

INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS



**CONTRIBUCIÓN AL FLUJO DE CARBONATO
DE CALCIO DE COCOLITÓFOROS Y
FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS FRENTE A
LA COSTA DE ENSENADA, B.C.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS
EN
MANEJO DE RECURSOS MARINOS

PRESENTA

Felipe de Jesús García Romero

LA PAZ, B.C.S., JULIO DE 2015.



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

CARTA CESIÓN DE DERECHOS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., el día 11 del mes Junio del año 2015
el (la) que suscribe BM. FELIPE DE JESÚS GARCÍA ROMERO alumno(a) del
Programa de MAESTRÍA EN CIENCIAS EN MANEJO DE RECURSOS MARINOS
con número de registro A130372 adscrito al CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS
manifiesta que es autor (a) intelectual del presente trabajo de tesis, bajo la dirección de:
DR. FERNANDO AGUIRRE BAHENA

y cede los derechos del trabajo titulado:

"CONTRIBUCIÓN AL FLUJO DE CARBONATO DE CALCIO DE COCOLITÓFOROS
Y FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS FRENTE A LA COSTA DE ENSENADA, B.C."

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: figarcia87@hotmail.com - faguirre@ipn.mx

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

BM. FELIPE DE JESÚS GARCÍA ROMERO

nombre y firma

Agradecimientos

Agradezco primeramente al Concejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo financiero (Beca de maestría 443487) y al Instituto politécnico nacional (Beca BEIFI y beca tesis). Al Centro Interinstitucional de Ciencias Marinas CICIMAR-IPN, institución en la que me formé.

A mi director de tesis y a los miembros de la Comisión Revisora por sus valiosas observaciones. Así como a l Dr. Norman Silverberg. Agradezco también, de forma muy especial el apoyo de la Dra. Mara Yadira Cortés Martínez de la Universidad Autónoma de Baja California Sur (UABCS) por el acceso a las instalaciones del laboratorio de microscopia y su asesoría con los cocolitos. Al Dr. Jörg Bollmann de la Universidad de Toronto por la asesoría y obtención de imágenes digitales de cocolitos. Al Dr. Juan Carlos Herguera del CICESE-Ensenada por el acceso al laboratorio P3 (coulometría).

Finalmente agradezco a mi querida familia, a mis amigos y muy especialmente a mi novia Rocio por brindarme su apoyo en todo momento.

Índice

Índice de figuras	iv
Índice de tablas	vii
Resumen	viii
Abstract	x
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Estudios con trampas de sedimento	3
1.2. Generalidades sobre los cocolitóforos	4
1.3. Generalidades sobre los foraminíferos planctónicos	5
1.4. Cocolitóforos y foraminíferos en trampa de sedimentos	6
2. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO	7
2.1. Condiciones climatológicas.....	8
2.2. Condiciones oceanográficas	9
2.3. Planteamiento del problema y justificación	11
2.4. Hipótesis	12
2.5. Objetivo general.....	12
2.5.1. Objetivos particulares	12
3. MATERIAL Y MÉTODOS	13
3.1. Instalación y recuperación de la trampa de sedimentos	13
3.2. Obtención de datos oceanográficos	14
3.3. Trabajo de laboratorio.....	15
3.3.1. Procesamiento de las muestras	15
3.3.2. Fraccionamiento de las muestras.....	16
3.3.3. Determinación del flujo de masa total (FMT).....	16

3.3.4. Determinación del carbono orgánico (C_{org}), nitrógeno y $CaCO_3$	17
3.3.5. Determinación del sílice biogénico (BioSi)	18
3.3.6. Determinación de la contribución litogénica al FMT	18
3.4. Estimación del aporte de $CaCO_3$ mediante la identificación y conteos de cocolitos.....	19
3.4.1. Eliminación de materia orgánica y disgregación del material.....	19
3.4.2. Filtración de muestra y métodos de análisis de cocolitóforos	19
3.4.3. Determinación del flujo de cocolitos	21
3.4.4. Aporte de $CaCO_3$ por cocolitos	21
3.5. Estimación del aporte de $CaCO_3$ mediante la identificación y peso de foraminíferos.....	21
3.5.1. Preparación de las submuestras	21
3.5.2. Separación, colecta e identificación de foraminíferos planctónicos	22
3.5.3. Flujo de foraminíferos planctónicos y aporte de $CaCO_3$	22
3.6. Determinación del contenido y flujos de elementos químicos.....	22
3.6.1. Tratamiento de los datos.....	23
4. RESULTADOS	24
4.1. Condiciones oceanográficas.....	24
4.3. Componentes mayores de la trampa de sedimentos.....	26
4.3.1. Flujo de masa total (FMT)	26
4.3.2. Contribución y flujo de carbono orgánico (C_{org}).....	27
4.3.3. Contribución y flujo de $CaCO_3$	28
4.3.4. Contribución y flujo del sílice biogénico (BioSi).....	29
4.3.5. Contribución y flujo de material litogénico	30
4.4. Registro taxonómico de cocolitos	31
4.4.1. Contribución y flujo de cocolitos	36

4.4.2. Contribución de CaCO ₃ por cocolitos	38
4.5. Registro taxonómico de foraminíferos planctónicos	39
4.5.1. Contribución y flujo de foraminíferos planctónicos	39
4.5.2. Contribución de CaCO ₃ por foraminíferos	41
5. DISCUSIÓN	42
5.1. Flujos de la materia particulada en hundimiento y condiciones ambientales..	42
5.2. Cocolitóforos: flujos y aporte de CaCO ₃	47
5.3. Foraminíferos: flujos y aporte de CaCO ₃	51
5.4. Procedencia de la materia orgánica particulada en hundimiento.....	54
5.5. Contribución del material litogénico (elementos terrígenos)	56
5.5. Relación entre los minerales de lastre y carbono orgánico.....	58
6. CONCLUSIONES	60
7. RECOMENDACIONES	62
8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
9. ANEXOS	73

Índice de figuras

Figura 1. Bomba biológica y procesos de regulación del dióxido de carbono en el océano.	2
Figura 2. Ubicación de la trampa de sedimentos (31° 45' 27" N y 116° 39' 53" W,); (coloración roja), Estación FLUCAR (coloración amarilla). Las líneas azules muestran las cuencas de drenaje hacia el mar.	7
Figura 3. Temperatura atmosférica mensual de Ensenada para el año 2012. Se muestran los valores máximos, mínimos y el promedio anual. Datos de una estación meteorológica de CICESE.	8
Figura 4. Esquema del motor, carrusel, botellas colectoras e ilustración del anclaje utilizado para la instalación de la trampa de sedimento.	14
Figura 5. Representación esquemática de la toma de imágenes utilizadas en la cuantificación de cocolitóforos. A) una parte del filtro se montó en un stub de aluminio. B) 15 campos de observación se analizaron, cada campo se compone de 10x10 pantallas (100 imágenes). C) El área de una pantalla es igual 4589.16 μm^2 a 1500X de resolución (modificado a partir de Bollmann et al. (2002)).	20
Figura 6. Variabilidad temporal de la temperatura superficial del mar en °C (izquierda) y la clorofila a en mg m^{-3} (derecha) (datos MODIS-AQUA).	25
Figura 7. Variabilidad del índice de surgencias costeras, productividad primaria neta y temperatura superficial del mar en el año 2012. El recuadro verde señala el periodo de colecta de muestras.	25
Figura 8. Variabilidad del flujo de masa total de la MPH colectada con trampa de sedimentos frente a la costa de Ensenada. La línea horizontal indica el promedio de la serie. ND indica ausencia de datos.	27
Figura 9. Variabilidad del carbono orgánico en porcentaje y flujo de C_{org} ($\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$). La línea horizontal representa el promedio de la serie. ND indica ausencia de datos.	28

Figura 10. Comparación de la variabilidad del carbonato de calcio total en porcentaje y flujos. Las líneas horizontales indican el promedio del periodo para cada fracción. La coloración amarilla indica la fracción gruesa 63-1000 μm (foraminíferos y micro moluscos) y la coloración verde indica la fracción < 63 μm . ND indica ausencia de datos.....	29
Figura 11. Variabilidad del contenido del ópalo biogénico en MPH y flujo de BioSi. La línea horizontal representa el promedio de la serie. ND indica ausencia de datos.	30
Figura 12. Variabilidad del contenido del material litogénico en MPH en porcentaje y de su flujo ($\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$). La línea horizontal representa el promedio de la serie. ND indica ausencia de datos.....	31
Figura 13. Principales especies de cocolitos registradas en la trampa de sedimentos. Las imágenes a y b muestran a <i>E. huxleyi</i> variación A (<i>huxleyi</i>) y variación B (<i>pujosiae</i>) (muestra A-1); las imágenes f y g muestran a <i>G. oceanica</i> (larga) (muestra A-8) y la c muestra una cocofera completa de <i>G. oceanica</i> . Las imágenes d y e muestran a <i>F. profunda</i> variación <i>elongata</i> mediana (muestra A-2). Las imágenes h e i muestran a <i>Helicosphaera carteri</i> (muestra A-1) y las imágenes j y k muestran a <i>Calcidiscus leptoporus</i> (muestra A-9).	35
Figura 14. Variabilidad del flujo de cocolitos ($\text{cocolitos} \times 10^6 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$): a) representa a todos los cocolitos; b) representa la porción blanca “Otras especies” de la figura 14 a.	37
Figura 15. Contribución de CaCO_3 por cocolitos. Se muestran las seis principales especies que contribuyen en mayor medida. Las especies con una baja contribución se engrupan en “Otras especies”.....	38
Figura 16. Variabilidad del flujo de testas de foraminíferos planctónicos ($\text{testas m}^{-2} \text{d}^{-1}$). Se muestran los seis géneros identificados en el sedimento de trampa...	41
Figura 17. Variabilidad de la contribución de CaCO_3 por foraminíferos planctónicos (color lila) ($\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$) y bentónicos (color morado) (no considerados en el flujo total).....	41
Figura 18. Dirección y velocidad de los vientos predominantes durante el año 2012. Estación Davis CICESE.	43

Figura 19. Contribución al flujo de masa total de cada uno de los componentes. En la parte inferior se muestra la clave y número de las muestras analizadas. .	44
Figura 20. Comparación de flujos de CaCO_3 total para Ensenada Baja California (a y c) y Cuenca Alfonso (b y d). Se muestran los flujos ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) y el aporte en porcentaje de cada una de las variables de ambas regiones. 1) CaCO_3 total (color gris tenue); 2) fracción $<63 \mu\text{m}$ (color gris) y 3) cocolitos (color negro).	50
Figura 21. Flujo de carbonato de calcio de las aguas superficiales de los océanos ($\text{g CaCO}_3 \text{m}^{-2} \text{año}^{-1}$) tomado de Langer (2008) y citas incluidas. Los números pequeños en cursivas representan los flujos de testas de foraminíferos planctónicos a 100 m de profundidad.....	53
Figura 22. Variabilidad de la razón C:N en la materia particulada en hundimiento. La línea horizontal representa el promedio de la serie. ND indica ausencia de datos.	54
Figura 23. Relación entre la materia orgánica (razón C:N) y la composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ en la MPH en Ensenada.	55
Figura 24. Contenidos de los elementos terrígenos en la MPH y flujos de estos elementos particulados frente a la costa de Ensenada.....	56
Figura 25. Relación entre los flujos del carbono orgánico particulado (COP) y los componentes mayores (CaCO_3 , BioSiO_2 , litogénico y flujo total de minerales en $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$).....	59

Índice de tablas

Tabla 1. Control de calidad de los elementos terrígenos analizados. La precisión se muestra en %.	23
Tabla 2. Componentes mayores de la trampa de sedimentos; el FMT y el flujo litogénico se muestra en $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$, el resto de los componentes están en $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Las letras ND significan: No Datos.	26
Tabla 3. Lista taxonómica de especies de cocolitóforos identificadas en la trampa de sedimentos, durante el periodo de estudio. Diferentes formas de cocolitos: HET: Heterococolito, HOL: Holococolito, NANO: Nanolito.	32
Tabla 4. Cocolitos totales (cocolitos registrados en cada muestra). Contribución (porcentaje) y flujo de cocolitos ($\text{X}10^6 \text{ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) de las principales especies. <i>E. huxleyi</i> tipo A (<i>huxleyi</i>) y B (<i>pujosiae</i>) y <i>G. oceanica</i> tipo equatorial y tipo larga.	36
Tabla 5. Lista de los géneros de foraminíferos planctónicos identificados en la trampa de sedimentos. Fuente: http://www.marinespecies.org/aphia.php?p=taxdetails&id=112199 (fecha de consulta 04/03/2015).	39
Tabla 6. Foraminíferos totales (registrados en cada muestra): Contribución (porcentaje) y flujo (testas $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$) de los géneros identificados.	40
Tabla 7. Comparación de los flujos de masa (promedios anuales) con otras cuencas marginales.	45
Tabla 8. Comparación del flujo promedio de cocolitos registrados mediante trampas de sedimentos en distintas áreas.	48

Resumen

Con la finalidad de conocer la contribución de carbonato de calcio (CaCO_3) por cocolitóforos y foraminíferos planctónicos al flujo de CaCO_3 total se analizó el material colectado por una trampa de sedimentos (Technicap® PPS3/3) instalada a 300 m de profundidad en Ensenada, Baja California. Se recuperaron once muestras con una resolución de 17 días (1 de abril al 15 de octubre de 2012). Adicionalmente, se analizaron los componentes mayores del material obtenido; flujos de masa total (FMT), carbono orgánico (C_{org}), carbonato de calcio (CaCO_3), sílice biogénico (BioSi) y por derivación, el flujo litogénico. Los cocolitos fueron identificados y medidos a partir de imágenes digitales obtenidas de un microscopio electrónico de barrido (Zeiss Supra VP55). Mientras que los foraminíferos planctónicos –y adicionalmente los bentónicos– fueron tamizados a través de una malla de 63 μm , colectados manualmente, identificados utilizando un estereoscopio y pesados en una microbalanza analítica (UMX2 Mettler Toledo).

