todas las ventanas de búsqueda para una imagen en particular.

En los casos 2 y 3 una vez ubicadas las coordenadas (en pixeles) del valor elegido en la matriz de correlación (destino del vector), éstas se transforman a coordenadas geográficas (considerando la cobertura de las imágenes completas). Puesto que la búsqueda inicia con la plantilla ubicada en el centro de la ventana (según el esquema de la [Figura 2.4](#)), son estas coordenadas las que corresponden al origen de los vectores calculados.

Selección del vector en el caso de múltiples máximos

En algunos casos (como el mostrado en la [Figura 2.10c](#)), es posible que la operación de convolución genere más de un máximo en la matriz de correlación ([Figura 2.11b](#)). En este trabajo se implementó una estrategia para disminuir la incertidumbre en la elección del vector,

⁴ En este caso, para una ventana de búsqueda de 95×95 pixeles, tiempo transcurrido entre imágenes de 24 h y resolución espacial de las imágenes de 1 km, la velocidad máxima a detectar es de $\sim 50 \text{ cm s}^{-1}$.

tomando en consideración los máximos locales. Ésta consiste básicamente en clasificar los píxeles de la matriz de correlación de acuerdo a la desviación estándar de la distribución, agrupando posteriormente los píxeles espacialmente adyacentes con correlaciones más altas. Por cada región se calcula el valor de correlación acumulada y éste se utiliza como indicador del vector más apropiado. En la [Figura 2.11c](#) se muestra un ejemplo de máximos locales en la matriz de correlación, así como los vectores generados, de los cuales se debe seleccionar el más coherente. El valor de correlación acumulada de 66.8 ([Figura 2.11d](#)) determina la selección del vector que se muestra en negro en la [Figura 2.11c](#), mientras que los vectores descartados se presentan en rojo. Una vez que se determinan las coordenadas geográficas origen y destino del vector, se calcula su distancia, ángulo y velocidad (ecuación 2.3). La [Figura 2.11e](#) muestra la matriz de correlación referenciada geográficamente, así como la información del vector. Las coordenadas en la parte superior [T(37:59,862:884) | V(1:95,826:920)] corresponden a las subregiones de la plantilla y ventana de búsqueda con respecto a las coordenadas (en píxeles) de la imagen completa, y en el recuadro exterior se indica su ubicación en coordenadas geográficas.

La [Figura 2.12](#) muestra otros ejemplos del proceso de selección de vectores. En el panel [a](#) se representa la localización de un solo máximo, determinando el vector de manera unívoca. En los paneles [b](#) y [c](#), se ejemplifican dos casos con varios máximos y la elección del vector utilizando el criterio de selección descrito anteriormente.

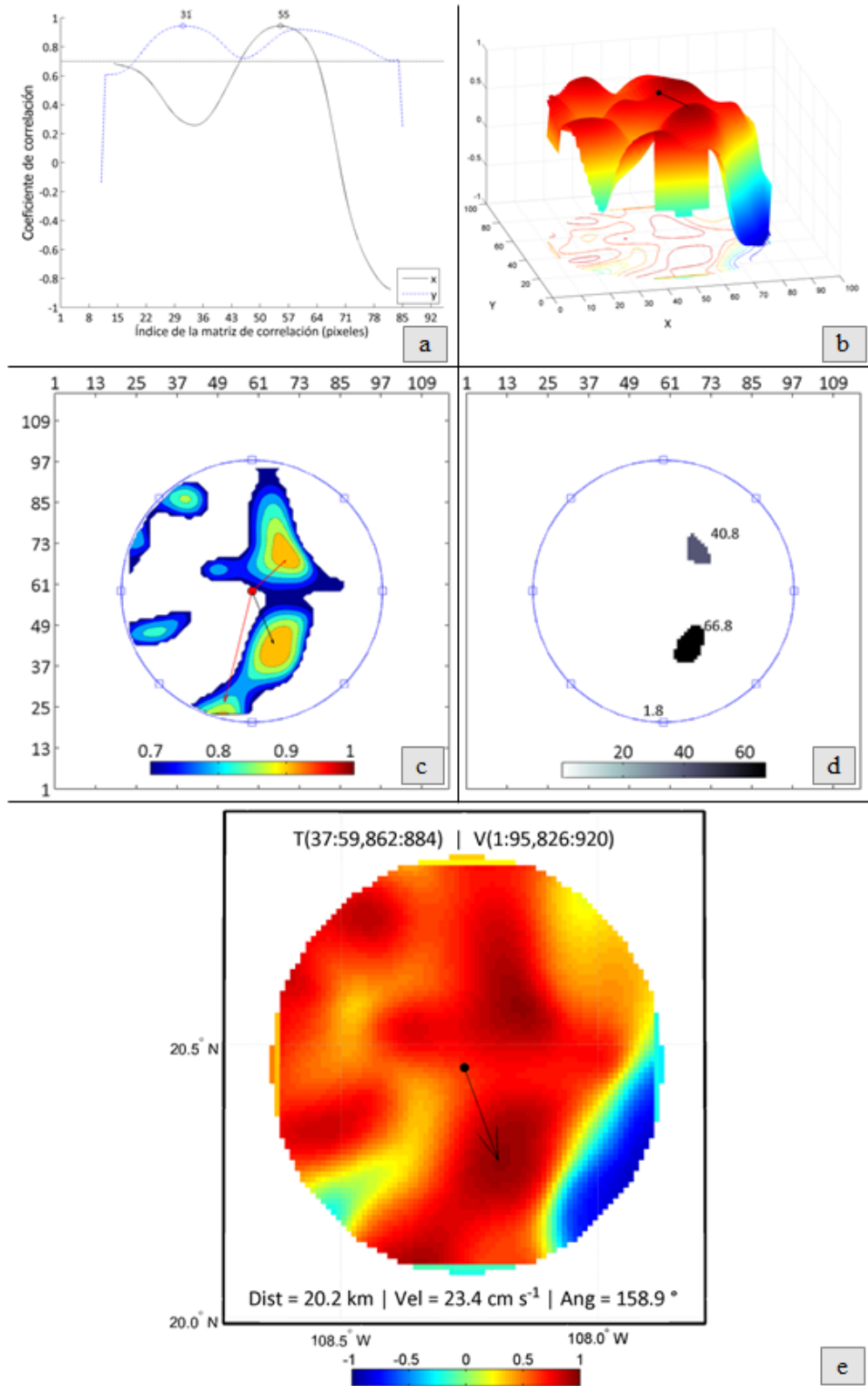


Figura 2.11. [a] Perfiles que cruzan el valor máximo de la matriz de correlación. [b] Vista de máximos locales. [c] Vectores candidatos hacia los máximos locales. [d] Regiones de correlación conjunta. [e] Matriz de correlación referenciada geográficamente e información del vector obtenido.

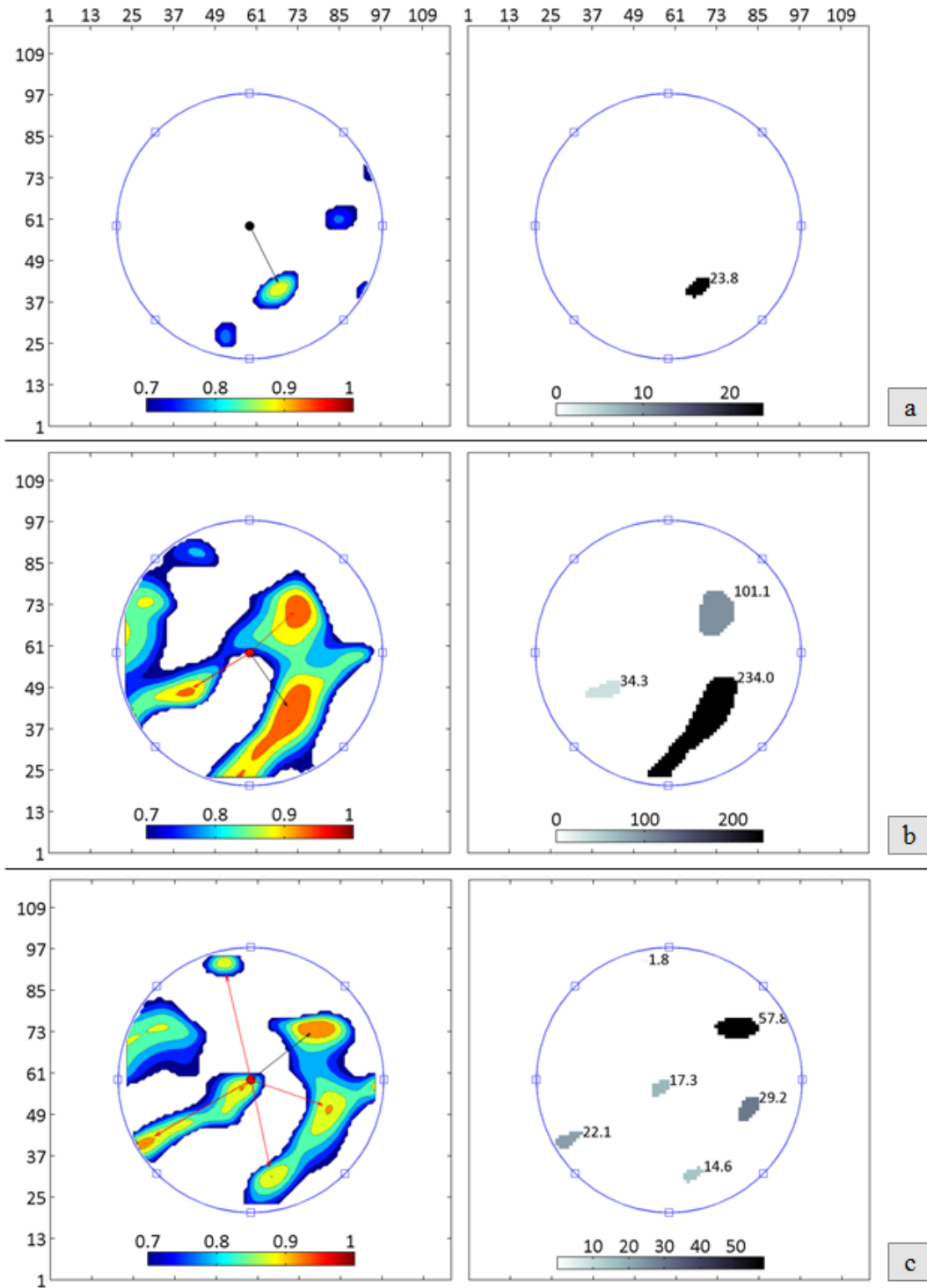


Figura 2.12. Algunos ejemplos de selección del vector. [a] Con un solo máximo. [b] y [c] con varios máximos locales. Las gráficas de la derecha muestran las regiones de correlación acumulada usadas como indicador de la elección del vector. A la izquierda los vectores seleccionados se muestran en negro y los rechazados en rojo. Los vectores apuntan a los máximos valores dentro de cada región.

Aplicación del algoritmo en imágenes sintéticas

El siguiente par de imágenes en tonos de grises (Figura 2.13a) es parte de una secuencia de video (generada sintéticamente con el programa *Esperient Creator*) que representa la distribución de un trazador en un fluido. A la derecha de éstas se muestra la superposición de las dos escenas (los tonos rojos corresponden a la primera imagen y los azules a la segunda) para apreciar el desplazamiento del trazador.

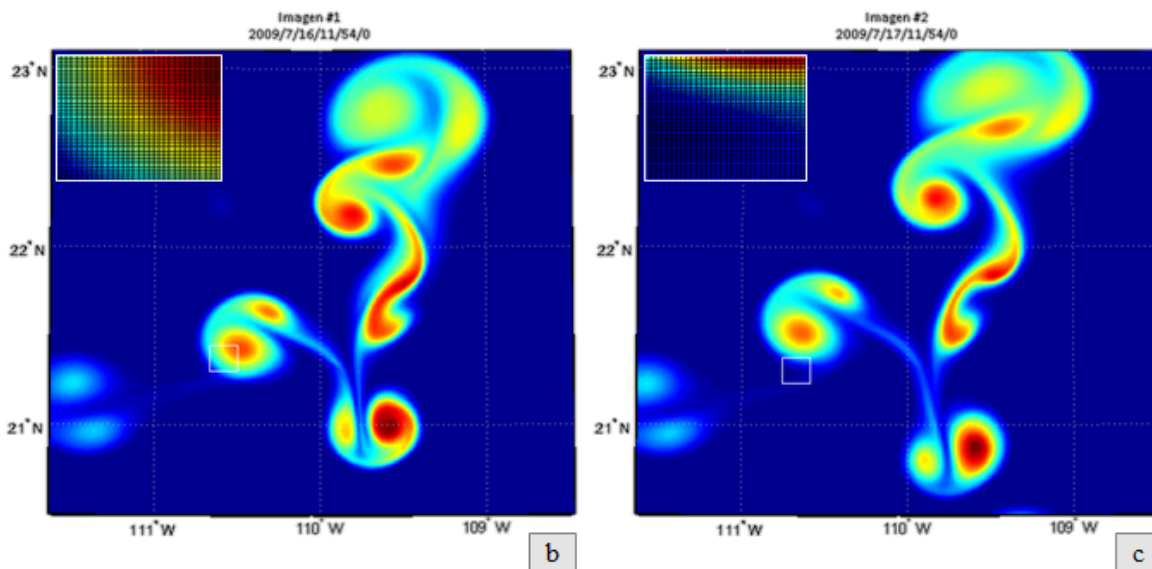
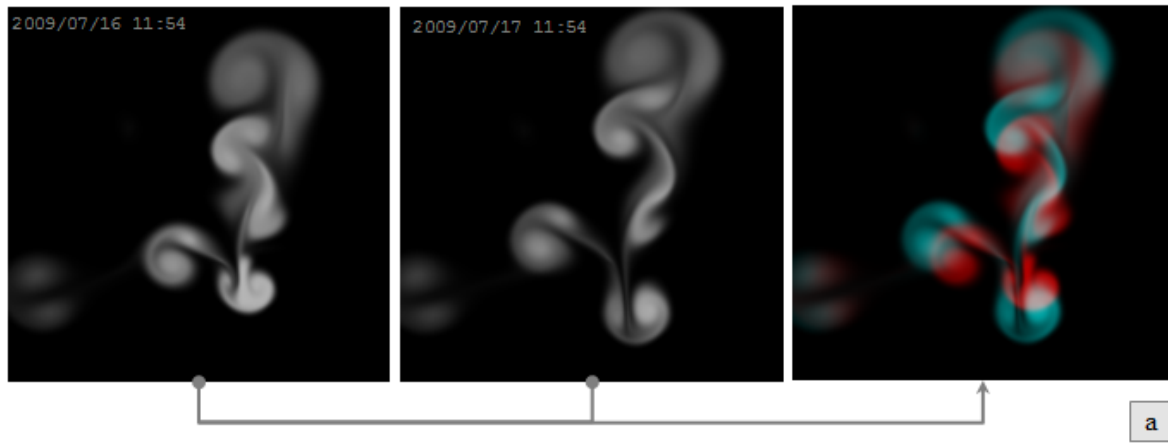


Figura 2.13. [a] Dos imágenes de una secuencia sintética de la distribución de un trazador y superposición de ambas. [b] Ubicación de la plantilla en la primera imagen y [c] representación del proceso de búsqueda en la segunda imagen. En estas últimas se muestran acercamientos a las plantillas.

Estas imágenes se utilizaron para realizar las pruebas del ASR considerando un intervalo de 24 h entre escenas. En la Figura 2.13b-c se muestra el proceso de búsqueda de plantillas. En la Figura 2.13b se ubica la plantilla (pequeño recuadro blanco) en la primera imagen (con un

acercamiento a esta región en la esquina superior izquierda) y la Figura 2.13c representa el recorrido de la búsqueda en torno a la región (ventana de búsqueda) de la segunda imagen.

Al llevar a cabo este proceso en cada subregión, se obtuvo el campo vectorial que se muestra en la Figura 2.14, en el que las plantillas con varianza de cero no fueron consideradas (zonas sin vectores). La escala de color representa las velocidades en cm s^{-1} . En esta figura se muestran acercamientos a dos zonas del campo vectorial.

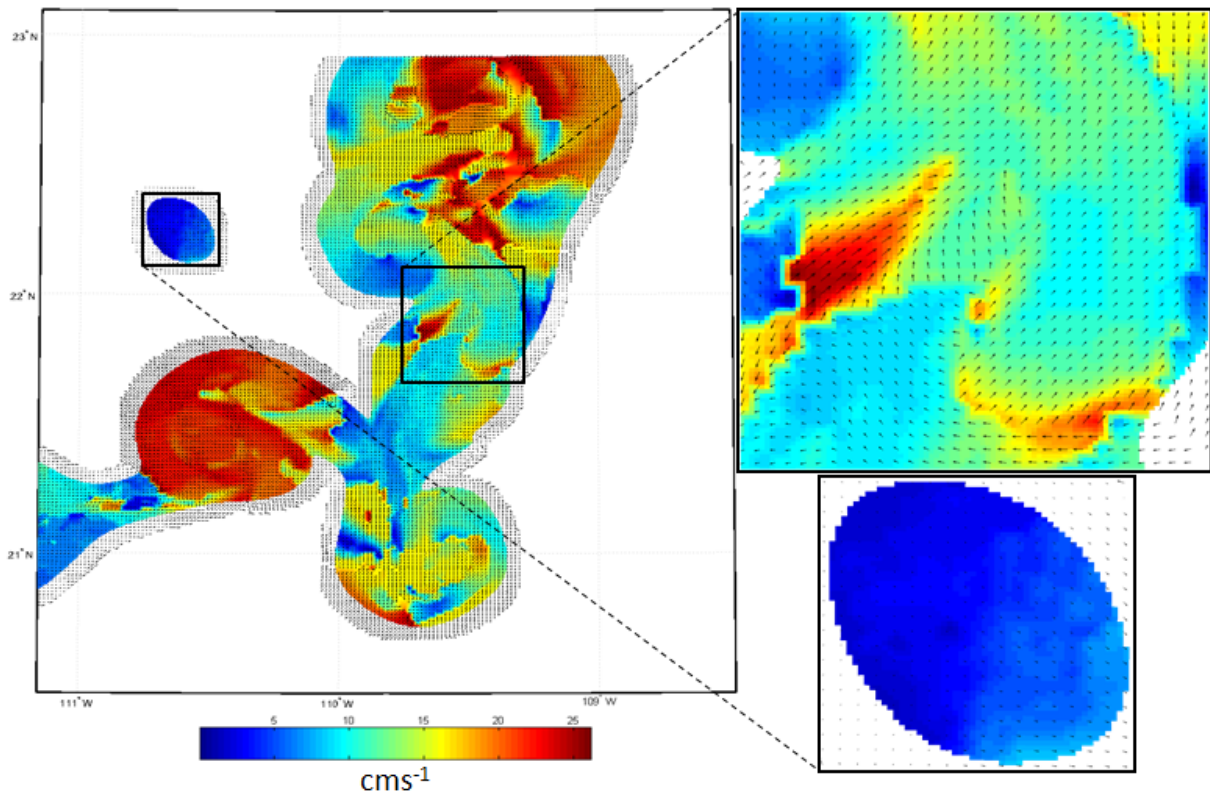


Figura 2.14. Campo vectorial generado con el ASR utilizando un par de imágenes sintéticas.

2.4.5 Parámetros que controlan el desempeño del algoritmo

La implementación del ASR requiere la especificación de algunos parámetros de los que depende su desempeño. Aunque no hay una regla generalizada para definirlos, su determinación es crucial para la obtención de resultados coherentes.

En general, la determinación de estos parámetros se basa en el análisis de las características de las imágenes y de los rasgos que se pretenden detectar, como: la resolución espacial de las imágenes, el tiempo transcurrido entre las mismas (resolución temporal), el tamaño de las

estructuras que se pretenden identificar, el parámetro utilizado como trazador (temperatura superficial, clorofila, material suspendido).

En un sentido más amplio, los criterios para determinar estos parámetros se basan en las escalas espaciales y temporales, tanto de los procesos advectivos que se manifiestan en la superficie del mar, como de la calidad y número de imágenes de percepción remota disponibles.

A continuación se describen los parámetros más importantes para la implementación del algoritmo.

Tamaño de la ventana de búsqueda

El tamaño de la ventana de búsqueda es determinado en función de la máxima velocidad esperada en la región de análisis, el período entre escenas y la resolución espacial. Esto implica el conocimiento previo de las características hidrodinámicas generales del área de estudio, aunque existen aproximaciones que podrían ayudar a establecer este criterio. Por ejemplo, una posible opción para seleccionar la ventana de búsqueda es a través de la aplicación de un operador laplaciano (para el realce de bordes) a ambas imágenes y posteriormente sobreponerlas para su visualización en distintas bandas de color. De este modo, comparando los bordes correspondientes a las estructuras en dos imágenes consecutivas es posible determinar sus desplazamientos, para estimar las velocidades típicas de la región (*García, 1998*).

Si la ventana de búsqueda utilizada resulta demasiado grande, el tiempo de cálculo aumentaría considerablemente, al realizar búsquedas de correlaciones máximas en áreas innecesariamente amplias. Además, se podrían inferir desplazamientos muy grandes debido a picos de correlación falsos, originados por la presencia de estructuras similares a las de la plantilla dentro del área de búsqueda, pero que realmente no están relacionadas espacio-temporalmente con éstas.

Por otra parte, si la ventana de búsqueda es demasiado pequeña, puede ocurrir que las estructuras a detectar se hayan desplazado fuera de ésta. En este caso las correlaciones cruzadas no corresponderían a la advección de las estructuras, perdiéndose la posibilidad de estimar velocidades máximas o limitando el número de vectores generados.

Tamaño de la plantilla

El criterio del tamaño de la plantilla determina el detalle y la coherencia espacial del campo de velocidad. *Wilkin et al. (1999)* presentaron los efectos del cambio en el tamaño de la plantilla en la estimación del campo de velocidad a partir de imágenes de temperatura superficial del mar de 1.1 km de resolución espacial. La plantilla más pequeña (Figura 2.15a, de 15×15 km) produce un campo de velocidad con poca coherencia espacial. Conforme el tamaño de la plantilla se incrementa (Figura 2.15b, de 30×30 km), se hace evidente una circulación anticiclónica alrededor de una estructura cálida. Según estos autores, la dirección y la magnitud de la circulación no son sensibles al incremento adicional del tamaño de la plantilla (Figura 2.15c, de 60×60 km). Así, el tamaño de la plantilla determina la magnitud de los rasgos o patrones a ser rastreados. *Wilkin et al. (1999)* también encontraron que la superposición de plantillas produce un campo de velocidades más fino, pero que no contribuye con nueva información.

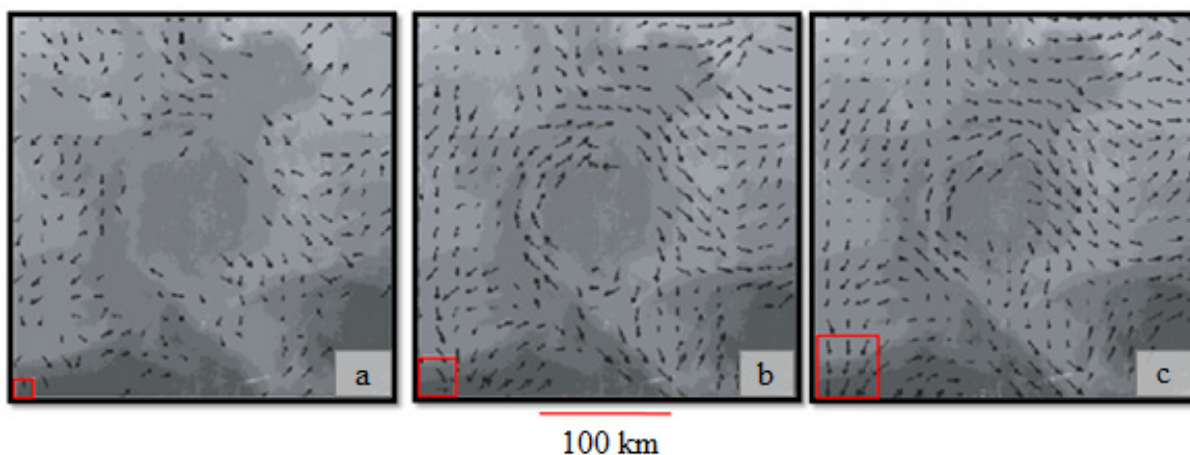


Figura 2.15. Vectores de advección estimados con plantillas de [a] 15 km, [b] 30 km y [c] 60 km. La imagen del fondo representa la temperatura superficial del mar, con los tonos oscuros representando temperaturas más altas. Modificado de *Wilkin et al. (1999)*.

Tiempo transcurrido entre imágenes

Para escalas espaciales del orden de decenas de kilómetros y velocidades máximas del orden de $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$ implicadas en varios de los trabajos previos (como los mencionados en el apartado 1.1.2), el tiempo entre imágenes consecutivas se ha establecido generalmente entre 6 y 24 horas.

La especificación de lapsos mayores tiene dos inconvenientes prácticos inherentes al algoritmo: Implicaría necesariamente incrementar el tamaño de la ventana de búsqueda, lo que aumentaría el tiempo de cálculo y disminuiría el desempeño del algoritmo. Además, los patrones a identificar se deforman a tal grado que no sería posible encontrar correlaciones altas entre las sub-imágenes evaluadas. Este algoritmo asume cambios graduales, que podrían esperarse en intervalos $< \sim 24$ h.

Umbral del coeficiente de correlación

Existen diversos procesos físicos que afectan la evolución temporal de las estructuras oceánicas superficiales, de modo que el coeficiente de máxima correlación es por lo general menor a 1. Es común incluso, que para una determinada región no exista ninguna correspondencia entre las estructuras captadas en los dos tiempos.

Algunos autores han optado por elegir un umbral de correlación de acuerdo con el campo de vectores observado cuando se aplica el método iterativamente, considerando que un umbral de correlación bajo produce más vectores que uno mayor, mientras que un umbral de correlación alto producirá un flujo más coherente espacialmente. Se trata entonces de llegar a un compromiso adecuado entre un número de vectores suficiente y su coherencia espacio-temporal.

En este trabajo se realizaron pruebas con umbrales de 0.60 a 0.75, valores en el intervalo utilizados en trabajos previos (*Emery et al., 1986; García & Robinson, 1989; Domingues et al., 2000; Prasad et al., 2002*).

Test de cobertura de nubes⁵

Uno de los requisitos básicos es determinar la cobertura de nubes en cada par de escenas a procesar, y posteriormente la cobertura sin nubes común en ambas imágenes. Esto implica la especificación de un umbral que determina si la combinación de imágenes se acepta para aplicar el ASR, de manera similar al umbral de tiempo entre imágenes descrito anteriormente. En el área de estudio se especificó un umbral de 33% de píxeles comunes sin nubes.

⁵ En este trabajo se utiliza únicamente con las imágenes MODIS/Aqua.

Para un número grande de imágenes (cientos o miles), este proceso de selección de pares de imágenes debe ser automático (etapa de selección y depuración del proceso de Minería de Datos).

Test de número de vectores

Una vez estimados los vectores de velocidad, es necesario revisar su ubicación y distribución. Se requiere que el algoritmo produzca un número mínimo de vectores, siendo este valor un umbral determinado como porcentaje, en función de la resolución de la imagen y del tamaño de la ventana de búsqueda y de la plantilla.

Esta validación incluye la revisión de un mínimo de vectores espacialmente adyacentes, como pre-requisito del proceso de interpolación, que básicamente lleva a cabo un re-muestreo sobre los campos de velocidades en una malla más fina. Esta interpolación permite, en cierta medida, resolver desplazamientos no lineales.

2.4.6 Limitaciones del método

Este método presenta algunas limitaciones que es necesario considerar al interpretar los resultados, o bien al considerar su comparación con los obtenidos con otras técnicas. Además de encaminar esfuerzos para tratar de solventarlas en la medida de lo posible.

Trazador no conservativo del flujo

El método asume que los parámetros que se obtienen con las imágenes de satélite se comportan como trazadores pasivos y conservativos del flujo, sin embargo éstos no son verdaderamente conservativos, debido a la presencia de procesos que actúan como fuentes y sumideros, que pueden generar cambios locales. Así, para el caso de imágenes de temperatura superficial, el intercambio de calor con la atmósfera puede influenciar el campo de temperaturas y por lo tanto las velocidades estimadas a partir de éstas. Los efectos de cambios no uniformes producidos por la presencia de nubes son los que interfieren en mayor grado en la estimación de velocidades (*Wahl & Simpson, 1990; García, 1998*).

Si se utiliza el **MST**, la tasa de sedimentación podría jugar un papel importante en la detección de estructuras, aunque la eventual identificación de este efecto de sumidero, podría conducir a la ubicación de zonas donde la probabilidad de asentamiento sea mayor.

Cuando el parámetro empleado es la concentración superficial de clorofila, pueden producirse cambios locales propios de la dinámica biológica, como florecimientos relativamente rápidos (proliferaciones algales nocivas) o disminución abrupta por interacciones inter-específicas con sus depredadores o parásitos, aún poco comprendidas en el Golfo de California.

Advección y mezcla vertical

En general, el método no identifica los procesos de advección y mezcla vertical. El ASR considera la dinámica oceánica superficial como bidimensional y la velocidad vertical nula. Sin embargo, en áreas de surgencias costeras la velocidad vertical no es nula y cerca de los filamentos pueden existir áreas de convergencia o divergencia locales (*García, 1998*). No obstante, estos movimientos verticales son pequeños comparados con los producidos por advección horizontal (*Simpson & Gobat, 1994*). *Kadko et al. (1991)* observaron velocidades verticales de 25 m día^{-1} para filamentos de la Corriente de California, que comparados con las velocidades advectivas medias de 0.3 m s^{-1} , resulta una razón de 10^3 , por lo que parece razonable la aproximación de ignorar los procesos verticales (*García, 1998*).

Desplazamientos no lineales

Otra limitante del método es su posible deficiente desempeño al tratar desplazamientos no lineales y deformaciones de las estructuras observadas. Por la naturaleza de las imágenes, el movimiento estimado a partir de éstas es bidimensional y básicamente de traslación. Aunque se ha demostrado su capacidad para detectar rotación y cambios de escala al establecer parámetros adecuados, principalmente en cuanto al tamaño de la plantilla y ventana de búsqueda, o al combinar datos de diversos sensores.

Otra manera de minimizar este problema es utilizando pares de imágenes cuya separación temporal sea lo más corta posible. *Kamachi (1989)* incluyó los efectos de rotación en la plantilla para imágenes separadas por un intervalo de tiempo mayor, sin embargo, según *Wu et al. (1992)*, la mejora no fue sustancial y el costo computacional fue alto.

3. MÓDULO DE TRATAMIENTO DE IMÁGENES GISST

En este capítulo se describen los datos del GC utilizados con el ASR descrito en la sección anterior, así como el procesamiento complementario para estimar los campos vectoriales mensuales y el trazo de trayectorias de deriva. Finalmente se presentan los resultados de estos procesos, mismos que se discuten en el capítulo 5.

3.1 Datos y metodología específica

3.1.1 Datos de temperatura superficial de mar GISST

Las imágenes utilizadas en este módulo fueron obtenidas de la base de datos del Proyecto Piloto Temperatura Superficial del Mar Global de Alta Resolución (GHRSSST-PP). Ésta consiste en imágenes globales diarias de temperatura superficial del mar de 1 km de resolución espacial (GISST) generadas por el grupo JPL/ROMS (Laboratorio de Propulsión Espacial / Sistema Regional de Modelado Oceánico) mediante el algoritmo desarrollado por *Chao et al. (2009)*. Este algoritmo consiste en combinar datos adquiridos por diversos sensores para obtener una estimación global de la TSM sin cobertura de nubes, que por su resolución espacial son adecuadas para aplicaciones en zonas costeras. El algoritmo utiliza datos registrados con sensores infrarrojos (AVHRR, MODIS, AATSR) con resolución espacial de 1 a 2 km, satélites geoestacionarios ambientales (GOES, METOP) con resolución espacial de 6 km y sensores de microondas (AMSR-E, TMI) con resolución espacial de 25 km. Además incorpora datos de TSM *in situ*, obtenidos del servidor GODAE (Experimento Global de Asimilación de Datos del Océano), que consta de miles de registros diarios de TSM medidos desde embarcaciones o con boyas de deriva. Para combinar todos estos datos de TSM con tal variedad de resoluciones espaciales y temporales, los autores desarrollaron un algoritmo de fusión multi-escala bidimensional variacional (MS-2DVAR), que tiene la cualidad de preservar estructuras costeras en escalas espaciales de pocos kilómetros.

La Figura 3.1 muestra la TSM combinada y las imágenes que se utilizaron en la fusión (16/AGO/2003). Los valores de temperatura GOES muestran valores bajos cerca de la orilla, como consecuencia de un evento de surgencia fuerte (*Chao et al., 2009*). Estas TSM frías también pueden verse en las observaciones *in situ*. En la TSM GOES es posible inferir que hay un filamento de TSM fría frente a Point Arena, California (triángulo negro), pero este filamento no es plenamente captado por este satélite debido a la nubosidad. En las TSM del

AMSR-E, es posible observar una señal débil del filamento. En las TSM fusionadas aparecen tanto las TSM frías a lo largo de la costa, como el filamento con una estructura relativamente completa (*Chao et al., 2009*).

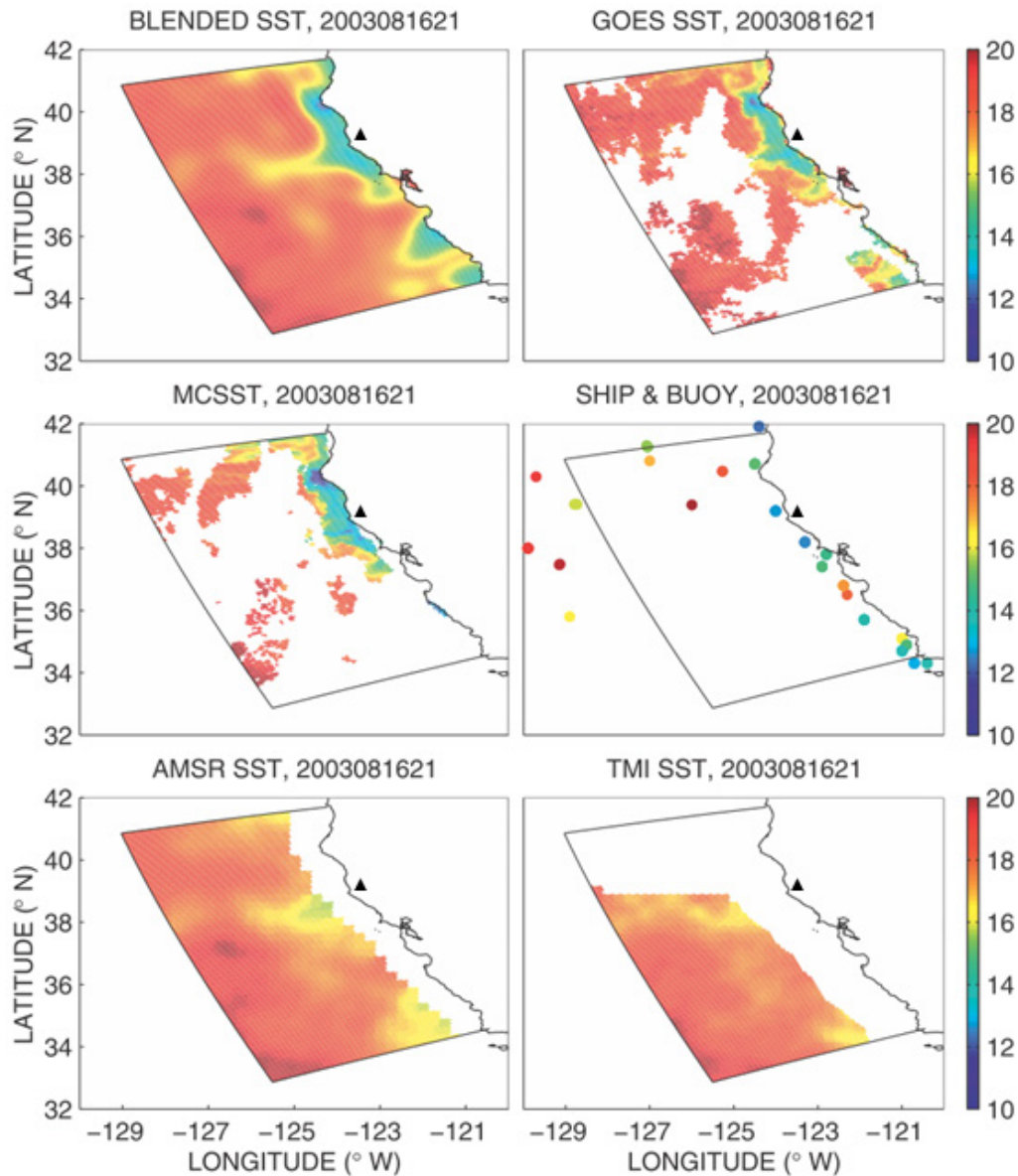


Figura 3.1. TSM fusionada y datos de entrada individuales de observaciones de TSM utilizados para generarla. Tomada de *Chao et al. (2009)*.

Los datos fusionados de TSM (GISST) están disponibles a partir de mayo de 2009 (<http://ocean.jpl.nasa.gov:8080/thredds/catalog/g1sst/catalog.html>). Para los fines de este trabajo se seleccionó un periodo anual de imágenes diarias (01/JUN/2009 al 31/MAY/2010), del GC (Figura 3.2), utilizando el protocolo OPeNDAP (<http://www.opendap.org>) con MATLAB para acceder a la base de datos.

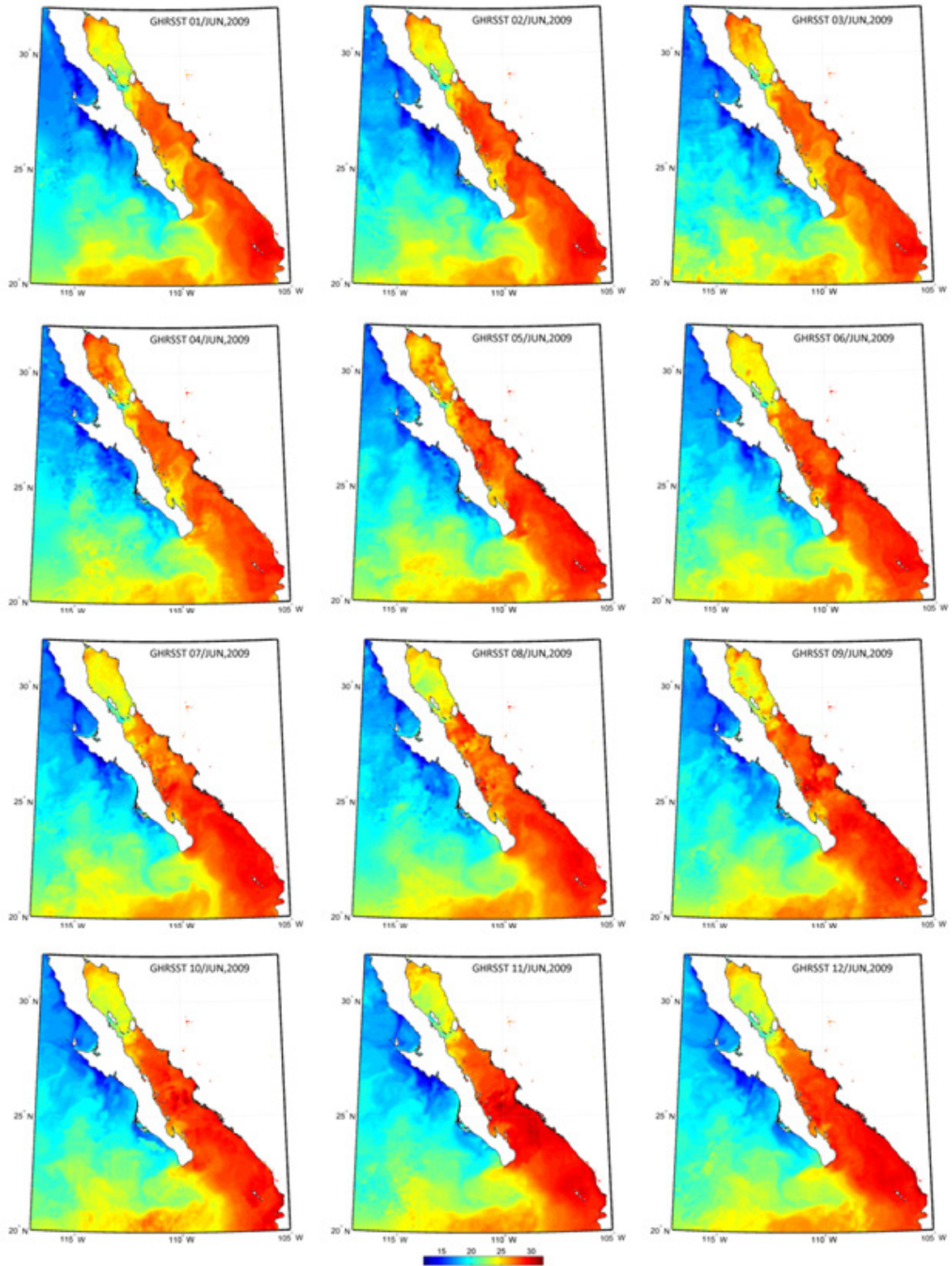


Figura 3.2. Primeras 12 imágenes diarias (01 al 12/JUN/2009) de la secuencia anual utilizada en este capítulo.

3.1.2 Cálculo de vectores promedio e interpolación

Con la base de datos de imágenes referida en el apartado anterior, se implementó el ASR descrito en la sección 2.2 (Figura 3.3a) para obtener un campo vectorial por cada par de imágenes (Figura 3.3b). De esta manera se generaron 364 campos vectoriales en mallas de 1200×1200 píxeles. Cada celda en la que se identificó un desplazamiento de la plantilla contiene la información del vector (coordenadas, dirección, velocidad, ángulo, distancia, Δx , Δy). Esta información, así como los parámetros utilizados en el algoritmo fueron almacenados en estructuras de datos independientes para su posterior procesamiento. En estas mallas también existen zonas en las que no se detecta movimiento advectivo, resultando en áreas sin información (representadas con pequeños círculos blancos en la Figura 3.3b).

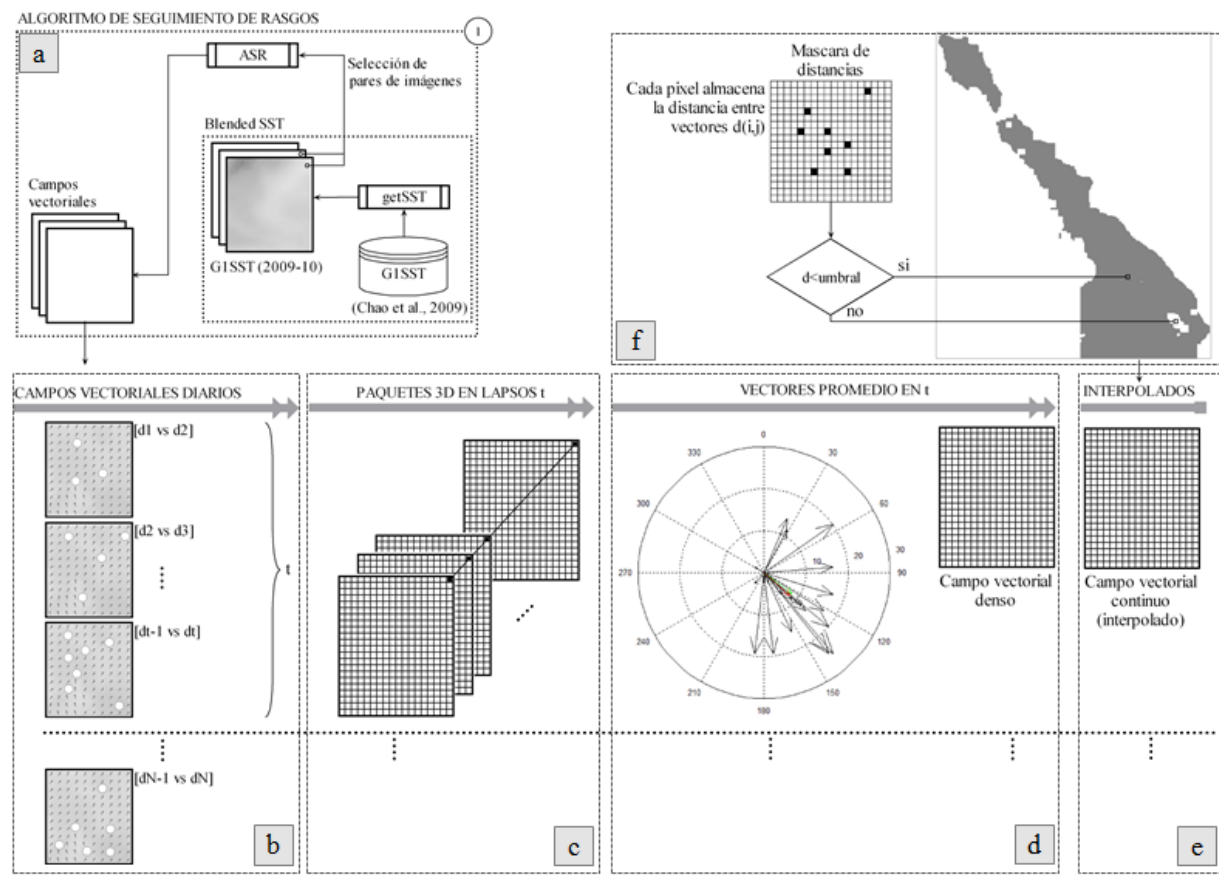


Figura 3.3 Diagrama general del proceso de generación de vectores con el ASR. [a] Se bosquejan los campos vectoriales diarios (generados por cada par de escenas), [b] su agrupación en “paquetes” correspondientes a un mes, [c] promedio de vectores (velocidad y dirección) y [e] generación de los campos vectoriales promedio e interpolados. [f] A estos últimos se aplica una máscara de distancia para evitar la interpolación de vectores lejanos entre sí.

Con la finalidad de obtener una cobertura de mayor resolución espacial (disminuir las áreas sin información) y vectores representativos de un periodo de tiempo mayor en cada ubicación (celda), los campos vectoriales diarios fueron promediados mensualmente. Para ello, se agruparon los vectores por mes y por ubicación geográfica obteniendo el promedio de sus velocidades (Figura 3.3c-d). Con este tratamiento se obtiene un campo vectorial más uniforme y denso (aproximadamente un vector cada 3 km)⁶. A partir de éste se generan vectores interpolados cada kilómetro (Figura 3.3e). El proceso de interpolación incluye como requisito una condición de distancia entre la celda a interpolar y el vector más cercano, lo que implica la generación de mapas raster de distancia entre vectores, así como la especificación de un umbral (Figura 3.3f) que evite la interpolación si la distancia es > 4 píxeles. Para ello se calculó una malla con la distancia D_8 (también llamada *chessboard*) entre vectores (MathWorks, 2010; González & Woods, 2002) para cada campo vectorial (Figura 3.4).

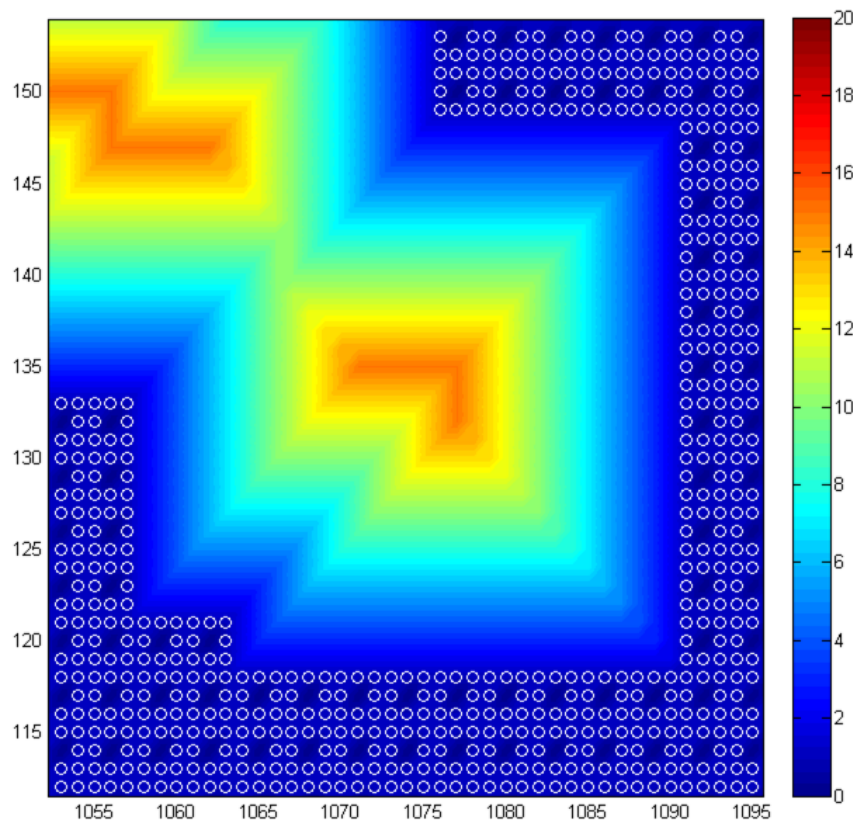


Figura 3.4. Mapa de distancia entre vectores. Los círculos muestran la ubicación de los vectores (al sur de las Islas Marías) de un promedio mensual (JUN/2009). La escala de color indica la distancia D_8 entre vectores (en píxeles).

⁶ La determinación de la resolución espacial del campo vectorial resulta de un balance entre el tiempo de procesamiento y la resolución de las imágenes de entrada.

En la Figura 3.5 se puede apreciar una región con los vectores originales (en negro) y los interpolados (en blanco). La escala de color representa la velocidad en cada celda de 1 km de resolución espacial. Las mallas interpoladas se generan con el propósito de obtener campos continuos, necesarios para trazar las trayectorias que seguirían objetos a la deriva en los campos vectoriales.

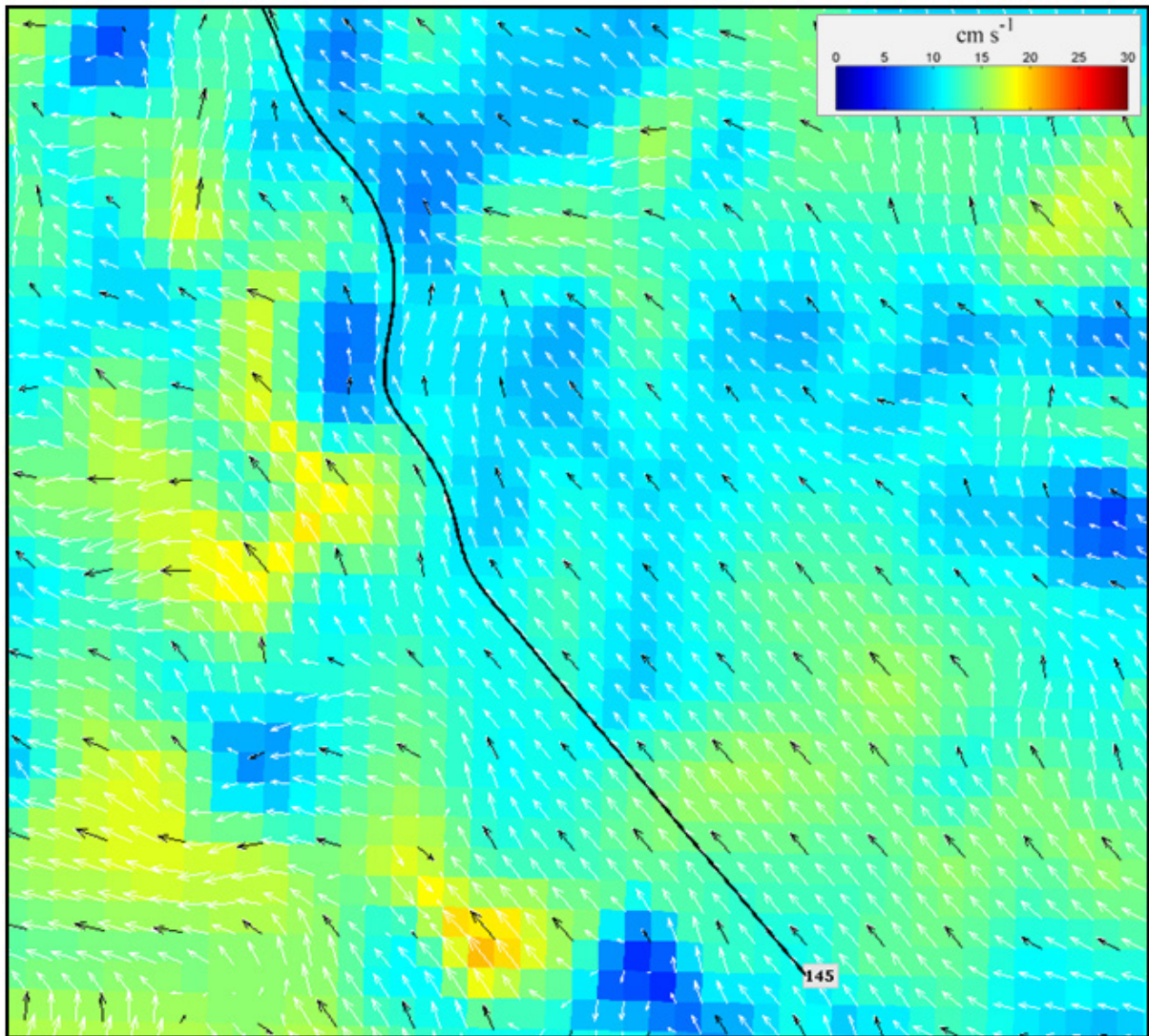


Figura 3.5. Trazo de la trayectoria de un elemento de deriva utilizando la información de dirección y velocidad contenida en las mallas correspondientes. En este ejemplo el punto inicial de la trayectoria es el etiquetado con 145. Los vectores en blanco muestran el campo de velocidad interpolado y los vectores en negro el campo vectorial original. La escala de color representa la velocidad en cm s^{-1} .

3.1.3 Trazo de trayectorias de deriva

Con la información de velocidad y dirección contenida en cada ubicación de la malla, es posible trazar las trayectorias que seguirían elementos de deriva situados arbitrariamente en el campo vectorial. Por ejemplo, la Figura 3.5 muestra la trayectoria que seguiría un elemento de deriva ubicado inicialmente en la posición etiquetada con 145. La deriva del objeto continúa hasta que llega a una zona de convergencia, a una celda con velocidad cero o a la frontera del campo vectorial. La Figura 3.6 corresponde a la trayectoria completa del elemento de deriva de la figura anterior. Esta trayectoria corresponde al **NGC**, con un recorrido ciclónico relativamente cerca de la costa en junio de 2009, como se discute en la siguiente sección.

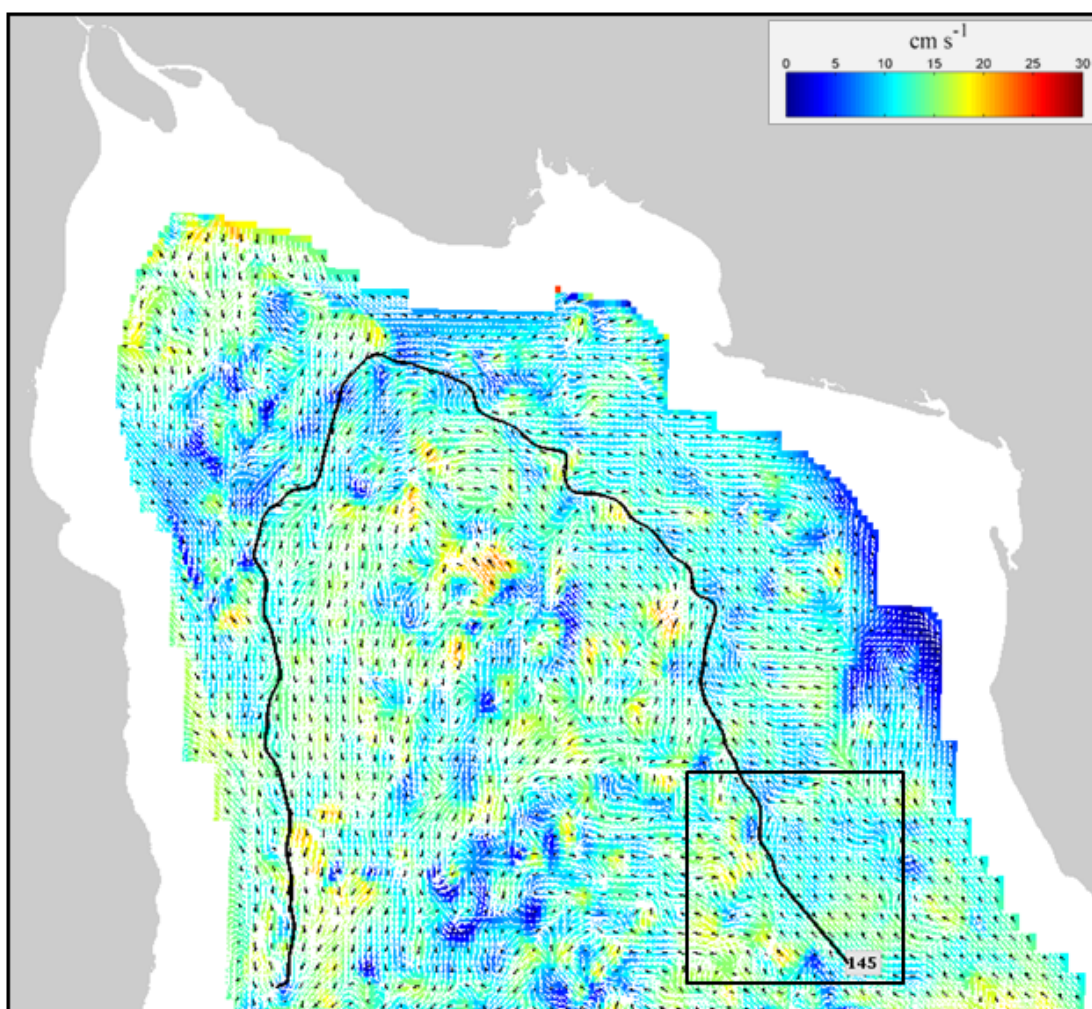


Figura 3.6. Trazo de una trayectoria según el campo vectorial interpolado de junio de 2009 en el **NGC** (corresponde a la trayectoria completa mostrada en la figura anterior).

3.1.4 Comparación con los vectores del sistema OSCAR

Una vez obtenidos los campos vectoriales mensuales, se planteó la conveniencia de realizar una comparación de los resultados con respecto a estimaciones efectuadas con otros métodos. Al momento de la realización de este trabajo, los datos disponibles para la época (2009-2010) y resolución temporal de interés (promedios mensuales), son los generados con el sistema OSCAR. Sin embargo, la comparación entre los vectores OSCAR y los obtenidos con el ASR, presenta dos problemas: 1) Su diferente resolución espacial ($1/3^\circ$ [~ 37 km] y 1 km para los vectores OSCAR y ASR, respectivamente). 2) Los distintos enfoques en la estimación de campos de velocidad por ambos métodos (geostrófico e impulsado por viento en el caso del sistema OSCAR y advectivo para el ASR).

Con estas consideraciones la comparación se hizo con reservas. Primero se llevó a cabo un sub-muestreo de los datos ASR, con la finalidad de ajustarlos a la resolución espacial de la cobertura OSCAR. Esto implicó la obtención del promedio de los vectores ASR contenidos en la cobertura de píxeles OSCAR. Posteriormente se evaluaron las ubicaciones (coordenadas) que contenían tanto vectores ASR como vectores OSCAR para evaluar las diferencias en dirección y velocidad. Para obtener una medida de la similitud entre vectores, se utilizó la siguiente expresión (Zevan, 2009):

$$sDir = \text{Cos}(\text{MOD}(\text{oscarDir} + 180 - \text{asrDir}, 360) - 180) \quad (3.1)$$

Siendo $sDir$ una medida de la similitud entre vectores, oscarDir y asrDir las direcciones (en ángulo azimut) de los vectores OSCAR y ASR respectivamente, y MOD la operación módulo. El resultado fue cercano a 1 para vectores con dirección similar y -1 para direcciones opuestas. Las diferencias en velocidad se presentan con los valores absolutos ($\text{oscarVel} - \text{asrVel}$) en cm s^{-1} .

3.2 Resultados

3.2.1 Distribución espacial del coeficiente de correlación

El tratamiento de imágenes diarias de la base de datos **GISST** con el **ASR** produjo en promedio ~18,000 vectores por cada par de imágenes (Figura 3.7a), sin considerar el proceso de interpolación. La velocidad promedio fluctuó entre 0 y ~30 cm s^{-1} . Estos 364 campos vectoriales diarios se agruparon en promedios mensuales. En la Figura 3.7b se muestran los histogramas de velocidad y dirección correspondientes al primer mes del periodo.

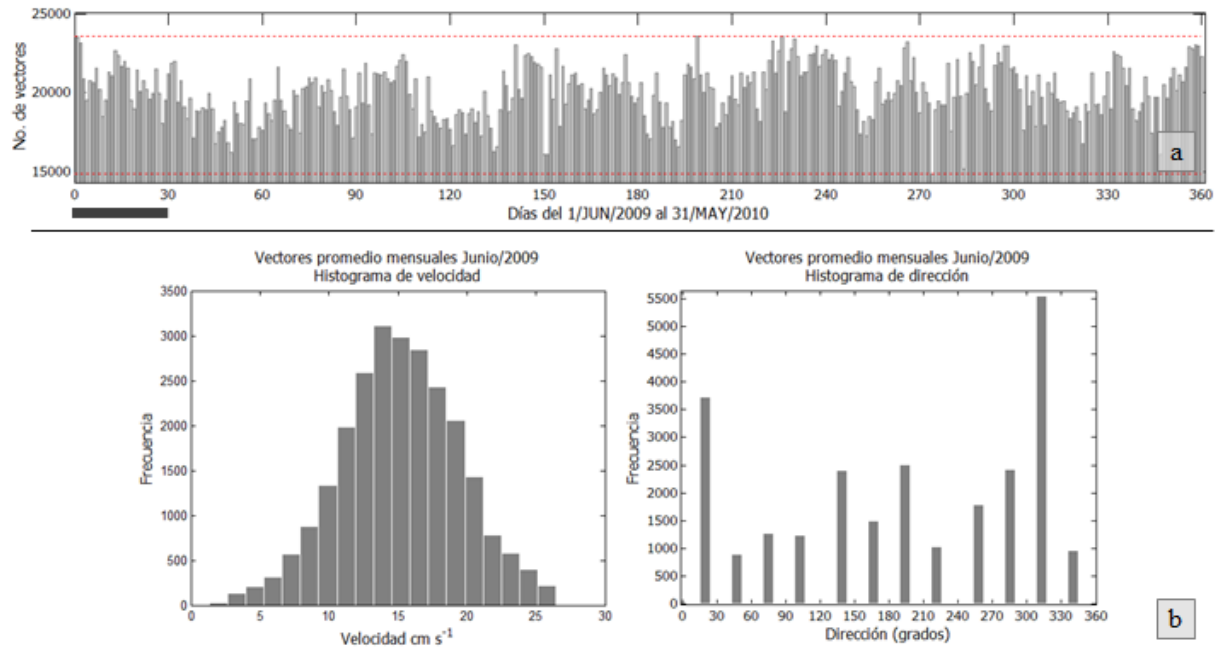


Figura 3.7. [a] Número de vectores obtenidos por cada par de imágenes **GISST** para el periodo JUN/2009 a MAY/2010. [b] Histogramas de velocidad y dirección correspondientes al primer mes del periodo.

La imagen de la [Figura 3.8a](#) muestra los valores de los coeficientes de correlación asociados a cada vector (aceptados y no aceptados), ubicados en sus coordenadas origen (distribuidos en la zona de estudio cada tres kilómetros). De esta imagen se han removido los pixeles con valores nulos adyacentes a los valores de correlación (éstos se aprecian en el acercamiento en la [Figura 3.8a](#)), para obtener una distribución continua (como la que se produciría con una interpolación por el método del vecino más cercano), con la finalidad de facilitar la visualización de la distribución espacial del coeficiente ([Figura 3.8b](#)). Este proceso se realizó para todas las imágenes del periodo de estudio.

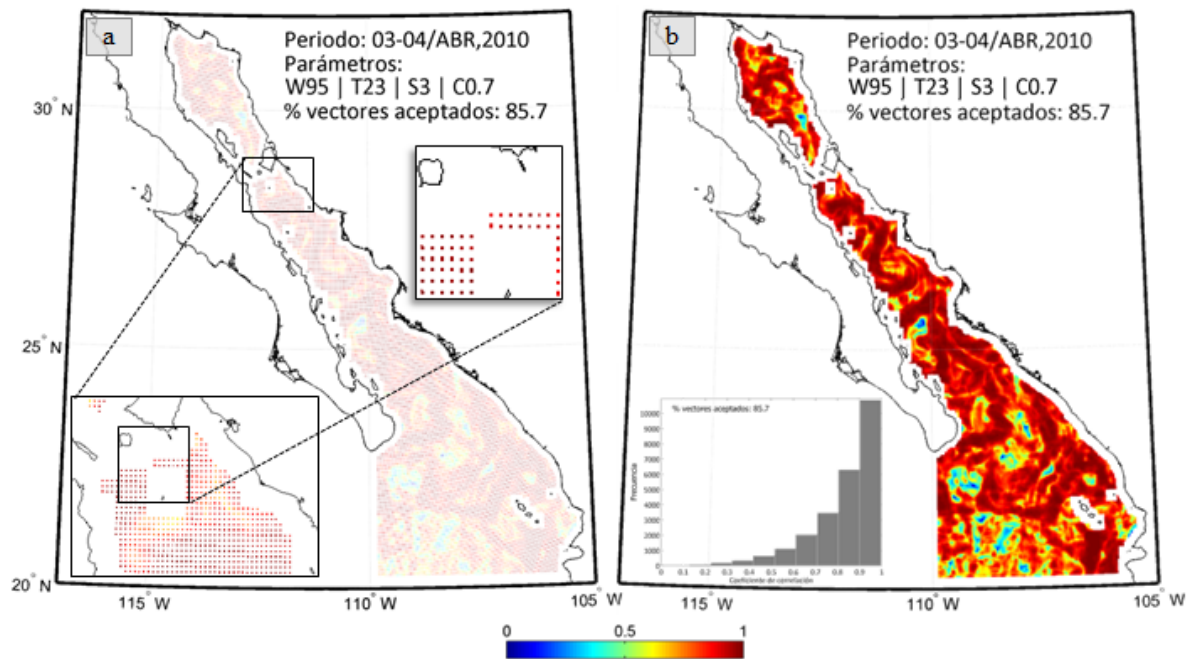


Figura 3.8. [a] Valor y ubicación (cada tres pixeles [S3]) de los coeficientes de correlación de los vectores estimados con el ASR para las imágenes del 03 y 04/ABR/2010 (con una ventana de búsqueda de 95 [W95] pixeles, plantilla de 23 [T23] y umbral de correlación de 0.7 [C0.7]). [b] Los pixeles con valores nulos se han removido para mejorar la interpretación de la distribución espacial. Se muestra inserto el histograma de frecuencias del coeficiente.

En la [Figura 3.9](#) se muestran otros ejemplos de las distribuciones espaciales del coeficiente con los parámetros utilizados, así como su correspondiente histograma de frecuencias y el porcentaje de vectores aceptados

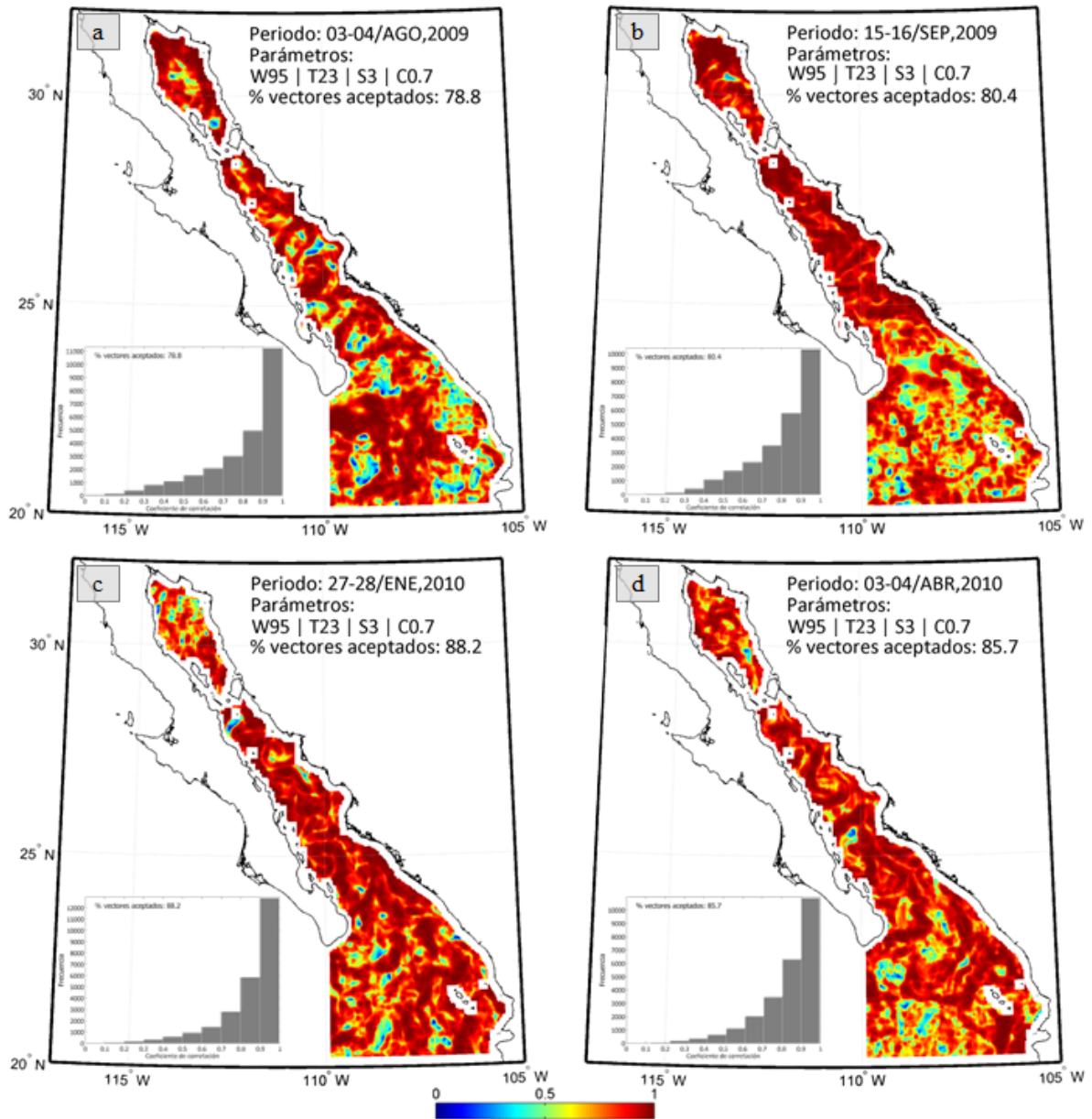


Figura 3.9. Coeficientes de correlación entre plantillas de pares de imágenes consecutivas para los días de especificados en los mapas. Se muestran los parámetros utilizados por el ASR, el porcentaje de vectores aceptados y el histograma del coeficiente de correlación para cada imagen.

Una vez excluidos los pixeles con valores nulos es posible observar que los coeficientes de correlación más altos tienden a agruparse en forma de franjas (Figura 3.9). Éstas corresponden a las zonas con gradientes más conspicuos (frentes de temperatura), como se muestra en las imágenes de las Figuras 3.10, 3.11 y 3.12 (de los días 03/AGO/2009, 27/ENE/2010 y 03/ABR/2010 respectivamente). En estas figuras las imágenes representan (de izquierda a derecha) la TSM con los bordes detectados con el algoritmo de Canny (MathWorks, 2010)

sobrepuestos (a), el resultado de aplicar un filtro paso alto a las imágenes de TSM (b) (según [Robinson, 2004](#)) y el coeficiente de correlación obtenido con el ASR para el par de imágenes indicado (c), a las que también se han sobrepuesto los bordes obtenidos con el algoritmo de Canny. En general, los bordes detectados en las zonas de mayor gradiente de temperatura, coinciden con las franjas de alta correlación. El filtro paso alto resulta menos sensible a los gradientes suaves ([Figura 3.10b](#)), resaltando mejor las estructuras delimitadas con mayores gradientes de temperatura ($\sim 2^{\circ}\text{C}$), como las ubicadas en la zona central del GC el 27/ENE/2010 ([Figura 3.11b](#)). Aunque la aplicación de algoritmos para el realce de bordes es una técnica útil para la detección de estructuras de mesoescala ([Robinson, 2004, 2010](#)) como giros, filamentos y frentes (por ejemplo en las imágenes [b] de las [Figuras 3.10, 3.11 y 3.12](#)), aquí únicamente se utilizan para comprobar la ubicación de los frentes con respecto a los valores más altos de los coeficientes de correlación obtenidos con el ASR.

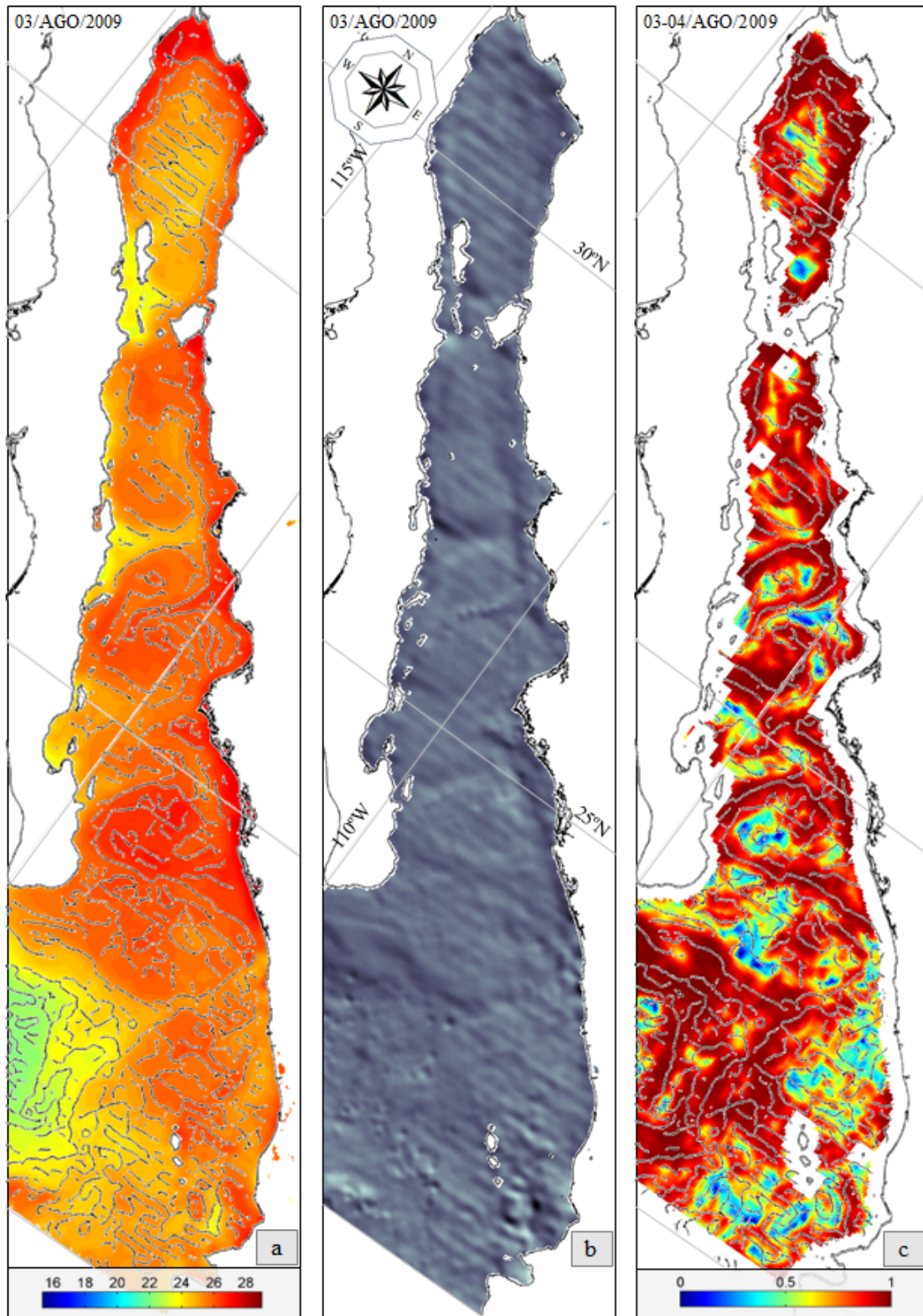


Figura 3.10. [a] Imagen de TSM del 03/AGO/2009, [b] imagen de TSM tratada con un filtro paso alto (según *Robinson, 2004*), [c] Coeficiente de correlación obtenido con el ASR. Las imágenes [a] y [c] tienen sobrepuestos los bordes de la imagen de TSM obtenidos con el algoritmo de Canny (*MathWorks, 2010*).

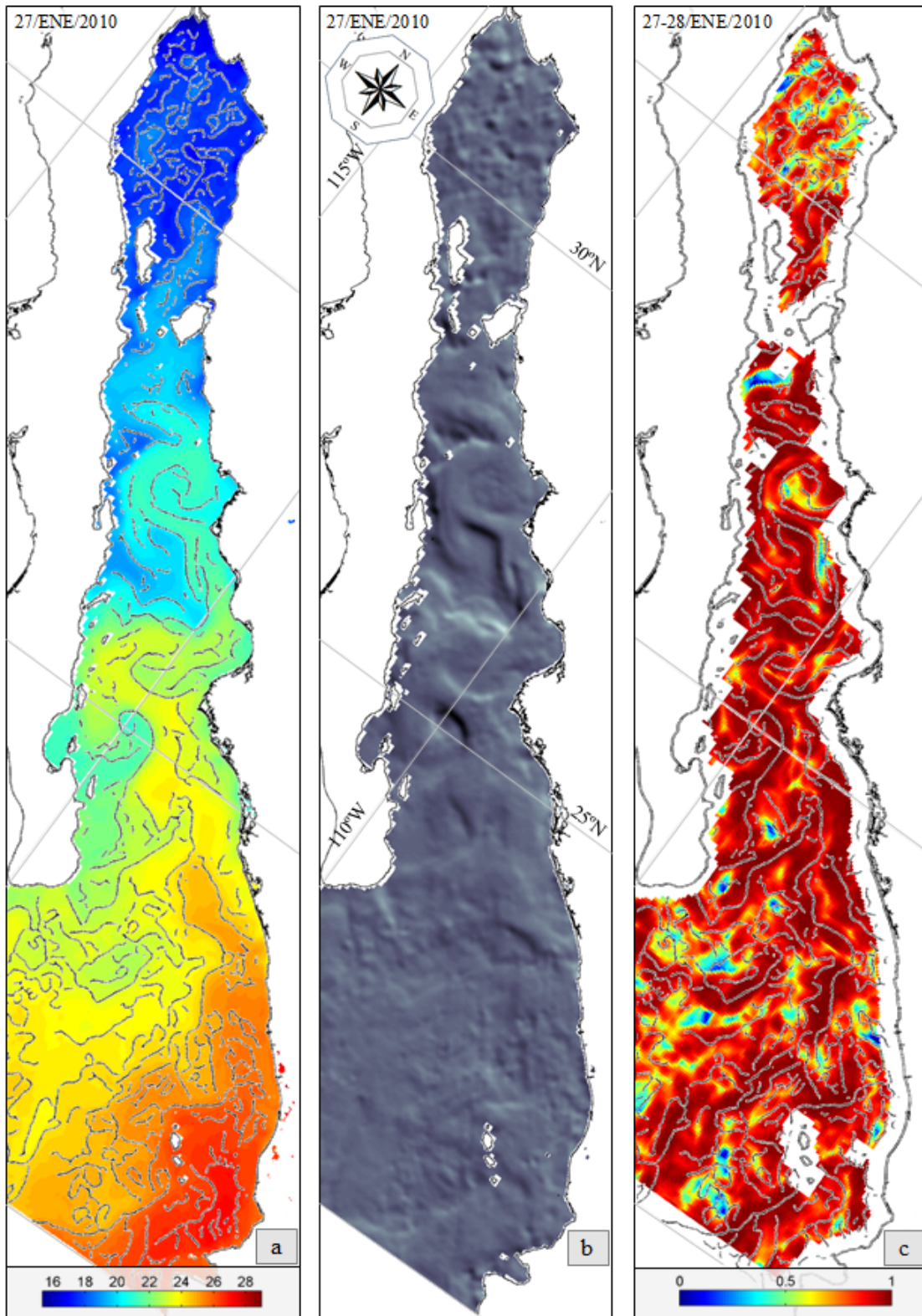


Figura 3.11. [a] Imagen de TSM del 27/ENE/2010, [b] imagen de TSM tratada con un filtro paso alto (según Robinson, 2004), [c] Coeficiente de correlación obtenido con el ASR. Las imágenes [a] y [c] tienen sobrepuestos los bordes de la imagen de TSM obtenidos con el algoritmo de Canny (MathWorks, 2010).