Dentro de los componentes mayores, el material litogénico dominó el flujo de masa total (FMT) durante todo el periodo. El FMT presentó una alta variabilidad con un valor máximo en abril ($5.6 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$), 30 veces más alto respecto al mínimo registrado en julio-agosto ($0.19 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$). El componente biogénico fue dominado por el BioSi con un 24% en promedio general y flujos máximos de $1.19 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ con un mínimo de $0.16 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$. El aporte de CaCO_3 total fue de 10% en promedio general, el flujo máximo fue de $0.78 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ en septiembre y el mínimo fue de $0.35 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ en julio. El C_{org} presentó un aporte del 6% en promedio general, el flujo máximo de $0.26 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ en abril y un mínimo de $0.15 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ registrado en julio. La razón C:N de la materia orgánica colectada en la trampa osciló desde 5 hasta 7, mientras que el $\delta^{13}\text{C}$ promedio fue de (-22.7‰) lo cual indica un origen netamente marino.

Se registraron 32 especies de cocolitos, las más abundantes fueron *Emiliania huxleyi* tipo A, *Gephyrocapsa oceanica* (ecuatorial), *E. huxleyi* tipo B y *G. oceanica* (larga) contribuyendo éstas con el 74% del flujo de CaCO_3 por cocolitos. En general, el flujo total registró un máximo de 1539×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ a finales de julio y principios de agosto, un mínimo de cero a finales de agosto-principios de septiembre

y un promedio de 1028×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$. Se identificaron seis géneros de foraminíferos planctónicos *Globigerina spp.*, *Neogloboquadrina, spp.*, *Globorrotalia, spp.*, *Pulleniatina, spp.*, *Globigerinoides, spp.* y *Orbulina, spp.* El flujo máximo fue de 513 testas $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (verano) y el flujo mínimo se registró en primavera (9 testas $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$). En general el aporte promedio fue de 0.25 mg de CaCO_3 por foraminíferos. El aporte de CaCO_3 por cocolitos y foraminíferos fue <1% al compararlo con el CaCO_3 total. Un análisis del CaCO_3 de la fracción <63 μm registró valores altos de este componente, que se creía era aportado en gran parte por cocolitos. Sin embargo, en esta fracción se encontraron también fragmentos de foraminíferos y conchas de pterópodos.

El material litogénico fue el mejor correlacionado con el C_{org} , mientras que dentro de los minerales biogénicos el CaCO_3 se correlacionó mejor que el BioSi, reforzando así la idea de una cosedimentación. No se encontró una relación entre la magnitud de los flujos de los componentes mayores (CaCO_3 , BioSi, C_{org} y litogénico) y los eventos de surgencias costeras, pero sí se observó una relación inversa entre los flujos y los contenidos de C_{org} .

La variabilidad de los altos FMT puede estar asociada al aumento del transporte lateral de material litogénico, resuspensión o la influencia de los vientos regionales (Santa Ana). Sin embargo, aún falta evidencia para poder afirmar esta idea.

Finalmente, con esta primera aproximación se pretende tener la base para futuros trabajos sobre flujos de la materia particulada en hundimiento en la región con la finalidad de continuar con estudios de serie de tiempo larga y tener una mejor aproximación de lo que ocurre en este sistema tan dinámico.

Abstract

In order to know the contribution of calcium carbonate (CaCO_3) by coccolithophores and planktonic foraminifera to total CaCO_3 flux the material collected by sediment trap (Technicap® PPS3 / 3) installed at 300 m depth in Ensenada, Baja California was analyzed. Eleven samples were recovered with a resolution of 17 days (April 1 to October 15, 2012). Additionally, the major components of the material obtained were analyzed: total mass flux (TMF), organic carbon (C_{org}) and calcium carbonate (CaCO_3), biogenic silica (BioSi) and by derivation, lithogenic flux. Coccoliths were identified and measured from digital images obtained from a scanning electron microscope (Zeiss Supra VP55). Whereas planktonic foraminifera and -additionally benthonic foraminifera- were sieved through a 63 μm mesh, identified and collected manually using a stereoscope and weighed on an analytical microbalance (Mettler Toledo UMX2).

Among the major components, lithogenic materials dominated the TMF throughout the period. The TMF showed high variability with a peak in April ($5.6 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), 30 times higher than the minimum recorded in July-August ($0.19 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). The biogenic component was dominated by BioSi with 24% overall average and maximum flux of $1.19 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ with minimum in $0.16 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. CaCO_3 total input was 10% overall average, peak flux was $0.78 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in September and minimum was $0.35 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in July. The C_{org} presented a contribution of 6% overall. The maximum flux of $0.26 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ was in April and a minimum of $0.15 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in July. The ratio C: N of organic matter collected in the trap ranged from 5 to 7, while the average $\delta^{13}\text{C}$ was -22.7 ‰ indicating a purely marine origin. 32 coccoliths species were recorded, the most abundant type were *Emiliania huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica equatorial*, *E. huxleyi* type B and *G. oceanica* type larger contributing to 74% of the flux of CaCO_3 by coccoliths. Overall, the total flux peaked in $1539 \times 10^6 \text{ coccoliths m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in late July and early August, a minimum of zero was observed in late August-early September and an average of $1028 \times 10^6 \text{ coccoliths m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Six genera of planktonic foraminifera was identified *Globigerina spp.*, *Neogloboquadrina spp.*, *Globorrotalia spp.*, *Pulleniatina spp.*, *Globigerinoides spp.* and *Orbulina spp.* The peak flux was $513 \text{ tests m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (summer)

and the minimum flux was recorded in spring ($9.4 \text{ tests m}^{-2}\text{d}^{-1}$). Overall, the average contribution was 0.25 mg CaCO_3 per foraminifera. The contribution of CaCO_3 by coccoliths and foraminifera was $<1\%$ to compare it to the total CaCO_3 . An analysis of CaCO_3 per fraction $<63 \mu\text{m}$ recorded high values of this component; thought was contributed largely by coccoliths. However, in this fraction the fragments of foraminifera, pteropods shells were also found. The lithogenic material was the best correlated with C_{org} and inside the biogenic minerals, the CaCO_3 was better correlated than BioSi. Reinforcing the idea of a cosedimentación.

No relationship between the magnitude of the fluxes of the major components (CaCO_3 , BioSi, C_{org} and lithogenic) and coastal upwelling events was found. But an inverse relationship between the flux and content of C_{org} was observed.

The high variability of the TFM may be associated with increased lateral transport of lithogenic material resuspension or the influence of regional winds (Santa Ana). However, there is still a lack of the evidence to affirm this idea.

Finally, this first approach is to have the basis for future work on fluxes of sinking particulate matter in the region in order to continue studies of long time series and have a better approximation of what happens in this dynamic system.

1. INTRODUCCIÓN

El ciclo global del carbono se ha venido estudiando intensamente debido a que en las últimas decenas de años el aporte antropogénico de CO₂ ha aumentado considerablemente y su impacto en muchos aspectos, pero en particular en la biota marina aún no es del todo conocido. Se sabe que los océanos son fundamentales para el desarrollo de éste ciclo y que éstos constituyen el mayor reservorio de carbono en el planeta (Moore y Dastoor 1984). Consecuentemente muchas de las investigaciones se han enfocado en conocer la dinámica del intercambio de CO₂ entre el océano y la atmósfera (Houghton *et al.* 1990; Steinmetz 1991; Westbroek *et al.* 1993; Broecker 2003) así como el flujo de carbono que eventualmente llegará al fondo marino mediante procesos de compactación, formación de agregados biogénicos, pastoreo por zooplancton (pelotillas fecales) (Sarmiento *et al.* 2004) y cosedimentación por minerales de lastre (“*Ballast hypothesis*”) (Armstrong *et al.* 2002; 2009). Lo anterior permite que las partículas se desplacen a mayores profundidades mediante su hundimiento rápido (Andersen 1972; Fowler y Knauer 1986). A todo este proceso, iniciado con la captación de CO₂ por el fitoplancton se le conoce como “*Bomba biológica*” (Figura 1). Este CO₂ fijado durante la fotosíntesis por el fitoplancton en las capas superiores del océano puede ser transportado por debajo de la capa de mezcla mediante tres procesos: i) hundimiento pasivo de partículas; ii) mezcla física de partículas y materia orgánica disuelta y iii) transporte activo por migración vertical del zooplancton. Las partículas en hundimiento incluyen fitoplancton senescente, pelotillas fecales, exopolímeros transparentes (mucus) y minerales agregados que decrecen con la profundidad; ya que los agregados son fragmentados en partículas más pequeñas, hay descomposición por bacterias, remineralización, son consumidas y hay respiración del zooplancton. La talla de las partículas, forma, densidad y el contenido de minerales biogénicos afecta el hundimiento y la tasa de remineralización (Buesseler *et al.* (2007).

El carbonato de calcio juega un papel fundamental en la transferencia de carbono orgánico al fondo oceánico, pues al tener una mayor densidad (CaCO₃ = 2.71-2.94 g cm⁻³) que otros minerales como el ópalo (1.73-2.16 g cm⁻³) y el cuarzo (2.65 g cm⁻³) permite una mejor preservación de la materia orgánica particulada (MOP) y un

rápido hundimiento (Thunell *et al.* 2007; Silverberg *et al.* 2014). Así pues, el piso oceánico está cubierto por alrededor de la mitad de material calcáreo, una séptima parte de material silíceo y el resto de arcillas (Berger *et al.* 1989). Siendo este CaCO_3 aportado en gran medida por organismos como cocolitóforos y foraminíferos que son eficientes para transportar tanto el carbono orgánico como CaCO_3 del que están formados (Abrantes *et al.* 2002; Barcena *et al.* 2004; Engel *et al.* 2009; Rochín Bañaga *et al.* 2012; Rochín Bañaga 2014).

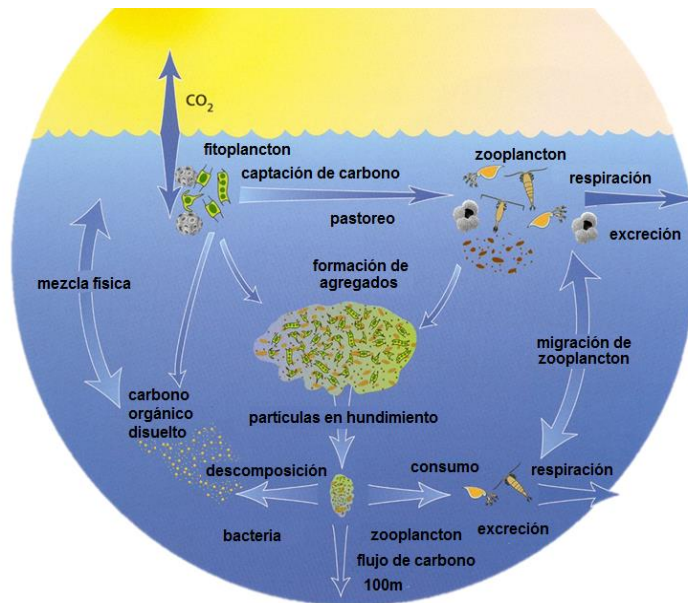


Figura 1. Bomba biológica y procesos de regulación del dióxido de carbono en el océano.

El presente trabajo forma parte de un proyecto multidisciplinario e interinstitucional, donde colaboraron investigadores de instituciones como CICIMAR-IPN (La Paz) y CICESE (Ensenada), así como el apoyo del proyecto FLUCAR que estudia las fuentes y sumideros de carbono en los márgenes continentales del Pacífico Mexicano. Esta es una primera aproximación para conocer la dinámica del flujo de material particulado en un sistema de surgencias costeras en Ensenada, Baja California. Se hace énfasis en el flujo de CaCO_3 aportado por cocolitóforos y foraminíferos planctónicos. Este trabajo fungirá como línea base para posteriores investigaciones relacionadas a los flujos de material particulado y el estudio de cocolitóforos en la región, con trampas de sedimento.

1.1. Estudios con trampas de sedimento

Las trampas de sedimentos son herramientas oceanográficas utilizadas para medir la cantidad de partículas en hundimiento (orgánicas e inorgánicas) en los océanos (Honjo y Doherty 1988). Estas presentan una gran variedad de diseños, generalmente son estructuras cónicas o cilíndricas que son instaladas por periodos de semanas o meses para obtener información cuantitativa y cualitativa de una gran gama de componentes biogénicos y litogénicos (Collier *et al.* 2000).

Los estudios de series de tiempo largas con trampa de sedimentos aportan una gran información sobre las variaciones estacionales, interanuales y/o cíclicas de dichos componentes (Deuser y Ross 1980; Taylor y Karl 1991; Newton *et al.* 1994; Thunell *et al.* 1994; Karl *et al.* 1995; Ziveri *et al.* 1995b; Karl y Michaels 1996; Thunell 1997, 1998b). Dentro de las estaciones de monitoreo más longevas se encuentran: Bermuda Atlantic Time-Series Study (BATS) y Hawaii Ocean Time-Series (HOT), que fueron financiadas por The United States Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS-US).

La información generada por estos programas ha permitido un gran avance en el entendimiento de los mecanismos de producción biológica en áreas pelágicas y los procesos que controlan la exportación de carbono orgánico al fondo del océano (Deuser y Ross 1980). Además puso de manifiesto la influencia del transporte lateral de material alóctono (Honjo *et al.* 1999; Hsu *et al.* 2004). En ambientes costeros la situación es aún más compleja debido a una variedad de factores, incluyendo el afloramiento de aguas ricas en nutrientes (surgencias), aporte de nutrientes a partir de una escorrentía, entre muchos otros (Thunell *et al.* 1994; Thunell 1998a; Thunell *et al.* 2007).