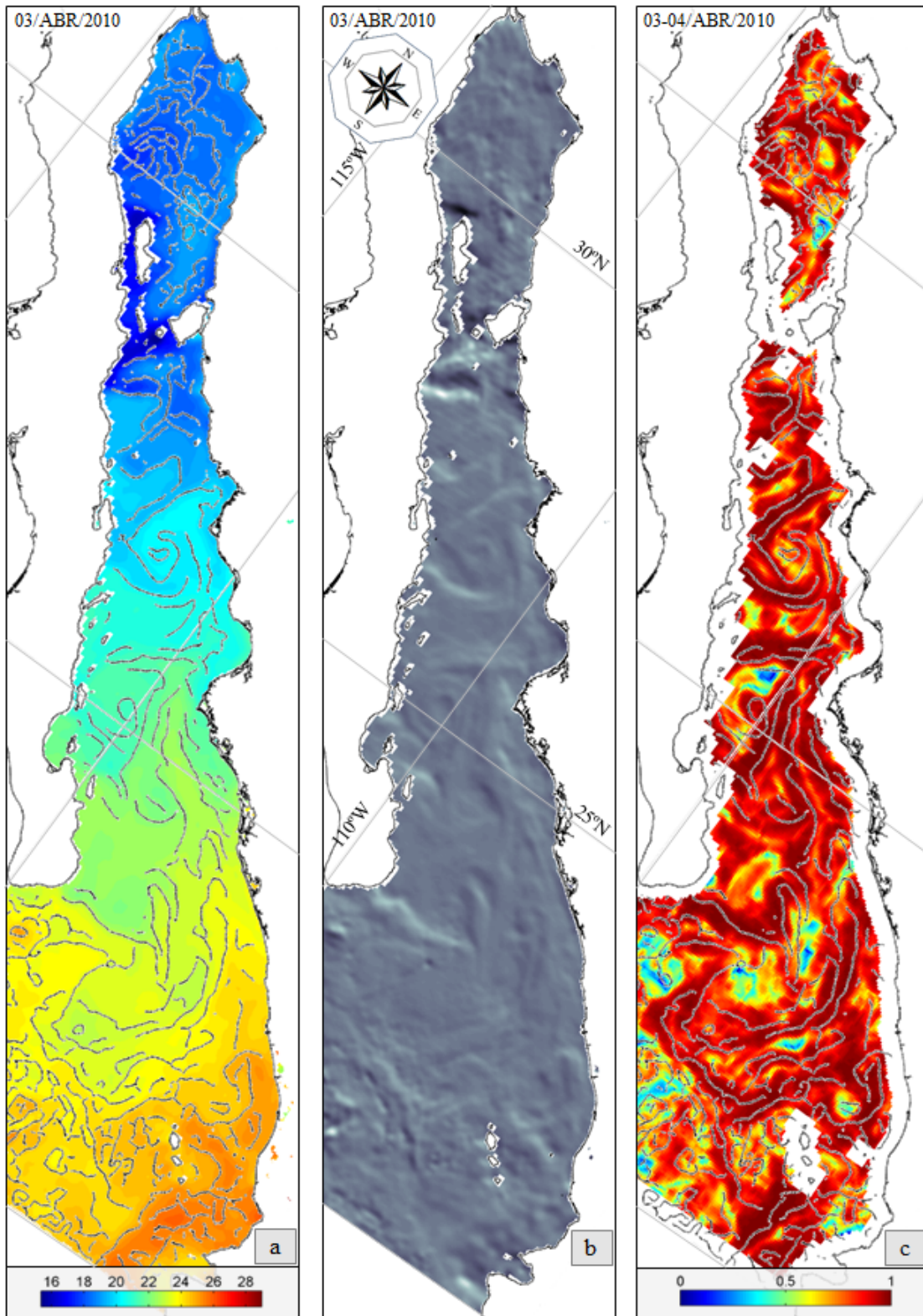


Figura 3.12. [a] Imagen de TSM del 03/ABR/2010, [b] imagen de TSM tratada con un filtro paso alto (según *Robinson, 2004*), [c] Coeficiente de correlación obtenido con el ASR. Las imágenes [a] y [c] tienen sobrepuestos los bordes de la imagen de TSM obtenidos con el algoritmo de Canny (*MathWorks, 2010*).

3.2.2 Distribución espacial de los vectores

En los resultados presentados en esta sección los vectores asociados con valores de correlación menores a 0.7 no fueron considerados. La Figura 3.13 muestra la cobertura (en ésta no se

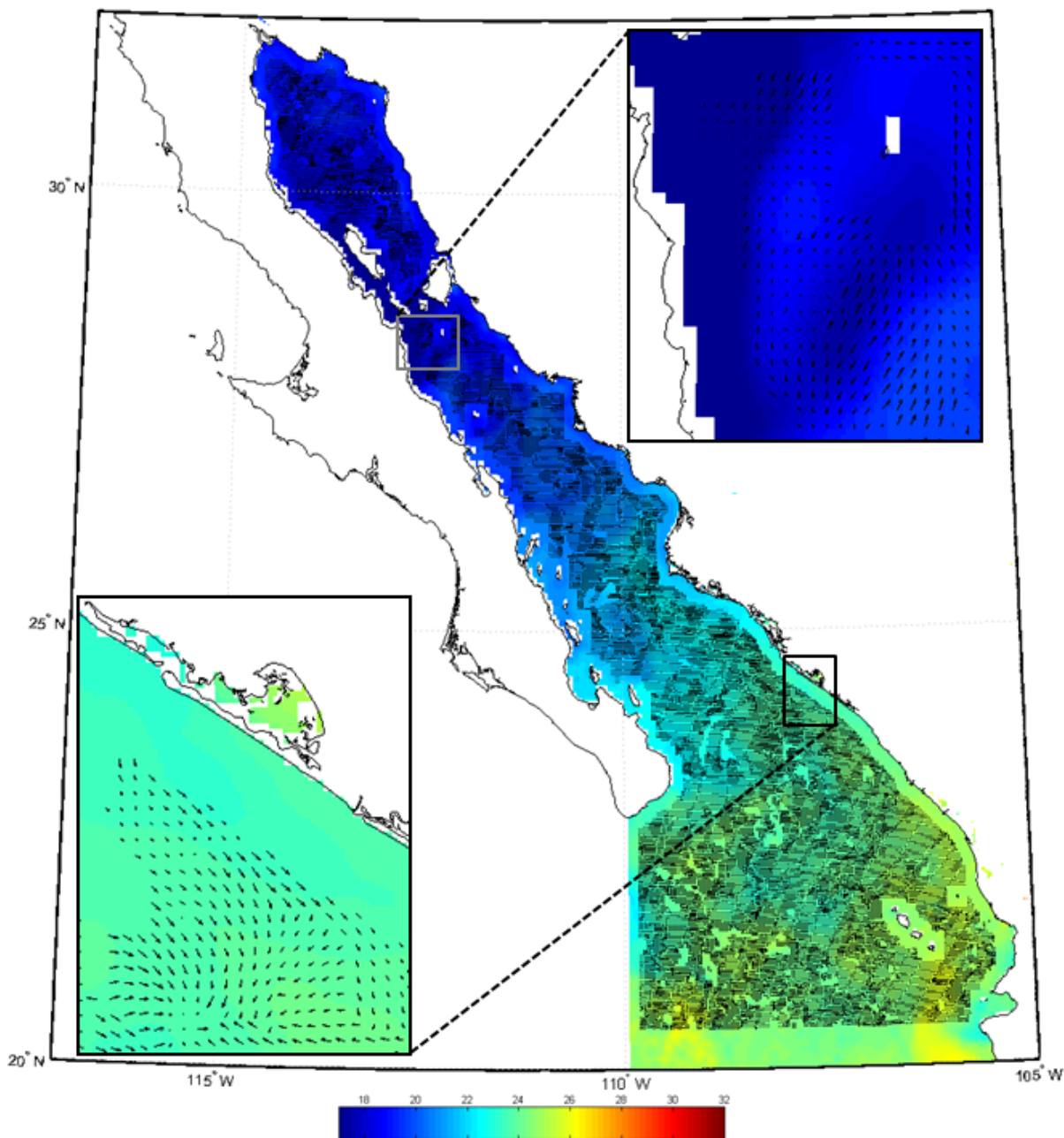


Figura 3.13. Ejemplo de la distribución espacial de los vectores calculados para un par de imágenes (03 y 04/ABR/2010) utilizando un umbral de correlación de 0.7. La imagen de fondo corresponde a la TSM del día 04/ABR/2010 con la escala de color en °C. Se observan zonas sin vectores en lugares donde la plantilla contiene píxeles de tierra y en donde la correlación entre plantillas es menor al umbral.

pretende señalar los detalles) de los vectores estimados con las imágenes del 03 y 04/ABR/2010.

Como se mencionó anteriormente, el coeficiente de correlación entre plantillas se utilizó para determinar si se detectó movimiento advectivo y como una medida de la validez del vector calculado. En la figura anterior se aprecian zonas sin vectores, debido a que el coeficiente no fue suficientemente alto o porque la plantilla contuvo pixeles de tierra.

Por otra parte, ante una interpretación visual de imágenes de TSM de los meses más cálidos, es evidente que éstas no presentan gradientes bien definidos. Esto se debe a que la varianza de temperatura disminuye en estos meses. En la Figura 3.14 se muestra esta variabilidad anual (JUN/2009 a MAY/2010), en la que marcadamente los meses de julio a octubre presentan los valores más bajos (temperaturas más homogéneas).

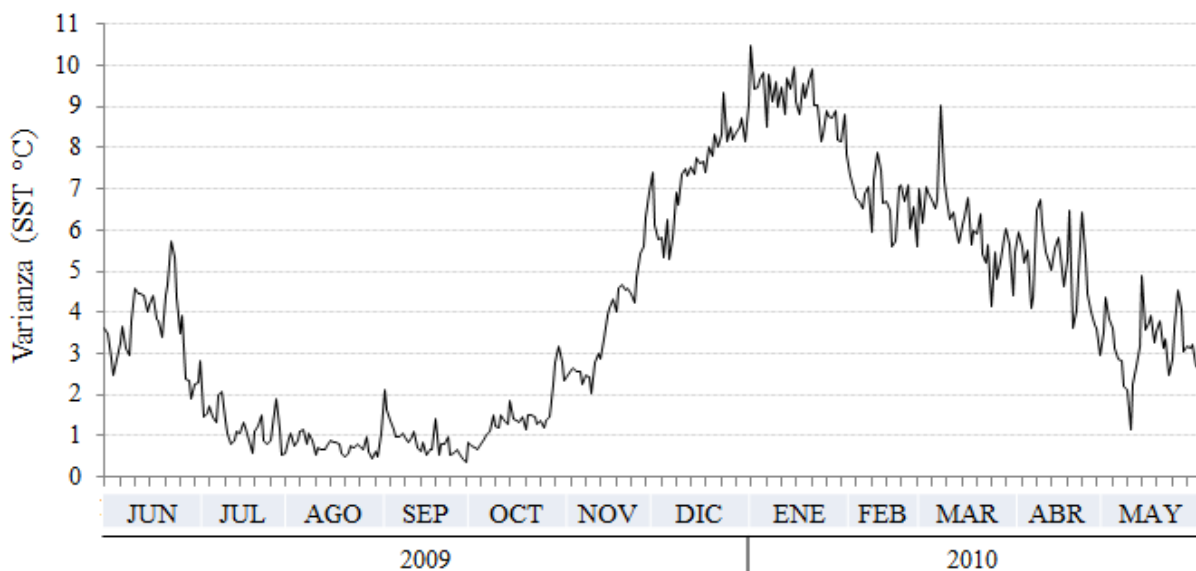


Figura 3.14. Varianza de la TSM en el GC calculada a partir de las imágenes diarias (01/JUN/2009-31/MAY/2010).

Por lo anterior podría esperarse que el algoritmo no identifique desplazamientos en las plantillas de imágenes de esta época del año (Figura 3.15.a-b). Sin embargo, como se puede observar en la Figura 3.7 la variación en el número de vectores obtenidos no está relacionada con los meses cálidos. Esto se debe a que el algoritmo actúa sobre áreas muy pequeñas (ventanas de búsqueda de 95×95 km y plantillas de 23×23 km), por lo que es factible identificar gradientes que no se distinguen si se consideran las imágenes completas (de $1200 \times$

1200 km). Esto es más evidente durante los meses cálidos cuando la varianza de TSM en el GC es menor a 3°C .

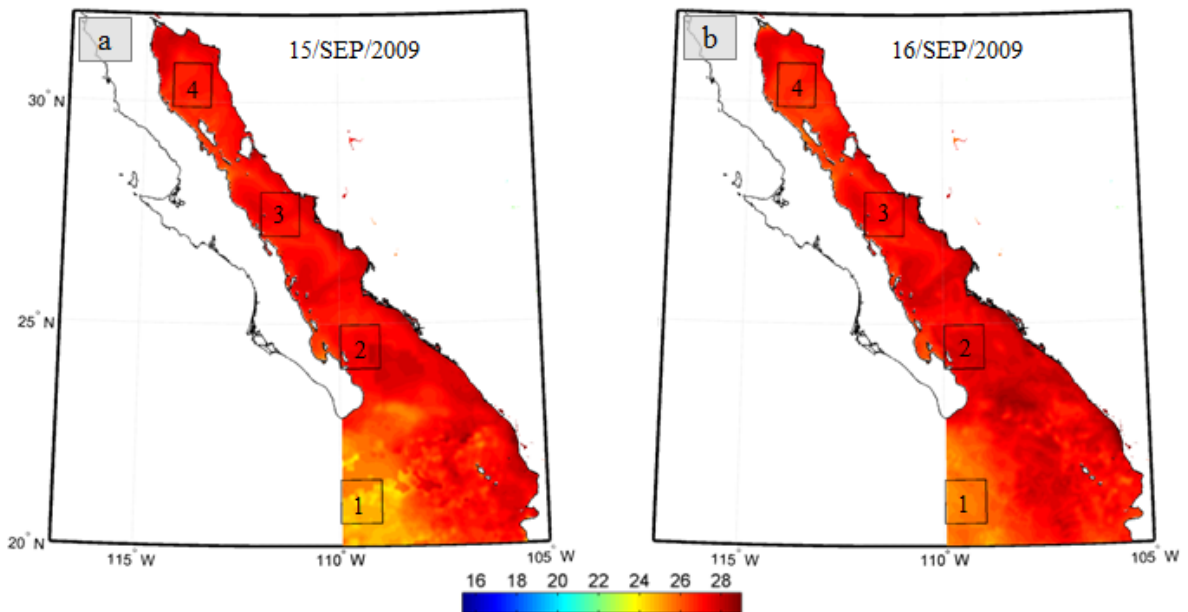


Figura 3.15. Imágenes de TSM del 15 [a] y 16/SEP/2009 [b] con la ubicación de cuatro regiones de 100×100 píxeles seleccionadas arbitrariamente. La región 4 se muestra con mayor detalle en la siguiente figura (el mapa del coeficiente de correlación entre plantillas calculado para estas imágenes se muestra en la Figura 3.9b).

Por ejemplo, en la Figura 3.15 se muestran las imágenes de los días 15 y 16/SEP/2009, con una distribución de temperatura altamente homogénea, especialmente en la región norte (4). La Figura 3.16a corresponde a esta zona de 100×100 píxeles. Con la aplicación de un realce en esta área mediante la ecualización del histograma (*González & Woods, 2002*), se distinguen algunos rasgos (Figura 3.16b) aun con gradientes relativamente débiles (variaciones de temperatura de apenas $\sim 1^{\circ}\text{C}$), lo que permitió inferir desplazamientos en zonas tan homogéneas como esta. La Figura 3.16c muestra la diferencia absoluta entre ambas imágenes para esta región y la Figura 3.16d la distribución de los coeficientes de correlación altos (≥ 0.7) con el vector asociado, así como los valores bajos sin vectores (delimitados en el círculo).

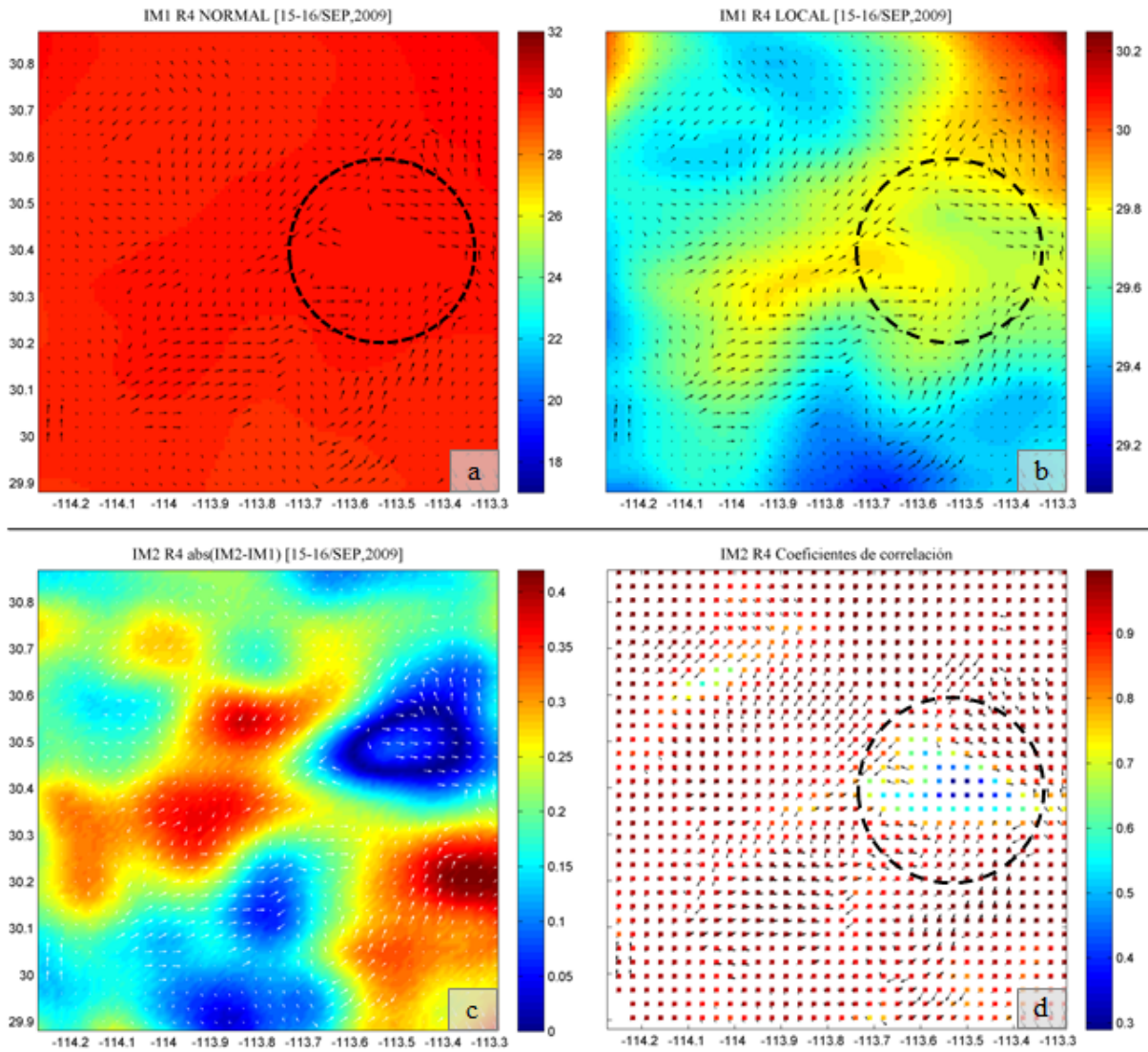


Figura 3.16. Detalle de la región 4 de la figura anterior con vectores sobrepuestos. [a] Región original y [b] con realce mediante la eualización del histograma. [c] Diferencia absoluta entre regiones del 15 y 16/SEP/2009 y [d] coeficientes de correlación.

3.2.3 Campos vectoriales interpolados

Para cada campo vectorial mensual interpolado (según el proceso descrito en la sección 3.1.2), se generó una malla con resolución espacial de un kilómetro. Los mapas mostrados a partir de esta sección corresponden a tales datos para la región sombreada en la Figura 3.17.

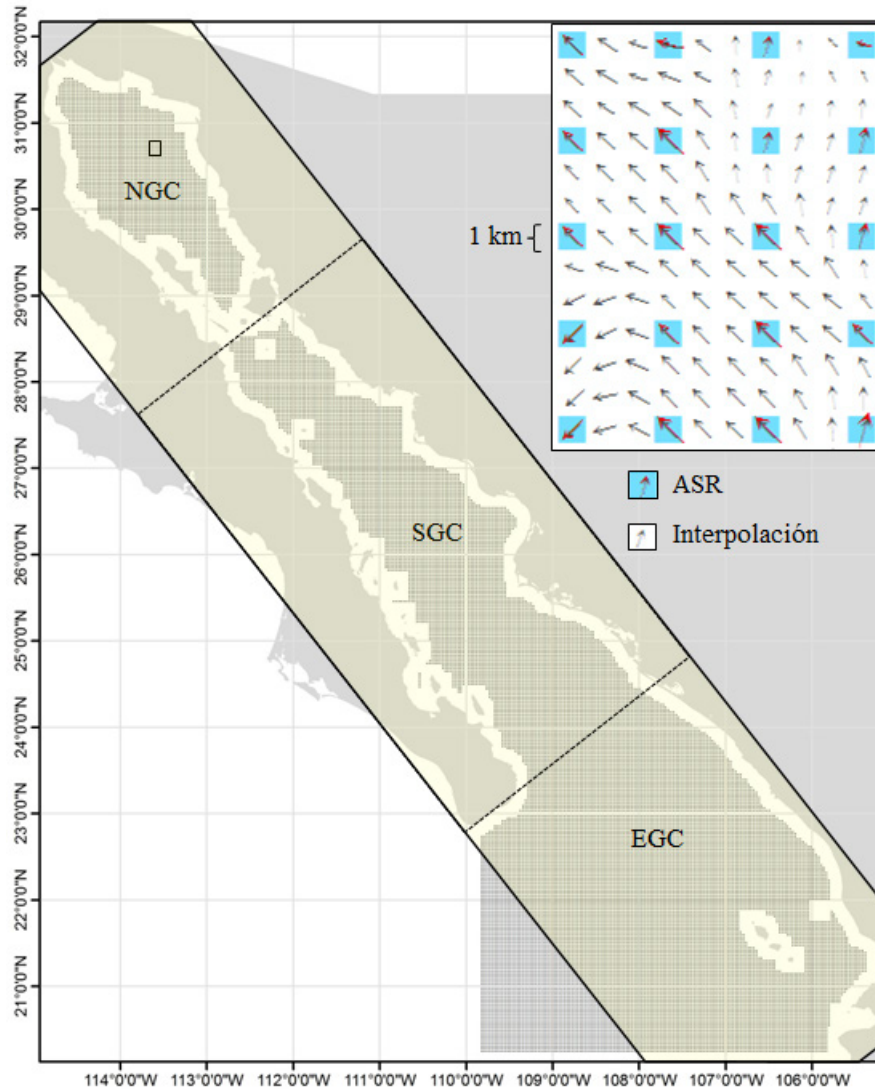


Figura 3.17. Cobertura del campo vectorial interpolado en el GC, dividida en las regiones Norte (NGC), Sur (SGC) y entrada (EGC). Se muestra el detalle de una región norte con los vectores calculados con el ASR e interpolados.

La Figura 3.18 muestra un ejemplo de distribución de velocidades, así como los vectores calculados con los datos de junio de 2009 para el NGC.

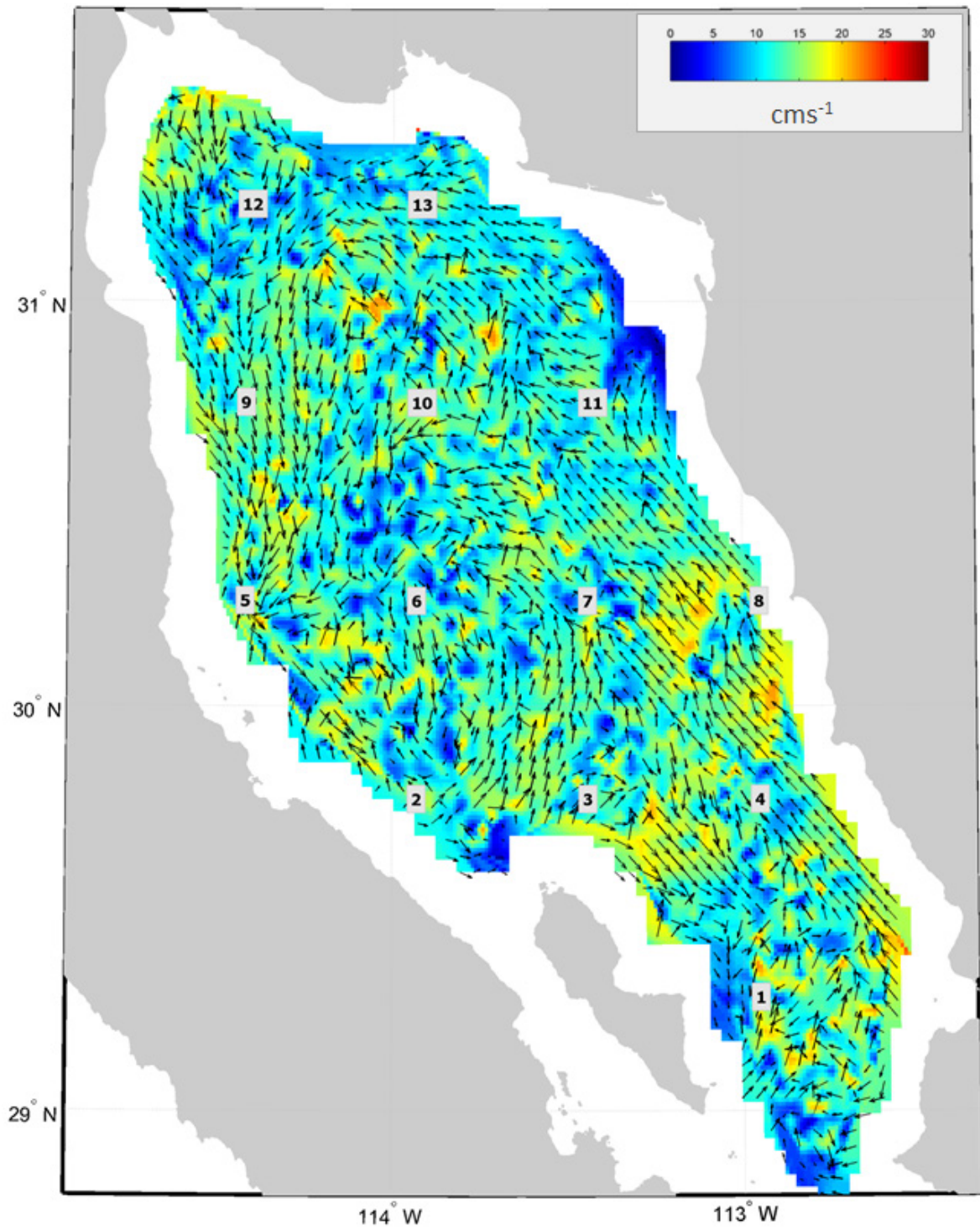


Figura 3.18. Campo vectorial promedio de JUN/2009 para el NGC.

3.2.4 Circulación superficial

La [Figura 3.19](#) muestra los mapas de velocidad para los meses de JUN/2009, ENE/2010 y MAR/2010. En cada uno se han ubicado 136 elementos de deriva (señalados con un círculo) en una malla de 30×30 km. Las líneas trazadas a partir de tales ubicaciones representan las trayectorias de su desplazamiento, según el campo vectorial asociado a cada mapa. Estos mapas generalizan los campos vectoriales para mostrar los rasgos más notables asociados a la circulación superficial, los cuales se resumen en la [Tabla 2](#).

Tabla 2. Patrones de circulación observados en los campos vectoriales de JUN/2009, ENE/2010 y MAR/2010 para las zonas norte (NGC), sur (SGC) y entrada (EGC) ([Figura 3.19](#)).

Zona	Trayectorias de los elementos de deriva en JUN/2009 (Figura 3.19a)
NGC	Los cuatro elementos de deriva más cercanos a la costa continental describen una trayectoria hacia el Norte, generando una circulación ciclónica al llegar al alto golfo (ver detalle en la Figura 3.20 , trayectoria 145). Los elementos de deriva ubicados al Sur de esta zona presentan menor movilidad. En general, las ubicaciones en las que no se observan desplazamientos corresponden a zonas de convergencia, lo que limita la determinación de trayectorias.
SGC	Al sur de las Grandes Islas se observan trayectorias hacia el Oeste, con tendencia a formar una circulación ciclónica cerca del margen peninsular. Entre la Península de Bahía Concepción e Isla Lobos no se presentan trayectorias extensas por el efecto antes mencionado. Al sur de esta zona, en la región cercana a la costa continental entre Isla Lobos y Punta Lechuguilla, se observan trayectorias con rumbo Norte, siguiendo el contorno de la línea de costa. En frente de la Isla Altamura los elementos de deriva muestran un desplazamiento hacia la península, con dirección hacia la Bahía de La Paz. Otros elementos cercanos a esta región (al Sur) también describen desplazamientos hacia el Oeste (en frente y al sur de la Isla Cerralvo).
EGC	Al sur de la boca interna del golfo los elementos de deriva señalan una dirección hacia el Norte, entrando al golfo por el margen continental. En torno a la punta de la península la dirección del flujo no es evidente. Alrededor de las Islas María la dirección predominante del flujo es hacia el Norte.

Tabla 2 (continuación).

Zona	Trayectorias de los elementos de deriva en ENE/2010 (Figura 3.19b)
NGC	<p>En el margen continental la dirección indicada por los elementos de deriva es hacia el Norte, invirtiéndose en el margen peninsular después de girar al Oeste en la región cercana al alto golfo, lo que describe una circulación ciclónica. Los elementos de deriva ubicados en la región Sur de esta zona señalan un flujo hacia el Norte y Noroeste.</p>
SGC	<p>Al sur de las Grandes Islas se observa un elemento trazando una circulación ciclónica, seguido por un flujo hacia el Sur por el margen peninsular (hasta la región frente a la Península de Bahía Concepción). Frente a Isla Lobos se observan cuatro elementos trazando una trayectoria hacia el Noroeste, y frente a Isla del Carmen la dirección del flujo es hacia la costa continental. Estas trayectorias en conjunto (para la región entre la Península de Bahía Concepción e Isla Lobos), indican fragmentos de una circulación ciclónica. Al norte de Punta Lechuguilla la dirección es hacia el Norte, paralela a la línea de costa. Otro patrón de circulación ciclónica lo indican las trayectorias frente a Punta Lechuguilla en dirección a la Bahía de La Paz en conjunto con las ubicadas al este de la Bahía de La Paz. En La región cercana a la Isla Altamura se observa una circulación paralela a la costa ingresando al golfo, así como trayectorias desplazándose hacia la región central de la boca interna del golfo.</p>
EGC	<p>Se observan dos rasgos bien marcados: Una corriente paralela a la costa desde la región norte de las Islas Marías ingresando al golfo, y un giro ciclónico que abarca la región sur de la boca interna del golfo, en su región central.</p>

Tabla 2 (continuación).

Zona	Trayectorias de los elementos de deriva en MAR/2010 (Figura 3.19c)
NGC	Los elementos situados en la región Este y Noroeste no presentan trayectorias bien definidas; se observan sólo tres trayectos cortos hacia el Sur. En la zona central se aprecia una trayectoria hacia el Sur, llegando frente a la Isla Ángel de la Guarda. Entre esta Isla y la Isla Tiburón también se observa una trayectoria hacia el Sur. Los elementos de deriva ubicados cerca de la costa peninsular señalan un flujo hacia el Oeste y hacia al Norte, delineando una circulación anticiclónica justo al noroeste de la Isla Ángel de la Guarda.
SGC	Los elementos de deriva ubicados al sur de las Grandes Islas y al oeste de la Isla Lobos confluyen hacia la región costera al sur de la Península de Bahía Concepción, en donde la dirección cambia hacia la costa continental y posteriormente hacia el Norte, formando una circulación ciclónica entre las Islas Carmen y Lobos. Al sur de este rasgo hay cinco trayectorias aisladas que en conjunto sugieren una circulación anticiclónica. No se observan patrones de circulación claros cercanos a la costa continental con excepción de una trayectoria hacia el Sur, frente a la Isla Altamura. Al sur de la Isla Cerralvo, se observa una trayectoria contraria, ingresando al golfo por la costa peninsular.
EGC	Se observa una circulación anticiclónica justo al sur de la punta de la península que se desplaza por el límite sur de la boca interna del golfo, girando posteriormente en dirección paralela a la costa continental hacia el Sur. Al oeste y al sur de las Islas Marías se observan trayectorias hacia el Sur y hacia el Sudoeste.

Las Figuras 3.20, 3.21 y 3.22 muestran el detalle de algunas de las trayectorias (de la Figura 3.19) de JUN/2009, ENE/2010 y MAR/2010 respectivamente. En éstas se señala con un círculo rojo la trayectoria seleccionada para presentar el detalle. En los mapas de la distribución espacial del campo vectorial se muestran las siguientes variables: El factor de muestreo (FM) utilizado para graficar los vectores (1 indica que se muestrea cada vector, 2 cada dos vectores, etc.), las coordenadas iniciales, velocidad máxima (cm s^{-1}), número de vértices, distancia recorrida (km) y tiempo del trayecto (h). El color de la trayectoria indica la velocidad en cada muestreo del trayecto.

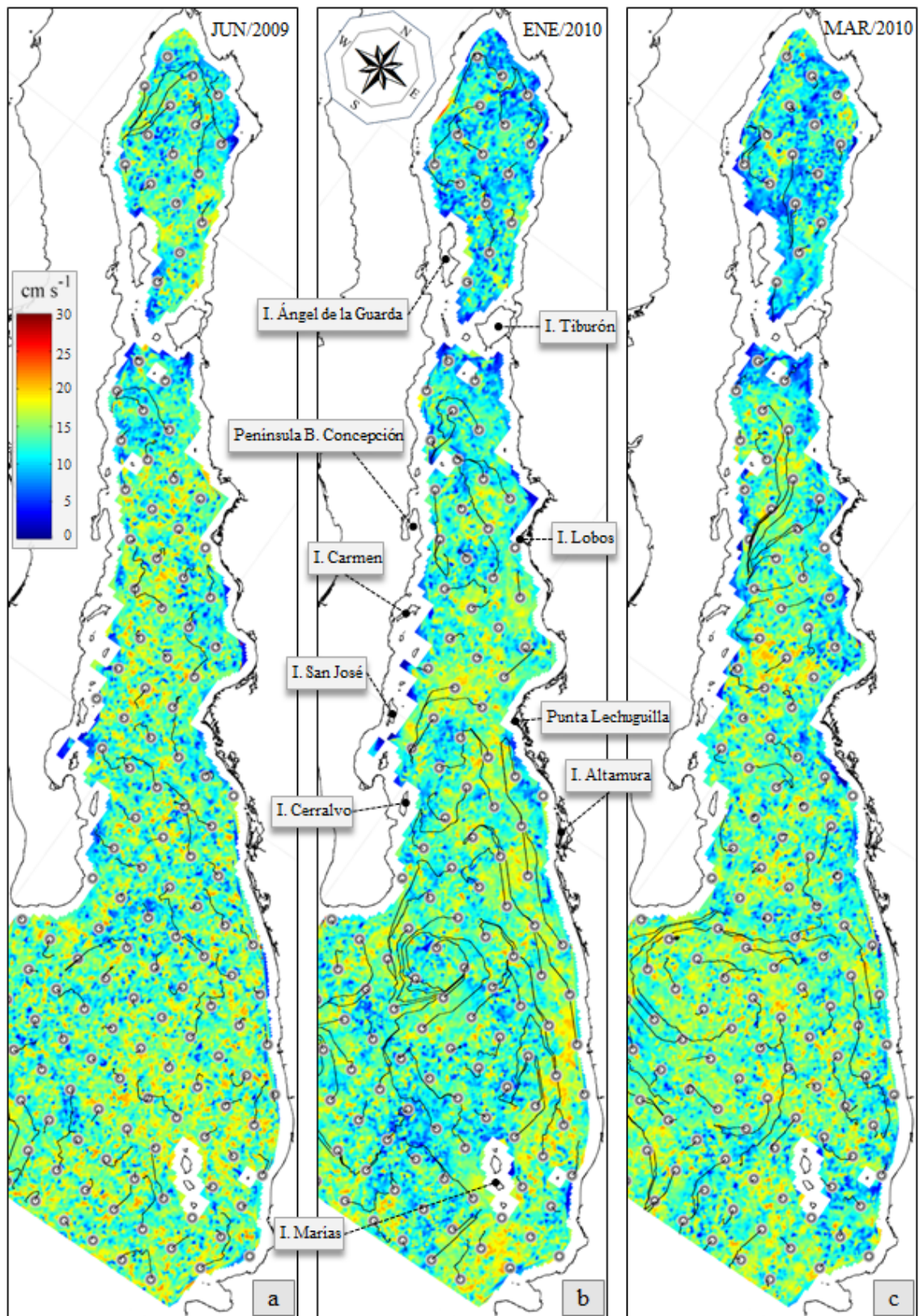


Figura 3.19. Trayectorias (líneas) de elementos de deriva (círculos) determinadas a partir de los campos vectoriales de [a] JUN/2009, [b] ENE y [c] MAR/2010. Distribución de la velocidad en cm s^{-1} .

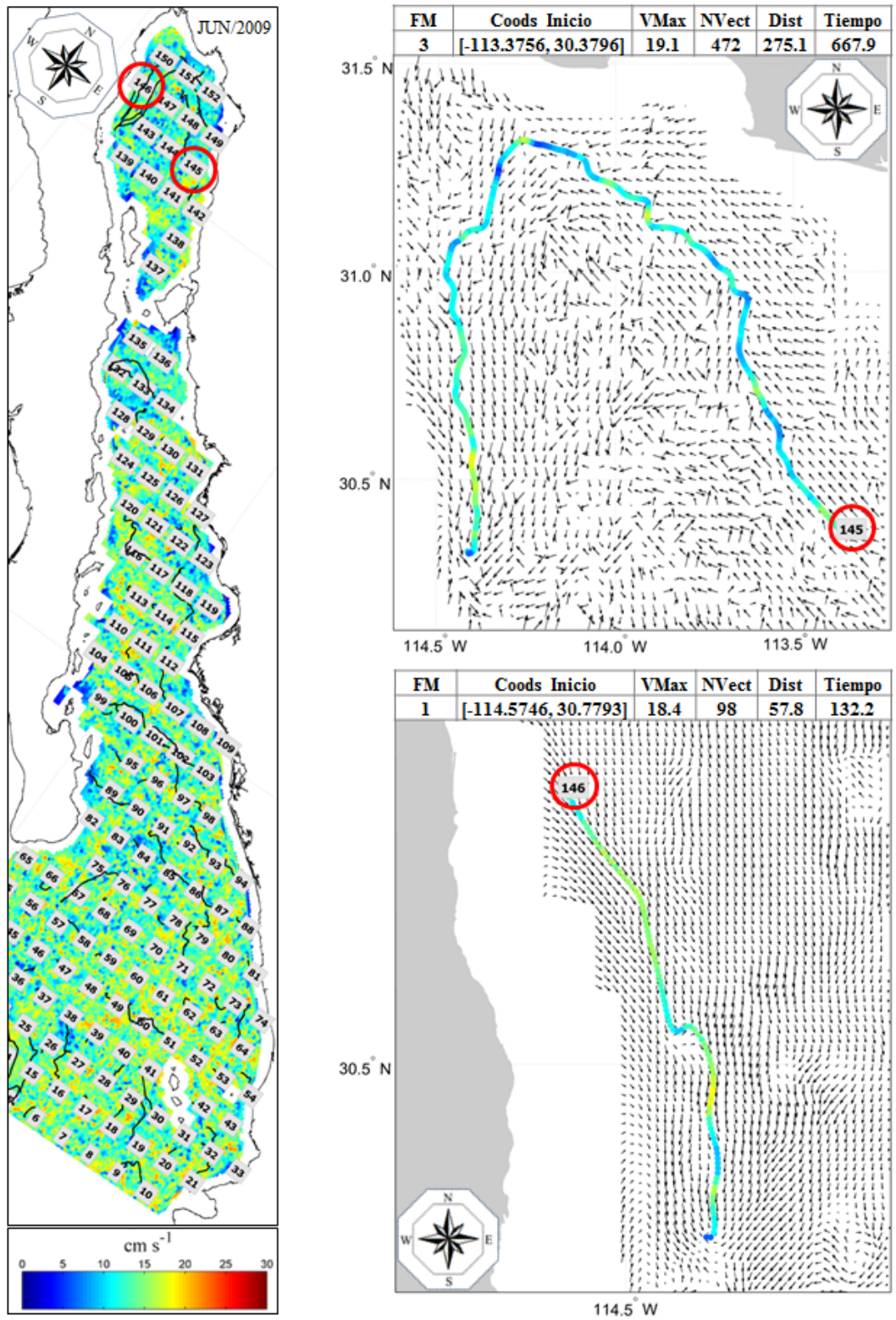


Figura 3.20. Campos de velocidad y trayectorias para JUN/2009. A la derecha se muestra el detalle del campo vectorial y de las trayectorias 145 y 146 para el NGC, indicando el factor de muestreo (píxeles), las coordenadas de inicio de la trayectoria, velocidad máxima (cm s^{-1}), número de vectores, distancia (km) y tiempo de deriva (h).

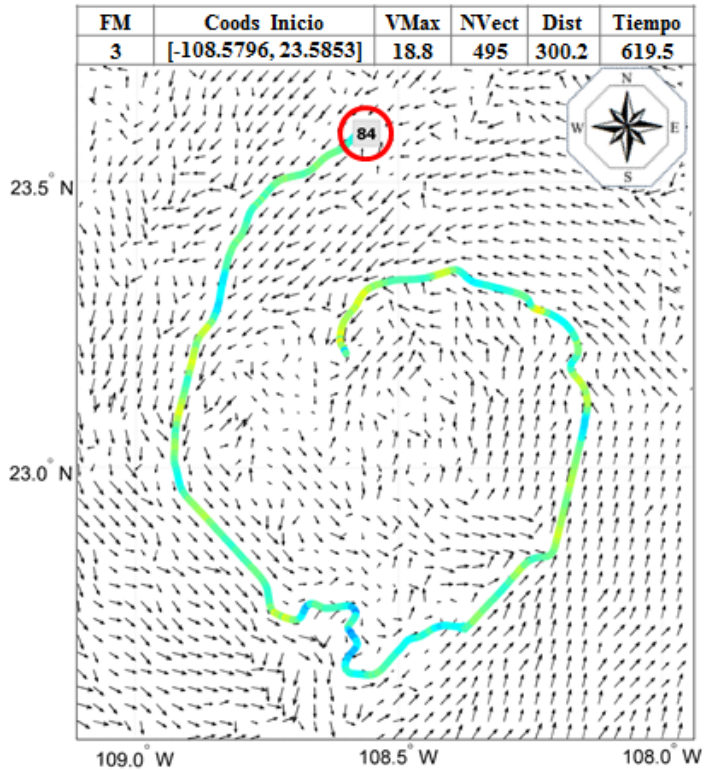
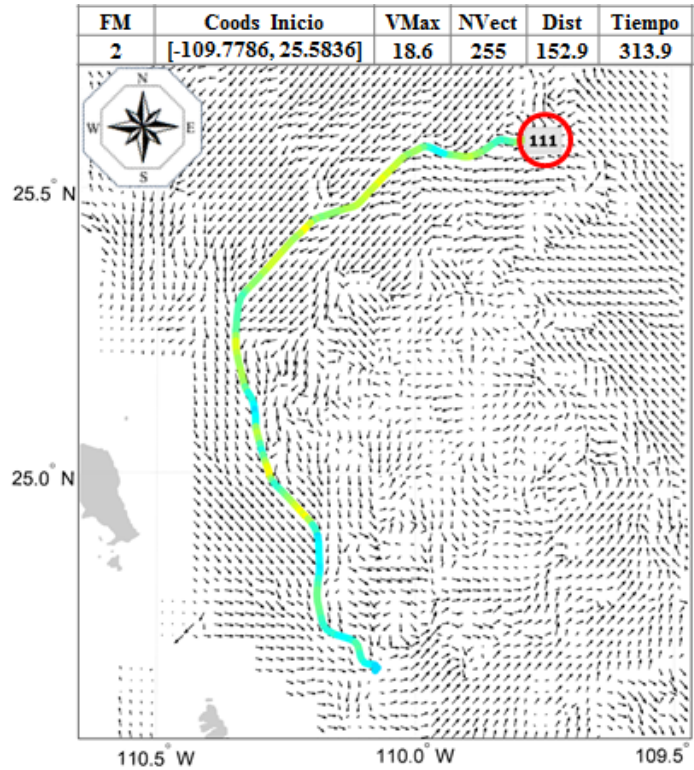
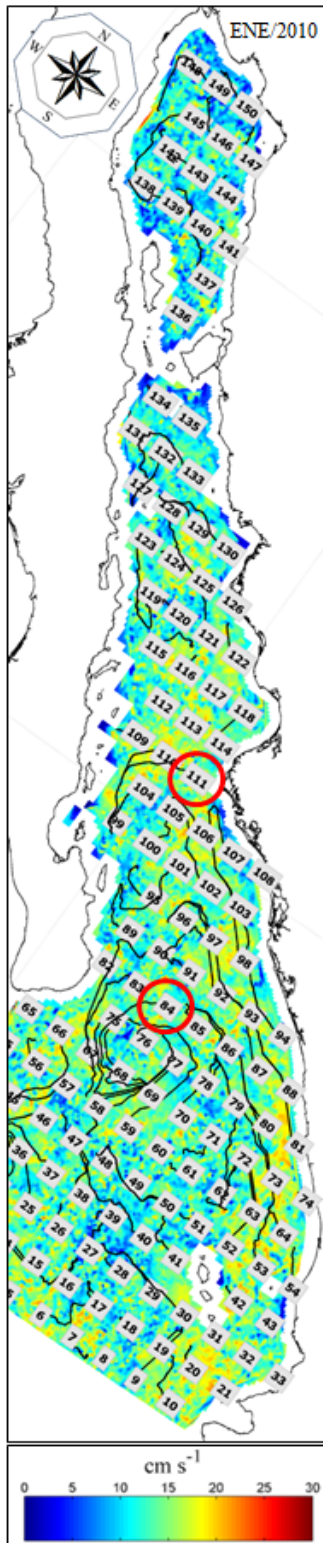


Figura 3.21. Campos de velocidad y trayectorias para ENE/2010. A la derecha se muestra el detalle del campo vectorial y de las trayectorias 111 y 84 para las regiones SGC y EGC respectivamente. Se indica el factor de muestreo (píxeles), las coordenadas de inicio de la trayectoria, velocidad máxima (cm s^{-1}), número de vectores, distancia (km) y tiempo de deriva (h).

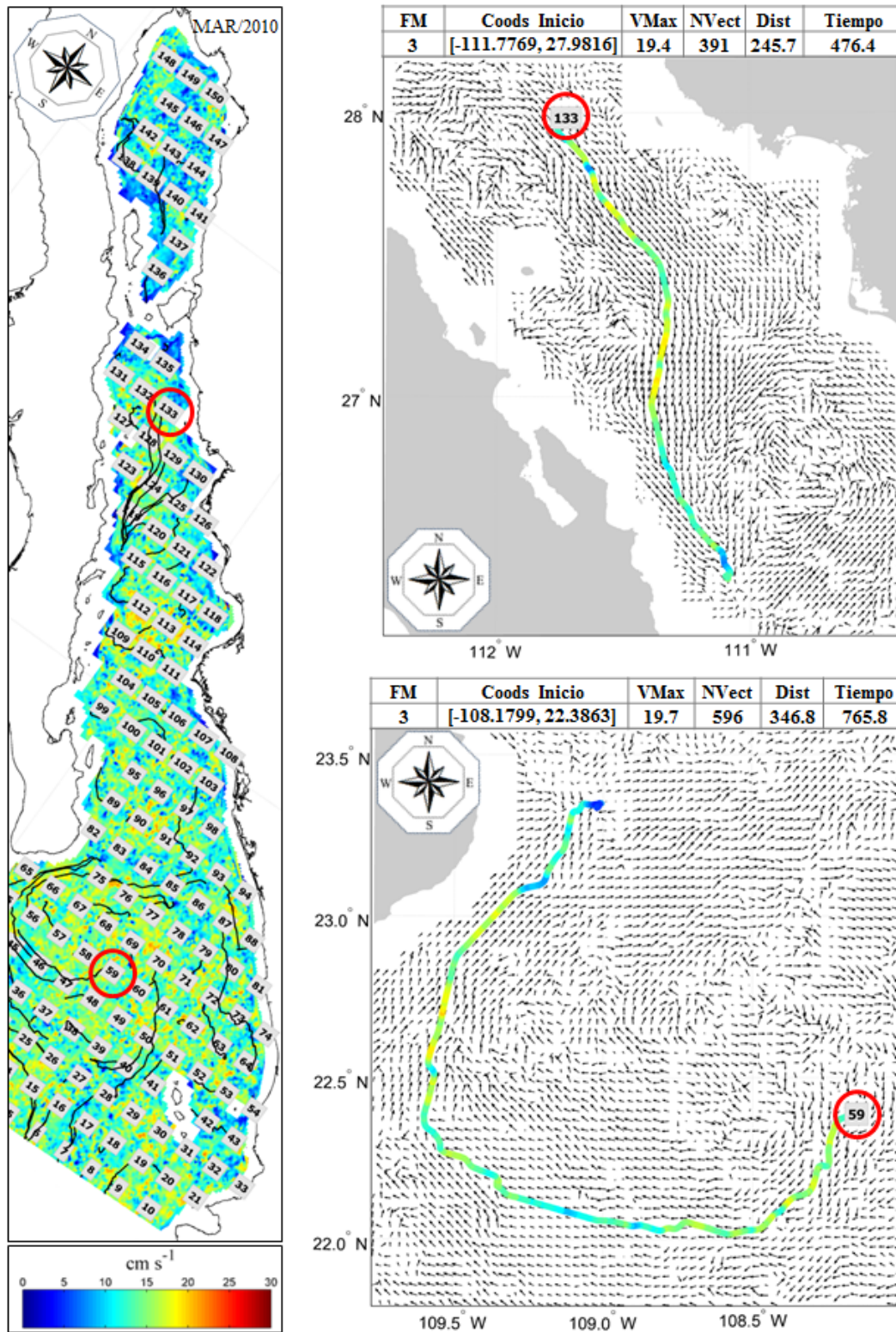


Figura 3.22. Campos de velocidad y trayectorias para MAR/2010. A la derecha se muestra el detalle del campo vectorial y de las trayectorias 133 y 59 para las regiones SGC y EGC respectivamente. Se indica el factor de muestreo (píxeles), las coordenadas de inicio de la trayectoria, velocidad máxima (cm s^{-1}), número de vectores, distancia (km) y tiempo de deriva (h).

La [Figura 3.23](#) muestra los mapas de dirección para los meses de junio, julio, octubre de 2009 y la [Figura 3.24](#) los de diciembre de 2009, enero y marzo de 2010. En estas imágenes los vectores con dirección Norte son presentados sobre fondo rojo, los de dirección Este sobre fondo verde, al Sur en azul y al Oeste en amarillo. Así, las variaciones en color están asociadas a los cambios de dirección (según la escala mostrada en estas figuras). Las parcelas de agua que se desplazan en una dirección similar son representadas con tonos semejantes para facilitar la interpretación de los patrones de circulación.

Por ejemplo en la [Figura 3.23a](#), la zona oeste del [NGC](#) presenta una dirección predominante hacia el Sur, mientras que en la región Este es hacia el Norte y Noroeste (circulación ciclónica). En la [Figura 3.23c](#) justo al norte de la Isla Ángel de la Guarda se observa un giro ciclónico representado por la transición de tonos azules-verdes-rojos-amarillos en sentido antihorario.

Otro ejemplo de esta representación puede observarse al comparar la zona al sur de la región de las Grandes Islas en la [Figura 3.19c](#) (entre la Península de Bahía Concepción e Isla Lobos -elementos de deriva con trayectoria hacia el Sur-), con la [Figura 3.24c](#), en la que esta zona es representada en azul y hacia su región más sureña (al noreste de la Isla Carmen) la dirección de los vectores cambia, exhibiendo una circulación en el sentido opuesto a las manecillas del reloj, formando el giro ciclónico descrito anteriormente a partir de las trayectorias generalizadas ([Tabla 2](#), [Figura 3.19c](#)). Una secuencia similar se observa para la misma región en la [Figura 3.24a](#), así como entre la Isla Espíritu Santo y Punta Lechuguilla en la [Figura 3.24b](#) (frente a la Bahía de La Paz). Los giros ubicados al sur de la boca interna del golfo, descritos en la [Tabla 2](#) para los meses de ENE/2010 (ciclónico) y MAR/2010 (anticiclónico) también se observan claramente en las [Figuras 3.24 b y c](#). En la [Figura 3.25](#) se muestran los rasgos de circulación más evidentes extraídos manualmente a partir de los mapas mensuales de direcciones. En esta representación la escala de color se ha atenuado para destacar la circulación de mesoescala.

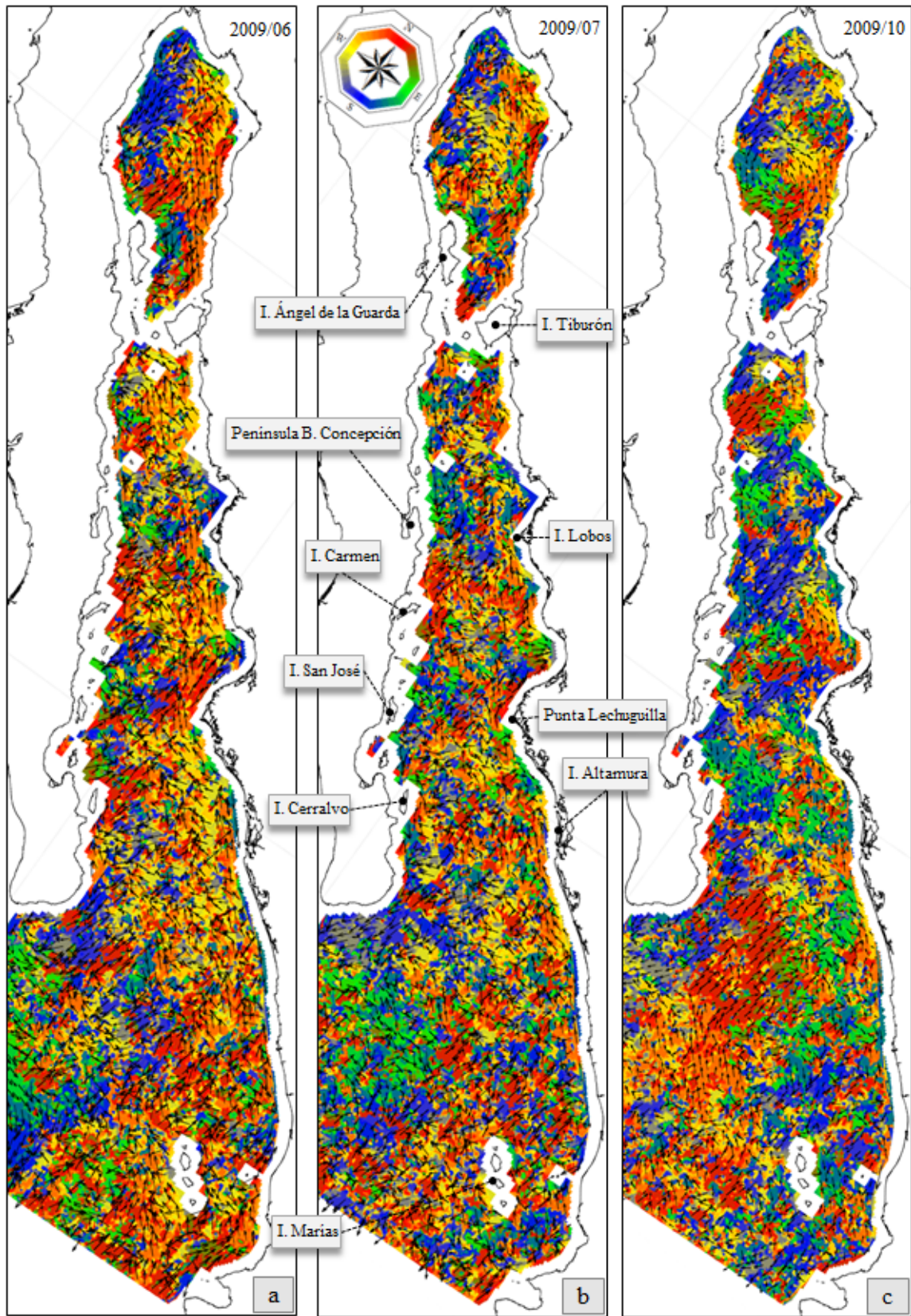


Figura 3.23. Mapas de dirección para los campos vectoriales promedio de junio, julio y octubre de 2009.

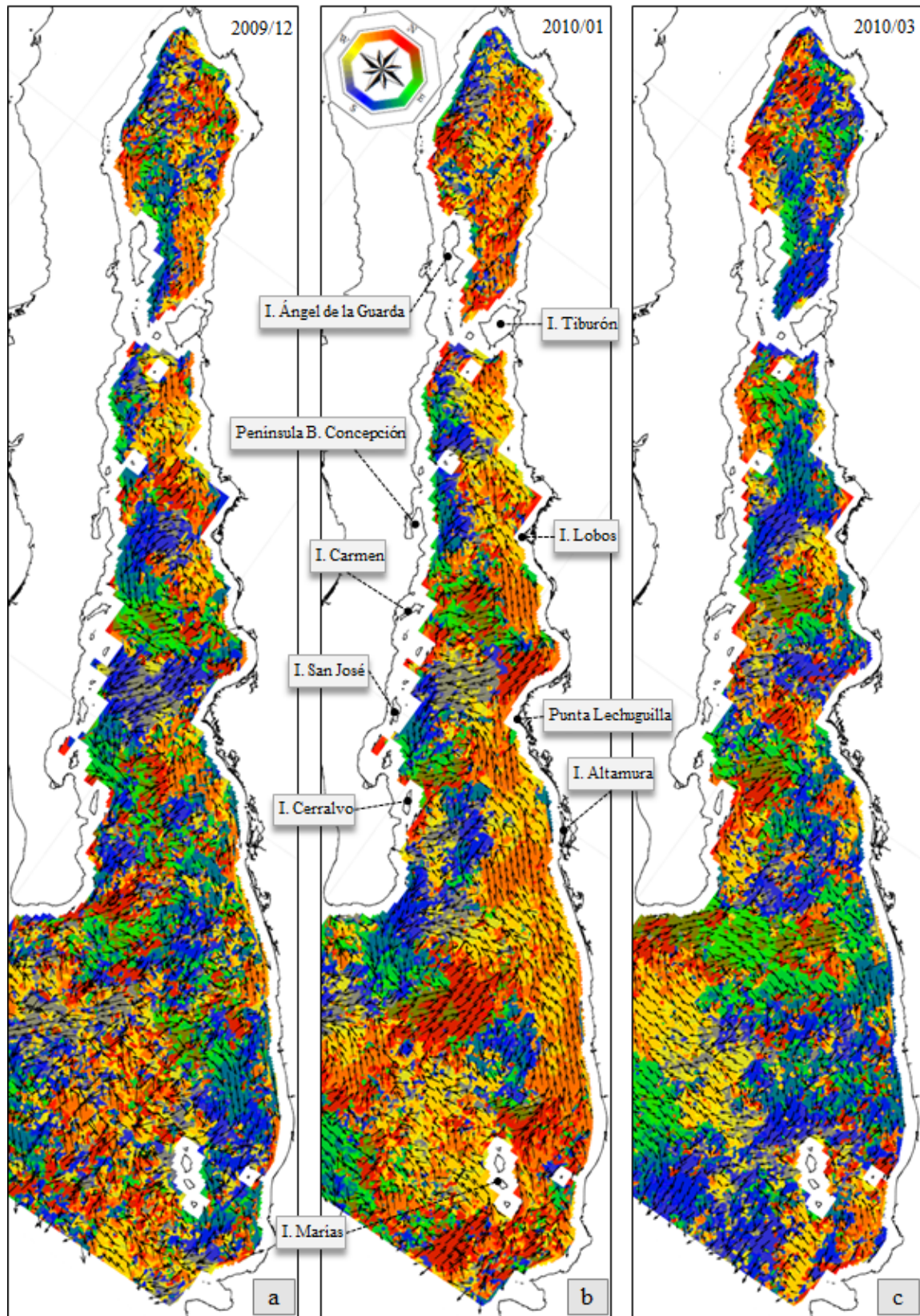


Figura 3.24. Mapas de dirección para los campos vectoriales promedio de diciembre de 2009, enero y marzo de 2010.

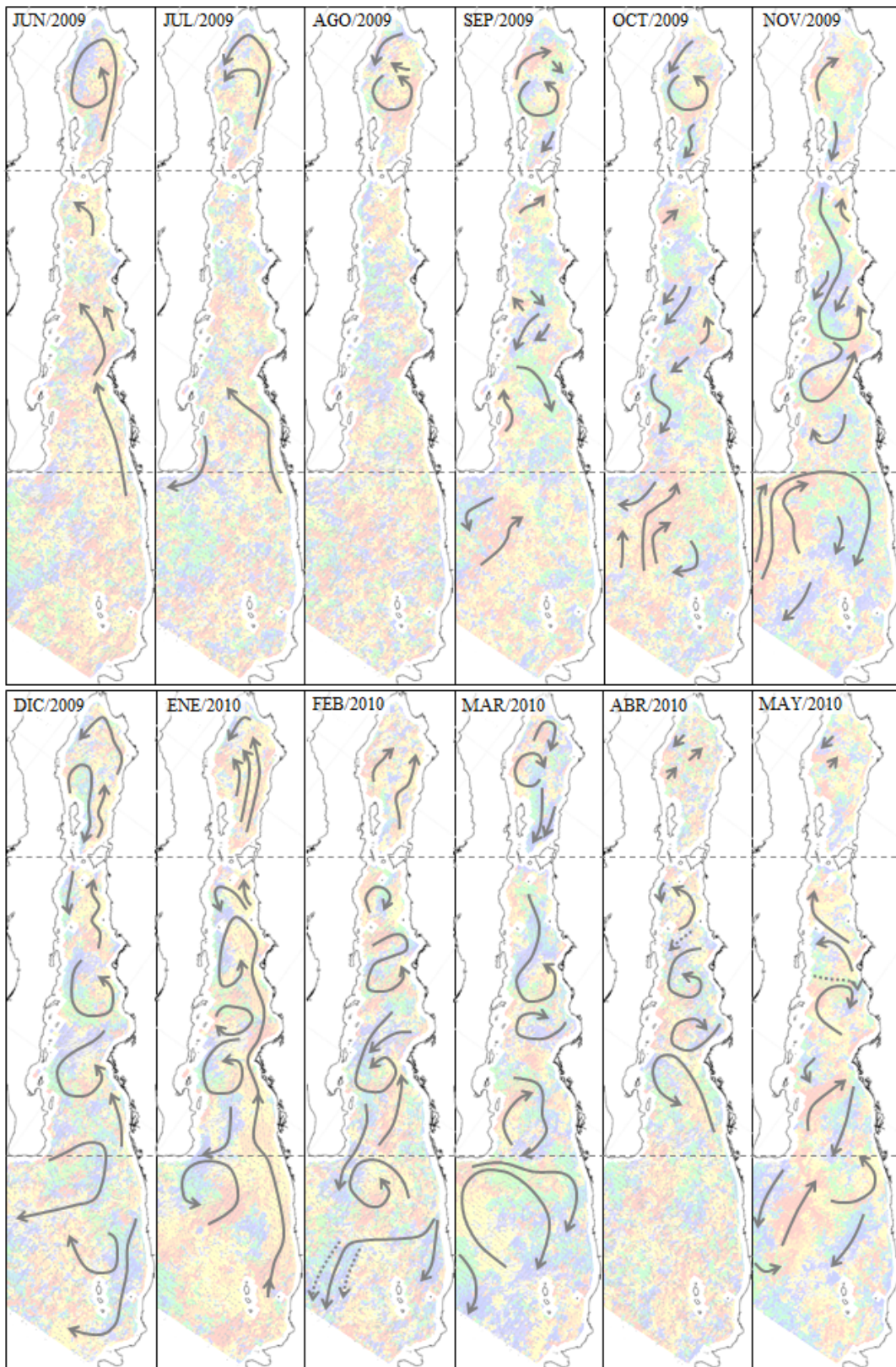


Figura 3.25. Principales rasgos de circulación para los campos vectoriales promediados mensualmente (JUN/2009 a MAY/2010).

En el **SGC** de noviembre de 2009 a mayo de 2010 se destacan una serie de giros sobre las cuencas de esta zona (Guaymas, Carmen Farallón y Pescadero [Figura 1.10]). Uno de los rasgos de circulación más persistentes revelados en esta secuencia de imágenes es un giro ciclónico cuyo centro de rotación se ubica sobre la cuenca Guaymas, o bien sobre la cuenca Carmen, de noviembre de 2009 a abril de 2010 (Figura 3.25). En conjunto con otro giro en el mismo sentido de rotación, sobre la cuenca Pescadero (noviembre a febrero), cambiando éste último a anticiclónico de marzo a mayo (2010). Según los mapas de velocidad y trazo de los elementos de deriva (Figuras 3.20, 3.21, 3.22 y mapas similares para otros meses) estos giros alcanzan velocidades de $\sim 25 \text{ cm s}^{-1}$.

La coherencia espacial de los campos vectoriales mensuales permitió distinguir rasgos de la circulación superficial interpretando estas variaciones en la dirección mediante cambios en los tonos, sin embargo en muchos otros no es posible apreciar patrones bien definidos, como en la región EGC en las Figuras 3.23a, 3.23b y 3.24a. En otras es posible identificar algunos rasgos aislados, como los mencionados anteriormente. En este sentido, las imágenes que mejor representaron la circulación general del GC en el periodo de estudio fueron las de enero y marzo de 2010 (Figuras 3.24b y 3.24c), que corresponden a la época de máxima varianza de **TSM** en el **GC** (Figura 3.14). Por esta razón se han elegido estas dos distribuciones de campos vectoriales para hacer una comparación con los campos obtenidos con el sistema **OSCAR**.

3.2.5 Comparación con los vectores **OSCAR**

A continuación se muestran los resultados de la comparación entre los campos vectoriales obtenidos con el **ASR** y los generados con el sistema **OSCAR** (según las consideraciones mencionadas en el apartado 3.1.4). La cobertura de ambos tipos de datos en el área de estudio se presenta a manera de ejemplo con los campos promedio de JUN/2009 y ENE/2010 (Figuras 3.26 y 3.28 respectivamente). En éstas, los vectores rojos corresponden a los datos **OSCAR** y los negros a los estimados con el **ASR**. La escala de color representa la velocidad (cm s^{-1}) del campo vectorial **OSCAR**. Aunque en estos mapas no es posible verificar diferencias entre vectores, se logran distinguir los rasgos de circulación más notables evidenciados en ambos campos vectoriales. Por ejemplo en la Figura 3.26 se observa una región con circulación anticiclónica al sudoeste del área de estudio, y en la Figura 3.28 una circulación entrando al **GC** por su margen este.

La diferencia en cobertura espacial de un periodo a otro entre datos OSCAR, se debe a que la disponibilidad de datos necesarios para su estimación es irregular para zonas cercanas a la costa, como ya se ha mencionado anteriormente. La comparación entre éstos y los estimados con el ASR se muestran en la Figura 3.27 (JUN/2009) y Figura 3.29 (ENE/2010).

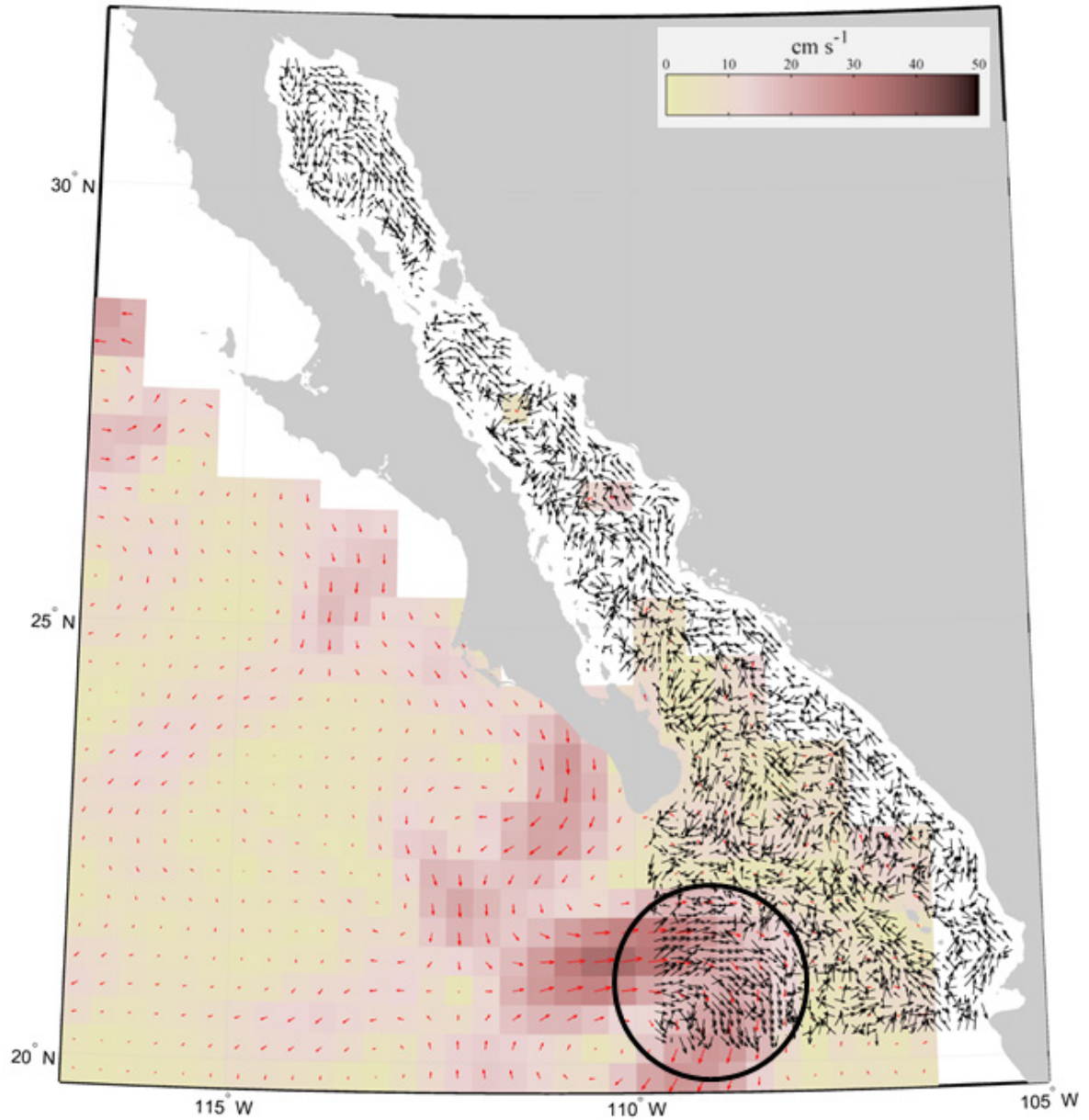


Figura 3.26. Campos de corriente superficial OSCAR (vectores en rojo con resolución espacial de $1/3^\circ$) y ASR (vectores en negro con resolución espacial de 1 km, graficados cada 10 km) correspondientes al promedio mensual de JUN/2009. La escala de color representa las velocidades OSCAR (<http://www.oscar.noaa.gov>).

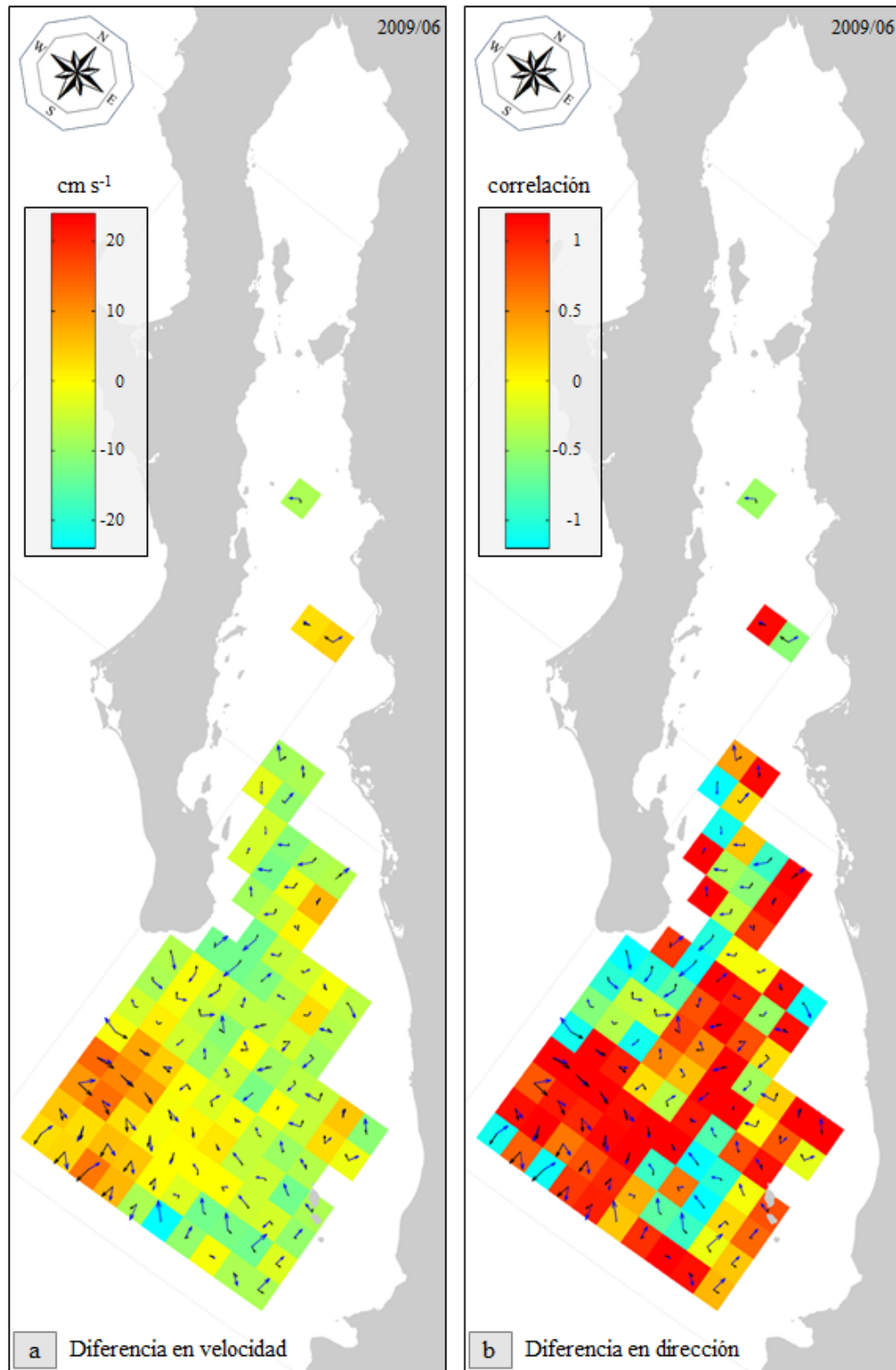


Figura 3.27. Comparación de [a] velocidad y [b] dirección de los vectores OSCAR y ASR (promedio mensual de JUN/2009) por ubicación geográfica. Las diferencias están dadas en cm s^{-1} para velocidad y en un índice de similitud para dirección.