Dentro de los principales componentes que se analizan en el material de trampas de sedimento destacan: carbono orgánico, CaCO_3 , sílice biogénico y material litogénico. El CaCO_3 es aportado principalmente por cocolitos y foraminíferos (Broerse *et al.* 2000; Broecker 2003; Barcena *et al.* 2004; Urcadiz Cazares 2005; Rochín Bañaga 2012; Rochín Bañaga 2014).

1.2. Generalidades sobre los cocolitóforos

Los cocolitóforos, conocidos también como nanoplancton calcáreo ($\leq 20 \mu\text{m}$) son organismos autótrofos unicelulares que habitan la zona eufótica de las aguas marinas. Pertenecen al reino Cromista, división Haptophyta y se incluyen en la clase Prymnesiophyceae (Cavalier-Smith 1981; Jordan y Green 1994). Están cubiertos por placas de CaCO_3 llamados cocolitos que difieren en forma y tamaño ($<5 \mu\text{m}$) (Brand 1994), los cuales pueden ser depositados en los sedimentos marinos (McIntyre y McIntyre 1971).

Los cocolitóforos presentan una distribución cosmopolita. Una descripción detallada de su distribución biogeográfica se puede encontrar en Okada y Honjo (1973); Honjo y Okada (1974); Kleijne (1993b); Winter *et al.* (1994). Las distintas asociaciones de los cocolitóforos varían latitudinal y verticalmente en la columna de agua, dependiendo de las condiciones de temperatura, salinidad, intensidad de luz y concentraciones de nutrientes. Estas características los convierte en excelentes proxies paleoambientales (Blackwelder *et al.* 1976; Blackwelder *et al.* 1979; Dudley *et al.* 1980; Biekart 1989).

Los cocolitóforos muestran un ciclo de vida que consiste en dos etapas y que se caracteriza por la forma de sus cocolitos. Una etapa diploide de vida libre, que se caracteriza por la presencia de heterococolitos, contruidos de cristales de CaCO_3 que difieren en forma y tamaño, formados dentro de la célula (Klaveness y Paasche 1979; Heimdal y Gaarder 1981; Geisen *et al.* 2002) y una etapa haploide que corresponde a la existencia de holococolitos contruidos de nano-cristales romboédricos de calcita que se forman fuera de la célula, su tamaño varía desde los 0.6 hasta 0.8 μm (poco abundantes en sedimento) (Gaarder 1962; Heimdal y Gaarder 1980; Geisen *et al.* 2002; Frada *et al.* 2009). Un tercer grupo son los nanolitos, estos presentan estructuras totalmente diferentes a los grupos anteriores, ejemplo de ellos son: *Florisphaera profunda* y *Ceratolithus cristatus* (Young y Bown 1997; Young *et al.* 1999). La morfología de los cocolitos es de suma importancia ya que la clasificación taxonómica depende de ello, siendo la familia el nivel taxonómico más aceptado (Jordan y Green 1994; Young y Bown 1997).

1.3. Generalidades sobre los foraminíferos planctónicos

Los foraminíferos planctónicos son protozoarios unicelulares, diploides y heterótrofos pertenecientes al grupo Rhizaria (Simpson y Roger 2004), que se distribuyen en todos los océanos del planeta formando parte del zooplancton. Presentan conchas calcáreas llamadas “testas”, éstas pueden ser enrolladas, compuestas por varias cámaras y varían en forma y tamaño (0.1-0.2mm) (Loeblich *et al.* 1957).

En general, los foraminíferos planctónicos viven en la zona fótica (Bé y Tolderlund 1971; Boersma 1979), aunque algunas especies pueden realizar migraciones verticales a grandes profundidades (~1000 m) (Von Mücke y Hemleben 1999) y generalmente presentan una dieta omnívora. Sin embargo, algunas especies espinosas prefieren una dieta carnívora (*p. ej.*: tintínidos, radiolarios, copépodos y pterópodos) (Haq y Boersma 1998). Tienen un ciclo de vida que varía de especie a especie, algunas presentan un ciclo lunar o semi-lunar, con un lapso de vida de entre 2 y 4 semanas (Schiebel *et al.* 1997; Schiebel y Hemleben 2005).

La composición y patrones de distribución de los foraminíferos planctónicos en los océanos están determinados en gran medida por las condiciones climáticas y los sistemas de corrientes. Forman asociaciones como las que se ven en el Antártico, sub-Antártico, transicional, subtropical y asociaciones tropicales, que presentan características muy peculiares relacionadas a la estructura física y química de la columna de agua, *p. ej.* temperatura, salinidad, oxígeno disuelto, entre otros (Bé y Tolderlund 1971). La composición ecológica de los foraminíferos puede ser alterada bajo condiciones hidrográficas especiales, *p. ej.*, sistemas de surgencias costeras o eventos tales como fuertes tormentas. Aun así, estos organismos pelágicos son útiles indicadores paleoambientales ayudando a conocer el ritmo y la magnitud de los cambios climáticos en el pasado (Barker y Berggren 1977; Lipps *et al.* 1979; Beckmann *et al.* 1981).

La taxonomía de este grupo se basa en la morfología de su concha (*p. ej.*, forma de la concha, número de cámaras, textura entre otras), actualmente se conocen 42 especies planctónicas (Schiebel y Hemleben 2005).

1.4. Cocolitóforos y foraminíferos en trampa de sedimentos

Estudios de serie de tiempo largos indican que hay un vínculo entre la dinámica de la columna de agua y las variaciones de los flujos del plancton tanto en escala estacional como interanual (Andruleit *et al.* 2000; Kincaid *et al.* 2000; Ling Lin 2014), así como un transporte lateral de conchas y/o testas de foraminíferos o resuspensión de estas (Beaufort y Heussner 1999b; Rochín Bañaga 2014). También se ha observado una sucesión estacional con otros grupos del plancton como diatomeas y radiolarios que está relacionada con los cambios de las condiciones en la columna de agua. Durante los eventos de surgencias costeras se puede observar una sucesión de diatomeas, cocolitóforos y foraminíferos planctónicos respectivamente (Kincaid *et al.* 2000; Abrantes *et al.* 2002). Así también se ha observado que los cocolitóforos se ven afectados favorablemente bajo condiciones de El Niño, mientras que las diatomeas disminuyen sus abundancias (De Bernardi *et al.* 2005).

El aporte de CaCO_3 de foraminíferos planctónicos al piso oceánico a nivel mundial es de 1.3 a 3.4 GT por año⁻¹, que equivale a un 23-56% del flujo total de CaCO_3 del océano, el resto es aportado por cocolitóforos, pterópodos y algunas *dynophytas* calcáreas (Schiebel 2002). En Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, B.C.S., se han registrado una disminución en número y abundancia de las especies de cocolitóforos de la zona fótica comparando con la trampa de sedimentos, encontrando en la trampa especies mayormente calcificadas (Urcadiz Cazares 2005; Rochín Bañaga 2012; Sidón Ceseña 2012). Usualmente estas fueron dominadas por *Gephyrocapsa oceanica*, *Florisphaera profunda* y *Emiliana huxleyi*.

Existe una gran variación interanual en el aporte de CaCO_3 por cocolitos desde un 20% hasta 29% (Urcadiz Cazares 2005; Rochín Bañaga 2012). Sin embargo, un estudio más reciente en Cuenca Alfonso se registró que la exportación de CaCO_3 por cocolitos es en promedio 4% igual a $4 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, mientras que para los foraminíferos es de 3% equivalente a $2 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ del flujo total de CaCO_3 . El flujo restante es dominado por otros organismos calcáreos (20%) así como fragmentos calcáreos y foraminíferos $< 63 \mu\text{m}$ (72%) registrado en un periodo (septiembre de 2011 a septiembre de 2012) particularmente afectado por anomalías negativas de temperatura (Rochín Bañaga 2014).

2. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza a 25 km al suroeste de la ciudad de Ensenada Baja California, en la costa adyacente a Punta Banda (en adelante se hará alusión al anclaje de la trampa como Ensenada) y dentro del cañón submarino Todos Santos. Éste tiene una profundidad máxima de 390 m y un área aproximada de 30 km². Se comunica al Norte con la Bahía Todos Santos mediante la entrada formada por Punta Banda e isla Todos Santos y al oeste con el Océano Pacífico (<http://digaohm.semar.gob.mx/cuestionarios/cnarioEnsenada.pdf>). La Figura 2 muestra la localización geográfica de la trampa de sedimentos y la estación FLUCAR, así como las cuencas hidrográficas que drenan hacia el cañón Todos Santos.

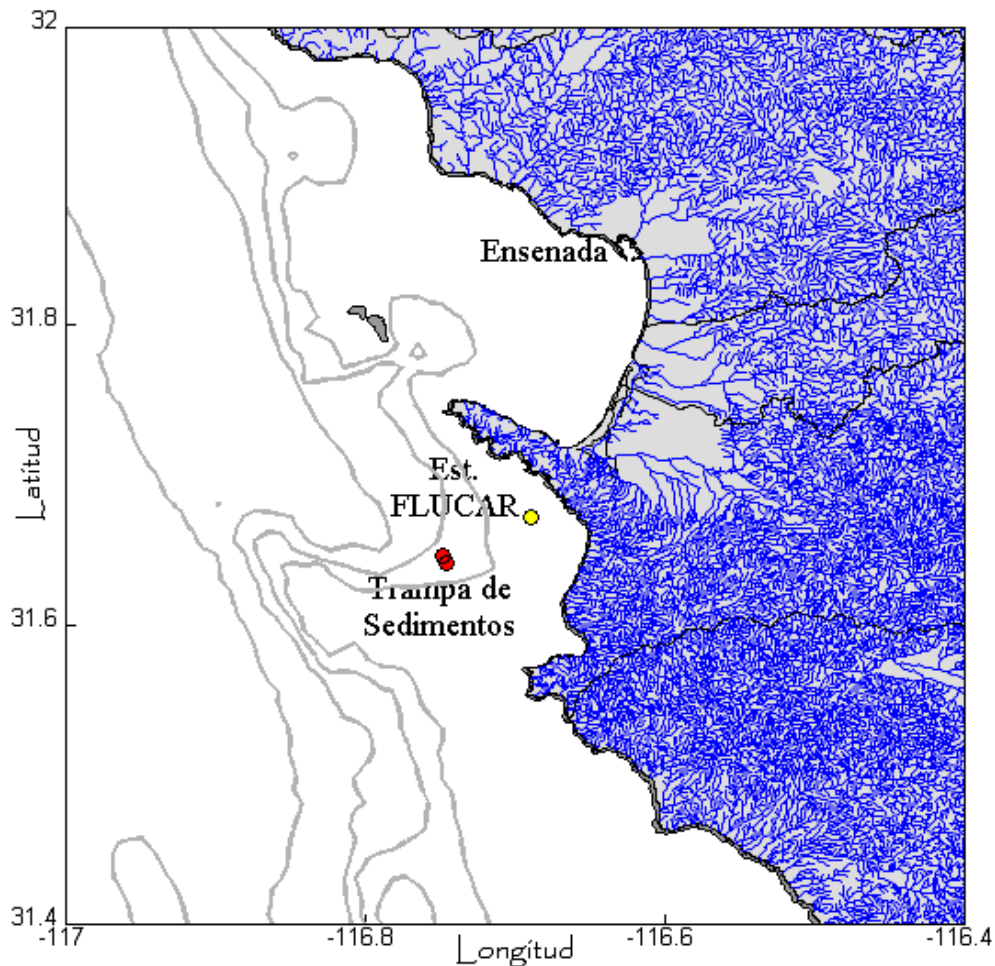


Figura 2. Ubicación de la trampa de sedimentos (31° 45' 27" N y 116° 39' 53" W); (coloración roja), Estación FLUCAR (coloración amarilla). Las líneas azules muestran las cuencas de drenaje hacia el mar.

2.1. Condiciones climatológicas

El municipio de Ensenada presenta un clima seco y templado con lluvias en invierno en el Norte (tipo mediterráneo) y seco semicálido en el Sur, caracterizado por un verano tibio y seco e invierno moderado y húmedo, con un período de lluvias de noviembre a abril, máximos en febrero y marzo, la precipitación media anual es de 250 mm aproximadamente (Reyes Coca y Troncoso Gaytán 2001). La temperatura varía desde un mínimo de 6°C en invierno hasta 35°C en verano, con un promedio anual de 17°C (Figura 3).

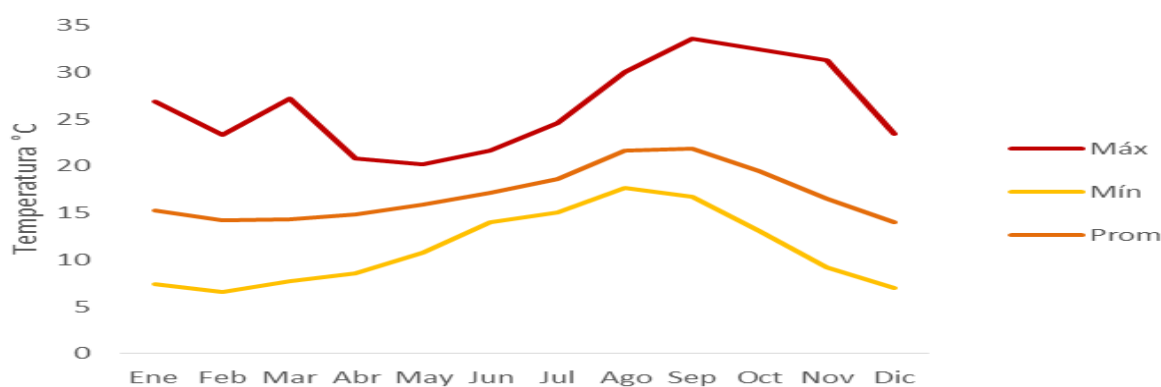


Figura 3. Temperatura atmosférica mensual de Ensenada para el año 2012. Se muestran los valores máximos, mínimos y el promedio anual. Datos de una estación meteorológica de CICESE.

Los vientos de la región presentan campos estacionales que están gobernados por las celdas de alta y baja presión. La celda de alta presión se centra durante el invierno en los 30° N y 140° W, se mueve al Noroeste en primavera y en verano (40° N y 150° W) y regresa al Sureste durante el otoño. Durante el invierno ambas celdas se debilitan, mientras que durante la primavera se fortalecen y esta situación puede provocar vientos más intensos de hasta 46 km/h (Reid *et al.* 1958). El estrés del viento paralelo a la costa (NW magnitud 9-18 km/h) sobre el océano provoca surgencias costeras que se presentan con mayor intensidad durante primavera-verano, con un flujo predominante hacia el ecuador (Gómez Valdés 1984; Lynn y Simpson 1987; Durazo *et al.* 2010).

Durante otoño e invierno la dirección del viento es del NE, generalmente con vientos provenientes de regiones desérticas, con altas temperaturas, humedad

extremadamente baja y condiciones de cielo completamente despejado, a esta condición climática se le conoce como “Vientos de Santa Ana” (Sommers 1978). La intensidad y la respuesta del océano ante estos eventos ha sido ampliamente caracterizada (Castro *et al.* 2003; Hu y Liu 2003; Trasviña *et al.* 2003; Westerling *et al.* 2004; Sosa Ávalos *et al.* 2005).

2.2. Condiciones oceanográficas

El área de estudio se encuentra dentro del sistema de la Corriente de California (SCC) que presenta características típicas de un sistema de circulación de frontera oriental; debido a los eventos de surgencias costeras en respuesta al forzamiento del viento sobre el océano a lo largo de la costa (Lynn y Simpson 1987; Durazo *et al.* 2010). En esta región sureña del SCC confluyen la masa de agua subártica (ASA) que es transportada hacia el sur por el flujo de la Corriente de California, así como el agua tropical superficial (ATS) y el agua subtropical superficial (AStS) que provienen del sur y suroeste de la península (Hickey 1998; Lynn y Simpson 1987). Por debajo de los 100-400 m se encuentra un flujo hacia el polo de la Contracorriente de California (CCC) que acarrea agua ecuatorial subsuperficial (AESs) (Durazo y Baumgartner 2002). Por debajo de los 500 m de profundidad se encuentra agua que se hunde en el Pacífico norte, conocida como agua intermedia del Pacífico (AIP) (Talley 1993). Aunado a esto, existe un patrón bi-ciclónico en la región, el cual podría estar transportando aguas oceánicas (~200-500 km) hacia la costa, desempeñando un papel importante en las propiedades termohalinas y el desarrollo de material biológico (Lynn y Simpson 1987).

En la zona adyacente a Punta Banda, las corrientes de mareas muestran trayectorias de flujo elípticas debido a la morfología de la línea de costa y cambios batimétricos (García Córdova *et al.* 1994). En la zona del cañón Todos Santos se presenta una corriente serpenteante de 10-200 m de profundidad que sugiere la presencia de columnas de Taylor (Torres *et al.* 2006). Esto es a su vez un importante mecanismo de resuspensión de sedimentos dentro de Bahía Todos Santos, que podrían ser transportados hacia la porción sur (Cruz Colín y Cupul Magaña 1997; Sánchez *et al.* 2009).

Mucho de lo que se conoce de la climatología y oceanografía de la región es gracias a programas como: California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations (CalCOFI que inicio en 1949 y se suspendió en México en la década de los ochenta) y el programa de Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California (IMECOCAL desde octubre de 1997 a la fecha) que realiza un monitoreo trimestral de la costa occidental de Baja California. Así como el programa de monitoreo de los flujos de carbono (FLUCAR).

2.3. Planteamiento del problema y justificación

Los estudios en serie de tiempo con trampas de sedimentos permiten evaluar los flujos de la materia particulada en hundimiento (MPH), así como su variabilidad temporal y la relación de estos flujos con respecto a fluctuaciones en las condiciones oceanográficas y climatológicas que se presenten en la región. El carbonato de calcio es el bio-mineral más eficiente para transportar el carbono orgánico, en comparación con el sílice biogénico según la hipótesis del lastre (*Ballast Hypothesis*) ya que su densidad es mayor. Actualmente se sabe que cocolitóforos y foraminíferos planctónicos son de los principales organismos calcáreos que contribuyen en gran medida al flujo de carbonato de calcio total en los océanos. Sin embargo, el flujo de partículas en las zonas costeras es mucho más complicado por los distintos procesos que allí intervienen. En la costa adyacente a Ensenada se presentan surgencias a lo largo de todo el año, con máximos en primavera, ocasionando una alta productividad primaria. Se considera que las zonas de surgencias actúan como fuentes de CO₂ a la atmósfera en la época cálida (Hernández Ayón *et al.* 2010). Adicionalmente, el aporte litogénico puede ser relevante, sobre todo cuando se presentan eventos de vientos de Santa Ana (generalmente en otoño). Dichas particularidades hacen de esta zona un lugar idóneo para el estudio de los flujos de la MPH mediante trampas de sedimentos, que son hasta ahora la mejor herramienta oceanográfica para este tipo de estudios. Este trabajo documentará y enriquecerá el conocimiento sobre los flujos de CaCO₃ aportado por cocolitóforos y foraminíferos planctónicos al flujo de CaCO₃ total frente a la costa de Ensenada, B.C., siendo el primer trabajo en su tipo, marcará la pauta para posteriores trabajos de investigación relacionados a esta disciplina.

2.4. Hipótesis

No existe un acoplamiento cuantitativo entre los flujos de los componentes mayores (sílice biogénico, CaCO_3 , carbono orgánico y material litogénico) y los eventos de máximas surgencias costeras.

El carbono orgánico es transportado al fondo marino mediante un proceso de cosedimentación debido a los minerales de lastre.

De modo general, la contribución de CaCO_3 de cocolitóforos será mayor que de los foraminíferos.

2.5. Objetivo general

Cuantificar los flujos verticales de los componentes de la materia particulada en hundimiento y la contribución de cocolitóforos y foraminíferos planctónicos al flujo de CaCO_3 total bajo condiciones de surgencias y relajamiento de éstas frente a la costa de Ensenada, Baja California.

2.5.1. Objetivos particulares

1. Determinar el flujo de masa total y los contenidos de los componentes biogénicos: carbono orgánico (C_{org}), carbonato de calcio (CaCO_3) y sílice biogénico (BioSi), así como del material litogénico.
2. Determinar la composición específica y abundancia de cocolitóforos y foraminíferos en la MPH, así como su contribución (por grupo y por especies) al flujo de CaCO_3 total.
3. Determinar las fuentes de procedencia de la materia orgánica en hundimiento colectada en el área de estudio.
4. Determinar cómo varían los componentes mayores, cocolitos y foraminíferos de la MPH en relación con las condiciones oceanográficas (temperatura superficial de mar, surgencias costeras, clorofila a y productividad primaria).

3. MATERIAL Y MÉTODOS

3.1. Instalación y recuperación de la trampa de sedimentos

Se instaló una trampa de sedimentos (Marca Technicap®, modelo PPS 3/3 con un área de abertura de 0.125 m²) de serie de tiempo, a 100 m del fondo marino y 300 m de profundidad frente a la costa de Ensenada, B.C. La ubicación exacta (31° 45' 27" N y 116° 39' 53" W,) de este equipo se encuentra a aproximadamente 25 km al suroeste de esta ciudad. La resolución de colecta (del 1° de abril al 15 de octubre de 2012) fue en la mayoría de los casos de 17 días. La resolución y época del año se concibió de esta manera con la finalidad de documentar la influencia de los eventos de surgencias costeras, que alcanzan su máximo nivel generalmente de abril a junio. La trampa cuenta con un carrusel de 12 botellas colectoras, las cuales contienen una solución preservadora (más detalles en la sección 3.3). Las botellas son rotadas automáticamente mediante un motor que es programado con anticipación. La instalación y recuperación se realizó en el buque oceanográfico "Francisco de Ulloa" (CICESE). El anclaje se llevó a cabo como se muestra en la Figura 4, se anotaron las coordenadas de la posición de la trampa y el extremo de la línea de vida. Es importante señalar que la línea de vida (cabo de polipropileno de ¾ de pulgada) se usó para la recuperación de la trampa debido a que no se contaba con un liberador acústico.

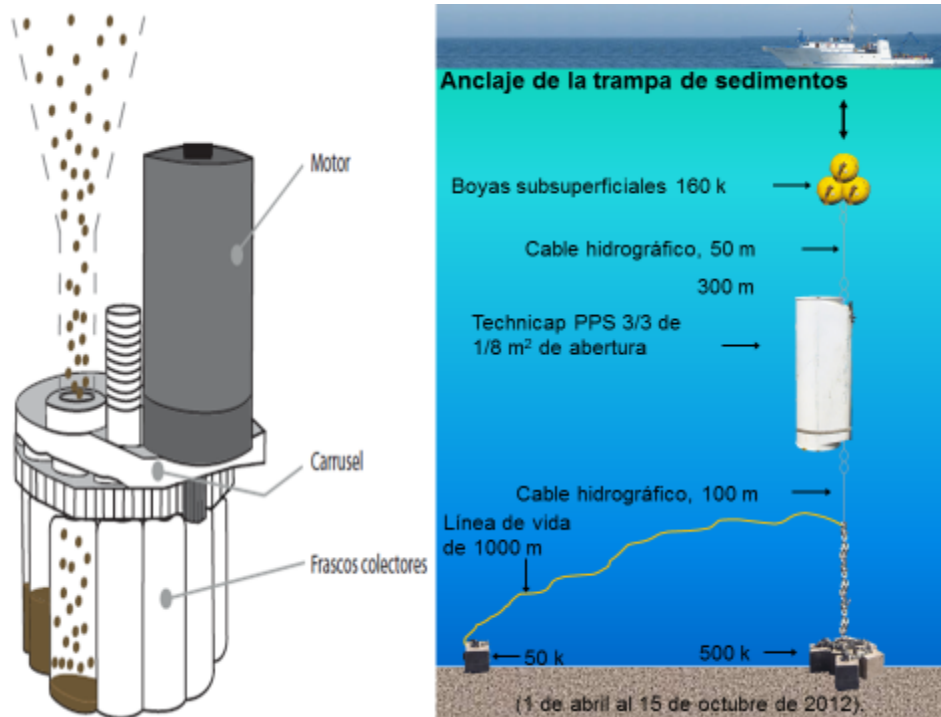


Figura 4. Esquema del motor, carrusel, botellas colectoras e ilustración del anclaje utilizado para la instalación de la trampa de sedimento.

3.2. Obtención de datos oceanográficos

Para la caracterización oceanográfica del área de instalación de la trampa de sedimentos se descargaron datos del Índice de Surgencias Costeras (ISC) de la página de internet: Pacific Fisheries Environmental Laboratory (<http://www.pfeg.noaa.gov/products/PFEL/modeled/indices/upwelling/>). Los datos se registran cada seis horas, pero fueron promediados para obtener un valor por semana. Los datos de Productividad Primaria Neta (PPN) fueron extraídos de la página de internet: Orca Science Oregonstate (<http://orca.science.oregonstate.edu/1080.by.2160.8day>). Los datos del ISC se extrajeron del punto más cercano al área, donde se colocó la trampa de sedimentos (33° N y 119° W), mientras que los datos de PPN se obtuvieron de un cuadrante ubicado sobre el punto de instalación (entre los 31.55°; 31.75° N y los 116.65°; 116.85° W). La resolución espacial para este último caso es de 9x9 km, siendo el valor obtenido el promedio de ocho días.

La temperatura superficial del mar (TSM) y clorofila a (Cl a) se descargaron de la página OCEAN-COLOR de la NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>) y corresponden al nivel 3 de procesado con una resolución espacial de 4x4 km. Cada dato es el promedio de ocho días y estos son derivados del satélite MODIS-AQUA. Los datos se extrajeron y promediaron del mismo cuadrante mencionado. En todos los casos los valores se obtuvieron mediante rutinas creadas con el software MATLAB® proporcionadas por el Dr. Eduardo González del CICESE-La Paz.

3.3. Trabajo de laboratorio

La solución preservadora que contienen las botellas colectoras de la trampa de sedimentos está amortiguada con tetraborato de sodio. Para su preparación (aproximadamente 5 litros) primero se disuelven 7.5 g de tetraborato de sodio ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) en 250 mL de formaldehído al 37%. A esta solución se le añaden 4.5 L de agua de mar previamente filtrada con filtros de membrana (poro 0.45 μm). Posteriormente se le adiciona entre 5 y 7 g de NaCl (dependiendo de la salinidad original) de alta pureza para llegar a una salinidad de ~40 y con esto alcanzar una mayor densidad, lo suficientemente alta para limitar el intercambio con el agua de mar del ambiente (Silverberg *et al.* 2006). El pH de la solución se mantuvo alrededor de 8.5 con la finalidad de evitar la disolución de los carbonatos de calcio.

3.3.1. Procesamiento de las muestras

Se recuperaron once muestras de la trampa de sedimentos ya que la muestra número cuatro se perdió durante las maniobras de recuperación al golpearse ésta con la borda del barco.

Inicialmente, en el laboratorio se realizó una observación general de la naturaleza de las muestras (por ejemplo, abundancia de cierto tipo de pelotillas, presencia de restos de zooplancton entre otros aspectos). Se tomaron alrededor de 500 μL de cada botella con una pipeta Pasteur diluyéndola con la solución preservadora sobre una caja de Petri. La observación se hizo en un estereoscopio con una cámara digital acoplada a éste, se anotaron las observaciones en una bitácora y se tomaron imágenes representativas para cada muestra (Anexo I).