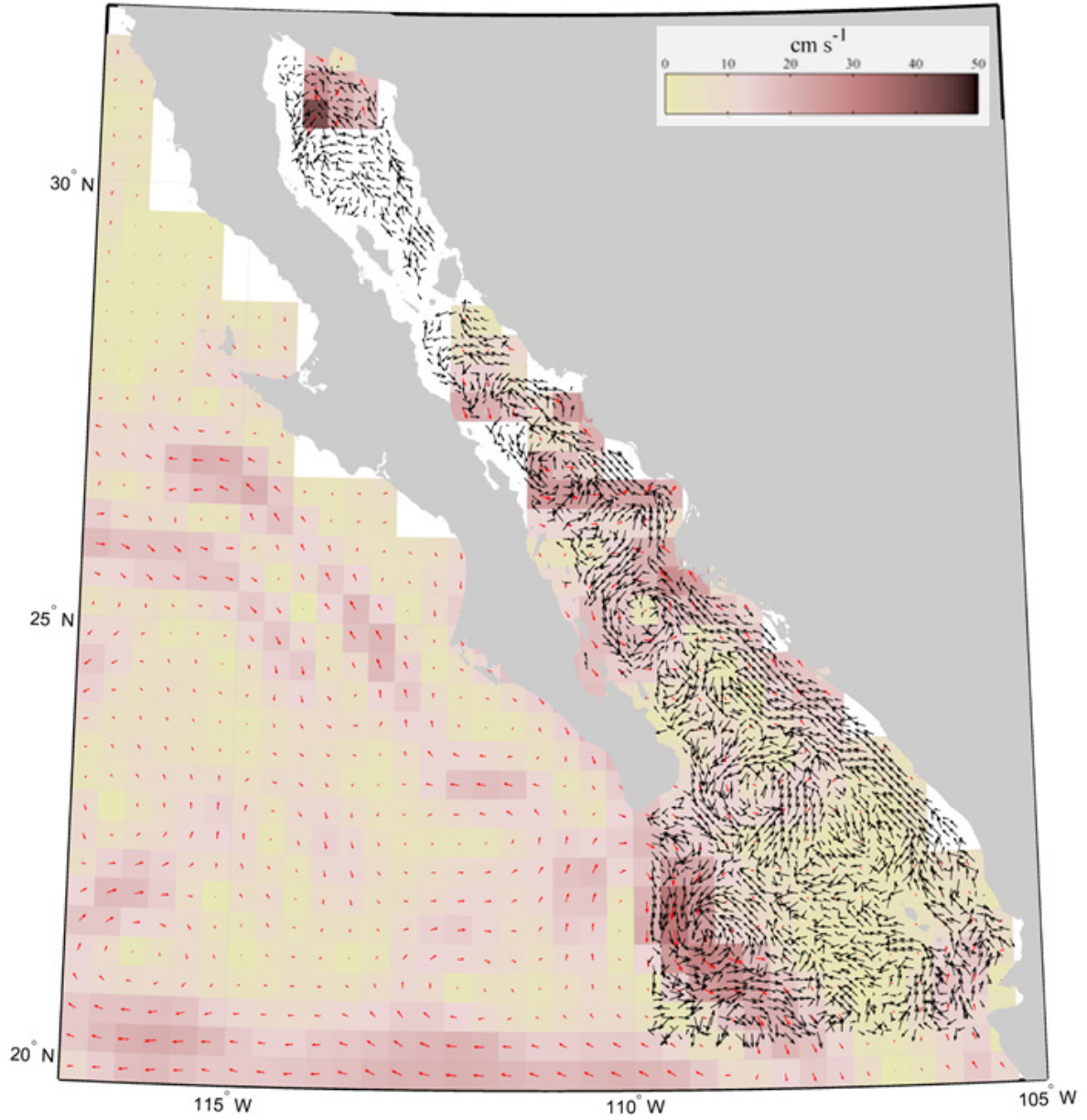


Figura 3.28. Campos de corriente superficial OSCAR (vectores en rojo con resolución espacial de $1/3^\circ$) y ASR (vectores en negro con resolución espacial de 1 km, graficados cada 10 km) correspondientes al promedio mensual de ENE/2010. La escala de color representa las velocidades OSCAR (<http://www.oscar.noaa.gov>).

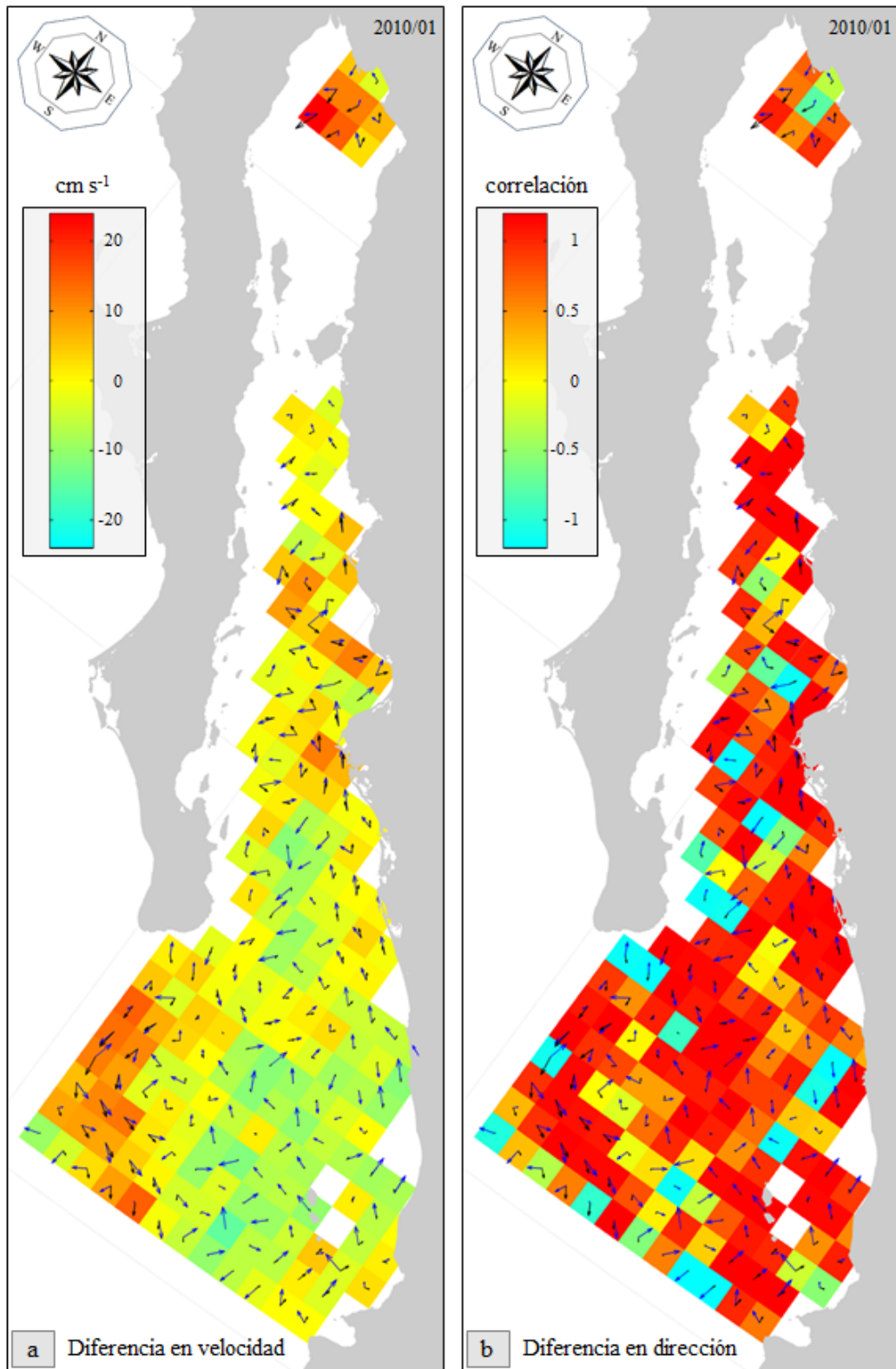


Figura 3.29. Comparación de [a] velocidad y [b] dirección de los vectores OSCAR y ASR (promedio mensual de ENE/2010) por ubicación geográfica. Las diferencias están dadas en cm s^{-1} para velocidad y en un índice de similitud para dirección.

4. MÓDULO DE TRATAMIENTO DE IMÁGENES DE MST

En este capítulo se describen los datos y procesos relacionados con la estimación del **MST**, así como la incorporación de datos complementarios para tratar de inferir el transporte advectivo superficial en el **SGC**. Al final del capítulo se presentan los resultados de estos procesos y en el capítulo 5 se hace una discusión sobre los mismos.

4.1 Datos y metodología específica

4.1.1 Precipitación por cuenca de drenaje

Se examinaron los registros de precipitación diaria en las 34 cuencas de drenaje que desembocan al **GC**, en el periodo 2004-2008, con la finalidad de identificar los días y zonas con mayor probabilidad de producir aportes de material suspendido por escorrentía. Para ello se utilizaron los datos de la Misión de Medición de Lluvia Tropical (**TRMM**), en particular los estimados con el algoritmo 3B42 (ftp://disc2.nascom.nasa.gov/ftp/data/s4pa/TRMM_L3/TRMM_3B42), que provee datos de precipitación cada tres horas con resolución espacial de 0.25° (**NASA, 2007**). Éstos se procesaron con **MATLAB** 7.8.0 para obtener los acumulados anuales y mensuales de precipitación en cada ubicación (celda) de la malla. La **Figura 1.10** muestra la delimitación de las cuencas y la ubicación de las celdas de precipitación. Los acumulados, así como los polígonos que delimitan las cuencas de drenaje (**CNA, 1998**) se trataron con **ArcGIS** 9.2 para obtener la variación temporal de la precipitación por cuenca.

4.1.2 Imágenes MODIS

Selección de imágenes

Se obtuvieron del servidor de **CONABIO** (ftp://200.12.166.180/BIN_level1b) las imágenes **MODIS/Aqua** correspondientes a los periodos de mayor precipitación y se identificaron las desembocaduras activadas por procesos de escorrentía. Esta revisión permitió circunscribir el área de influencia de estos eventos en un polígono que comprende de la **EGC** a Punta Lobos (**Figura 1.10**).

Para realizar esta selección se utilizaron las *imágenes muestra* disponibles también en el servidor de **CONABIO** (**Figura 4.1a**). Éstas fueron evaluadas para determinar de manera preliminar la cobertura de nubes en la región de interés (sólo con fines de selección de

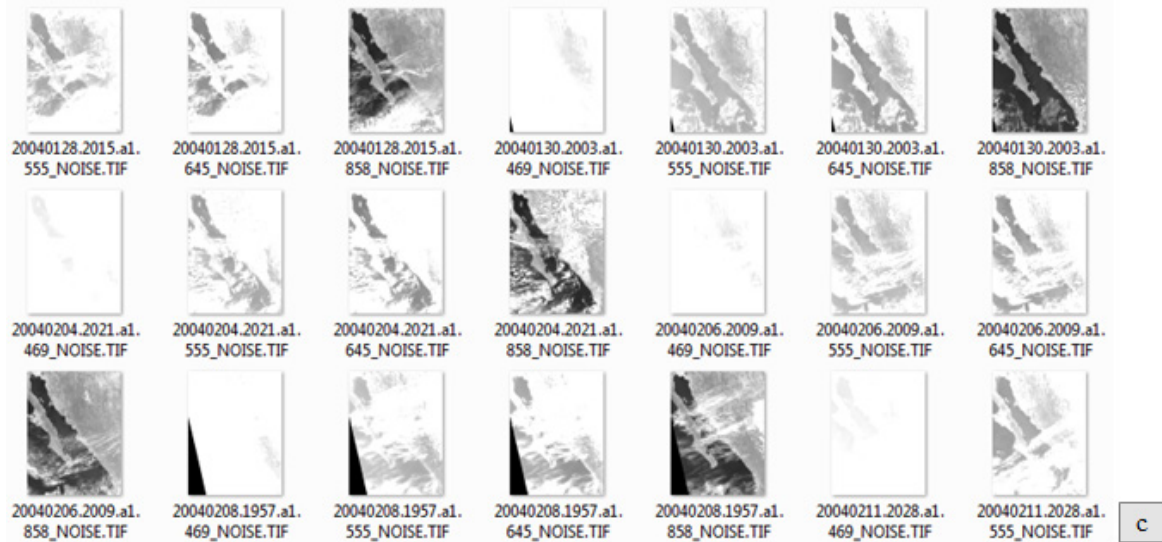
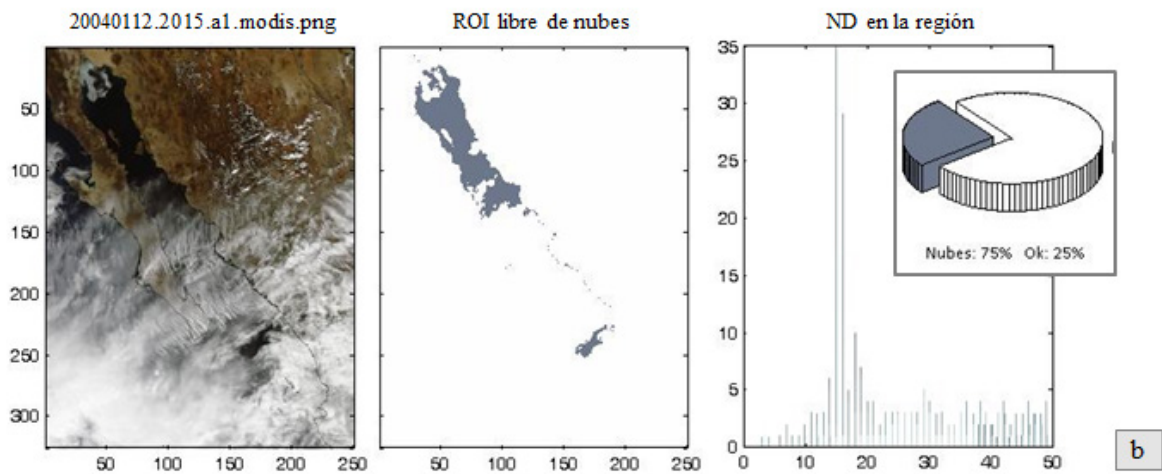
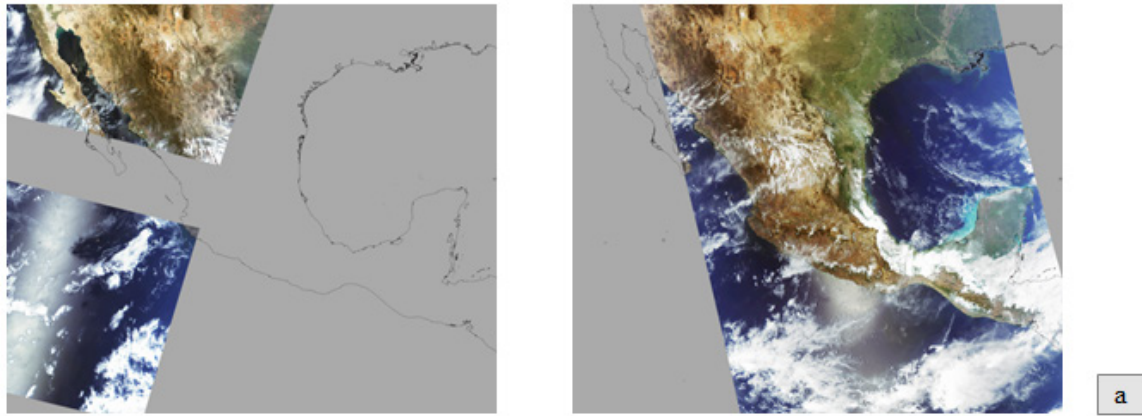


Figura 4.1. [a] Cobertura espacial de las imágenes muestra disponibles en CONABIO: 118°37'51.6''W a 86°24'30.2''W y 32°46'04.8''N a 7°41'02.2''N en proyección Cónica de Lambert. [b] Proceso de identificación de nubes. De derecha a izquierda: *imagen muestra* de la región de interés, identificación del área libre de nubes, histograma de los niveles digitales en la región (porcentaje de cobertura de nubes y libre de nubes). [c] Proceso de selección y recorte de las bandas que utiliza el algoritmo de detección de MST.

bandas es recopilada en un archivo (Figura 4.2b) para llevar a cabo, en una segunda fase (Figura 4.2c) las transferencias desde el servidor FTP de CONABIO hacia una computadora del Laboratorio de Sistemas de Información Geográfica del CICIMAR-IPN.

La siguiente tabla muestra un fragmento del archivo generado con el proceso esquematizado en la Figura 4.2b (obtención del estado de las bandas MODIS/Aqua). Las columnas indican: el porcentaje libre de nubes (ordenado descendientemente), la ruta del archivo, relación de bandas obtenidas, sus dimensiones según la resolución, así como un indicador del tipo de archivo de calibración creado por CONABIO.

Tabla 3. Fragmento del archivo de estado representado en el diagrama de flujo de la Figura 4.2b. Se muestra el porcentaje libre de nubes en la imagen (Qt), la ruta de acceso, las bandas obtenidas (1 indica que la banda se obtuvo del servidor y 0 que no se encontró), dimensiones de las bandas (para las resoluciones de 250, 500 y 1000 m), y un indicador del tipo de archivo de calibración para cada resolución (Q = un cuarto de km, H = medio km y K = 1 km). Los registros están ordenados descendientemente por la columna Qt.

Qt	Imagen MODIS	Bandas							Dimensiones			Calib							
		1	2	3	4	5	6	7	M	C	250m	500m	1000m	Q	H	K			
94	P:\MODIS\2007\05\20070523.2000.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
94	P:\MODIS\2004\10\20041008.2028.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11136	6680	5568	3340	2784	1	1	1
93	P:\MODIS\2008\01\20080130.2024.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
93	P:\MODIS\2007\10\20071010.2024.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
93	P:\MODIS\2005\06\20050627.1950.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	1	1	1
93	P:\MODIS\2008\06\20080627.1949.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	1	1	1
92	P:\MODIS\2004\10\20041005.1958.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11136	6680	5568	3340	2784	1	1	1
91	P:\MODIS\2007\10\20071026.2023.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
90	P:\MODIS\2008\05\20080518.1953.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
90	P:\MODIS\2007\12\20071229.2023.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
90	P:\MODIS\2004\12\20041213.2016.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11136	6680	5568	3340	2784	1	1	1
89	P:\MODIS\2007\10\20071012.2011.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
89	P:\MODIS\2006\11\20061117.2017.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
89	P:\MODIS\2006\05\20060529.1951.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
88	P:\MODIS\2008\10\20081021.2020.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
88	P:\MODIS\2007\10\20071017.2030.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
88	P:\MODIS\2006\11\20061101.2018.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
87	P:\MODIS\2007\11\20071118.2029.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
87	P:\MODIS\2005\12\20051207.2020.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
86	P:\MODIS\2008\10\20081019.2032.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
86	P:\MODIS\2008\10\20081003.2032.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
86	P:\MODIS\2007\10\20071019.2017.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
86	P:\MODIS\2006\11\20061124.2024.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
86	P:\MODIS\2006\11\20061119.2005.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
86	P:\MODIS\2006\02\20060211.2009.a1.modis_cal_	0	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11136	6680	5568	3340	2784	8	8	8
.																			
.																			
34	P:\MODIS\2004\10\20041015.2034.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11136	6680	5568	3340	2784	1	1	1
34	P:\MODIS\2004\04\20040420.2047.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	8	8	8
34	P:\MODIS\2004\03\20040328.2040.a1.modis_cal_	1	1	1	1	1	1	1	1	1	13360	11132	6680	5566	3340	2783	1	1	1

El porcentaje libre de nubes se dispuso a manera de calendario para agrupar los días consecutivos en los que se obtuvieron imágenes con cobertura suficiente (33 a 55%), regular (56 a 78%) o buena ($\geq 79\%$) (Tabla 4). Estas cortas secuencias de imágenes pueden utilizarse como datos de entrada para el ASR.

Tabla 4. Porcentajes de cobertura sin nubosidad en las imágenes (MODIS/Aqua) diarias (2004-2008). Se presentan únicamente los valores mayores a 33%, señalando con borde rojo las consecutivas. Las columnas de la derecha corresponden al promedio mensual del porcentaje, el número de imágenes con coberturas de 33 a 55% (A), de 56 a 78% (B), $\geq 79%$ (C) y el total.

Yr	Mo	Day																															Prom	A	B	C	Tot	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31						
2004	1				61		50										35		53		42				74		36		78				53.6	5	3	0	8	
	2				62	45		39			55														64	37							50.3	4	2	0	6	
	3		44		59	53			47			42	36	55	86		38		52			57	46					46	34			49.6	11	2	1	14		
	4			43	41	82	47		57			49	37	43							34						35					46.8	8	1	1	10		
	5		45			64	45	77						46	53	38	67	51					55	38					55	35		50	51.4	11	3	0	14	
	6		69	60			81	45						41																			59.2	2	2	1	5	
	7			41					61	44			37					50	35						48	43	82					49.0	7	1	1	9		
	8			70		40					67					45		73		38	52					53	37	48				52.3	7	3	0	10		
	9		49						55			42	37	51	61				39			71		37		75	41	79	48			52.7	9	3	1	13		
	10		79		47		92	48	61	94				61		68	34			59							36					60.6	5	4	3	12		
	11										45						41			38				39		45		36			38		40.3	7	0	0	7	
	12						37				38		47		90	71									45	70		54				56.5	5	2	1	8		
2005	1						48					38					34						62									43.4	4	1	0	5		
	2				50	35		53					58	57		50		34			46	52		61								49.6	7	3	0	10		
	3				62				59	53	36	46		63		51	42	64	49		43	37		48	49							51.9	10	5	0	15		
	4		51			41				38				36		81	42							77									52.3	5	1	1	7	
	5		72	46	66	54			71	48	76	35				46	43	59															54.3	7	5	0	12	
	6			50	44		42				60	37	50					50		58	39		37			75	49	93	37			54.3	10	3	1	14		
	7			45		80						41	47				43		60		61	39										55.1	5	2	1	8		
	8			35		77	46		39				53		83	46		37		58	45				34				46	37		48.9	10	2	1	13		
	9				47			48	34	46		35		70	40		47			55		85	47		76		38		54			50.7	11	2	1	14		
	10				79		65				80		61		65				41			81		81	44		85		81			69.4	2	3	6	11		
	11					82		78					62		61					34	47		59		43							58.3	3	4	1	8		
	12				39		35		87		56													85								60.4	2	1	2	5		
2006	1				39	35		38													63				35			50	43		41	43.0	7	1	0	8		
	2				83		72			62		86					46	47		39					36			41					56.9	5	2	2	9	
	3					79					38							46					81				40	36	45	41		42	47	48.9	9	0	2	11
	4											39							34	39			35					40	37	44		37	38.1	8	0	0	8	
	5				42	46	85	42					68	38	82	42			34		81	41											57.0	8	2	4	14	
	6		43				70	45		52			48	38	36						40	48				40			57	41	83	49.3	10	2	1	13		
	7						37	38	85	44	62	38					67	37	77				47		82	40					46	36	52.6	9	3	2	14	
	8			77						75		40					53	41	55	43					38	39		39	42		45	41	48.3	11	2	0	13	
	9									49	50	79		52		37		75	53		49		48		63	46		67		43		54.7	9	3	1	13		
	10			66		66		76			50	42		73		81		64				48					55					62.1	4	5	1	10		
	11			88								45			84		89		86	49	62				86							73.6	2	1	5	8		
	12												42		76		51										53		46			52.8	5	1	0	6		
2007	1			57		59		39													46				35	76					50	51.7	4	3	0	7		
	2								58			78		42											54	48		43	41			52.0	5	2	0	7		
	3					41			58	58		79															44		49	48			53.9	4	2	1	7	
	4			51			42	36				50	48	82				54						68		53			56	48	75	55.3	8	3	1	12		
	5					40	35	82	49	67	53					51	50	54		35				52	45	94	49	41	54			52.9	14	2	2	18		
	6			62			46	46	76	49								67							36	83	46	38				54.9	6	3	1	10		
	7				48					74	42		35									34	48			47		57	46	52	36	47.2	9	2	0	11		
	8			38						77	50	48	53		43								36				42	36	68	44		48.3	10	2	0	12		
	9		35		48			37			49		81	48	53	50						34	38	40		45		48		65	40	47.4	13	1	1	15		
	10			75		38		41	65	52		93		89		80	50				88		86		34	76		91			57	67.7	5	4	6	15		
	11			76							80		46				42		87		85				46		36		50			60.9	5	1	3	9		
	12					43		67		36			38		50										51			38		48		90	51.2	7	1	1	9	
2008	1					68		71				57		44		66		69	45	58	51										93	62.2	3	6	1	10		
	2			43		36	39		64		40		60			75		56				34	72		45				48	41		50.2	8	5	0	13		
	3			68		55			44		55			83	45		39		69		53		69	49	54	47					48	54.3	11	3	1	15		
	4							63	40																		47		61			54.8	3	2	1	6		
	5			36	81				40	38		36														37	76	36				50.2	8	1	2	11		
	6			49	76			41			57															44		74	41	67	42	51.2	8	4	0	12		
	7		53		43	38	81	37			49		39																41	50	42	48.4	10	1	1	12		
	8					35	39	74						66															52		64	40	48.8	7	3	0	10	
	9		71		35		63	47	66	41			42		77	41		55		56												58.1	8	9	1	18		
	10			50		86			69				51				78															68.7	3	3	3	9		
	11			39		60						48		77																		52.8	5	2	1	8		
	12			60				55		74		48					55															63.1	4	4	1	9		

412 1

Algoritmos aplicados a las bandas MODIS/Aqua

Según lo expuesto en el capítulo introductorio (sección 1.1.3), los valores de la radiancia que emerge del agua pueden transformarse en indicadores de la concentración de material suspendido utilizando algoritmos empíricos. En este trabajo se utilizaron los desarrollados por *Tassan (1994)* y *Miller & McKee (2004)*. También fue necesario implementar un algoritmo para la detección de nubes (esta vez de forma más rigurosa que durante la etapa de selección de imágenes) utilizando las bandas de 870 y 660 nm (*Ackerman et al., 1997*).

El rango espectral cubierto por los 36 canales de las imágenes MODIS es de 0.4 a 14.4 μm . En el servidor de CONABIO los primeros siete canales (de 250 y 500 m de resolución espacial) están almacenados en archivos individuales y los siguientes 29 (de 1000 m) en uno sólo. Se desarrolló un programa (IDL 6.2) para realizar los procesos de corrección atmosférica por el método de sustracción de cuerpos oscuros (*Chuvienco, 2002*), georreferenciación mediante la transformación de los canales a archivos GeoTIFF (*Ritter & Ruth, 1995, 1997; Yang, 2006*) y extracción de la región de interés para aplicar los siguientes algoritmos:

a) Sedimento en suspensión (*Tassan, 1994*):

$$s = a_1 + a_2 \text{Log}(X_s) \quad (4.1)$$

donde a_1 y a_2 son los coeficientes de regresión ($a = [1.83, 1.26]$), y

$$X_s = (R(\lambda_{555}) + R(\lambda_{670})) \left[\frac{R(\lambda_{490})}{R(\lambda_{555})} \right]^{-0.5} \quad (4.2)$$

Siendo $R(\lambda_r)$ los valores de reflectancia a las longitudes de onda r nm.

b) Material suspendido total (*Miller & McKee, 2004*):

$$\text{MST} = b_1 b_2 R(\lambda_{645}) \quad (4.3)$$

donde b_1 y b_2 son los coeficientes de regresión ($b = [-191, 1140.25]$), y $R(\lambda_{645})$ la reflectancia a la longitud de onda de 645 nm.

c) Cobertura de nubes (*Ackerman et al., 1997*):

$$C = 0.9 < \frac{R(\lambda_{870})}{R(\lambda_{660})} < 1.1 \quad (4.4)$$

donde C es una variable booleana que toma el valor de 1 (nube) cuando el cociente está en el rango de 0.9 a 1.1 y 0 (sin cobertura de nubes) en caso contrario.

Los resultados de estos algoritmos se almacenaron como capas de matrices tridimensionales georreferenciadas para su posterior análisis, a las que se hará referencia como imágenes de **MST**. La visualización de estas capas en conjunto se implementó en **IDL 6.2**, asignando a cada algoritmo un canal de video (rojo, verde y azul) para generar composiciones de color, que posteriormente se trataron con **ArcGIS 9.2** para su integración con trayectorias de boyas de deriva y datos de viento.

Es importante señalar que estos algoritmos fueron desarrollados para otras regiones y que los coeficientes de las regresiones corresponden a los estimados por el proceso de calibración que realizaron los investigadores citados. Para los fines de este trabajo no hemos realizado este tipo de calibración, por lo tanto los resultados se presentan como índices de **MST**.

Tratamiento de imágenes de **K490, clorofila y temperatura superficial**

Con el objetivo de observar las variaciones en la distribución de turbidez del mar durante la época en la que se detectó la mayor cobertura de **MST**, se utilizaron imágenes promedio de ocho días del coeficiente de atenuación difusa a 490 nm (**K490**), con resolución espacial de 4 km, obtenidas del sitio de la **NASA** (<ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/MODISA>). Este promedio de ocho días tiene el efecto de disminuir la cobertura de nubes, aunque por su baja resolución espacial, sólo permite dar seguimiento a las estructuras de mayor tamaño.

El valor de **K490** indica la claridad de la columna de agua, es decir la cantidad de luz visible (en el rango del azul al verde) que penetra en la columna de agua (*Mueller, 2000*). En este trabajo, **K490** se utiliza únicamente como indicador de la turbidez del mar, y se compara con datos de temperatura superficial del mar y de clorofila-a, de la misma resolución espacial (4 km) y temporal (promedios de 8 días) disponibles también en el sitio de la **NASA**.

4.1.3 Boyas de deriva y vectores de viento QuikSCAT

Se utilizaron datos de trayectorias de boyas del Programa Global de Boyas de deriva (**GDP**) de la **NOAA** (<http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac>) para comparar sus desplazamientos y velocidades con la ubicación de las plumas de **MST** en las imágenes tratadas. De manera complementaria se utilizaron datos **QuikSCAT** para observar las condiciones del viento

durante el registro de trayectorias de las boyas y en los días de adquisición de las imágenes MODIS.

4.2 Resultados

4.2.1 Evaluación espacio-temporal de la precipitación pluvial

Precipitación por cuenca de drenaje

Considerando la región noroeste de México (entre 100-117° de longitud Oeste y 16-33° de latitud Norte), la variabilidad interanual de precipitación fue alta en el periodo de estudio, registrándose la mayor intensidad durante el 2004 en los estados de Jalisco, Nayarit, Sinaloa y sur de Sonora. Tanto la Península de Baja California como el norte de Sonora, presentaron las precipitaciones más bajas en el periodo. De 2005 a 2008 la precipitación más alta tuvo lugar en la zona marina al sur de Cabo Corrientes, Jalisco. (Figura 4.3).

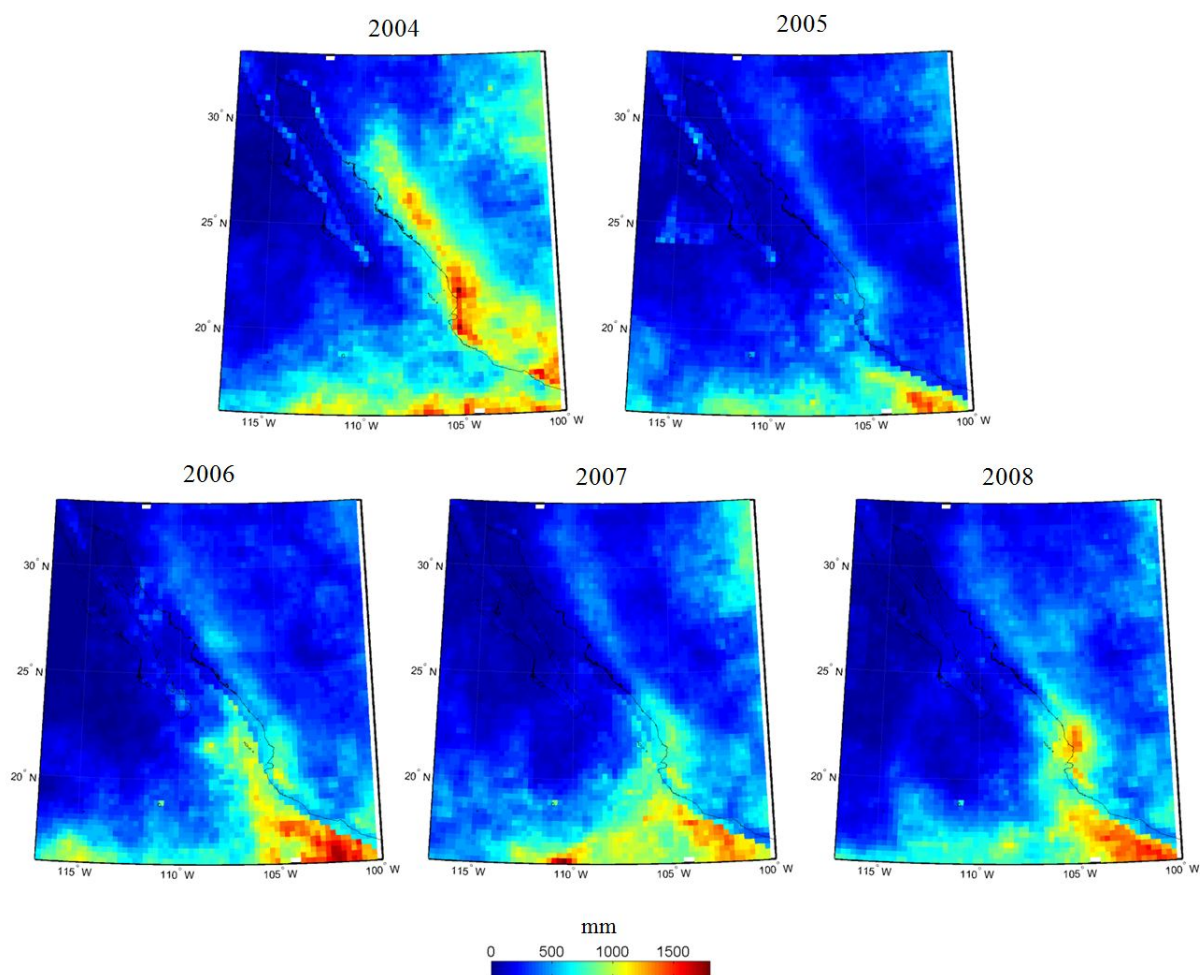


Figura 4.3. Distribución espacial de la precipitación acumulada anualmente (mm) 2004-2008. Mapas generados a partir de los datos del satélite TRMM (algoritmo 3B42 v6; NASA, 2007).

De la precipitación anual integrada por latitud (cada 0.25°) en el cuadrante de estudio (incluyendo la zona marina), el año 2004 contribuyó con el 27% de la precipitación total de los cinco años, con máximos latitudinales (locales) entre los 28 y 29°N, y entre los 19 y 20°N (Figura 4.4).

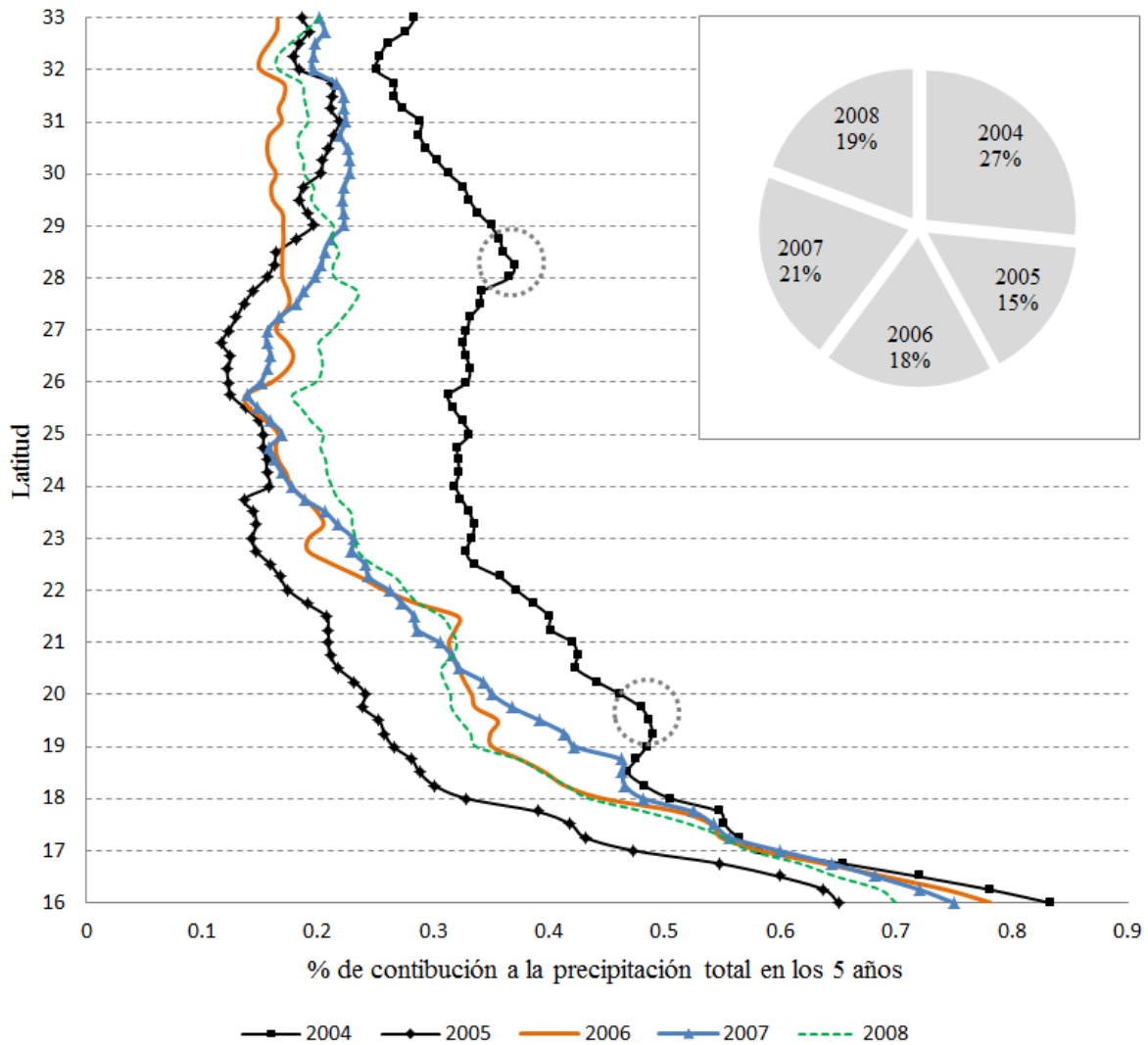


Figura 4.4. Porcentaje de la precipitación anual acumulada latitudinalmente (en intervalos de 0.25°) para la región noroeste de México (100-117° de longitud Oeste y 16-33° de latitud Norte) incluyendo el área marina (cobertura representada en la figura anterior). Los porcentajes se calcularon con respecto a la precipitación total en los cinco años (2004-2008). La gráfica circular integra los porcentajes latitudinales por año para obtener el porcentaje de precipitación anual.