Posteriormente, cada una de las once muestras fue pasada a través de una malla de 1000 μm para separar los organismos nadadores, ya que éstos no se incluyen convencionalmente dentro del flujo de la MPH, debido a que se desconoce si los organismos entraron vivos o ya muertos en la trampa. Para evitar que organismos del tamaño $<1000 \mu\text{m}$ se quedaran retenidos en la malla, todas las muestras se lavaron con abundante agua destilada (pH de 8.5). Los organismos de tamaño $>1000 \mu\text{m}$ fueron separados, identificados por grupos y contados, sólo para conocer la diversidad de organismos en hundimiento, pero no son considerados dentro del flujo de la MPH (Anexo II).

3.3.2. Fraccionamiento de las muestras

Las muestras fueron divididas en 10 sub-muestras iguales mediante un fraccionador rotatorio. Las sub-muestras se colectaron en tubos de 50 mL y fueron utilizadas para los distintos análisis de éste trabajo de tesis (se detallan a continuación), otras muestras fueron enviadas a varios investigadores para trabajar con otros aspectos, por ejemplo, a la Dra. Aida Martínez López del CICIMAR-IPN (fitoplancton silíceo) y al Dr. José Luis Peña Manjarrez del CETMAR-Ensenada (quistes de dinoflagelados), mientras el resto de las muestras se dejaron de reserva.

3.3.3. Determinación del flujo de masa total (FMT)

Para la determinación del FMT se utilizaron cuatro tubos de centrifuga (50 mL) mantenidos previamente en una solución de HCl al 10% por tres días y enjuagados con abundante agua desmineralizada, debido a que en éste trabajo se realizó también el análisis de elementos mayores y traza. Estas cuatro submuestras fueron centrifugadas durante 25 minutos a 3000 rpm para eliminar por decantación la solución preservadora, incluyendo la sal de NaCl agregada y las sales del agua de mar contenidas de forma natural. Éste proceso se repitió dos veces más hasta eliminar completamente la solución preservadora (Aguirre Bahena 2007). Las muestras se secaron durante 72 horas a $\sim 50 \text{ }^\circ\text{C}$ en un horno. Por último los tubos se aclimataron a temperatura ambiente en un desecador por una hora. La masa recuperada se homogenizó con un mortero de ágata y se pesó en una balanza analítica (UMX2 Mettler Toledo) con una precisión de $\pm 0.01 \text{ mg}$.

El cálculo de FMT (unidades en $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) se realizó mediante la siguiente fórmula:

$$\text{FMT} = \frac{\mathbf{M} * \mathbf{N}}{\mathbf{A}_t * \mathbf{T}}$$

Dónde: **M** es la masa promedio de las cuatro alícuotas (en gramos), **N**= número de alícuotas, **A_t**= área de abertura de la trampa (0.125 m^2) y **T**= número de días (17) que estuvo la botella recolectando material.

3.3.4. Determinación del carbono orgánico (C_{org}), nitrógeno y CaCO_3

Para determinar el C_{org} y nitrógeno total se enviaron muestras a la Universidad de Davis en California (<http://stableisotopefacility.ucdavis.edu/>) donde se analizaron con un analizador elemental CHN. Las muestras fueron previamente sometidas a acidificación con HCl al 10% para eliminar los carbonatos de calcio. El procedimiento consistió en agregar 1 mL de la solución de HCl a la muestra y dejarla reaccionar por 30 minutos, el procedimiento se repitió hasta que no presentó efervescencia. A continuación la muestra fue lavada con agua desmineralizada y secada en un horno a 50°C . Finalmente se pesaron 20 mg de material seco (como lo sugiere el laboratorio <http://stableisotopefacility.ucdavis.edu/sample-weight-calculator.html>) y se depositaron en capsulas de estaño, las cuales se enviaron al laboratorio antes mencionado.

El método analítico se basa en la combustión de las muestras a 1000°C en un reactor con óxido de cobre y cromato de plomo. La precisión del equipo (Elementar Analysensysteme GmbH, Hanau, Germany) fue de 0.4 % en general para todas las muestras, por lo cual se enviaron réplicas por triplicado distribuidas espaciadamente dentro del periodo de estudio (muestras A1, A6 y A11). El equipo cuenta con un espectrómetro de masas de razones isotópicas (Sercon Ltd., Cheshire, UK) con el cual se obtuvieron los valores de $\delta^{13}\text{C}$. Los estándares de referencia utilizados por el laboratorio fueron: (IAEA-N1, IAEA-N2, IAEA-N3, USGS-40, and USGS-41).

El contenido de carbono inorgánico (y de aquí el CaCO_3) se determinó en el Laboratorio P3 del CICESE, Ensenada, a cargo del Dr. Juan Carlos Herguera. Para ello, se utilizó otro juego de muestras sin acidificar que se pasó a través de un tamiz (luz de maya $63 \mu\text{m}$) obteniendo así dos fracciones: $<63 \mu\text{m}$ (aporte mayoritariamente por cocolitos) y $63\text{-}1000 \mu\text{m}$ (aporte por foraminíferos y fragmentos de otro material

calcáreo). Ambas fracciones fueron analizadas mediante un coulómetro modelo CM5014, en el cual se acidifica la muestra con ácido perclórico (HClO₄) al 70% y se libera CO₂ que es transportado por un flujo de O₂ a una celda Coulomb del analizador, donde es absorbido, reaccionando con monoetanolamina para formar un compuesto ácido titulable. La exactitud del método fue controlada colocando sedimento estándar (CM301-002) y realizando 3 réplicas dentro del juego de muestras analizado.

3.3.5. Determinación del sílice biogénico (BioSi)

Este análisis se realizó mediante la extracción secuencial propuesta por DeMaster (1981), que consiste en someter las muestras (del material obtenido de las cuatro submuestras secas) en una solución básica (pH ~12) de carbonato de sodio al 1% en un medio acuoso (baño María) con una temperatura constante de 85°C. Para esto se tomaron aproximadamente 15 mg de sedimento colocándolo en tubos de centrifuga de 50 mL y se agregaron 50 mL de solución de Na₂CO₃, misma que fue calentada previamente a 85°C. Se tomaron 500 µL del extracto en media hora, 1, 2, 3, 5 y 7 horas después del inicio de la extracción. A este extracto se le determinó el contenido de silicatos, mediante espectrofotometría (Strickland y Parsons 1968). Los valores de silicatos son graficados con respecto al tiempo considerándose el inicio de la regresión como el valor del sílice biogénico. En dos de las muestras analizadas por triplicado el valor de precisión fue menor a 1.5 %, mientras que en una de ellas el valor fue de 18 % (probablemente error humano). Por otro lado, no existe material de referencia disponible (estándar) para conocer la exactitud del método.

3.3.6. Determinación de la contribución litogénica al FMT

La contribución litogénica al FMT se determinó indirectamente sumando los componentes biogénicos y restándole este valor al flujo de masa total, es decir:

$$\% \text{ litogénico} = 100\% - (\%CaCO_3 + \%BioSi + \%MOP)$$

En este caso se asume que la materia orgánica particulada (MOP) es 2.5 veces el contenido del carbono orgánico en la MPH como lo sugieren varios autores (Thunell 1998a, b; Thunell *et al.* 2007).

3.4. Estimación del aporte de CaCO₃ mediante la identificación y conteos de cocolitos

Para realizar éste análisis se tomó una sub-muestra (1/10) y se dividió nuevamente en un fraccionador rotativo Fritsch de 0.1% de error. Para evitar la disolución de CaCO₃, se utilizó agua destilada con pH de 8.5.

Este décimo de muestra se fraccionó en 30 partes iguales. Las fracciones resultantes fueron agrupadas y almacenadas como reserva (27/300 y 3 /300). Se tomó 1/300 y se fraccionó nuevamente obteniendo 27/9000, 1/9000 y 2/9000, trabajando únicamente esta última fracción.

3.4.1. Eliminación de materia orgánica y disgregación del material

La materia orgánica de esta fracción fue eliminada mediante un método químico y físico propuesto por Bairbakhish *et al.* (1999). A cada muestra (alícuota 2/9000) se le aplicó 800 µL de NaClO al 2.8 % (blanqueador doméstico) y un volumen similar de peróxido de hidrógeno (H₂O₂) al 30% con la finalidad de desintegrar el material. Las alícuotas se sometieron a ultrasonido (VWR modelo 50 T), con una frecuencia de 50 kHz. Esto se realizó por 5 segundos cada 10 minutos y se repitió por 6 veces para cada alícuota analizada. Durante todo el procedimiento el pH se mantuvo en 8.5 con la finalidad de no permitir disolución de carbonatos.

3.4.2. Filtración de muestra y métodos de análisis de cocolitóforos

Las técnicas de filtrado y métodos de análisis de cocolitóforos se realizaron siguiendo la metodología propuesta por Bollmann *et al.* (2002). Ésta consiste en filtrar las muestras a través de una membrana Nucleopore® de 47 mm de diámetro y 0.45 µm de tamaño de poro y dejarlas secar a temperatura ambiente dentro de cajas Petri. Se cortó una sección triangular de 6.5391X10⁻⁶ m² de cada membrana y se montó sobre un soporte de aluminio (stub) aplicando plata líquida en el contorno para adherirla.

Posteriormente, los *stubs* fueron cubiertos con 15 nm de platino en un pulverizador catódico, con la finalidad de dar protección a la muestra y añadir conductividad eléctrica, cuando sea observada en el microscopio electrónico de barrido (MEB). Se tomaron 1500 imágenes de cada una de las muestras a 3000X de

resolución con un MEB (Zeiss Supra 55 SEM VP) en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Toronto, Canadá, durante una estancia de investigación tomada con el Dr. J. Bollmann. La Figura 5 muestra la digitalización de las micrografías y el área observada de cada pantalla.

Para el conteo de los cocolitos se utilizó el software Image-J® (Image Processing and Analysis in Java), compatible con Windows 8®. Para la identificación de los cocolitóforos se utilizó la guía de identificación propuesta por Young *et al.* (2003); para las distintas variaciones de *Florisphaera profunda* (Quinn *et al.* 2005); para el género *Syracosphaera* (Kleijne y Cros 2009) y para el género *Gephyrocapsa* (Bollmann 1997; Bollmann *et al.* 1998), se usaron también las plataformas en línea de (<http://www.emidas.org/>) y (<http://nannotax.org/>).

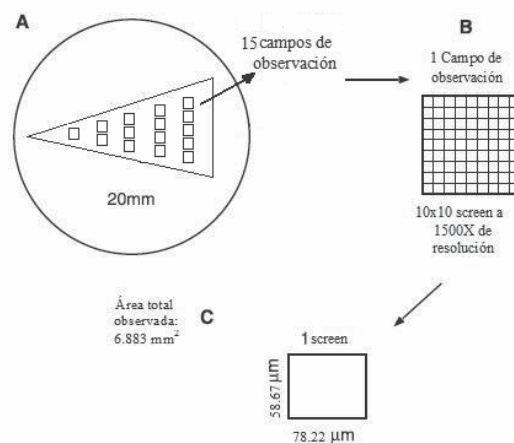


Figura 5. Representación esquemática de la toma de imágenes utilizadas en la cuantificación de cocolitos. A) una parte del filtro se montó en un stub de aluminio. B) 15 campos de observación se analizaron, cada campo se compone de 10x10 pantallas (100 imágenes). C) El área de una pantalla es igual 4589.16 μm^2 a 1500X de resolución (modificado a partir de Bollmann *et al.* (2002)).

3.4.3. Determinación del flujo de cocolitos

Una vez obtenido el número de cocolitos por muestra y especie se calculó el flujo de cocolitos mediante la fórmula (Broerse *et al.* 2000):

$$F_c = \frac{N * A * f_s}{a * t * A_t}$$

Dónde: F_c = el flujo de cocolitos ($m^{-2}d^{-1}$), N = número de cocolitos contados en el área observada o su equivalente en masa (g), A = área efectiva de filtración ($9.89 \times 10^{-4} m^2$), f_s = factor split (cantidad de veces que se dividió la muestra original), a = área del filtro analizada ($6.8 \times 10^{-6} m^2$), t = tiempo de colecta de sedimento (días) y A_t = área de la abertura de la trampa ($0.125 m^2$).

3.4.4. Aporte de $CaCO_3$ por cocolitos

Para conocer el aporte de $CaCO_3$ por cocolitos se consideraron las dimensiones de los cocolitos, la presencia de disolución o calcificación ya que una misma especie puede variar tanto en tamaño como en grado de calcificación. La longitud de los cocolitos se determinó por medio de mediciones directas de las imágenes digitalizadas y utilizando el software AnalySIS®-pro 3.0. La masa de los cocolitos se obtuvo de acuerdo a los pesos establecidos por Beaufort y Heussner (1999a) y Young y Ziveri (2000) (Anexo III).

3.5. Estimación del aporte de $CaCO_3$ mediante la identificación y peso de foraminíferos

3.5.1. Preparación de las submuestras

Para este análisis se utilizó una submuestra (1/10), la cual se pasó a través de un tamiz ($63 \mu m$) con el propósito de retener los foraminíferos ($>63 \mu m$). Esto se repitió hasta limpiar la muestra, para ello se utilizó agua destilada con pH de 8.5. Debido a que las muestras mostraban abundante materia orgánica, se aplicó una solución a base de hexametáfosfato de sodio (calgón) durante una hora a 125 rpm. Finalmente, el material del tamiz se pasó a través de un filtró de papel, donde los foraminíferos quedaron retenidos.

3.5.2. Separación, colecta e identificación de foraminíferos planctónicos

Los foraminíferos fueron colectados directamente del filtro con un pincel fino, agua destilada con pH 8.5 y un estereoscopio. En algunos casos fue necesario humedecer nuevamente la muestra para no romper los foraminíferos, esto con el fin de disgregar de forma física la materia orgánica. Los foraminíferos colectados se colocaron en laminillas. Posteriormente, se identificaron de acuerdo a Haq y Boersma (1998), la plataforma en línea de EMIDAS (<http://www.emidas.org>), Marine Species identification portal (<http://species-identification.org/species>) y Foraminifera.Eu (<http://www.foraminifera.eu>).

3.5.3. Flujo de foraminíferos planctónicos y aporte de CaCO₃

Una vez obtenido el número de foraminíferos por género se determinó el flujo total y por grupos. El flujo de foraminíferos se representa en testas o individuos por metro cuadrado por día (número de testas m⁻² d⁻¹), tomando en cuenta el conteo de testas, las veces que se dividió la muestra (factor Split), el tiempo en que la trampa estuvo colectando material y la abertura de la trampa de sedimento (King y Howard 2001).

Para la determinación aproximada de CaCO₃ que aportan las testas se prosigue a eliminar la materia orgánica siguiendo la metodología de Bairbakhish *et al.* (1999) y a su vez separar las testas de los agregados. Posteriormente las testas colectadas son pesadas en una micro balanza (UMX2 Mettler Toledo) para cuantificar la masa (en mg) de la calcita.

3.6. Determinación del contenido y flujos de elementos químicos

Para determinar el contenido de elementos químicos en las muestras de la materia particulada en hundimiento se tomaron 300 mg, excepto para las muestras A-6, A-7 y A-8, cuando se utilizó 10 mg debido al poco material que se presentó. Para conocer la exactitud del análisis de elementos químicos en la MPH se utilizó sedimento el estándar internacional "MESS-3". El sedimento se envió en tubos Eppendorf de 1.5 mL (previamente lavados con HCl al 10% y secados para su uso) al laboratorio Actlabs (Activation Laboratories Ltd., Ancaster), Ontario, Canadá (<http://www.actlabs.com>), donde se les realizó una digestión total con la mezcla de los ácidos concentrados. Las

concentraciones de Al y Ti en las soluciones finales (resultadas de la digestión total) fueron determinadas con un analizador Varian ICP-OES. Mientras que las concentraciones del Li, Sc, y Th se midieron con un instrumento Perkin Elmer Sciex ELAN 9000 ICP-MS. El límite de detección y la precisión del método se muestran en la Tabla 1 (de modo general todos mostraron una buena precisión <10%).

Tabla 1. Control de calidad de los elementos terrígenos analizados. La precisión se muestra en %.

Elemento	Al (%)	Ti (%)	Li (mg k)	Sc (mg k)	Th (mg k)
Límite de detección	0.01	0.0005	0.5	1	0.1
precisión	1.04	4.36	0.18	0	5.89

3.6.1. Tratamiento de los datos

Una vez obtenidos los resultados, se calcularon parámetros estadísticos básicos (promedio, desviación estándar), así como los flujos de elementos particulados, los cuales se calcularon mediante la siguiente fórmula:

$$Fl_{[El]} = [El]_{MPH} * FMT$$

Dónde: $[El]_{MPH}$ = es el contenido del elemento en la materia particulada en hundimiento ($\mu\text{g g}^{-1}$) y FMT es el flujo de masa total ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$).

4. RESULTADOS

4.1. Condiciones oceanográficas

La temperatura superficial del mar (TSM) del área de estudio presenta una marcada variabilidad estacional, lo mismo que el índice de surgencias costeras (ISC) y la concentración de clorofila a (Cl a) (Figura 6 y 7). De noviembre a abril de 2012 la TSM estuvo en el intervalo entre los 14°C y 16°C y aumentó de junio a agosto de 2012 alcanzando una temperatura máxima de 22°C con un promedio general de 16°C. La concentración de Cl a registró bajos valores por debajo de 0.5 mg m⁻³ de junio a julio, mientras que el máximo alcanzó los 6 mg m⁻³ desde febrero hasta abril (Figura 6b). Por otra parte el ISC mostró una tendencia inversa con la TSM. El valor mínimo registrado fue de 50 m³ s⁻¹ por 100 m de la línea de costa en febrero y el máximo fue de 250 m³ s⁻¹ por 100 m de la línea de costa durante junio. La PPN mostró una variación que fue desde un mínimo de 900 mg C m⁻² d⁻¹ hasta un máximo de 3900 mg C m⁻² d⁻¹ de julio a octubre con un ligero desfase con respecto el ISC (Figura 7).

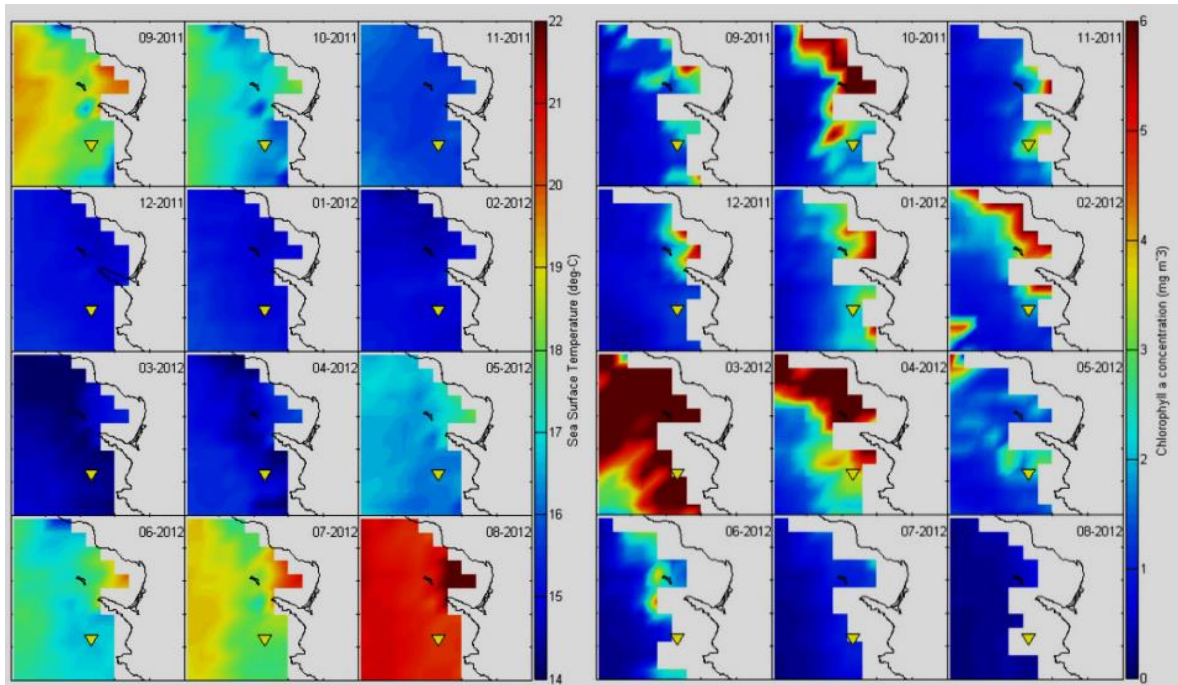


Figura 6. Variabilidad temporal de la temperatura superficial del mar en °C (izquierda) y la clorofila a en mg m^{-3} (derecha) (datos MODIS-AQUA).

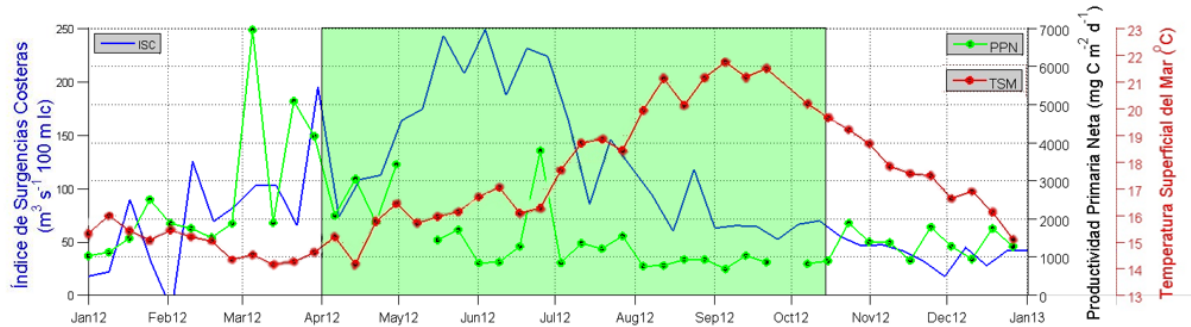


Figura 7. Variabilidad del índice de surgencias costeras, productividad primaria neta y temperatura superficial del mar en el año 2012. El recuadro verde señala el periodo de colecta de muestras.

4.3. Componentes mayores de la trampa de sedimentos

La Tabla 2 muestra una compilación de las fechas de colecta de cada botella, el código de cada muestra, flujo de masa total y el aporte y flujo para cada uno de los componentes. Una descripción gráfica y más detallada de cada componente se muestra a continuación.

Tabla 2. Componentes mayores de la trampa de sedimentos; el FMT y el flujo litogénico se muestra en $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$, el resto de los componentes están en $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Las letras ND significan: No Datos.

Inicia	Cierra	Código	Días	FMT		C _{org}		CaCO ₃ Total		CaCO ₃ <63 μm		BioSi		Litogénico	
				$\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$	Porcentaje	Flujo	Porcentaje	Flujo	Porcentaje	Flujo	Porcentaje	Flujo	Porcentaje	Flujo	
1-Abr-12	10-Abr-12	A-1	10	3.97	5.6	223	11.1	442	8.3	330	25.5	1012	50.7	2.01	
11-Abr-12	27-Abr-12	A-2	17	5.59	4.7	263	8.8	490	6.4	356	21.3	1191	41.8	2.34	
28-Abr-12	14-May-12	A-3	17	3.39	5.8	198	9.6	325	9.0	306	29.6	1005	53.8	1.82	
15-May-12	31-May-12	A-4	17	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	NaN	
1-Jun-12	17-Jun-12	A-5	17	2.97	4.8	143	8.9	264	7.5	222	24.6	731	45.5	1.35	
18-Jun-12	4-Jul-12	A-6	17	0.55	5.6	31	10.1	56	8.3	46	ND	ND	ND	NaN	
5-Jul-12	21-Jul-12	A-7	17	0.35	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	NaN	
22-Jul-12	7-Ago-12	A-8	17	0.19	8.4	16	9.7	18	ND	ND	ND	ND	ND	NaN	
8-Ago-12	24-Ago-12	A-9	17	0.74	6.0	45	9.7	72	8.0	59	22.7	168	47.5	0.35	
25-ago-12	10-Sep-12	A-10	17	3.55	5.1	180	9.9	351	7.6	268	22.3	791	44.9	1.59	
11-Sep-12	27-Sep-12	A-11	17	4.42	4.5	201	9.1	404	7.1	313	23.3	1030	43.8	1.94	
28-Sep-12	14-Oct-12	A-12	17	3.70	4.3	157	9.8	361	7.0	257	18.9	699	39.3	1.45	
Promedio				2.67	5.5	146	9.7	278	7.7	240	23.5	828	45.9	1.61	
Desv.Est.				1.96	2.4	97	3.8	188	3.5	145	11.9	480	22.9	0.92	

4.3.1. Flujo de masa total (FMT)

Los valores obtenidos del FMT mostraron una alta variación en magnitud durante el periodo estudiado, con un mínimo de $0.19 \text{ g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ a finales de julio y principios de agosto y un máximo de $5.6 \text{ g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ en abril, con un promedio general de $2.7 \pm 2 \text{ g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (Figura 8). Se registró una estacionalidad muy marcada con altos valores a principios de primavera, que decrecen abruptamente al iniciar el verano regresando a valores comparables a finales de esta estación e inicios de otoño (por arriba de los $4.42 \text{ g m}^{-2} \text{d}^{-1}$).

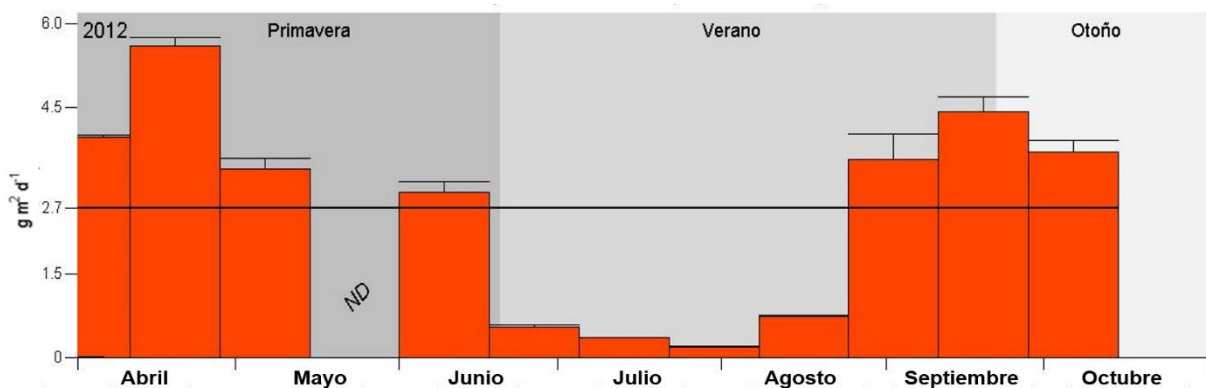


Figura 8. Variabilidad del flujo de masa total de la MPH colectada con trampa de sedimentos frente a la costa de Ensenada. La línea horizontal indica el promedio de la serie. ND indica ausencia de datos.