Los años siguientes (2005-2008) contribuyeron con el 15, 18, 21 y 19%, respectivamente, presentando tendencias latitudinales similares con menor variación entre los 24 y 26°N. Esta variabilidad interanual también es evidente al comparar los porcentajes de contribución por

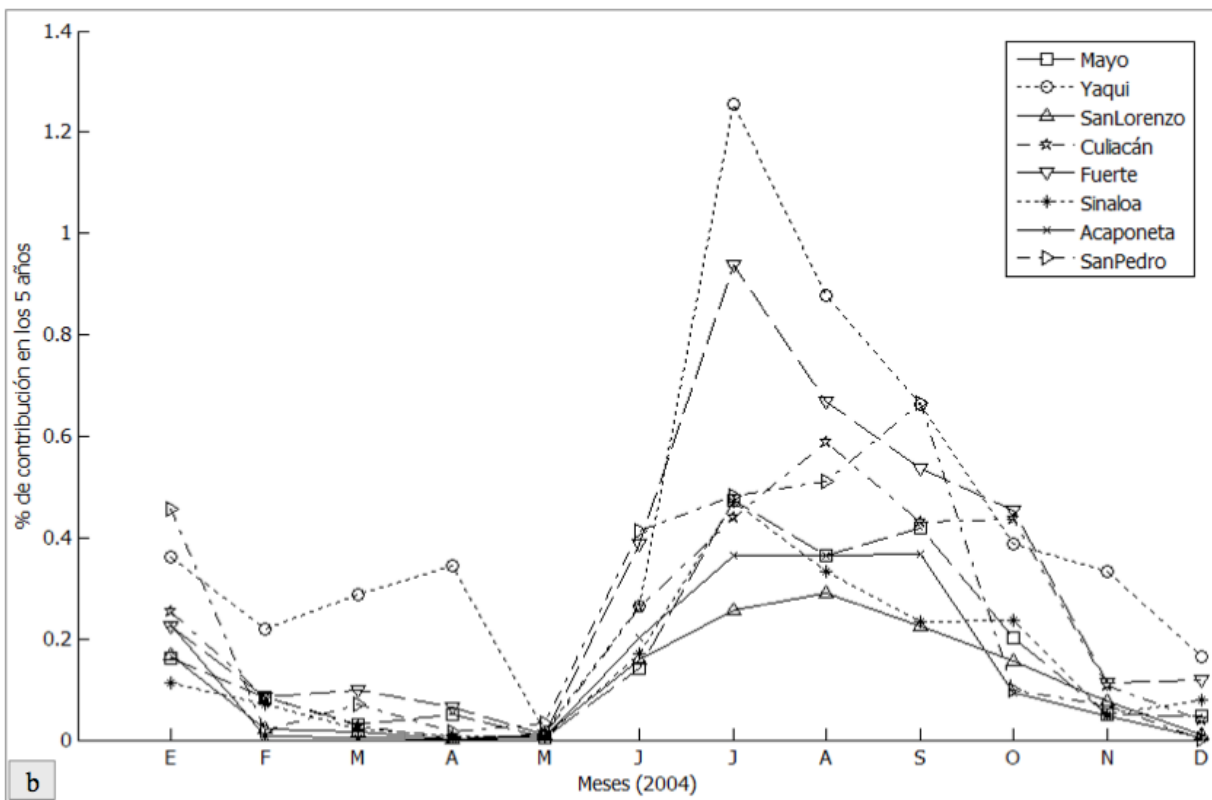
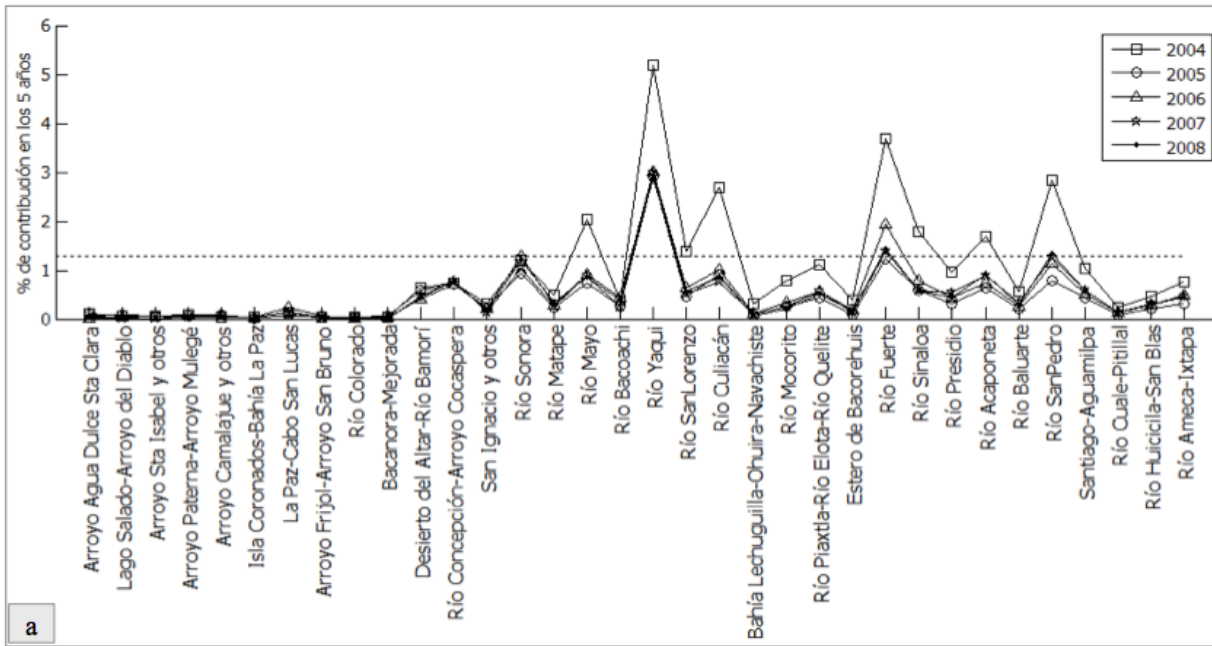


Figura 4.5. [a] Porcentaje de precipitación anual por cuenca de drenaje para el periodo 2004-2008. La línea discontinua representa el umbral de 1.3% para seleccionar las cuencas con mayor precipitación. [b] Precipitación acumulada mensualmente por cuenca de drenaje para el año 2004 para las cuencas con precipitación por arriba del umbral.

cuenca de drenaje a la precipitación total 2004-2008, en la que destacan los valores relativamente altos (>1.3%, línea discontinua en la [Figura 4.5a](#); este umbral corresponde al valor medio de precipitación en las cuencas del macizo continental en el periodo de estudio y es utilizado únicamente como valor de referencia) en las cuencas de la región sudeste del **GC** en el año 2004.

Considerando esta delimitación por cuencas de drenaje y la precipitación acumulada mensualmente para el 2004, se obtienen los periodos de mayor escorrentía potencial de julio a septiembre, en las cuencas de los Ríos Mayo, Yaqui, San Lorenzo, Culiacán, Fuerte, Sinaloa, Acaponeta y San Pedro ([Figura 4.5b](#)). Esta distribución espacio-temporal permite ubicar las zonas de descarga, así como de periodos específicos para la búsqueda de plumas de material suspendido asociadas a la escorrentía.

La [Figura 4.6](#) muestra las fluctuaciones del Índice Multivariado **ENSO** (**MEI**; <http://www.esrl.noaa.gov/psd/people/klaus.wolter/MEI>), así como los porcentajes mensuales de precipitación en las cuencas que drenan al **GC** con respecto al total en los cinco años y el acumulado anual de estos porcentajes. Los valores negativos del **MEI** representan la fase fría del **ENSO** (La Niña), mientras que los valores positivos representan la fase cálida (El Niño).

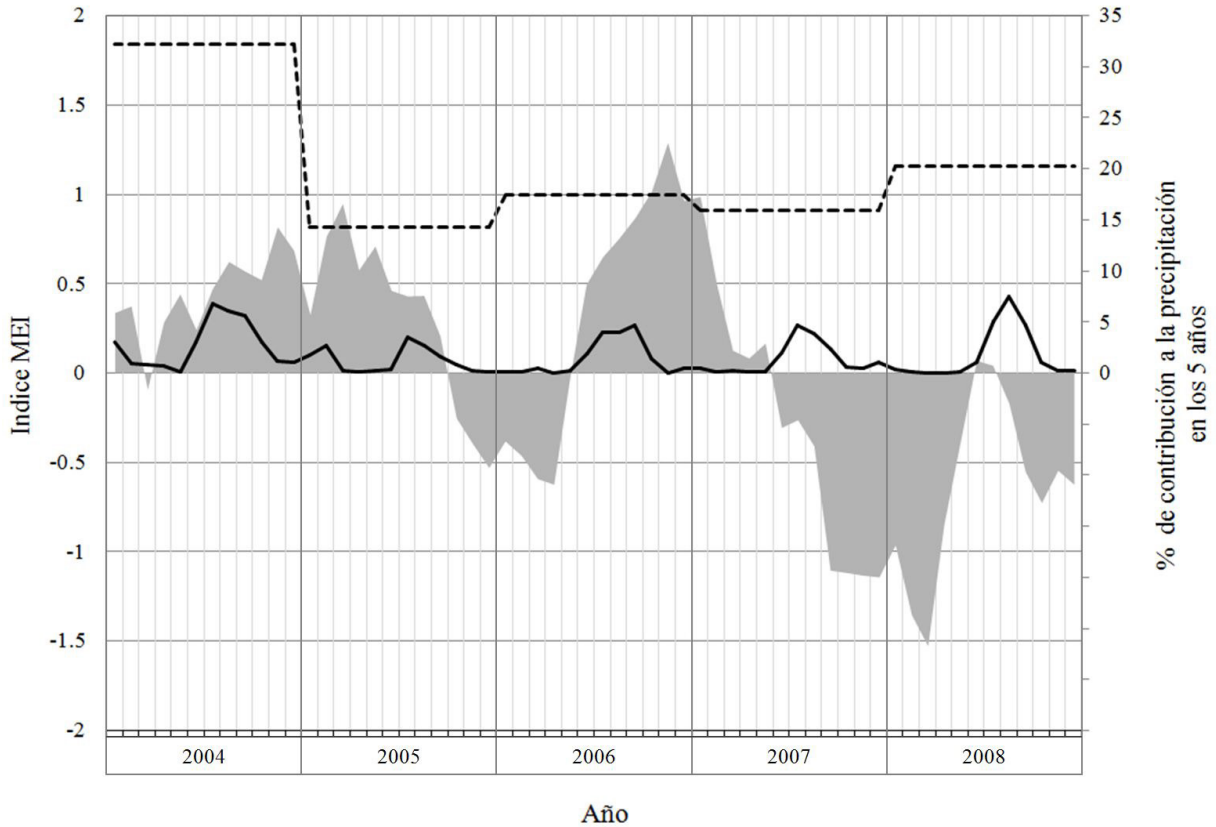


Figura 4.6. Índice Multivariado ENSO (MEI) (área gris). Los valores negativos del MEI representan la fase fría del ENSO (La Niña), mientras que los valores positivos representan su fase cálida (El Niño). La línea continua indica los porcentajes mensuales de precipitación en las cuencas que drenan al GC con respecto al total en los cinco años y la línea discontinua el acumulado anual de estos porcentajes.

Según este índice 2004 fue un año El Niño débil y en el que se presentó la precipitación más intensa en el área y periodo de estudio (32%, relativo al total en los cinco años). La distribución espacial de la precipitación es un factor determinante al estimar la precipitación por cuencas. Así, aunque 2006 también fue un año El Niño débil, éste sólo contribuyó con el 18% de la precipitación en las cuencas consideradas, en virtud de que gran parte de la lluvia registrada del 2005 al 2008 se distribuyó en la zona marina (Figura 4.3). Los años 2005 y 2008 tuvieron fase neutra, presentando porcentajes de contribución de 14 y 20% respectivamente. El porcentaje del 2008 resulta relativamente alto porque la zona de mayor precipitación abarca la región sur del área de estudio (Figura 4.3). El 2007 fue un año Niña moderado, y su contribución a la precipitación fue del 16%.

4.2.2 Imágenes de MST

Las composiciones de color generadas a partir de los algoritmos aplicados a las imágenes MODIS permitieron detectar algunas plumas de MST, así como estructuras relativamente pequeñas (por ejemplo, filamentos de ~2 km de ancho y giros desde ~10 km de diámetro). La Figura 4.7 muestra cuatro escenas correspondientes a los días 02 (a) y 18 (b) de AGO/2004, así como del 14 (c) y 21 (d) de SEP/2008. En éstas se observan plumas de material suspendido asociadas a las desembocaduras de algunos de los principales ríos (círculos azules), secundarios (círculos verdes) y canales de irrigación (líneas anaranjadas). Destaca la formación de una gran pluma en forma de hongo enfrente de las desembocaduras de los Ríos Acaponeta, San Pedro, Santiago y Ameca, que se extiende hasta aproximadamente ~300 km de la línea de costa de Nayarit (H y H', Figura 4.7a y b). En estas escenas también es posible inferir el transporte de material en los filamentos que se desprenden de las inmediaciones de las desembocaduras de los Ríos Yaqui (y), Mayo (m), Fuerte (f), Sinaloa (s), Culiacán (c) y San Lorenzo (l), alcanzando generalmente distancias entre ~60 y ~100 km de la línea de costa continental con dirección predominante hacia el Oeste o Sudoeste. Algunos de estos filamentos reflejan la influencia de giros en la distribución del material suspendido, como el anticiclónico que se hace evidente al este de la punta de la península, del que se separa un filamento hacia el oeste del giro (Figura 4.7b).

En la imagen de MST del 11/AGO/2007 (Figura 4.8) se manifiestan otros patrones de circulación en la región sur del golfo. Esta escena se complementa con dos trayectorias de boyas de deriva que fueron lanzadas el 19/OCT/2007 en la ubicación señalada con el triángulo verde. El registro de las boyas inicia 69 días después de la adquisición de la imagen, finalizando los días 25 (trayecto azul) y 28 (trayecto anaranjado) de DIC/2007. Al inicio de su recorrido ambas boyas siguen una ruta muy similar, pero al aproximarse a la costa peninsular (el ~09/NOV), la boya señalada con el trayecto azul es atrapada por un giro anticiclónico entre las Islas San José y del Carmen, mientras que la boya de trayectoria anaranjada es desplazada hacia el Sudoeste, describiendo una circulación ciclónica al noroeste de la Bahía de La Paz. Esta boya continúa su trayectoria hacia el Sur por la región central del golfo, hasta llegar a ~240 km frente a Bahía Banderas. En la Figura 4.8 se han graficado los vectores de viento QuikSCAT correspondientes a los días 12/AGO (en gris) y 01/NOV (en rosa) de 2007, con la

finalidad de observar las condiciones al inicio y a la mitad del registro de las trayectorias. Estos resultados se discuten en el capítulo 5.

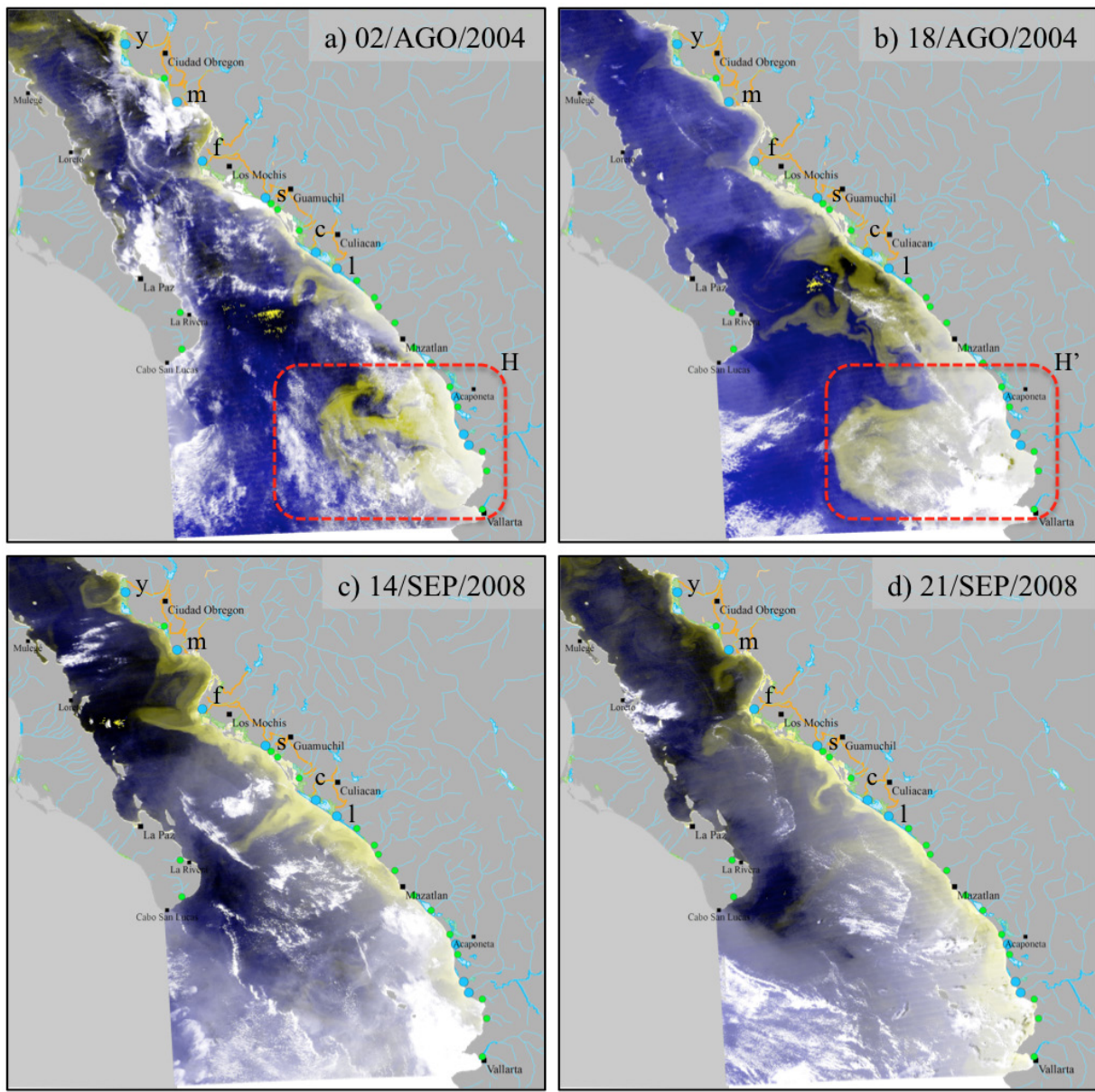


Figura 4.7. Imágenes de MST (tonos amarillos) generadas a partir de composiciones de color con los algoritmos de *Tassan (1994)*, *Miller & McKee (2004)* y *Ackerman et al. (1997)*. Se muestra la formación de una pluma en forma de hongo asociada a la descarga de los Ríos Acaponeta, San Pedro, Santiago y Ameca en agosto de 2004 (H, H'), así como plumas de MST desde las desembocaduras de los Ríos Yaqui (y), Mayo (m), Fuerte (f), Sinaloa (s), Culiacán (c), y San Lorenzo (l).

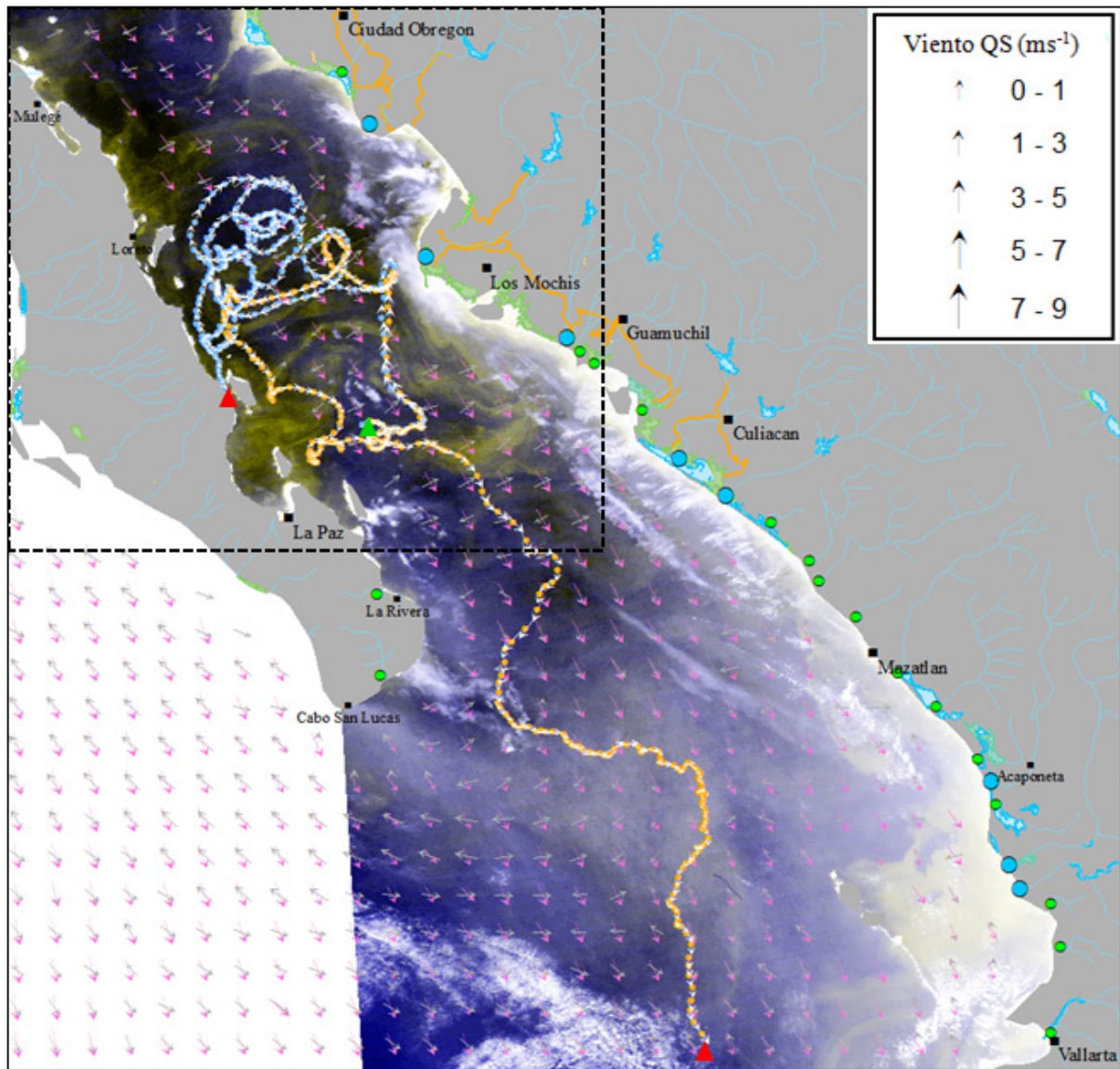


Figura 4.8. (Datos de 2007). Imagen de **MST** del 11/AGO y trayectorias de dos boyas de deriva lanzadas el 19/OCT en la ubicación señalada con el triángulo verde. La trayectoria azul termina su recorrido el 25/DIC y la anaranjada el 28/DIC (en los puntos señalados con triángulos rojos). Los vectores **QuikSCAT** del 12/AGO se muestran en gris y del 01/NOV en rosa. En la siguiente figura se muestra un acercamiento a la zona señalada en el recuadro.

El movimiento anticiclónico de la boya de trayectoria azul (registrado del ~09/NOV al 22/DIC) (Figura 4.8) se sitúa en la Cuenca del Carmen, dentro del giro de ~112 km de diámetro (con el mismo sentido de rotación) exhibido en la imagen de **MST** (Figuras 4.8 y 4.9). En ésta también se observan filamentos transportando material de Este a Oeste, así como un giro ciclónico al noroeste de la Bahía de La Paz, con un diámetro aproximado de 35 km (Figura 4.9). Dos filamentos más se hacen evidentes cerca de Punta Lobos, uno anticiclónico al norte

que alcanza la parte central del golfo y el otro ciclónico al sur. Al Sur de la Península de Bahía Concepción un filamento se desprende de la costa con dirección Noroeste, presentando en su extremo un movimiento ciclónico.

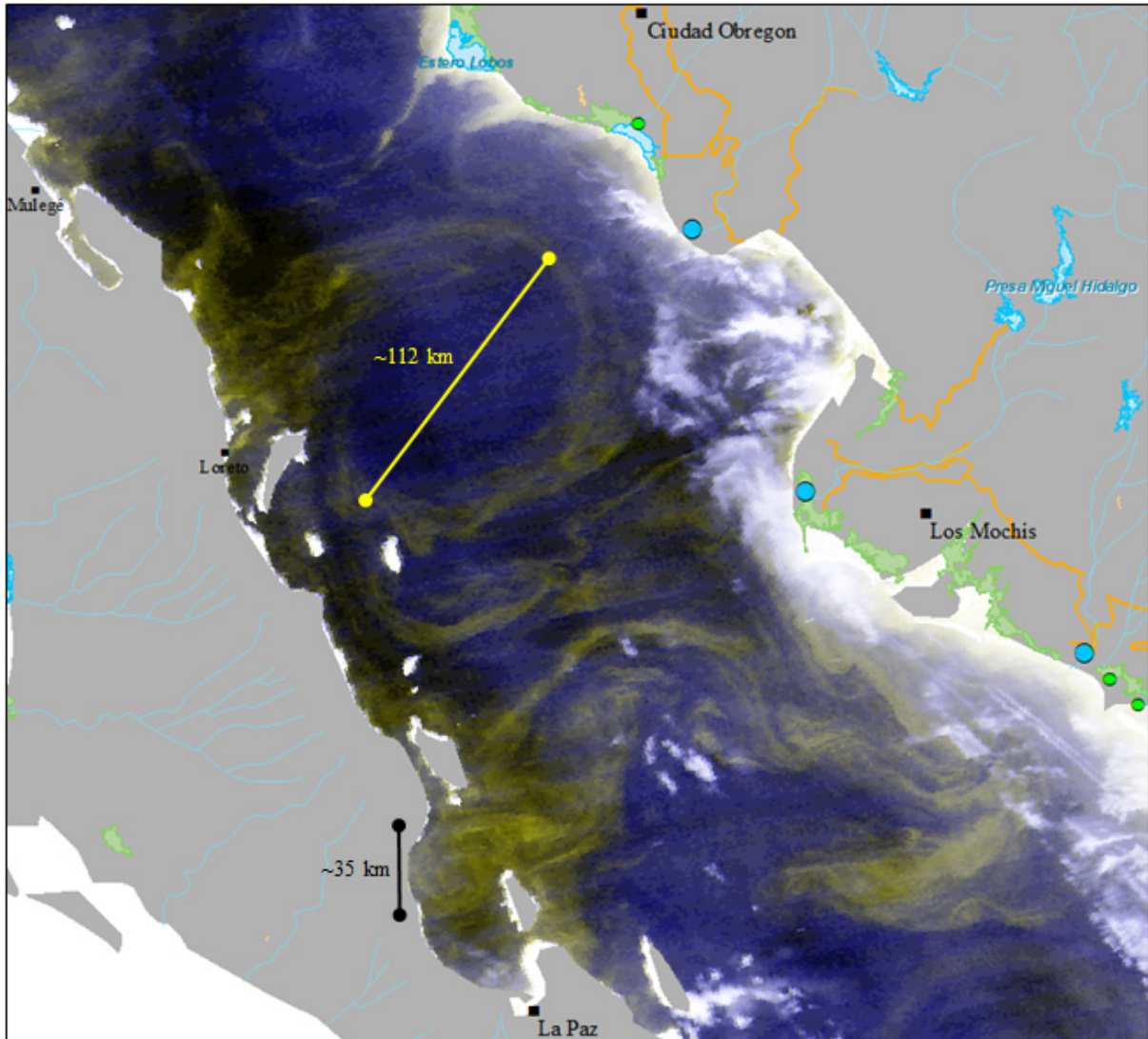


Figura 4.9. Imagen de MST del 11/AGO/2007 (acercamiento al recuadro de la figura anterior). Giro anticiclónico de ~112 km de diámetro en la Cuenca del Carmen. Giro ciclónico de ~35 km de diámetro al noroeste de la Bahía de La Paz y plumas de material suspendido conectando las costas continental y peninsular del GC. Se observan dos filamentos cerca de Punta Lobos y uno enfrente de la Península de Bahía Concepción.

En la [Figura 4.10a](#) se muestran cinco plumas que se extienden al menos a 100 km de la costa continental. La primera ([a1](#)) corresponde a un filamento relativamente angosto (~2-7 km) que se origina en el Estero Lobos (cercano a la desembocadura del Río Yaqui) y se extiende aproximadamente ~100 km hacia el Oeste. La segunda ([a2](#)) se ubica frente a la desembocadura del Río Fuerte, alcanzando los ~110 km de longitud y de ~6-26 km de ancha. En el recuadro [a3](#), se ubican dos plumas de 8-70 km de ancho cruzando el golfo, una extendiéndose por todo el límite de su boca interna (~240 km) y la otra hacia el Norte de la primera alcanzando una distancia de 150 km desde la línea de costa continental. En el recuadro [a4](#) se muestra la pluma más extensa detectada en este trabajo, a una distancia de ~300 km de la línea de costa de Nayarit y con ~200 km en su región más ancha. En el siguiente apartado se trata con mayor detalle la evolución de esta pluma.

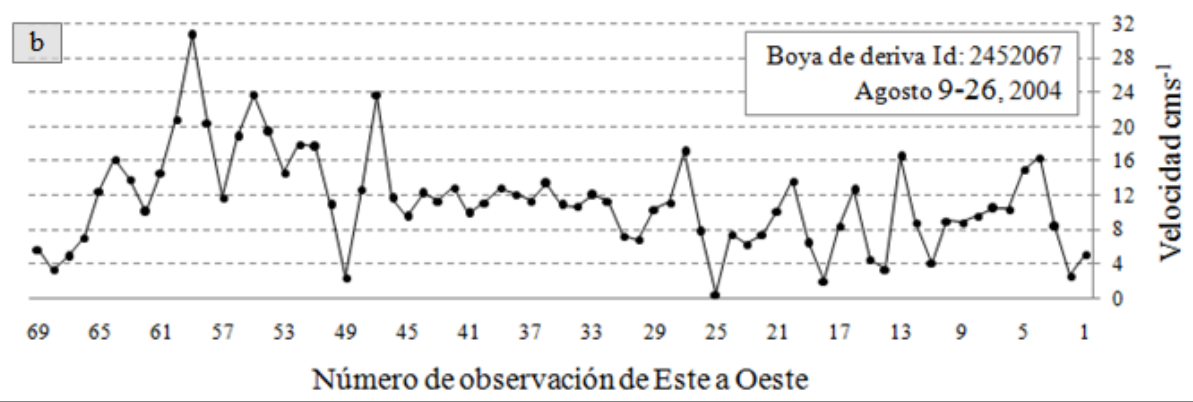
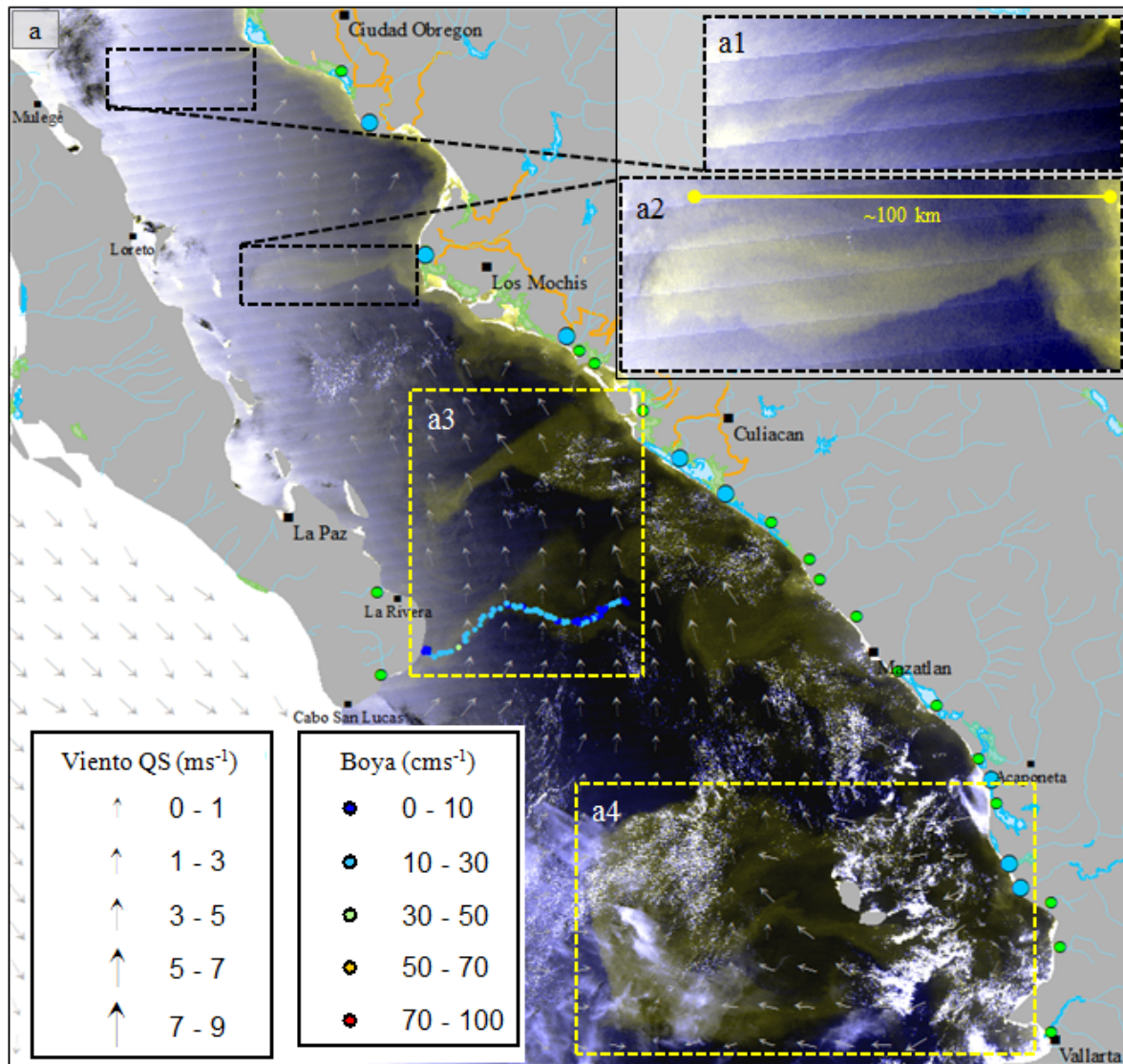


Figura 4.10. Datos de AGO/2004. [a] Imagen de MST del día 21, vectores de viento QuikSCAT del día 22 y trayectoria de boya de deriva del 9-26 (puntos azules hacia la punta de la península). Las plumas transversales al eje mayor del golfo se muestran en los recuadros (a1-a4). [b] Fluctuaciones en la velocidad de la boya de deriva (con dirección hacia el Oeste). El eje de las abscisas representa la secuencia de observaciones (69) en intervalos de ~6 h.

4.2.3 Imágenes de K490, clorofila y temperatura superficial

Con la finalidad de disminuir la cobertura de nubes en las imágenes con las que se dio seguimiento a la pluma en forma de hongo detectada en la región sur del GC, se utilizaron secuencias de imágenes promedio (de 8 días) de los parámetros: K490, clorofila-a y temperatura superficial del mar (Figura 4.11). Las imágenes comprenden del 19/JUN al 27/AGO de 2004. En general, la ubicación de esta pluma y otras de menor tamaño al Norte, se mantuvieron asociadas con temperaturas superficiales relativamente altas ($\sim 30^{\circ}\text{C}$), cerca de la costa continental. En la secuencia se observa que la turbidez asociada a la estructura en forma de hongo, fue iniciada por dos plumas originadas en las desembocaduras al sur de Nayarit, con desplazamiento hacia el Oeste, una al norte de las Islas Marías (IM, su ubicación está representada con un pequeño rectángulo en las imágenes de la Figura 4.11) y otra al sur de las mismas. Siguiendo esta serie de escenas, en la primera imagen promedio (19-26/JUL, Figura 4.11a), se pueden apreciar valores relativamente altos de turbidez (K490 ~ 0.4), de clorofila ($5\sim 30\text{ mg m}^{-3}$) y de temperatura ($\sim 30^{\circ}\text{C}$) cerca de la desembocadura del Río San Pedro (rectángulo con línea discontinua). En la siguiente imagen (27/JUL-03/AGO, Figura 4.11b) se observa la primera pluma desplazándose hacia el Oeste, al norte de las IM (b1), formando un frente en forma de hongo que se ubica a $\sim 190\text{ km}$ de la costa de Nayarit. También se observa un filamento de turbidez y de alta concentración de clorofila al sudeste de las IM, aparentemente influenciada por circulación ciclónica (b2). La temperatura superficial en un radio de $\sim 90\text{ km}$ de las IM (b3) es más alta en relación con la imagen promedio anterior, sin embargo en esta secuencia no hay conexión aparente entre estas temperaturas superficiales altas y las aguas provenientes del Sur a través de la Corriente Costera Mexicana (Lavín *et al.*, 2006).

Considerando la diferencia en distancia entre los frentes de las plumas y la línea de costa en estas dos primeras imágenes de clorofila (a1, $\sim 130\text{ km}$), y el tiempo transcurrido de 8 días, la velocidad media de transporte de la pluma sería del orden de $\sim 20\text{ cm s}^{-1}$. En la tercera escena de la secuencia (04-11/AGO, Figura 4.11c) las concentraciones de clorofila y la turbidez se incrementan cerca de la costa, extendiéndose hacia las IM; en esta escena el frente de la pluma no avanza más hacia el Oeste y la segunda pluma se origina del filamento b2 (Figura 4.11b), que se hace más evidente en la imagen del 04-11/AGO, alcanzando su mayor extensión en la escena del 12-19/AGO (Figura 4.11d), con un filamento circulando hacia el Oeste, al sur de las

IM y un frente que se acopla al de la primer estructura, avanzando a ~290 km de la costa. En esta imagen (Figura 4.11d), el área oval asociada a la pluma en forma de hongo es de ~40,000 km². En la última imagen de la secuencia (20-27/AGO, Figura 4.11e) el frente avanza ~10 km más hacia el Oeste, hasta una distancia a la línea de costa de ~300 km. La turbidez y la concentración de clorofila decaen en la pluma circular, lo que permite observar con mayor contraste los remanentes de los filamentos (e2 y e3) y el frente de la pluma (e1) en la imagen de clorofila (Figura 4.11e y Figura 4.10 a4).

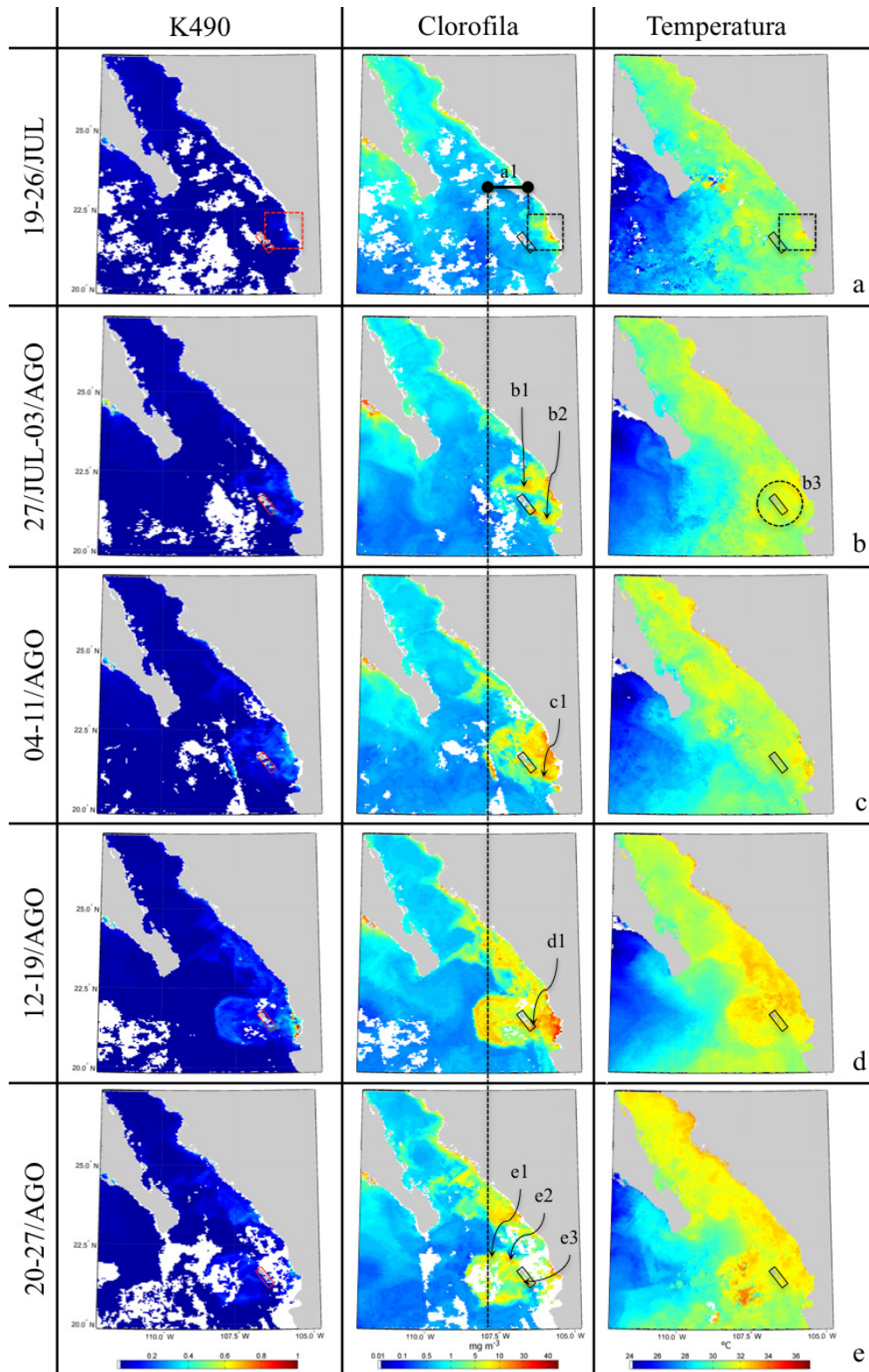


Figura 4.11. Secuencia de imágenes promedio de ocho días de K490, clorofila-a y temperatura superficial del mar (MODIS/Aqua, obtenidos del sitio de la NASA). Se muestra la evolución de la pluma en forma de hongo al sudeste del área de estudio, asociada con altas temperaturas. El pequeño rectángulo indica la ubicación de las Islas Marías (IM).

5. DISCUSIÓN

Un aspecto al que se dedicó especial interés en este trabajo por constituir un elemento fundamental para verificar la hipótesis, fue al diseño metodológico concerniente a la implementación de algoritmos para extraer información sobre la circulación superficial, tanto con las imágenes de la base de datos **GISST**, como con las **MODIS/Aqua**.

En algunos trabajos realizados en el **GC** con imágenes de satélite (*Pegau et al., 2002*) se ha reportado la dificultad para inferir estos patrones en imágenes de **TSM** de verano, debido a que los gradientes de temperatura son muy débiles y las estructuras no son fácilmente identificables. En este trabajo, los gradientes débiles indujeron coeficientes de correlación altos, pero la coherencia espacial de los campos vectoriales fue baja. Por lo tanto en esta época del año, el desempeño del **ASR** es inferior en la determinación de patrones de circulación con las imágenes **GISST**, respecto a otras épocas (de noviembre a mayo) en las que la varianza de **TSM** es más alta.

Por otra parte, el procesamiento de los datos de precipitación pluvial (del satélite **TRMM**) por cuencas de drenaje fue apropiado para acotar la búsqueda de escenas **MODIS** en regiones y periodos específicos (ubicación de las descargas en términos espaciales y temporales). Puesto que la escorrentía está asociada con las épocas de mayor nubosidad, la cobertura de nubes fue una limitante al tratar de obtener secuencias de imágenes para la aplicación del **ASR**. No obstante, las imágenes de **MST** interpretadas individualmente fueron útiles para revelar algunos patrones de transporte, precisamente durante verano, cuando se presentan las mayores precipitaciones en el **SGC**.

Por lo tanto la combinación de ambos enfoques resulta útil en el estudio de los patrones de circulación en el **GC**. Estos patrones son determinados en primer lugar por el forzamiento oceánico remoto, con menor influencia de las condiciones locales de viento (*Zamudio et al., 2008*). Este forzamiento determina la formación de una serie de giros acoplados a manera de engranaje y los efectos de su interacción tienen efectos importantes en la circulación superficial. Según *Figueroa et al. (2003)*, los giros en el **SGC** no tienen un sentido de rotación preferente, ni aparecen con mayor frecuencia en alguna estación del año en específico. *Pegau et al. (2002)* representan la circulación general del **GC** (a partir de una serie de imágenes de color del mar de verano de 1999 y 2000) con seis giros. Uno ciclónico en la Cuenca Wagner,

cuatro giros con sentidos de rotación alternados en las siguientes ubicaciones: al sur de las Grandes Islas (cyclónico), Cuenca Guaymas, Cuenca del Carmen y Cuenca Farallón. En la región de la boca interna del golfo, el sexto giro es descrito por estos autores como anticiclónico. A continuación se discuten de manera conjunta los resultados obtenidos en los capítulos 3 y 4 referentes a estos patrones de circulación.

5.1 Patrones de circulación mensual

Los patrones de circulación obtenidos con el **ASR** aplicado a secuencias de imágenes diarias de la base de datos **GISST** y su posterior tratamiento, permitió su generalización como campos promedio mensuales y esto a su vez la comparación con los rasgos reportados por investigadores que han utilizado observaciones directas, o bien imágenes captadas con sensores remotos.

Regiones **EGC y **SGC****

En la **EGC**, las primeras descripciones de la circulación superficial en el **GC**, basadas en los reportes de deriva de embarcaciones (*US Hydrographic Office, 1947; Roden, 1958; 1964*), indicaban un flujo en verano y un reflujo en invierno, por lo que se sugirió una relación causa-efecto entre los patrones de viento y la circulación superficial. El patrón de circulación superficial parecía estar soportado por la distribución de salinidad, con aguas de alta salinidad (**GCW**) en la región cercana a la península, con su influencia intensificada en invierno, mientras que a lo largo de la costa Este se encontraban aguas de baja salinidad (**TSW**) entrando al golfo (*Roden, 1964*). Los primeros cálculos de velocidades geostróficas (*Roden & Groves, 1959*) también mostraron un flujo en verano y un reflujo en invierno.

Figuroa et al. (2003) utilizaron datos hidrográficos históricos para obtener la circulación geostrófica en el **SGC**, comprobando la existencia de giros ciclónicos y anticiclónicos. Según estos autores, los giros no parecen estar asociados con rasgos batimétricos, puesto que pueden encontrarse confinados a una cuenca, o sobre los umbrales que separan las cuencas Pescadero-Farallón, Farallón-Carmen y Carmen-Guaymas. En la **Figura 5.1** se muestran los esquemas de circulación presentados por estos autores (flechas negras) agrupados por cuenca y por mes (aquí se representan rotados 90° a la izquierda con respecto a la figura original para alinear las cuencas verticalmente y compararlos con los rasgos de circulación encontrados en el presente trabajo). Las flechas rojas corresponden a los rasgos de circulación derivados de los campos

vectoriales obtenidos con el **ASR**, según lo descrito en la sección 3.2.4 (**Figura 3.25**). En la **Figura 5.1** aparecen más elongados debido al cambio de escala realizado para ajustarlos a la tabla.

En este trabajo se encontraron evidencias de giros al sur de la Cuenca Pescadero de noviembre a marzo (**Figura 5.1**). Los giros más extensos abarcan prácticamente toda la boca interna del golfo, y tienen sentido de rotación anticiclónica en marzo y noviembre, siendo esta menos evidente en diciembre.

La **Figura 5.1** muestra un flujo ingresando al **SGC** en junio y julio, lo cual concuerda con las primeras observaciones realizadas desde la **EGC** en verano (*US Hydrographic Office, 1947*). En el estudio que llevaron a cabo *Castro et al. (2000)* en la boca del golfo usando estaciones de **CTD** en ocho cruceros (entre 1992 y 1998), observaron patrones estacionales en los campos de temperatura, salinidad y velocidad geostrofica. Según estos autores, la señal estacional de velocidad geostrofica consiste en un patrón alternado, con flujo en la parte central y reflujos principalmente en la región cercana a la península durante mayo, revirtiéndose en noviembre.

En esta región, uno de los patrones de circulación más conspicuos es el representado por el campo vectorial (**ASR**) de enero (2010), así como por los vectores **OSCAR** para el mismo mes (**Figura 3.28**). En estos se observa un flujo ingresando al golfo sobre la plataforma del margen continental, en contra de la dirección del viento típica de invierno. *Merrifield & Winant (1989)*, y más recientemente *Zamudio et al. (2008)* concluyen que el forzamiento del viento juega un papel secundario en la circulación superficial del **SGC**, atribuyendo como principal influencia el forzamiento oceánico remoto. Estos últimos autores estudiaron la generación de giros en el **SGC** utilizando el modelo numérico **HYCOM** y encontraron que la corriente de límite Este hacia el polo, próxima a la costa continental (**PEBC**), se intensifica dos veces por año: una de mayo a junio, y otra en diciembre. Estos autores señalan que la **PEBC** juega un papel primordial en la generación de giros al interactuar con las irregularidades topográficas de la costa continental (los cabos de Topolobampo y Punta Lobos, así como las cordilleras que se extienden mar adentro desde las desembocaduras de los Ríos San Lorenzo y Sinaloa), en tanto que el viento no es un componente esencial para ello. En la **Figura 5.2a** se muestra la altura del nivel del mar (escala de color en cm) y la circulación superficial del 31/AGO/1999

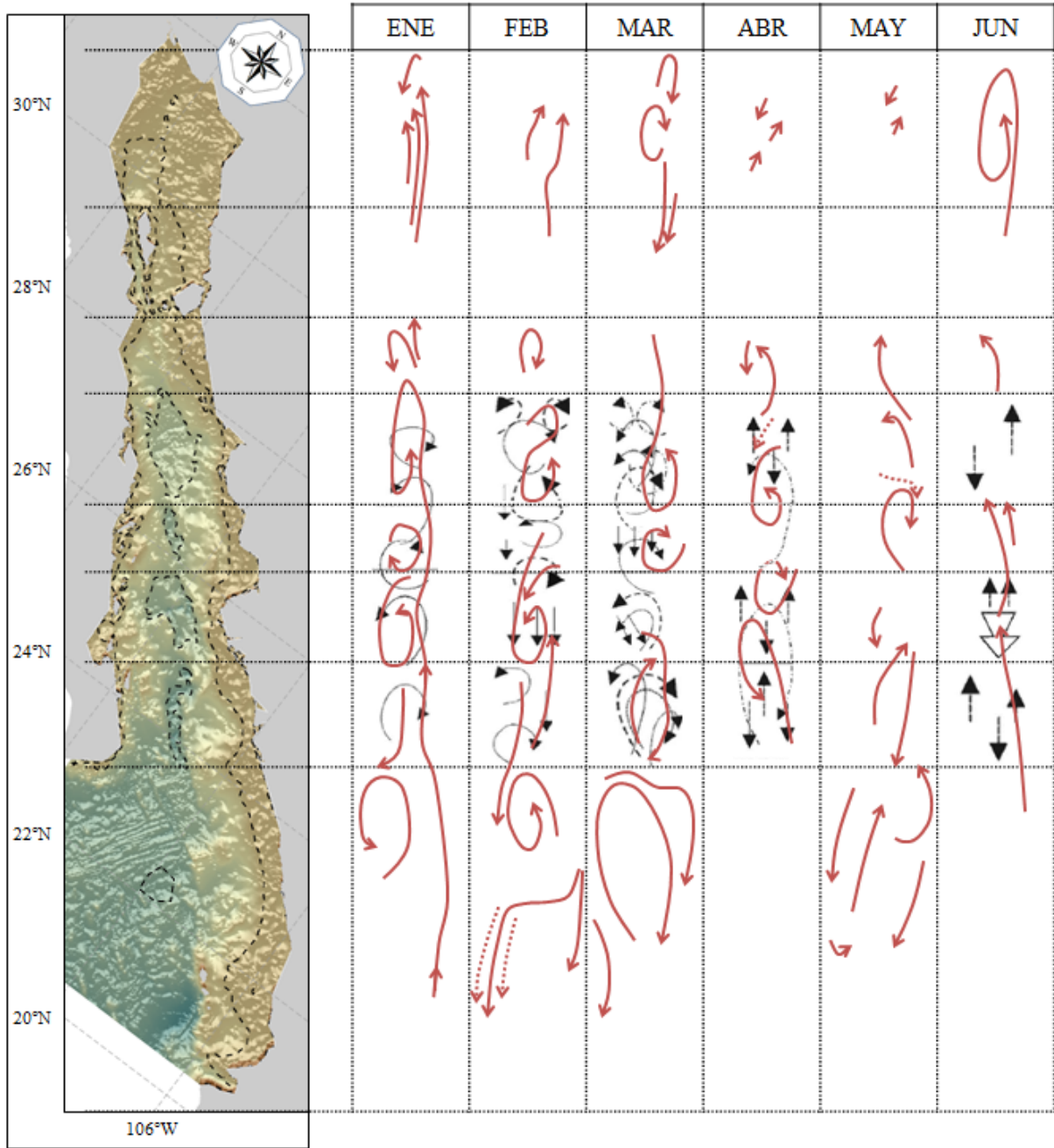


Figura 5.1. Resumen mensual (enero-junio) de los principales rasgos de circulación superficial derivados del ASR (flechas rojas), así como los reportados por *Figueroa et al. (2003)* (flechas negras) a partir de datos hidrográficos.

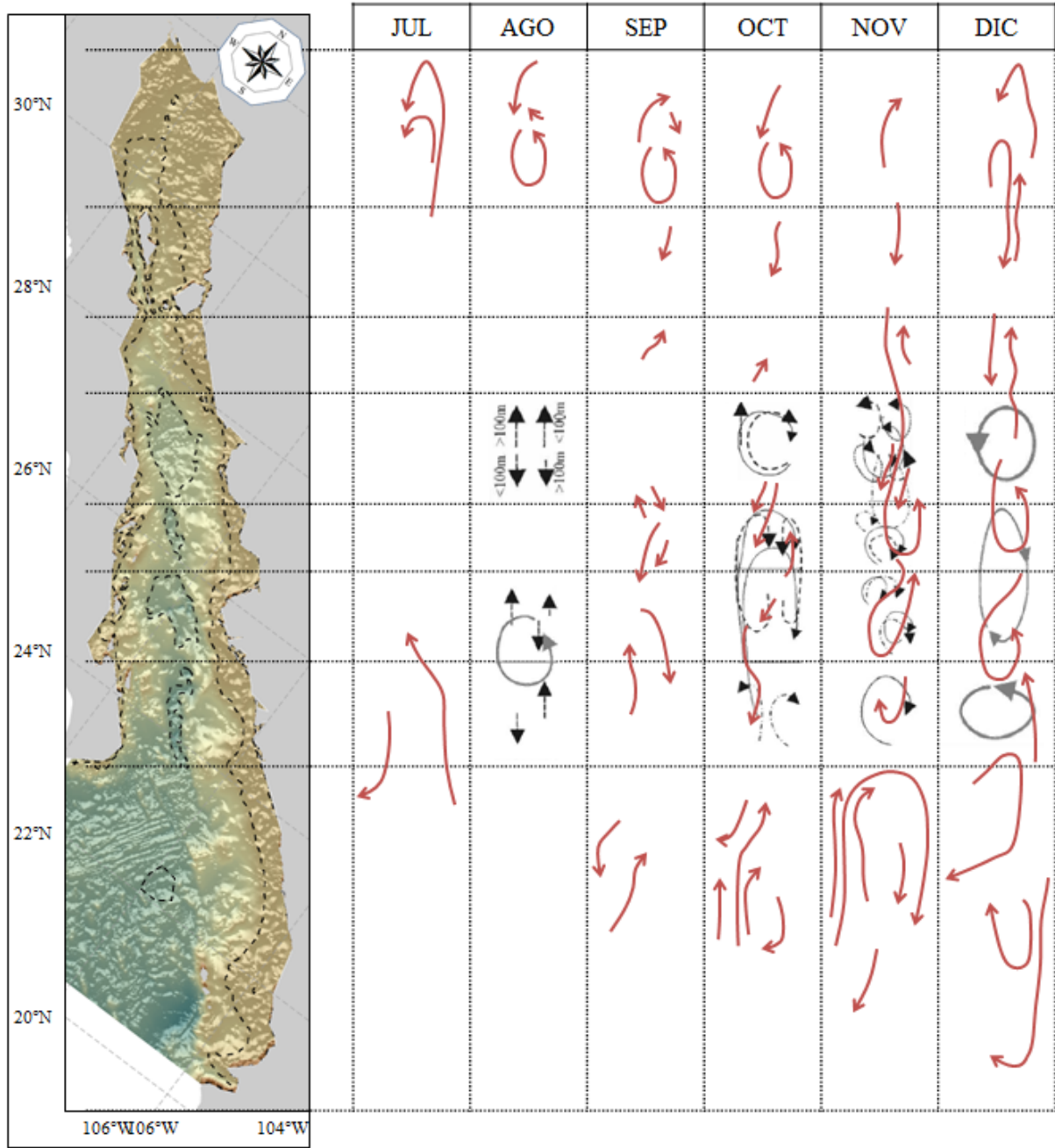


Figura 5.1. Continuación (julio-diciembre).

obtenidas por *Zamudio et al. (2008)*. Las plumas de **MST** del 21/AGO/2004 (Figura 5.2b) se ubican en las regiones en las que el nivel del mar es más alto (12-16 cm) y donde el patrón de circulación superficial propicia el transporte hacia la península. Según *Pegau et al. (2002)* este patrón de circulación tiene el potencial de transportar filamentos de fitoplancton a las zonas profundas del golfo.

Lavin & Marinone (2003) mencionan que los giros presentes en esta zona no aparecieron en los modelos numéricos de *Beier (1997)* ni de *Marinone (2003)*, que son forzados horizontalmente por vientos homogéneos estacionales. El modelo de *Martínez-Alcalá (2002)* fue el primero que reprodujo giros en la **EGC** porque usa vientos variables de periodo corto, medidos con el satélite **NSCAT**.

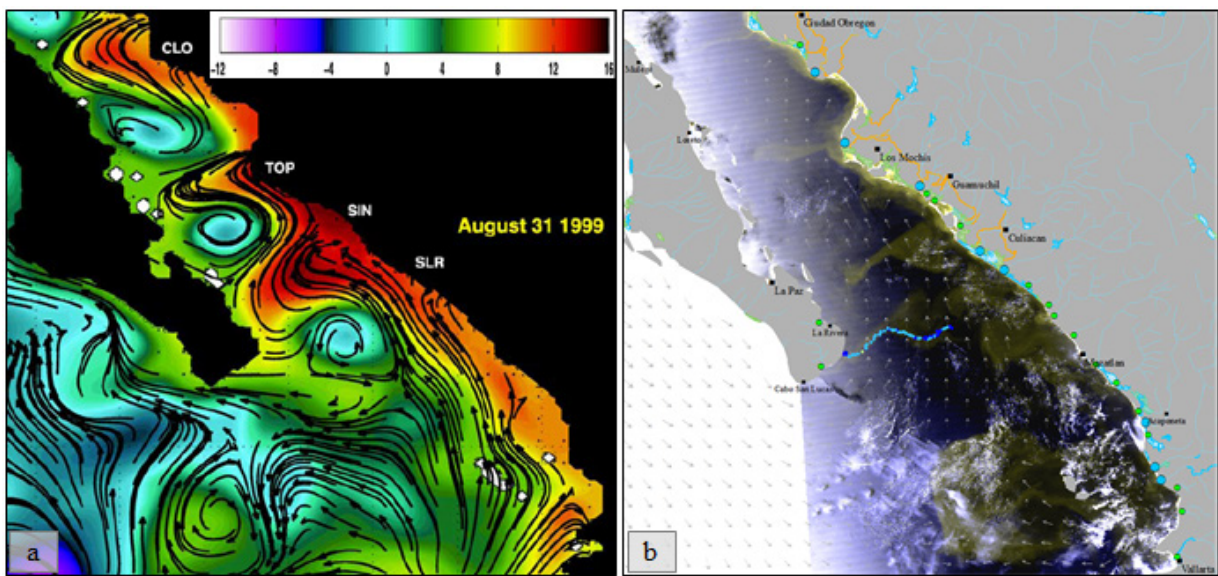


Figura 5.2. [a] Altura del nivel del mar (cm) y corrientes superficiales para el 31/AGO/1999 obtenidas por *Zamudio et al. (2008)* utilizando el modelo **HYCOM**. [b] Imagen de **MST** del 21/AGO/2004 descrita anteriormente (Figura 4.10).

Otro componente importante de la circulación a lo largo del margen este del **SGC** son las ondas atrapadas en la costa (*Merrifield & Winant, 1989; Martínez-Alcalá & Allen, 2004a, 2004b; Zamudio et al., 2007*) en donde se disipan con la generación y rompimiento de giros (*Christensen et al., 1983*).

La intensidad de la señal estacional de velocidad geostrofica, calculada con datos hidrográficos, fue estudiada por *Bray (1988)* para varios transectos a lo largo del golfo y por *Marinone & Ripa (1988)* y *Ripa & Marinone (1989)* para la cuenca de Guaymas. Estos

autores encontraron una señal estacional para el transporte superficial y para el esfuerzo del viento (con flujo en verano y reflujos en invierno). *Bray (1988)* encontró en la Cuenca de Guaymas, una circulación ciclónica débil en verano, con velocidades de 20 a 30 cm s^{-1} y anticiclónica (de 10 a 20 cm s^{-1}) en primavera y otoño. En el presente trabajo se encontró una circulación ciclónica de enero a abril en la Cuenca de Guaymas, coincidiendo en marzo y abril con el sentido de rotación reportado por *Figueroa et al. (2003)*, pero no en enero, cuando el giro ciclónico en el presente trabajo aparece abarcando toda la cuenca. En la imagen de **MST** del 12/SEP/2004 (*Figura 5.3*) se observa un filamento saliendo de Punta Lobos con dirección a la península, formando un giro ciclónico al sur y uno anticiclónico al norte. La boya de deriva del **GDP** (Id: 50021) registró una trayectoria del 18/JUN al 06/SEP/2004, iniciando en la Bahía de La Paz, en donde fue retenida por un giro ciclónico durante un mes.

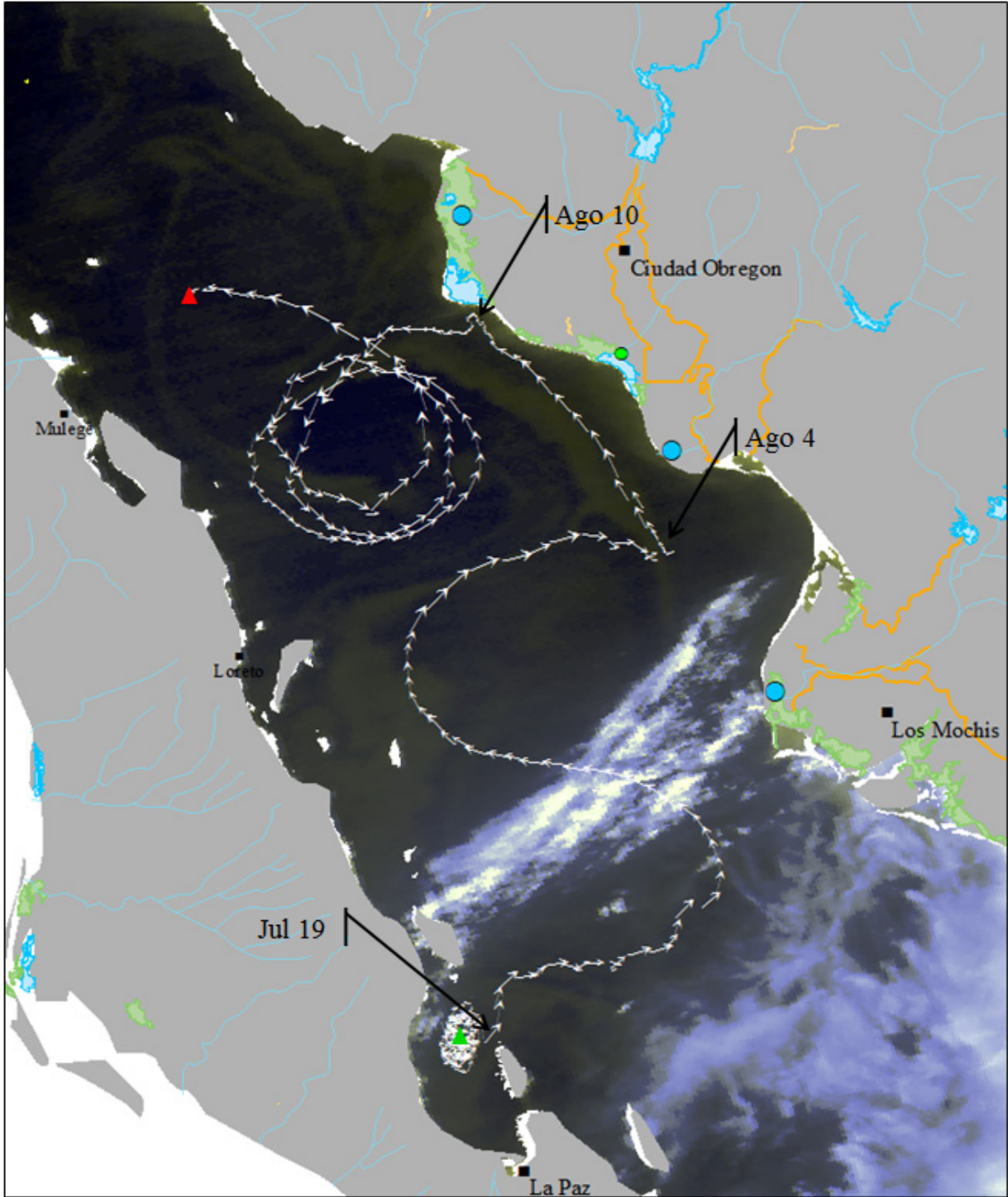


Figura 5.3. Datos de 2004. Imagen de TSM del 12/SEP y trayectoria de la boya de deriva del GDP (Id: 50021) lanzada el 18/JUN (triángulo verde), finalizando su recorrido el 06/SEP (triángulo rojo).

Su trayectoria en forma de S hacia el norte sugiere la influencia de una circulación ciclónica al oeste del primer meandro, y anticiclónica al este del segundo. Este patrón se observa en la imagen TSM del 27/ENE/2010 (Figura 3.11b), generado a partir de un filamento que se

propaga desde Punta Lechuguilla hasta llegar a la costa peninsular, formando una estructura en forma de hongo con el giro anticiclónico al norte y ciclónico al sur de la corriente de chorro. En la misma imagen, en la región entre Punta Lobos y la Península de Bahía Concepción, se observa un segundo par de giros formando otra estructura en forma de hongo (este patrón es también evidente en la imagen del 12/SEP/2004, [Figura 5.3](#)). Estos giros han sido asociados a la intensificación de la PEBC durante los meses de verano, pero no en invierno, aunque [Zamudio et al. \(2008\)](#) sugieren que esta podría ocurrir también en invierno (diciembre).

Región NGC

[Lavín & Marinone \(2003\)](#) señalan que la circulación estacional en el NGC está dominada por un giro que se revierte estacionalmente, ciclónico de junio a septiembre y anticiclónico de noviembre a abril, con velocidad máxima de 35 cm s^{-1} en ambas temporadas. En el presente trabajo, el trazo de las trayectorias a partir de campos los vectoriales mensuales, muestra una circulación ciclónica en esta región en junio de 2009, aunque las velocidades máximas fluctúan alrededor de 19 cm s^{-1} ([Figura 3.20](#)). Esta circulación resulta menos evidente en julio, pero se vuelve a presentar en agosto, septiembre y octubre de 2009, ubicándose justo al norte de la Isla Ángel de la Guarda. En noviembre domina un flujo hacia el alto golfo desde la región norte de la Isla Ángel de la Guarda. De diciembre de 2009 a febrero de 2010 la circulación en el NGC observada en los campos vectoriales es hacia el norte en el margen continental, especialmente en enero de 2010 ([Figura 3.25](#) y [Figura 5.1](#)). En marzo de 2010 se observa una circulación anticiclónica al noroeste de la Isla Ángel de la Guarda, justo sobre la Cuenca Delfín, así como un segundo giro anticiclónico en la zona del alto GC. En otros trabajos se ha obtenido evidencia directa de este patrón utilizando boyas de deriva rastreadas por satélite ([Lavín et al., 1997a](#)), así como con correntómetros ([Palacios-Hernández et al., 2002](#)). Las secciones hidrográficas correspondientes muestran un abovedamiento de las isopícnas en verano, que conduce a un centro bajo en la altura dinámica y corrientes geostroficas ciclónicas con velocidades superficiales similares a las registradas con boyas de deriva, mientras que en invierno hay una depresión en las isopícnas en el centro de la cuenca, que genera una topografía dinámica alta. La persistencia de este patrón ha sido demostrada por [Bray \(1988\)](#) y [Carrillo et al. \(2002\)](#) a partir de cálculos geostroficos usando datos hidrográficos, así como con datos AVHRR ([Soto-Mardones et al., 1999](#)).

5.2 Tratamiento de imágenes de MST

El escurrimiento superficial en las cuencas que drenan al este del Golfo, es disminuido por la captación en la infraestructura hidráulica construida (10 presas con una capacidad de almacenaje individual superior a los 2 mil millones de m³ y una superficie total de 48,000 km²; *CNA, 2004*). No obstante, la escorrentía puede tener efectos significativos en las propiedades ópticas del GC como resultado del aporte de material orgánico e inorgánico suspendido, así como de los procesos biológicos estimulados por este flujo. *Jickells et al. (2005)* consideran este proceso como una de las principales fuentes de aporte de material particulado a las zonas costeras.

En época de lluvias intensas, el escurrimiento de agua superficial aporta nutrientes desde las zonas agrícolas localizadas a lo largo de la costa este del GC. *Beman et al. (2005)* concluyen que las escorrentías del Valle del Río Yaqui provocan florecimientos de fitoplancton (de 54 a 577 km²) en el GC, ejerciendo una fuerte y consistente influencia en los procesos biológicos. Esto como consecuencia de la aplicación de cantidades extremadamente altas de fertilizantes (250 kg N ha⁻¹ en 2.25 × 10⁵ ha, en el Valle del Yaqui). Según estos autores, la escorrentía superficial es determinada principalmente por irrigación de las zonas agrícolas, causando descargas de grandes pulsos de N hacia aguas superficiales. La distribución de las plumas de MST mostradas en el presente estudio y el efecto de los fertilizantes en esta región sugerido por *Beman et al. (2005)*, apuntan a que el escurrimiento superficial podría estar aportando gran cantidad de nutrientes al GC de manera esporádica durante las épocas de mayor precipitación, estimulando florecimientos asociados a las zonas de turbidez alineadas a las desembocaduras de los principales ríos (Figura 4.7). En un estudio a escala global, *Boyce et al. (2010)* concluyen que la concentración de fitoplancton ha disminuido en el último siglo a una tasa del 1% de la media anual por año, como consecuencia del aumento en la temperatura en la mayoría de los océanos, con excepción de algunas zonas costeras del Océano Índico. Ellos señalaron que el aporte de fertilizantes por escorrentía desde las zonas agrícolas tiene un efecto importante al incrementar el aporte de nutrientes y la concentración de fitoplancton. Las altas temperaturas asociadas con algunas plumas en nuestra área de estudio, permiten por una parte, descartar las surgencias como mecanismo que favorezca altas concentraciones de fitoplancton, y por otra, enfatizar la importancia de las descargas desde zonas agrícolas. Cabe señalar que en algunas imágenes correspondientes a periodos sin precipitación, se observaron

zonas de turbidez restringidas a franjas relativamente estrechas (a menos de 10 km del litoral continental del área de estudio). La plataforma de la costa este del GC es extensa (Figura 1.10), y en su región más somera los procesos dominantes en la generación de MST son la resuspensión de sedimentos y mezcla vertical. La distribución espacial de la turbidez provocada por estos procesos es limitada (en comparación con la provocada por escorrentía), puesto que se origina en zonas muy someras (~15 m; Lavín *et al.*, 1997b) y el material se vuelve a sedimentar antes de ser desplazado a grandes distancias.

Si consideramos el escenario de agosto de 2004 para la boca del GC, con el patrón de circulación superficial estacional caracterizado por un flujo ingresando al golfo por su margen Este, donde la distribución de salinidad es baja con respecto a la costa peninsular (Roden, 1964) y viento del sudeste (de $\sim 4 \text{ m s}^{-1}$ según datos QuikSCAT del 22/AGO/2004, Figura 4.10a), se podría inferir un transporte de material suspendido hacia el Noroeste, paralelo a la costa continental. Sin embargo, en la imagen de MST del 21/AGO/2004 se observa un transporte casi perpendicular al eje mayor del golfo con plumas de material suspendido que lo cruzan de Este a Oeste.

Una de las plumas de MST captada en la imagen del 21/AGO/2004 coincide en espacio y tiempo con la trayectoria de una boya de deriva que registró la corriente superficial en la entrada del golfo del 9 al 26 de agosto de ese año (Figura 4.10a). El recorrido de la boya (~160 km), delinea la extensión y contorno de la pluma a una velocidad media de 11.3 cm s^{-1} y máxima de 30.6 cm s^{-1} (las fluctuaciones de velocidad se muestran en la Figura 4.10b). Así, el tiempo de transporte de material suspendido desde la primera ubicación de la boya hasta la punta de la península sería por lo menos del orden de ~16 días (considerando la velocidad media de la boya). Durante este tiempo, el material particulado más grueso se habría hundido relativamente cerca de la costa hasta quedar fuera del alcance de detección del sensor del satélite (~37% de la zona eufótica; Gordon & McCluney, 1975), mientras que la tasa de sedimentación del material fino ($\ll 1 \text{ m d}^{-1}$; Lal, 1977) permite que éste sea visible por el sensor durante varios días. Esta diferencia en las tasas de sedimentación puede producir el efecto de que la pluma se separa de la desembocadura que le dio origen (Figura 4.10a, a3). Así, el material fino puede ser transportado durante varios días a una profundidad a la que es detectado por sensores remotos, lo que permite usarlo como trazador de la compleja circulación superficial de la región sur y boca del GC. Fernández-Barajas *et al.* (1994),

Emilsson & Alatorre (1997), *Amador-Buenrostro et al. (2003)* y *Figueroa et al. (2003)* han documentado giros ciclónicos y anticiclónicos en el sur del GC. Estas estructuras de mesoescala tienen una gran influencia en la distribución de material suspendido y plancton.

En el caso particular de las plumas mostradas en la imagen del 21/AGO/2004, éstas no presentan deformaciones aparentes por vorticidad, su orientación es prácticamente en línea recta (Figura 4.10a, a1, a2, a3) hacia el Oeste o Sudoeste, alcanzando distancias del orden de ~100 km con respecto a la costa continental. Es muy probable que esta orientación de las plumas sea originada por los giros de mesoescala documentados en esta zona. Por ejemplo, el giro ciclónico al norte de la Cuenca Guaymas y su contraparte anticiclónica al sur de la misma, en conjunto provocan una corriente hacia el Oeste, justo en la zona de la desembocadura del Río Yaqui. En las imágenes SeaWiFS del 31 de agosto al 4 de septiembre de 1999 presentadas por *Pegau et al. (2002)*, la distribución de clorofila se extiende desde las zonas cercanas a las desembocaduras de los Ríos Yaqui y Fuerte hacia el centro del GC, como resultado de la influencia de estos grandes giros.

La pluma en forma de hongo ubicada en la boca del GC, fue una de las más conspicuas encontradas durante el periodo de estudio. Su formación se origina al sur de la zona en la que confluyen diversas masas de agua, principalmente las subárticas, transportadas por la Corriente de California, así como las tropicales, transportadas por la Corriente Costera Mexicana (*Lavín et al., 2006*). El frente frío parece confinar la pluma en un área oval de agua superficial cálida que se mantiene con pocos cambios en su cobertura espacial durante varios días (Figura 4.11b-e). La distribución espacial del agua superficial cálida sugiere que esta zona es influenciada localmente por los procesos de escorrentía, lo que contribuye a establecer un gradiente de densidad más pronunciado con respecto a las aguas aledañas al Oeste (Figura 4.11d). Esto concuerda con lo reportado por *Palacios-Hernández et al. (2010)*, quienes encuentran una correlación de $r > 0.70$ entre la temperatura superficial del mar en esta zona y la precipitación en Nayarit, con un retraso de un mes (un mes después de las lluvias la temperatura superficial se incrementa). En el 2004 las lluvias intensas iniciaron en julio (Figura 4.5), lo que podría explicar que el incremento en la temperatura superficial del mar cercana a la costa continental en el mes de agosto (Figura 4.11). Por su forma y dimensión (~40,000 km², extendiéndose a ~300 km de la línea de costa), el origen de esta pluma podría estar relacionada con los procesos descritos por *Fedorov & Ginsburg (1989)*, quienes explican que la formación

de corrientes dipolo (en forma de hongo) en zonas costeras pueden estar asociadas a descargas de ríos, forzamiento por vientos locales concentrados por la geometría de la costa o por la topografía, así como por la interacción de giros. En este sentido, *Zamudio et al. (2007)* demuestran (utilizando datos de altimetría satelital y el modelo oceánico en capas **NLOM**) la formación de giros anticiclónicos en la región de las Islas Marías y Cabo Corrientes, cuya formación varía anualmente, intensificándose durante eventos El Niño. Estos autores concluyen que los factores esenciales para la formación de estos giros son la configuración de la costa, y las ondas atrapadas en la costa, generadas en el Pacífico Ecuatorial. *Godínez et al. (2010)* también muestran la formación de una serie de giros en la entrada del **GC** utilizando datos hidrográficos y de altimetría satelital, con los que calculan la corriente geostrófica superficial. Estos autores concluyen que los giros pueden tener un papel importante en el transporte de propiedades desde la costa hacia aguas profundas. *Lavín et al. (2009)* describen a partir de imágenes de temperatura superficial del mar del 13/MAY-16/JUN/2004, la formación de una estructura dipolo asociada a la advección de agua de la Corriente de California a través de la entrada del **GC**, en dirección casi normal a su eje. Al final de esta intrusión, al sur de la costa de Sinaloa, se desarrolla una estructura en forma de hongo, con giro ciclónico al Norte y uno anticiclónico al Sur.

En las imágenes mostradas en el presente trabajo (*Figura 4.11*) captadas un mes después de las descritas por *Lavín et al. (2009)*, la estructura de vórtice dipolar parece formarse como resultado de la interacción de los giros descritos por estos autores en la zona de Cabo Corrientes e Islas Marías. La intensificación de este tipo de circulación, así como del aporte de **MST** por escorrentía durante eventos El Niño, propician una mayor propagación de las plumas, lo que hace más probable su detección utilizando imágenes de color del mar.

Trabajos como los de *Pegau et al. (1999)* y *Cervantes-Duarte et al. (2000)* abordaron la caracterización de las propiedades ópticas en el **GC** utilizando datos obtenidos con radiómetros ambientales en tres cruceros oceanográficos en 1995, 1997 y 1998. Aunque es difícil obtener una generalización para una zona tan dinámica como lo es la boca del golfo, *Cervantes-Duarte et al. (2000)*, proponen familias de ecuaciones de regresión lineal que relacionan el coeficiente de atenuación difusa **K490**, con las profundidades de atenuación de luz al 10, 3, 1, y 0.1% de la que incide en la superficie. Con la obtención de información de turbidez *in situ* de buena resolución espacial y temporal, sería posible correlacionar el **K490**

estimado a partir de datos de sensores remotos, con la concentración del **MST** en una etapa de calibración, para después obtener estas concentraciones de manera operacional. Para cuantificar concentraciones absolutas en nuestra zona de estudio será necesario llevar a cabo un proceso de calibración con datos *in situ*, así como una evaluación de las propiedades ópticas en la región (*Pegau et al., 1999; Cervantes-Duarte et al., 2000*), con la finalidad de establecer la relación entre estas propiedades y los datos obtenidos con sensores remotos.