4.3.2. Contribución y flujo de carbono orgánico (C_{org})

El contenido de C_{org} en la MPH mostró una alta variabilidad. Presentó un valor mínimo de 4.2% y un máximo de 8.3% con un promedio general de 5.5%. Sin embargo, la muestra A-7 (periodo 5-21 de julio de 2012) no fue posible analizarla debido a que el contenido de C_{org} de ésta estuvo fuera del rango de detección del equipo. Por otro lado, el flujo mínimo fue de 16 mg m⁻² d⁻¹ en julio-agosto del 2012, el máximo de 263 mg m⁻² d⁻¹ en abril del 2012 y un promedio de 146 ± 138 mg m⁻² d⁻¹. Se observó la misma distribución que tuvo el FMT con valores altos en primavera que disminuyen a finales de ésta y durante gran parte del verano, aumentando nuevamente (201 mg m⁻² d⁻¹) a finales de verano-principios de otoño (Figura 9). En las muestras de la A-3 a la A-6 (mayo-junio del 2012) se observaron flujos bajos de carbono orgánico, pero la MPH estuvo enriquecida con C_{org} .

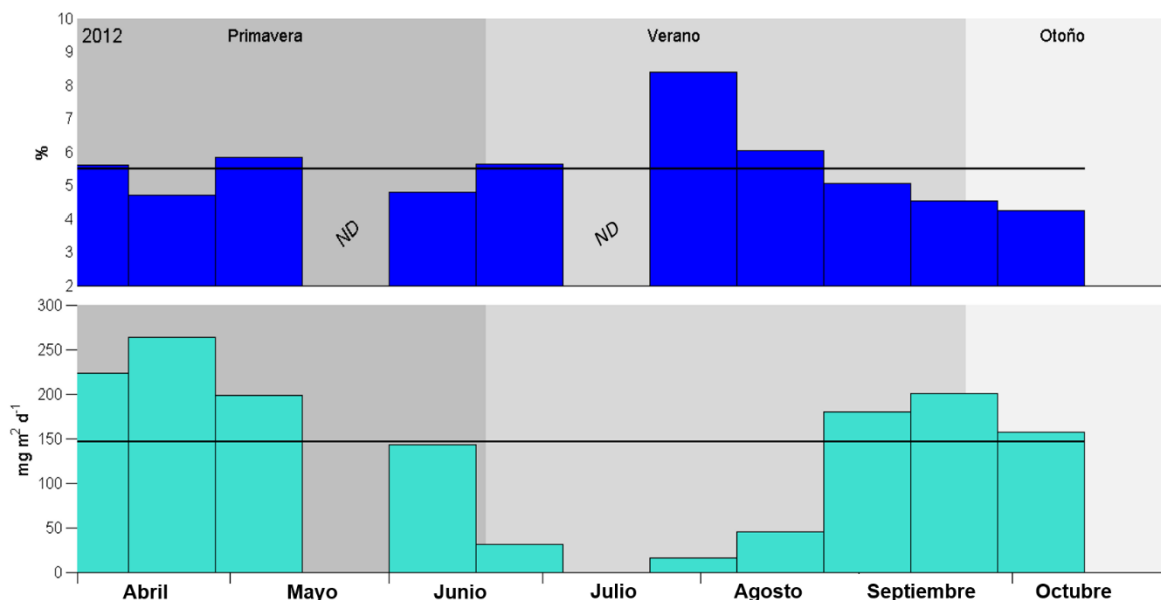


Figura 9. Variabilidad del carbono orgánico en porcentaje y flujo de C_{org} ($mg\ m^{-2}\ d^{-1}$). La línea horizontal representa el promedio de la serie. ND indica ausencia de datos.

4.3.3. Contribución y flujo de $CaCO_3$

El contenido de $CaCO_3$, en la fracción $>63\ \mu m$ aportado al FMT mostró una distribución homogénea. Presentó un valor mínimo de 8.7% (periodo 11-27 de abril de 2012, muestra A-2), un máximo de 11.1% (1-10 de abril de 2012, muestra A-1) y un promedio para este componente de 9.7%. Mientras que en la fracción $<63\ \mu m$ el valor mínimo fue de 6.4% (periodo 11-27 de abril de 2012, muestra A-2), con un máximo de 9% (28 de abril al 14 de mayo de 2012, muestra A-3), con un promedio general de 7.7%.

Con respecto a los flujos de $CaCO_3$, la variabilidad fue mayor y la distribución similar a la del FMT. El valor mínimo en la fracción $>63\ \mu m$ fue de $18\ mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ en julio-agosto y el máximo fue de $490\ mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ en abril, con un promedio general de $278 \pm 170\ mg\ m^{-2}\ d^{-1}$. Por otro lado, la fracción $<63\ \mu m$ mostró un mínimo de $46\ mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ durante julio-agosto, un máximo de $356\ mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ en abril y un promedio general de $240 \pm 144\ mg\ m^{-2}\ d^{-1}$ (Figura 10).

Para la muestra A-8 (julio-agosto) no fue posible obtener el aporte de $CaCO_3$ de la fracción $<63\ \mu m$ ya que ésta contaba con muy poca masa. De modo general, la

fracción <63 μm representó el mayor aporte de CaCO_3 , con un promedio de 80%, mientras que la fracción >63 μm representó 20% del CaCO_3 total.

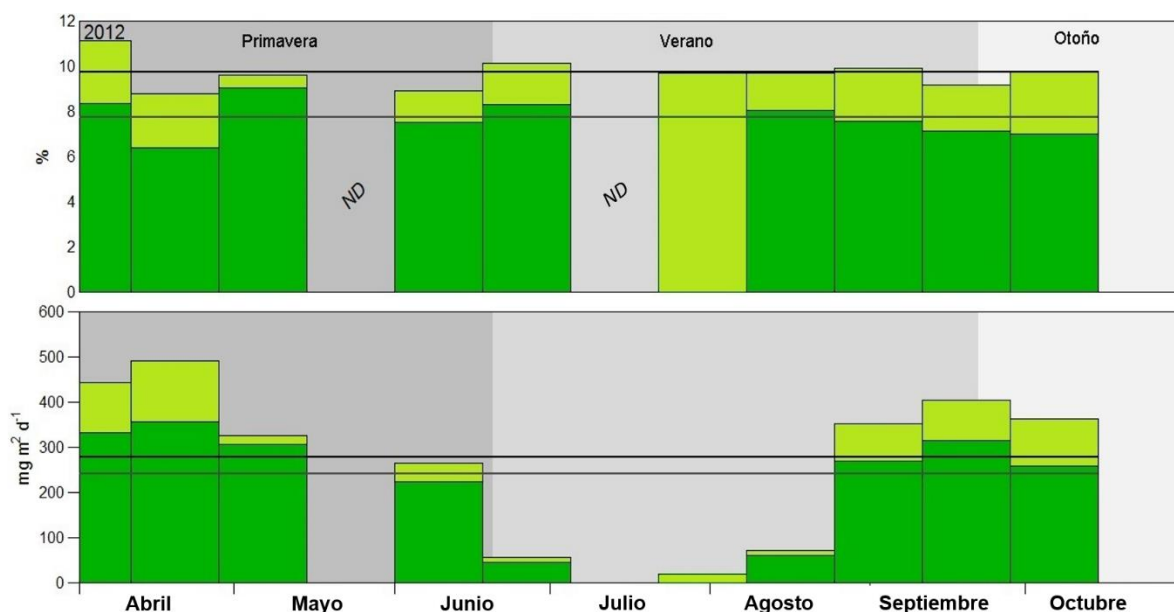


Figura 10. Comparación de la variabilidad del carbonato de calcio total en porcentaje y flujos. Las líneas horizontales indican el promedio del periodo para cada fracción. La coloración amarilla indica la fracción gruesa 63-1000 μm (foraminíferos y micro moluscos) y la coloración verde indica la fracción < 63 μm . ND indica ausencia de datos.

4.3.4. Contribución y flujo del sílice biogénico (BioSi)

El contenido de BioSi en MPH presentó una alta variabilidad durante la primavera, mientras que en verano-otoño el aporte fue más homogéneo. El valor mínimo fue de 5.5% en la muestra A-8 (22 de julio-7 de agosto de 2012), el máximo fue de 29% (mayo de 2012) con un promedio de 20%.

Los flujos registraron un valor mínimo de $10 \text{ mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$, muestra A-8 (22 de julio-7 de agosto de 2012), un máximo de $1200 \text{ mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$, muestra A-2 (11-27 de abril de 2012) y un promedio de $614 \pm 450 \text{ g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (Figura 11). La variabilidad temporal del flujo de BioSi sigue una tendencia similar a la del FMT, con valores máximos en primavera y otoño, mientras que los valores mínimos se presentaron en verano.

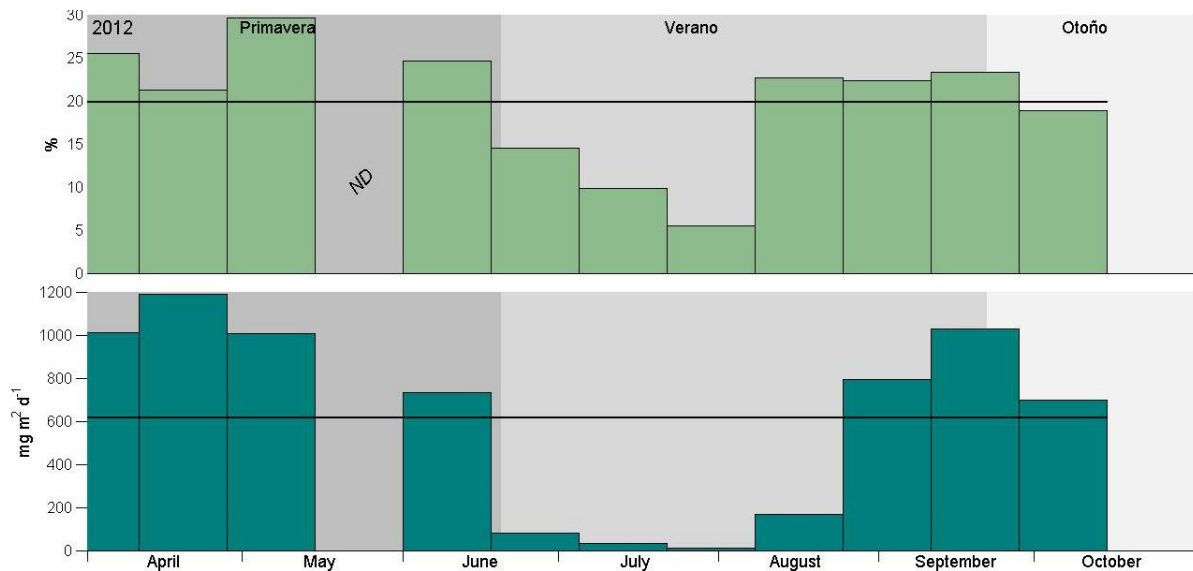


Figura 11. Variabilidad del contenido del ópalo biogénico en MPH y flujo de BioSi. La línea horizontal representa el promedio de la serie. ND indica ausencia de datos.

4.3.5. Contribución y flujo de material litogénico

El contenido (en %) de material litogénico en la MPH presentó una distribución temporal muy variable. El valor mínimo fue de 36% en la muestra A-8 (22 de julio-7 de agosto de 2012) con un máximo de 53% en la muestra A-3 (28 de abril-14 de mayo de 2012) y un promedio de 44%.

Los flujos de material litogénico presentaron una alta variabilidad y una tendencia muy similar al FMT. El valor mínimo fue de 351 mg m⁻² d⁻¹, muestra A-8 (22 de julio-7 de agosto), el máximo fue de 2340 mg m⁻² d⁻¹, muestra A-2 (11-27 de abril) y un promedio de 1300 mg m⁻² d⁻¹. A pesar de que los flujos litogénicos fueron bajos desde junio hasta agosto de 2012, el contenido del material litogénico en la MPH fue bastante elevado durante este periodo (Figura 12).

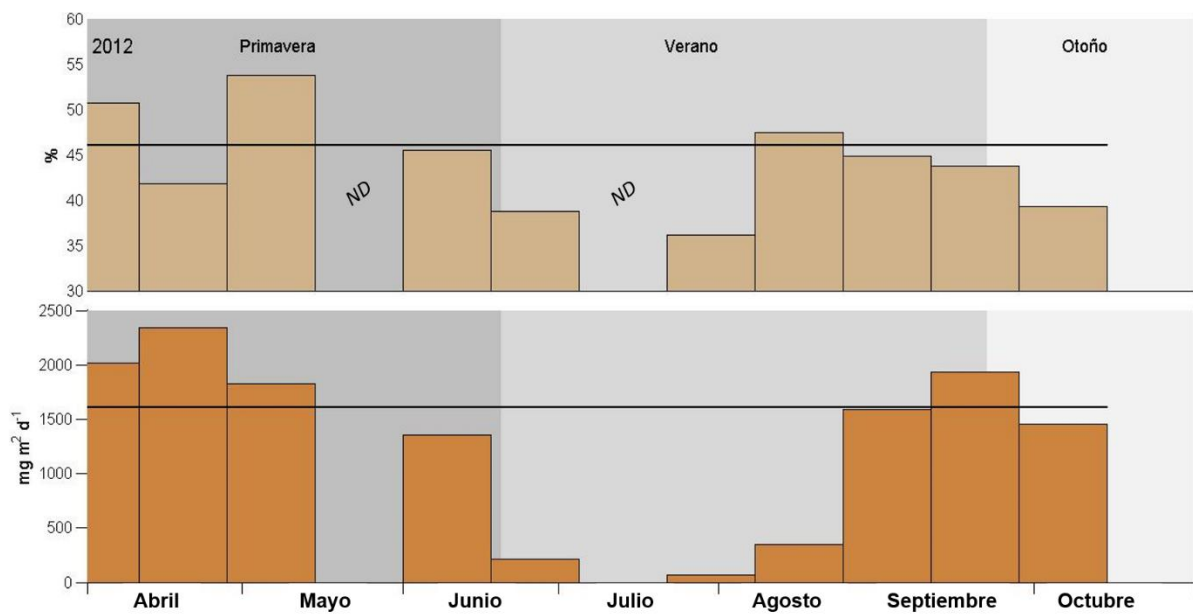


Figura 12. Variabilidad del contenido del material litogénico en MPH en porcentaje y de su flujo ($\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$). La línea horizontal representa el promedio de la serie. ND indica ausencia de datos.