Los desafíos para el progreso de la caracterización de corrientes superficiales cerca de la costa y en general de los procesos que ocurren en la zona costera, incluyen entre otros aspectos, la superación de limitaciones de los sensores (resolución espacial y temporal) para realizar mediciones en la zona costera, pues muchos de los procesos en estas regiones ocurren en periodos cortos y en espacios pequeños. En este sentido, un tema recurrente durante los foros de consulta previos a la creación de la Agencia Espacial Mexicana (formalizada el 2 de noviembre de 2011), así como en la primer reunión de la Red de Ciencia y Tecnología Espaciales (RedCyTE) de CONACYT (23-25 de noviembre de 2011), fue la necesidad de que México cuente con sistemas de adquisición propios (micro y nano-satélites) para operar programas de monitoreo ambiental en regiones prioritarias, que incorporen (además de los datos obtenidos con percepción remota), estaciones meteorológicas, boyas oceanográficas y otros instrumentos para la colecta de datos *in situ*. En este contexto, el desarrollo e implementación de sistemas de tratamiento de imágenes que integren sus resultados a los programas de monitoreo, o a los modelos numéricos de estas zonas tan dinámicas, será de gran importancia. Con estas iniciativas y con el lanzamiento de nuevas misiones (como el **SWOT**, **NASA/CNES**, planeada para el año 2013), se vislumbra la posibilidad de obtener estimaciones de la circulación superficial y una caracterización de los procesos costeros a escalas muy finas.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

- El **ASR** aplicado a imágenes de temperatura superficial del mar generadas con técnicas de interpolación multi-plataforma (**GISST**), permite la estimación de campos vectoriales que contribuyen a la descripción de la dinámica superficial en regiones costeras relativamente estrechas como el **GC**.
- El procesamiento implementado en este trabajo con las imágenes **GISST** permite obtener campos vectoriales mensuales espacialmente densos. Éstos representan la dirección predominante a partir de los desplazamientos diarios detectados con el **ASR** en cada ubicación de la malla. Este proceso tiene el efecto de filtrar las variaciones de alta frecuencia en la dirección del vector, atenuando la velocidad resultante. Los rangos de velocidad promedio estimados con el **ASR** son del mismo orden que los obtenidos con modelos numéricos ($\sim 0\text{-}30\text{ cm s}^{-1}$), aunque la máxima es muy inferior a la registrada con boyas de deriva ($50\text{-}60\text{ cm s}^{-1}$), posiblemente por el efecto de arrastre de estos instrumentos por el forzamiento directo del viento.
- La coherencia espacial de los campos vectoriales estimados con las imágenes **GISST** resultó mayor durante los meses en los que la varianza de temperatura fue más alta (noviembre de 2009 a mayo de 2010). En éstos fue posible trazar rasgos de la circulación general interpretando variaciones en la dirección de los vectores, sin embargo en los meses con menor varianza de **TSM** (julio a octubre de 2009) no fue posible detectar patrones bien definidos.
- La incorporación del **ASR** como parte del proceso de Minería de Datos, permite abordar de manera integral las etapas de procesamiento requeridas para inferir patrones de movimiento (campo de velocidades) en una “base de datos de pixeles” (distribución de los niveles de radiancia en una serie temporal de imágenes) ofreciendo un esquema conveniente para llevar a cabo los procesos previos y posteriores a la estimación de campos vectoriales. Con este esquema se posibilitaría la eventual implementación de un sistema operacional, para generar esta información de manera rutinaria.
- La detección de **MST** asociado con eventos de escorrentía en secuencias de imágenes diarias permite inferir rutas de dispersión de material suspendido en el **SGC**, en forma de

plumas del orden de 100 km de longitud cruzando el golfo de Este a Oeste y giros de hasta ~112 km de diámetro. Sin embargo la implementación del ASR en secuencias de estas imágenes es complicada, por la cobertura de nubes y bruma.

- Una de las plumas más conspicuas detectada en este trabajo (con un área de ~44,000 km² y su frente ubicado a ~300 km de la línea de costa de Nayarit) se originó en la región de las desembocaduras de los Ríos Acaponeta, San Pedro, Santiago y Ameca, durante el mes de agosto de 2004. Por el seguimiento de su extensión y forma se infiere que su evolución está determinada por los siguientes factores: 1) La presencia de material suspendido y nutrientes aportados por la escorrentía de los ríos mencionados; 2) La relación entre la precipitación de los meses de verano con el incremento en la temperatura superficial del mar y su efecto combinado con la escorrentía en la disminución de la densidad de la capa superficial del mar; 3) El efecto de la circulación anticiclónica en la zona costera al norte de las desembocaduras mencionadas y 4) El efecto de la circulación ciclónica al sur de las IM por el efecto de la CCM desplazándose hacia el Oeste. La intensificación de los giros, en coincidencia con precipitación intensa en esta zona durante eventos El Niño, hizo más probable la formación de este tipo de plumas y su detección con imágenes de color del mar.

6.2 Recomendaciones

- En este trabajo se promediaron mensualmente los campos vectoriales diarios con la finalidad de obtener una mayor cobertura de los datos de velocidad. Se recomienda realizar promedios en intervalos de tiempo menor, por ejemplo diarios o de cinco días. Éstos últimos podrían compararse con los productos **OSCAR** generados con esa resolución temporal.
- Una vez obtenidos los campos vectoriales con mayor resolución temporal, se recomienda la implementación de técnicas de visualización de flujo (como el algoritmo de convolución por integrales curvilíneas, **LIC**) para mejorar la presentación e interpretación de resultados.
- Con la finalidad de reducir el tiempo de ejecución del **ASR** y utilizarlo en áreas geográficas más extensas, es recomendable implementar el algoritmo con técnicas de programación en paralelo. Con esto se podrían diseñar búsquedas de patrones más complejos, por ejemplo con la inclusión de cambios rotacionales o de escala en la plantilla de búsqueda.
- Para mejorar el desempeño del **ASR** se recomienda utilizar ventanas de búsqueda y plantillas de tamaño variable, así como un umbral adaptativo del coeficiente de correlación mediante un análisis previo del par de imágenes a procesar, en el que se considere la ubicación e intensidad de los gradientes.
- El procesamiento de los datos de precipitación pluvial (del satélite **TRMM**) por cuencas de drenaje fue apropiado para acotar la búsqueda de escenas **MODIS** en periodos y regiones específicos (ubicación de las descargas en términos espaciales y temporales). En virtud de que uno de los procesos de interés en este trabajo, la escorrentía, está asociado con las épocas de mayor nubosidad, la cobertura de nubes fue una limitante para obtener secuencias más detalladas de la evolución de las plumas, por lo que es recomendable incluir en futuros trabajos el tratamiento de imágenes de radar de apertura sintética como complemento de las imágenes de color.
- Los algoritmos aplicados a imágenes **MODIS** para generar composiciones de color, realizaron la cobertura de **MST** asociada a las desembocaduras de los principales ríos del margen continental del **GC** durante las épocas de mayor escorrentía (verano de 2004 y de 2008), ofreciendo la posibilidad de inferir algunos mecanismos de transporte por la circulación de mesoescala. Es necesario obtener concentraciones de **MST** con muestreos *in*

situ de alta resolución espacial y temporal, con la finalidad de calibrar los algoritmos aplicados a los datos de sensores remotos para generar mapas de la distribución de concentraciones absolutas de **MST** de manera operacional.

- El advenimiento de nuevos sensores con capacidad de captar imágenes con mayor resolución espacial y temporal, permitirá el uso de este tipo de algoritmos en cuerpos de agua pequeños y con mayor frecuencia. Esto implicará el manejo de grandes volúmenes de datos para el proceso de búsqueda de patrones, lo que a su vez hará indispensable el uso de herramientas como la Minería de Datos y la programación en paralelo.

7. REFERENCIAS

- Acker, J., Ouillon, S., Gould, R. & Arnone, R. 2005. Measuring Marine Suspended Sediment Concentrations from Space: History and Potential. In: *8th Int. Conf. on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments*. Halifax, Canada, May 17-19, 2005.
- Ackerman, S., K. Strabala, P. Menzel, R. Frey, C. Moeller, L. Gumley, B. Baum, C. Schaaf & G. Riggs. 1997. Discriminating Clear-Sky from Cloud with MODIS: Algorithm Theoretical Basis Document (MOD35). Algorithm Theoretical Basis Document ATBD-MOD-06, NASA Goddard Space Flight Center, 125 p.
- Amador-Buenrostro, A., Trasviña-Castro, A., Muhlia-Melo, A. F. & Argote-Espinoza, M. L. 2003. Influence of EBES seamount and Farallon basin on coastal circulation in the Gulf of California, Mexico. *Geofísica Internacional*, 42(3):407-418.
- Arias-Patrón, E. 2005. Plan de acción para el uso eficiente de agua dulce en el Golfo de California. Reporte técnico final para WWF. Sonora, México, 64 p.
- Badan-Dangon, A., C. E. Dorman, M. A. Merrifield & C. D. Winant. 1991. The Lower Atmosphere Over the Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, 96(C9), 16,877–16,896, doi:10.1029/91JC01433.
- Badan-Dangon, A., C. J. Koblinsky & T. Baumgartner. 1985. Spring and summer in the Gulf of California: observations of surface thermal patterns. *Oceanol. Acta*, 8(1):13-22.
- Beier, E. 1997. A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, 27:615-632.
- Beier, E. & Ripa, P. 1999. Seasonal gyres in the northern Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*, 29:305-311.
- Beman, J. M., K. R. Arrigo & P. A. Matson. 2005. Agricultural runoff fuels large phytoplankton blooms in vulnerable areas of the ocean. *Nature*, 434(7030):211-214.
- Boyce, D. G., Lewis M. R. & Worm, B. 2010. Global phytoplankton decline over the past century. *Nature*, 466(7306):591-596.
- Brando, V., Dekker, A., Marks, A., Qin, Y. & Oubelkheir, K. 2006. Chlorophyll and suspended sediment assessment in a microtidal tropical estuary adjacent to the Great Barrier Reef: spatial and temporal assessment using remote sensing. Cooperative Research Centre for Coastal Zone, Estuary & Waterway Management Technical Report 74. Queensland, Australia, 114 p.
- Bray, N. A. 1988. Thermohaline circulation in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 93: 4993-5020.
- Bray, N. A. & J. M. Robles. 1991. Physical Oceanography of the Gulf of California, 511-553. In: Dauphin, J. P. and Simoneit B. R. T. (Eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. Mem. Am. Assoc. Pet. Geol., Tulsa, Oklahoma, 834 p.
- Breaker, L. C., V. M. Krasnopolsky, D. B. Rao & X. H. Yan. 1994. The Feasibility of Estimating Ocean Surface Currents on an Operational Basis Using Satellite Feature Tracking Methods. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75:2085-2095.
- Bull, J. & Rao, Y. R. 2008. Measurement of currents in the coastal oceans, 31-44. In: *Modelling and monitoring of coastal marine processes*. Murthy, C. R., Sinha, P. C. and Rao, Y. R. (Eds.). Springer-Verlag, New York Inc. ISBN 978-1-4020-8327-3, 246 p.
- Carleton, D. A., Carpenter, D. A. & Weber, P. J. 1990. Mechanisms of interannual variability of the Southwest United States summer rainfall maximum. *Journal of Climate*, 3:999-1015.

- Carrillo L., M. F. Lavín & E. Palacios-Hernández. 2002. Seasonal evolution of the geostrophic circulation in the northern Gulf of California. *Est. Coast. Shelf Sci.*, 54:157-173.
- Castro, R., A. S. Mascarenhas, R. Durazo and C. A. Collins. 2000. Seasonal Variation of the Temperature and Salinity at the Entrance to the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 26:561-583.
- Cervantes-Duarte, R., J. L. Mueller, C. C. Trees, H. Maske, S. Alvarez Borrego & J. R. Lara Lara. 2000. Euphotic depth, irradiance, attenuation, and remote sensing K490 in bio-optical provinces of the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 26(4):533-560.
- Chao, Yi, Zhijin Li, John D. Farrara & Peter Hung. 2009. Blending Sea Surface Temperatures from Multiple Satellites and In Situ Observations for Coastal Oceans. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26:1415-1426, doi: 10.1175/2009JTECHO592.1.
- Chuvieco, E. 2002. *Teledetección ambiental: La observación de la tierra desde el espacio*. Ariel Ciencia Ed. Barcelona, España, 447 p.
- CNA. 1998. Cuencas Hidrológicas de México. Comisión Nacional del Agua. Cartografía escala 1:250000, México.
- CNA. 2004. *Estadísticas del agua en México*. Comisión Nacional del Agua, México.
- Datcu, M., H. Daschiel, A. Pelizzari, M. Quartulli, A. Galoppo, A. Colapicchioni, M. Pastori, K. Seidel, P. G. Marchetti & S. D'Elia. 2003. Information mining in remote sensing image archives: system concepts. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(12): 2923-2936.
- Del Castillo, C. E. 2005. Remote sensing of organic matter in coastal waters, 157-180. In: R. L. Miller, C. E. Del Castillo and B. A. McKee (Eds.). *Remote sensing of aquatic coastal environments: Technologies, techniques and application*, Vol. 7. Kluwer Publishing, 347 p.
- Diaz, R. J. & Rosenberg, R. 2008. Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. *Science*, 321:926-929.
- Dohan, K., F. Bonjean, L. Centurioni, M. Cronin, G. Lagerloef, D. Lee, R. Lumpkin, N. Maximenko, P. Niiler & H. Uchida. 2010. Measuring the global ocean circulation with satellite and in situ observations. In: Hall, J., Harrison D.E. and Stammer, D. (Eds.). *Proceedings of the OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society*, Vol. 2, Venice, Italy, 21-25 September 2009, ESA Publication WPP-306.
- Domingues, C. M., G. A. Goncalves, R. D. Ghisolfi & C. A. E. Garcia. 2000. Advective Surface Velocities Derived from Sequential Infrared Images in the Southwestern Atlantic Ocean. *Remote Sensing of Environment*, 73(2):218-226.
- Emery W., Matthews D. & Baldwin D. 2005. Mapping Surface Coastal Currents with Satellite Imagery and Altimetry. *Environmental research, engineering and management*, 2(32):25-29
- Emery, W. J., A. C. Thomas, M. J. Collins, W. R. Crawford & D. L. Mackas. 1986. An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images. *J. Geophys. Res.*, 91(C11):12865-12878.
- Emilsson, I., y M. A. Alatorre. 1997. Evidencias de un remolino ciclónico de mesoescala en la parte sur del Golfo de California, 173-182. En: Lavín, M. F. (Ed.). *Contribuciones a la oceanografía física en México*, Unión Geofísica Mexicana, Monografía 3.
- Fayyad, U., S. G. Piatetsky & P. Smyth. 1996. From Data Mining to Knowledge Discovery in Databases. *AI Magazine*, 17(3):37-54.
- Fedorov, K. N. & Ginsburg, A. I. 1989. Mushroom-Like Currents (Vortex Dipoles): One of the Most Widespread Forms of Non-Stationary Coherent Motions in the Ocean, 1-14. In: J. C. J., Nihoul

- and B. M., Jamart (Eds.). *Mesoscale/Synoptic Coherent structures in Geophysical Turbulence*. Elsevier Oceanography Series, Vol. 50, 841 p.
- Fernández-Barajas, M. E., M. A. Monreal & A. Molina-Cruz. 1994. Thermohaline Structure and Geostrophic Flow in the Gulf of California, during 1992. *Ciencias Marinas*, 20:267-286.
- Figueroa, M., S. G. Marinone & M. Lavin. 2003. Geostrophic gyres of the Gulf of California, 237-255. In: O. U. Velasco Fuentes, J. Sheinbaum and J. L. Ochoa de la Torre (Eds.). *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 388 p.
- Fu, L. L. & B. Holt. 1984: Internal waves in the Gulf of California: Observations from a spaceborne radar. *J. Geophys. Res.*, (89):2053-2060.
- Gao, J. & Lythe, M. B. 1998. Effectiveness of the MCC method in detecting oceanic circulation patterns at a local scale from sequential AVHRR images. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 64 (4):301-308.
- Garcia, C. A. E. & I. S. Robinson. 1989. Sea surface velocities in shallow seas extracted from sequential coastal zone color scanner satellite data. *J. Geophys. Res.*, 94(C9):12681-12691.
- García, L., L. Nykjaer, A. Tejera & M. Cantón. 1994. Cálculo de velocidades oceánicas superficiales en el área del afloramiento del NW de África mediante imágenes del sensor A VHRR. *Revista de la Asociación Española de Teledetección*, (3):1-5.
- García, L. 1998. *Descripción y análisis cuantitativo mediante series de imágenes de satélite de la dinámica de las aguas superficiales del noroeste de África*. Tesis de doctorado, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 289 p.
- Gaxiola-Castro, G., Álvarez-Borrego, S., Lavín, M. F., Zirino, A. & Nájera-Martínez, S., 1999. Phytoplankton photosynthetic parameters from the Gulf of California surface filaments. *Journal of Plankton Research*, (21):231-245.
- Godínez, V. M., E. Beier, M. F. Lavín & J. A. Kurczyn. 2010. Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hydrographic observations. *J. Geophys. Res.*, 115(C04007):1-15, doi:10.1029/2009JC005705.
- González, R. C. & Woods, R. E. 2002. *Digital Image Processing*, 2nd ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, ISBN 0-201-18075-8, 793 p.
- Gordon, H. R. & McCluney, W. R. 1975. Estimation of the Depth of Sunlight Penetration in the Sea for Remote Sensing. *Appl. Opt.*, 14:413-416.
- Gorunescu, F. 2011. *Data Mining: Concepts, Models and Techniques*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 360 pp.
- Hedger, R. D., Malthus, T. J., Folkard, A. M. & Atkinson, P.M. 2007. Spatial dynamics of estuarine water surface temperature from airborne remote sensing. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 71:608-615.
- Hittelman A. & Hakkarinen I. (Eds.). 2001. *The Nation's Environmental Data: Treasures at Risk*. Report to Congress on the Status and Challenges for NOAA's Environmental Data Systems. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, 76 p.
- Hu, C., E. T. Montgomery, R. W. Schmitt & F. E. Muller-Karger. 2004. The dispersal of the Amazon and Orinoco River water in the tropical Atlantic and Caribbean Sea: Observation from space and S-PALACE floats. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(10-11):1151-1171.

- Humborg, C., Conley, D. J., Rahm, L., Wulff, F., Cociasu, A. & Ittekkot, V. 2000. Silicon retention in river basins: far-reaching effects on biogeochemistry and aquatic food webs in coastal marine environments. *Ambio*, 29:45-50.
- Ittekkot, V. 1996. Particle flux in the ocean: Introduction, 1-6. In: Ittekkot, V., Schäfer, P., Honjo, S. & Depetris, P. J. (Eds.). *Particle Flux in the Ocean*. SCOPE Report 57, Wiley & Sons Chichester, UK, 372 p..
- Jickells, T. D., An, Z. S., Andersen K. K., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J. J., Boyd, P. W., Duce, R. A., Hunter, K. A., Kawahata, H., Kubilay, N., laRoche, J., Liss, P. S., Mahowald, N., Prospero, J. M., Ridgwell, A. J., Tegen I. & Torres, R. 2005. Global iron connections between dust, ocean biogeochemistry and climate, *Science*, 308:67-71.
- Kadko, D. C., L. Washburn & B. Jones. 1991. Evidence of Subduction Within Cold Filaments of the Northern California Coastal Transition Zone, *J. Geophys. Res.*, 96(C8):14909-14926.
- Kamachi, M. 1989. Advective surface velocities derived from sequential images for rotational flow field: Limitations and applications of maximum cross-correlation method with rotational registration, *J. Geophys. Res.*, 94 (C12):18277-18233.
- Kelly, K. A. 1989. An inverse model for near surface velocity from infrared images. *Journal of Physical Oceanography*, 19(12):1845-1864.
- Kelly, K. A. & P. T. Strub. 1992. Comparison of velocity estimates from Advanced Very High Resolution Radiometer in the Coastal Transition Zone. *J. Geophys. Res.*, 97(C6):9653–9668.
- Kreyszig, E. 1970. *Introductory Mathematical Statistics: Principles and Methods*. New York, John Wiley & Sons Inc., 470 p.
- Lal, D. 1977. The Oceanic Microcosm of Particles. *Science*. 198:997-1009.
- Lavín M. F., G. Gaxiola-Castro and J. M. Robles. 1995. Winter water masses and nutrients in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 100:8587-8605.
- Lavín, M. F. & S. G. Marinone. 2003. An overview of the physical oceanography of the Central Gulf of California, 173-204. In: O. U. Velasco Fuentes, J. Sheinbaum & J. L. Ochoa de la Torre (Eds.). *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 388 p.
- Lavín, M. F., E. Beier, J. Gómez-Valdés, V. M. Godínez & J. García. 2006. On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophys. Res. Lett.*, 33(L02601):1-4, doi:10.1029/2005GL024686.
- Lavín, M. F., Durazo, R., Palacios, E., Argote, M. L. & Carrillo, L. 1997a. Lagrangian observations of the circulation in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 27:2298–2305.
- Lavín, M. F., E. Beier, y A. Badan. 1997b. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, Unión Geofísica Mexicana, 3:141-171.
- Lavín, M. F., R. Castro, E. Beier, V. M. Godínez, A. Amador & P. Guest. 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment, *J. Geophys. Res.*, 114(C02025):1-22, doi:10.1029/2008JC004896.
- La-Violette, P. E. 1984. The Advection of Submesoscale Thermal Features in the Alboran Sea Gyre. *J. Phys. Oceanogr.*, 14:550-565.

- Leese, J. A. & Novak, C. S. 1971. An Automated Technique for Obtaining Cloud Motion from Geosynchronous Satellite Data Using Cross Correlation. *Journal of Applied Meteorology*, 10(1):118-132.
- Lewis, J. P. 1995. Fast Template Matching. Vision Interface '95, Canadian Image Processing and Pattern Recognition Society, Quebec City, Canada, May 15-19, 1995, 120-123.
- Lluch-Cota S. E., E. A. Aragón-Noriega, F. Arreguín-Sánchez, D. Aurióles-Gamboa, J. J. Bautista-Romero, R. C. Brusca, R. Cervantes-Duarte, R. Cortés-Altamirano, P. Del-Monte-Luna, A. Esquivel-Herrera, G. Fernández, M. E. Hendrickx, S. Hernández-Vázquez, H. Herrera-Cervantes, M. Kahru, M. Lavín, D. Lluch-Belda, D. B. Lluch-Cota, J. López-Martínez, S. G. Marinone, M. O. Nevárez-Martínez, S. Ortega-García, E. Palacios-Castro, A. Parés-Sierra, G. Ponce-Díaz, M. Ramírez-Rodríguez, C. A. Salinas-Zavala, R. A. Schwartzlose & A. P. Sierra-Beltrán. 2007. The Gulf of California: review of ecosystem status and sustainability challenges. *Progress in Oceanography*, 73(1):1-26.
- Lohrenz, S. E., Dagg, M. J. & Whitley, T. E. 1990. Enhanced primary production at the plume/oceanic interface of the Mississippi River. *Continental Shelf Research*, 10:639-664.
- López, M. & J. García. 2003. Moored Observations in the Northern Gulf of California: a strong bottom current. *J. Geophys. Res.*, 108(C2), 3048:1-18, doi:10.1029/2002JC001492.
- Malthus, T. J., Hedger, R. D. & Folkard, A. M. 2000. Near-coastal surface water velocity field estimation using airborne remote sensing. Proceedings of SIRC 2000, 12th Annual Colloquium of the Spatial Information Research Centre, University of Otago, Dunedin, New Zealand. December 10-13 2000, 195-204 pp.
- Marinone, S. G., M. J. Ulloa, A. Parés-Sierra, M. F. Lavín & R. Cudney-Bueno. 2008. Connectivity in the northern Gulf of California from particle tracking in a three-dimensional numerical model, *Journal of Marine Systems*, 71:149-158.
- Marinone, S. G. 2003. A three dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 108(C10), 3325:1-27.
- Marinone, S. G. & Lavín, M. F. 2003. Residual circulation and mixing in the large islands region of the central Gulf of California, 213–236. In: Velasco Fuentes, O., Sheinbaum, J., Ochoa de la Torre, J.L. (Eds.). *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 388 p.
- Marinone, S. G. & P. Ripa. 1988. Geostrophic flow in the Guaymas Basin, central Gulf of California. *Cont. Shelf Res.*, 8:159-166.
- Martínez Alcalá, J. A. 2002. *Modeling studies of mesoscale circulation in the Gulf of California*. PhD thesis, Oregon State University, 173 p.
- Martínez, J. A., J. S. Allen. 2004a. A Modeling Study of Coastal-Trapped Wave Propagation in the Gulf of California. Part I: Response to Remote Forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1313–1331.
- Martínez, J. A., J. S. Allen. 2004b. A Modeling Study of Coastal-Trapped Wave Propagation in the Gulf of California. Part II: Response to Idealized Forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 1332–1349.
- Maske H., S. 2001. Derrames pluviales costeros en el Golfo de California y su posible detección mediante imágenes de color del océano (SeaWiFS), 165-171. En: Escobar, E., M. Bonilla, A. Badán, M. Caballero & A. Winckell (Eds.). *Los efectos del fenómeno El Niño en México 1997-1998*, CONACYT, México, 246 p.
- MathWorks, Inc. 2010. *Image Processing Toolbox™ User's Guide*, 558 p.

- Matthews, D. K. & W. J. Emery. 2009. Velocity observations of the California Current derived from satellite imagery, *J. Geophys. Res.*, 114(C08001), doi:10.1029/2008JC005029.
- Mayorga, E., S. P. Seitzinger, J. A. Harrison, E. Dumont, A. H. W. Beusen, A. F. Bouwman, B. M. Fekete, C. Kroeze & G. Van Drecht. 2010. Global Nutrient Export from WaterSheds 2 (NEWS 2): Model development and implementation, *Environmental Modelling and Software*, 25(7):837-853, doi:10.1016/j.envsoft.2010.01.007.
- Merrifield, M. A. & Winant, C. D. 1989. Shelf circulation in the Gulf of California: a description of the variability, *J. Geophys. Res.*, 94:18133-18160.
- Meybeck, M. & Vörösmarty, C. J. 2005. Fluvial filtering of land-to-ocean fluxes: from natural Holocene variations to anthropocene. *Comptes Rendus Geoscience*, 337:107-123.
- Miller, R. L. & McKee, B. A. 2004. Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. *Remote Sensing of Environment*, 93:259-266.
- Miller, R. L., Del Castillo, C. E., Chilmakuri, C., McCorquodale, J. A., Georgiou, I., McKee, B. A. & D'Sa, E. J. 2005. Using Multi-temporal MODIS 250 m Data to Calibrate and Validate a Sediment Transport Model for Environmental Monitoring of Coastal Waters. International Workshop. Analysis of Multi-Temporal Remote Sensing Images. Mississippi, USA, 200-204 pp.
- Morel, A. & L. Prieur. 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnology and Oceanography*, 22:709-722.
- Mueller, J. L. 2000. SeaWiFS algorithm for the diffuse attenuation coefficient, K (490), using water-leaving radiances at 490 and 555 nm, 24-27. In: Hooker, S. B. & Firestone, E. R. (Eds.). *SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses*, Vol 11, Part 3, NASA, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 49 p.
- Muller-Karger, F. E. & R. Varela. 1990. Influjo del río Orinoco en el mar Caribe: Observaciones con el CZCS desde el espacio. *Mem. Soc. Cien. Nat. La Salle*, 131-134:365-384.
- Muller-Karger, F. E., C. Hu, S. Andréfouët, R. Varela & R. Thunell. 2005. The Color of the Coastal Ocean and Applications in the Solution of Research and Management Problems, 101-127. In: R. L. Miller, C. E. Del-Castillo & B. A. McKee (Eds.). *Remote Sensing of Coastal Aquatic Environments*, Dordrecht, Springer Netherlands, 347 p.
- Muller-Karger, F. E., C. R. McClain, T. R. Fisher, W. E. Esaias & R. Varela. 1989. Pigment distribution in the Caribbean Sea: Observations from the space. *Progress in Oceanography*, 23(1):23-64.
- Muller-Karger, F. E., P. L. Richardson & D. McGillicuddy. 1995. On the offshore dispersal of the Amazon's Plume in the North Atlantic, *Deep-Sea Research I*, 42(11/12):2127-2137.
- NASA. 2007. Tropical Rainfall Measuring Mission Science Data and Information System: Interface Control Specification between the Tropical Rainfall Measuring Mission Science Data and Information System (TSDIS) and the TSDIS Science User (TSU). NASA GSFC Doc, TSDIS-P907, Vol. 4, Release 6.09, 99 p.
- National Academic Press. 1993. *Statistics and Physical Oceanography*. Washington, D. C. 62 p.
- Navarro, E., Schneider, W. & Letelier, J. 2004. Estimation of onshore-offshore transport off central Chile by means of Maximum Cross-Correlation using satellite derived SST. *Gayana*, 68(2):427-431, doi:10.4067/S0717-65382004000300020.
- Navarro-Olache, L. F., Lavín, M. F., Alvarez-Sánchez, L.G. & Zirino, A. 2004. Internal structure of SST features in the central Gulf of California, *Deep-Sea Research II*, (51):673-687.

- Ogden, J. C. 1997. Marine managers look upstream for connections. *Science*, (278):1414-1415.
- Palacios-Hernández, E., Beier, E., Lavín, M. F. & Ripa, P. 2002. The effect of winter mixing in the circulation of the Northern Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, (32):705-728.
- Palacios-Hernández, Emilio, Laura E. Carrillo, Anatoliy Filonov, Luis Brito-Castillo & Carlos E. Cabrera-Ramos. 2010. Seasonality and anomalies of sea surface temperature off the coast of Nayarit, Mexico. *Ocean Dyn.*, 60(1):81-91.
- Pegau, W. S., Boss, E. & Martínez, A. J. 2002. Ocean color observations of eddies during the summer in the Gulf of California. *Geophys. Res. Lett.*, 29(9):1-3, doi:10.1029/2001GL014076.
- Pegau, W. S., Zaneveld, J. R. V., Bernard, A. H., Maske, H., Álvarez-Borrego, S., Lara-Lara, R. & Cervantes-Duarte, R. 1999. Inherent optical properties in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 25(4):469-485
- Prasad, J. S., A. S. Rajawat, Y. Pradhan, O. S. Chauhan & S. R. Nayak. 2002. Retrieval of sea surface velocities using sequential Ocean Colour Monitor (OCM) data. *Journal of Earth System Science*, 111(3):189-195.
- Pratt, W. K. 2007. *Digital Image Processing: PIKS Scientific Inside*. Wiley-Interscience, 782 p.
- Raffel, M., Willert, C., Wereley, S. & Kompenhans, J. 2007. *Particle Image Velocimetry: A Practical Guide*. Springer-Verlag, 448 p.
- Ramachandran, R., Graves, S., Rushing, J., Keizer, K., Maskey, M., Hong Lin, H. & Conover, H. 2008. ADaM Services: Scientific Data Mining in the Service-Oriented Architecture Paradigm, 57-70. In: Dubitzky, W. (Ed.). *Data Mining Techniques in Grid Computing Environments*. John Wiley & Sons, Ltd., University of Ulster, UK, 288 p.
- Reddy, M. P. M. 2001. *Descriptive physical oceanography*. Taylor and Francis, 451 p.
- Ripa, P. & S. G. Marinone. 1989. Seasonal variability of temperature, salinity, velocity, vorticity and sea level in the central Gulf of California, as inferred from historical data. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, (115):887-913.
- Ritchie, J. C. & Cooper C. M. 2001. Remote sensing of water quality: Application to TMDL. TMDL Science Issues Conference. Water Environment Federation, Alexandria, VA, 367-375 pp.
- Ritter, N. & Ruth, M. 1995. GeoTIFF Format Specification Rev. 1.0, GeoTIFF Working Group. 95 p.
- Ritter, N. & Ruth, M. 1997. The GeoTiff data interchange standard for raster geographic images. *International Journal of Remote Sensing*, 18(7):1637-1647, doi:10.1080/014311697218340.
- Roberts, C. M. 1997. Connectivity and management of Caribbean coral reefs. *Science*. (278):1454:1457.
- Robinson, I. S. 2004. *Measuring the Oceans from Space: The principles and methods of satellite oceanography*. Springer-Praxis Publishing, UK. 669 p.
- Robinson, I. S. 2010. *Discovering the Oceans from Space: The unique applications of satellite oceanography*. Springer-Praxis Publishing, UK. 638 p.
- Roden, G.I. 1958. Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pacific Science*, XII:21-45
- Roden, G. I. & Groves, G.W. 1959. Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *J. Mar. Res.*, (18):10-35.
- Roden, G. I. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. In: Tj.H. Van Andel & G.G. Shor Jr. (Eds.). *Marine Geology in the Gulf California. Mem. Am. Petrol. Geol.*, (3):30-58.

- Roden, G. I. 1972. Thermohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and in the Revillagigedo Islands region. *J. Phys. Oceanogr.*, 2(2):177-183.
- Rosmorduc, V., J. Benveniste, O. Lauret, C. Maheu, M. Milagro & N. Picot. 2011. Radar Altimetry Tutorial. J. Benveniste & N. Picot (Ed.), <http://www.altimetry.info>, 2011.
- Salinas-Zavala, C. A., Lluch-Belda, D., Hernández-Vázquez, S. & Lluch-Cota, D.B. 1998. La aridez en el noroeste de México: un análisis de su variabilidad espacial y temporal. *Atmósfera*, (11):29-44.
- Salinas-Zavala, C. A., Lluch-Cota, D. B., Hernández-Vázquez, S. & Lluch-Belda, D. 1992. Anomalías de precipitación en Baja California Sur durante 1990: Posibles causas. *Atmósfera*, (5):79-93.
- Santamaría-del-Ángel, E. & Álvarez-Borrego, S. 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.*, 99(C4):7411-7423.
- Schlüssel, P. 1996. Remote sensing of parameters relevant to the particle flux in the ocean using meteorological satellites, 7-17. In: Ittekkot, V., Schaefer, P., Honjo, S. and Depetris, P. J. (Eds.). *Particle Flux in the Ocean*. SCOPE Report 57, Wiley & Sons Chichester, UK, 372 p.
- Schröder, A. & Willert, C. E. (Eds.). 2008. *Particle Image Velocimetry: New Developments and Recent Applications*. Springer-Berlin, Topics in Applied Physics, Vol. 112, 512 p.
- Silva, M. P., G. Câmara, R. Cartaxo, Dalton M. V. & M. I. Escada. 2005. Mining Patterns of Change in Remote Sensing Image Databases, 362-369. In: Fifth IEEE International Conference on Data Mining (ICDM'05), Houston, Texas, USA, doi:10.1109/ICDM.2005.98.
- Simpson, J. J. & J. I. Gobat. 1994. Robust velocity estimates, stream functions & simulated Lagrangian drifters from sequential spacecraft data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, (32):479-493.
- Smith, S. W. 1999. *The Scientist and Engineer's Guide to Digital Signal Processing*. California Technical Publishing, 640 p.
- Soto-Mardones, L., Marinone, S. G. & Parés-Sierra, A. 1999. Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, (25):1-30.
- Steissberg, T. E., Hook, S. J. & Schladow, S. G. 2005. Measuring surface currents in lakes with high spatial resolution thermal infrared imagery. *Geophys. Res. Lett.*, 32(L11402):1-4, doi:10.1029/2005GL022912.
- Sveen, J. K. & Cowen, E. A. 2004. Quantitative Imaging Techniques and Their Application to Wavy Flows, 1-49. In: John Grue, Philip L. F. Liu and Geir K. Pedersen (Eds.). *PIV and Water Waves: Advances in Coastal and Ocean Engineering*. World Scientific Pub. Co., Singapore, 339 p.
- Syvitski, J. P. M., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J. & Green, P. 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308:376-380.
- Tamayo, J. L. 1965. Informe sobre la hidrología de México y Centroamérica. UNESCO/CASTALA/2.1.2/IV.2, CS/0665.50/APS.16 (WS), Santiago de Chile, 89 p.
- Tassan, S. 1994. Local algorithms using SeaWiFS data for the retrieval of phytoplankton, pigments, suspended sediment, and yellow substance in coastal waters. *Appl. Opt.*, 33:2369-2378.
- Tokmakian, R., Strub, P. T. & McClean-Padman, J. 1990. Evaluation of the Maximum Cross-Correlation Method of Estimating Sea Surface Velocities from Sequential Satellite Images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7(6):852-865.
- Torres-Orozco, E. *Análisis Volumétrico de las masas de agua del Golfo de California*. 1993. Tesis de maestría, CICESE, Ensenada, B.C, México, 80 p.

- US Hydrographic Office. 1947. Atlas of Surface Currents: Northeastern Pacific Ocean. H. O. Publ. 570, US Hydrogr. Office, 12 map, Washington, DC.
- Vignudelli S., Kostianoy A.G., Cipollini P. & Benveniste J. (Eds.). 2011a. *Coastal Altimetry*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 578 p.
- Vignudelli, S., Cipollini, P., Gommenginger, C., Gleason, S., Snaith, H., Coelho, H., Fernandes, J., Lázaro, C., Nunes, A. L., Gómez-Enri, J., Martin-Puig, C., Woodworth, P., Dinardo, S. & Benveniste, J. 2011b. Satellite Altimetry: sailing closer to the coast, 217-238. In: Tang, Danling, Gower, Jim, Levy, Gad, Katsaros, Kristina, Singh, Ramesh & Heron, Malcolm Lewis (Eds.). *Remote Sensing of the Changing Oceans*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 396 p.
- Wahl, D. D. & J. J. Simpson. 1990. Physical processes affecting the objective determination of near surface velocity from satellite data. *J. Geoph. Res.*, 95:13511-13528.
- Wilkin, J. L., W. J. Emery, M. M. Bowen, R. Knewton, D. Baldwin, B. Shannon & I. J. Barton. 1999. Merging Infrared Sea Surface Temperature with Satellite Altimetry to map Ocean Currents in two Coastal Domains. Topex/Poséidon Science Working Team meeting, Saint Raphael Conference Center, France, 25-27 October, 1999.
- Winarso, G., K. Hosotani & H. Kikukawa. 2006. Chlorophyll a distribution deduced from MODIS ocean color data and its characteristics around Hyuganada. *Mem. Fac. Fish. Kagoshima Univ.*, 55:13-26.
- Wu, Q. X., Pairman, D., McNeill, S. J. & Barnes, E. J. 1992. Computing advective velocities from satellite images of sea surface temperature. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(1):166-176.
- Wunsch, C. 1992. Observing ocean circulation from space. *Oceanus*. 35(2):9-17.
- Wyrtki, K. 1966. Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, (4):33-68.
- Wyrtki, K. 1967. Circulation and water masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Intl. J. Oceanol. & Limnol.*, (1):117-147.
- Xu, Y., J. Li & S. Dong. 2009. Ocean circulation from altimetry: Progress and challenges, 71-97. In: J. A. Long & D. S. Wells (Eds.). *Ocean Circulation and El Niño: New Research*. Nova Science Publishers, New York, Inc., 291p.
- Yang, W. 2006. A review of Remote Sensing Data Formats for Earth System Observations, 120-145. In: Qu, Gao, Kafatos, Murphy & Solomonson (Eds.). *Earth Science Satellite Remote Sensing*. Springer and Tsinghua University Press, Vol. 2, 358 p.
- Zamudio, L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger & C. E. Tilburg. 2007. Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the María Islands, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 112(C05048):1-17, doi:10.1029/2006JC004018.
- Zamudio, L., P. Hogan & E. J. Metzger. 2008. Summer generation of the Southern Gulf of California eddy train, *J. Geophys. Res.*, 113, C06020, doi:10.1029/2007JC004467.
- Zevan. 2009. Difference Between Two Angles. <http://actionsnippet.com/?p=1451>.
- Zhizhin, M., Poyda, A., Mishin, D., Medvedev, D., Kihn, E. & Lyutsarev, V. 2008. Grid-Based Data Mining With the Environmental Scenario Search Engine (ESSE) , 221-245. In: . In: Dubitzky, W. (Ed.). *Data Mining Techniques in Grid Computing Environments*. John Wiley & Sons, Ltd., University of Ulster, UK, 288 p.

- Zirino, A., Hernández-Ayon, J. M., Fuhrmann, R. A., Alvarez-Borrego, S., Gaxiola-Castro, G., Lara Lara, J. R. & Berstein, R. L. 1997. Estimate of surface PCO₂ in the Gulf of California from underway pH measurement and satellite imagery. *Ciencias Marinas*, 23(1):1-22.
- Zodiatis, G., Alexandri, S., Pavlakis, P., Jonsson, L., Kallos, G., Demetropoulos, A., Georgiou, G., Theodorou, A. & Balopoulos, E. 1996. Tentative study of flow patterns in the North Aegean Sea using NOAA-AVHRR images and 2D model simulation. *Ann. Geophys.*, (14):1221-1231.