4.4. Registro taxonómico de cocolitos

Se identificaron taxonómicamente 33 especies de cocolitóforos. Sin embargo, en la muestra A-10 (periodo 25 de agosto-10 de septiembre de 2012) no se observaron cocolitos. En todas de las muestras predominaron los Heterococolitos (HET 88%) sobre los Nanolitos (NANO 9%) y Holococolitos (HOL 3%). Dentro de las especies identificadas se registraron dos tipos de *Emiliana huxleyi*: tipo A (*huxleyi*) y tipo B (*pujosiae*). La especie *Florisphaera profunda* presentó dos morfotipos y diversos tamaños: tipo *profunda* pequeña ($1.9 \mu\text{m}$) y mediana ($3.4 \mu\text{m}$) y *F. profunda* tipo *elongata* pequeña ($<2.5 \mu\text{m}$), mediana ($3.1 \mu\text{m}$), larga ($4.9 \mu\text{m}$), extra-larga ($>7 \mu\text{m}$) y *Florisphaera profunda rhinocera*. Del género *Syracosphaera* se identificaron 5 especies (*S. molishii*, *S. nana*, *S. tumularis*, *S. pulchra* y *S. rotula*). Mientras que para el género *Gephyrocapsa* se identificaron 3 especies: *G. ericsonii*, *G. muelleriae* y *G. oceanica* tipo larga. La Figura 13 muestra las especies más representativas, mientras que la Tabla 3 presenta la taxonomía de éstas y el resto de especies de cocolitóforos identificados en el área.

Tabla 3. Lista taxonómica de especies de cocolitóforos identificadas en la trampa de sedimentos, durante el periodo de estudio. Diferentes formas de cocolitos: HET: Heterococolito, HOL: Holococolito, NANO: Nanolito.

REINO: CHROMISTA Cavalier-Smith, 1981

SUBREINO: CHROMOPHYTA Cavalier-Smith, 1986

DIVISION: HAPTOPHYTA Hibberd ex Cavalier-Smith, 1986

CLASE: PRYMNESIOPHYCEAE Hibberd, 1976

SUBCLASE: PRYMNESIOPHYCIDAE Cavalier-Smith, 1986

ORDEN: COCCOLITHALES Schwarz, 1932

Familia: Calcidiscaceae Young y Bown, 1997

Género: *Calcidiscus* Kampter, 1950

C. leptoporus (Murray y Blackman) Loeblich Jr. y Tappan, 1978 [HET]

Género: *Coccolithus* Schwartz 1894

C. pelagicus (Wallich 1877) Schiller, 1930 [HET]

Género: *Oolithotus* Reinhardt, 1968

O. antillarum (Cohen) Reinhardt, 1968 [HET]

O. fragilis (Lohmann) Martini y Müller, 1972 [HET]

Género: *Umbilicosphaera* Lohmann, 1902

U. sibogae (Weber-van Bosse) Gaarder, 1970 [HET]

ORDEN: SYRACOSPHAERALES Hay, 1977

Familia: Calciosoleniaceae Kamptner, 1937

Género: *Alveosphaera* Jordan y Young, 1990

A. bimurata Okada y McIntyre 1977 [HET]

Género: *Calciosolenia* Gran, 1912

C. brasiliensis (Lohmann) Young, 2003 [HET]

Familia: Rhabdosphaeraceae Lemmermann, 1903

Género: *Acanthoica* Lohmann, 1903

A. quattrosphina (Sin: *coronata*) Lohmann, 1903 [HET]

Género: *Algirosphaera* Schlauder, 1945

A. robusta (Lohmann) Norris, 1984 [HET]

Género: *Anacanthoica* Deflandre, 1952

Continuación tabla 3.

A. cidaris (Schlauder) Kleijne, 1992 [HET]

Género: *Cyrtosphaera* Kamptner, 1941

C. aculeata Kleijne, 1992 [HET]

Género: *Discosphaera* Haeckel, 1894

D. tubifera (Murray y Blackman) Ostenfeld, 1900 [HET]

Género: *Rhabdosphaera* Haeckel, 1984

R. clavigera Murray y Blackman, 1898 [HET]

Familia: *Syracosphaeraceae* (Lohmann) Lemmermann, 1903.

Géneros con apéndices

Género: *Ophiaster* Gran, 1912

O. formosus Gran 1912 [HET]

Géneros sin apéndices

Género: *Coronosphaera* Gaarder, en Gaarder y Heimdal, 1977

C. binodata (Kamptner) Gaarder, 1977 [HET]

C. mediterranea (Lohmann) Gaarder y Heimdal, 1977 [HET]

Género: *Syracosphaera* Lohmann, 1902

S. molischii Schiller, 1925 [HET]

S. nana (Kamptner) Okada y McIntyre, 1977 [HET]

S. pulchra Lohmann, 1902 [HET]

S. rotula Okada y McIntyre, 1977 [HET]

S. tumularis Sánchez-Suárez, 1990 [HET]

ORDEN: ISOCHRYSIDALES Pascher, 1910

Familia: *Noëlaerhabdaceae* Jerkovic, 1970

Género: *Emiliana* Hay y Mohler en Hay *et al.*, 1967

E. huxleyi (Lohmann) Hay y Mohler en Hay *et al.*, 1967 [HET]

Género: *Gephyrocapsa* Kamptner, 1943

G. oceanica Kamptner, 1943 [HET]

G. muelleriae Bréhéret, 1978 [HET]

G. ericsonii McIntyre y Bé 1967 [HET]

ORDEN: ZYGODISCALES Young y Bown, 1997

Continuación tabla 3.

Familia: Helicosphaeraceae Black, 1971

Género: *Helicosphaera* Kamptner, 1954

H. carteri (Wallich) Kamptner, 1954 [HET]

INSERTAE SEDIS

Familia: Calyptosphaeraceae Boudreaux y Hay, 1969

Género: *Calyptosphaera* Lohmann, 1902

C. oblonga Lohmann, 1902 [HOL]

Familia: Ceratolithaceae Norris, 1965

Género: *Gladiolithus* Jordan y Chamberlain, 1993

G. flabellatus (Halldal y Markali) Jordan y Chamberlain, 1993 [NANO]

Género: *Florisphaera* Okada y Honjo, 1973

F. profunda var. *profunda* Okada y Honjo, 1973 [NANO]

Género: *Neosphaera* Legal-Schlauder, 1950

N. coccolithomorpha Legal-Schlauder, 1950

Familia: Umbellosphaeraceae Young y Kleinje en Young *et al.*, 2003

Género: *Umbellosphaera* Paasche en Markali y Paasche, 1955

U. irregularis Paasche en Markali y Paasche, 1955 [HET]

U. tenuis (Kamptner) Paasche en Markali y Paasche, 1955 [HET]

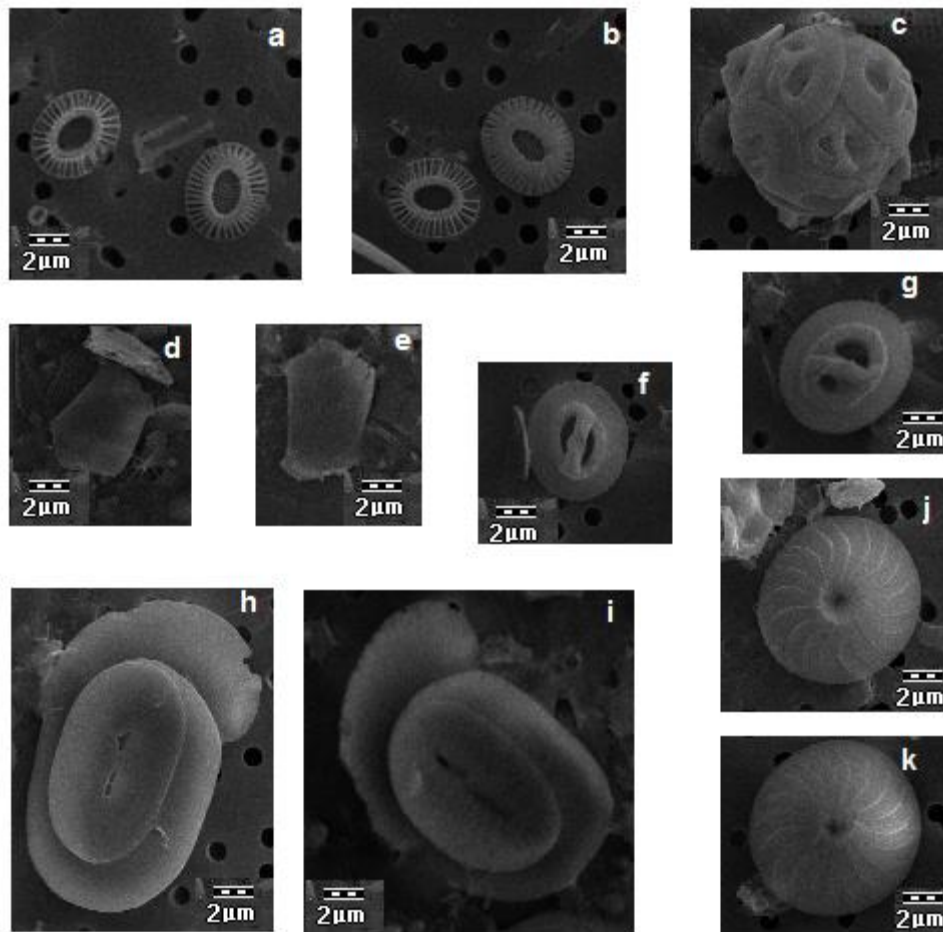


Figura 13. Principales especies de cocolitos registradas en la trampa de sedimentos. Las imágenes a y b muestran a *E. huxleyi* variación A (*huxleyi*) y variación B (*pujosiae*) (muestra A-1); las imágenes f y g muestran a *G. oceanica* (larga) (muestra A-8) y la c muestra una cocosfera completa de *G. oceanica*. Las imágenes d y e muestran a *F. profunda* variación *elongata* mediana (muestra A-2). Las imágenes h e i muestran a *Helicosphaera carteri* (muestra A-1) y las imágenes j y k muestran a *Calcidiscus leptoporus* (muestra A-9).

4.4.1. Contribución y flujo de cocolitos

Las principales especies (y sus morfotipos) que contribuyeron en mayor medida al flujo de cocolitos fueron: *E. huxleyi* tipo A (*huxleyi*) y *E. huxleyi* tipo B (*pujosiae*), *G. oceanica* tipo *ecuatorial* y *G. oceanica* tipo larga, que juntas representaron el 74% del flujo total de cocolitos (Figura 14 a). Las especies *C. leptopurus*, *C. leptoporus* (pequeña), *F. profunda* tipo *Elongata* (mediana) y *H. carteri* representaron el 12% del flujo total de cocolitos (Tabla 4, Figura 14 b), el 14% restante lo aportaron otras especies en conjunto (Anexo V).

Tabla 4. Cocolitos totales (cocolitos registrados en cada muestra). Contribución (porcentaje) y flujo de cocolitos ($\times 10^6 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) de las principales especies. *E. huxleyi* tipo A (*huxleyi*) y B (*pujosiae*) y *G. oceanica* tipo *ecuatorial* y tipo larga.

Muestra	Cocolitos totales	Flujo Total	<i>E. huxleyi</i> A		<i>E. huxleyi</i> B		<i>G. oceanica</i> (larga)	
			Porcentaje	Flujo	Porcentaje	Flujo	Porcentaje	Flujo
A-1	1407.0	766.1	10.2	78.4	22.1	169.3	15.0	114.9
A-2	508.0	162.7	25.4	41.3	1.0	5.1	14.4	23.4
A-3	758.0	242.8	28.9	70.1	0.3	2.2	13.1	31.7
A-4	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
A-5	187.0	59.9	31.0	18.6	0.2	0.3	14.4	8.6
A-6	64.0	20.5	14.1	2.9	0.0	0.0	6.3	1.3
A-7	385.0	123.3	65.2	80.4	0.1	0.3	3.9	4.8
A-8	4807.0	1539.6	72.4	1114.3	1.8	85.2	2.0	31.4
A-9	4032.0	1291.4	65.8	850.3	1.7	67.3	0.4	5.4
A-10	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
A-11	112.0	35.9	0.0	0.0	0.3	0.3	2.7	1.0
A-12	87.0	27.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

EL flujo total de cocolitos mostró una estacionalidad muy marcada, donde los flujos más altos (1539×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) se presentaron en verano. En primavera hubo flujos moderados (776 cocolitos $\times 10^6 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y los flujos más bajos se presentaron en otoño (27×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

Las especies con los mayores flujos fueron *E. huxleyi* tipo A (*huxleyi*) 1114×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (verano, muestra A-9) con un mínimo de 0 cocolitos $\text{m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (otoño, muestras A-11 y A-12) y *E. huxleyi* B (*pujosiae*) con un máximo de 169×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (primavera, muestra A-1) con un mínimo de 0 cocolitos $\text{m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (verano y otoño, muestras A-6 y A-12 respectivamente). La especie *G. oceanica* tipo *ecuatorial* alcanzó

un flujo máximo de 119×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (primavera, muestra A-1) con un mínimo de 0.3×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (otoño, muestra A-12) y *G. oceanica* tipo larga registró un máximo de 114×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (primavera, muestra A-1) con un mínimo de 0 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (otoño, muestra A-12). En la Figura 14a se muestra la distribución temporal de los flujos de estas especies y sus morfotipos. En el grupo de “*otras especies*” se incluyen especies cuyos flujos fueron importantes como: *H. carteri* que registró un máximo de 67×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (primavera, muestra A-1), un mínimo de 0 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (otoño, muestra A-12). La especie *F. profunda* tipo *elongata* (mediana) registró un máximo de 39×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (primavera, muestra A-1) con un mínimo de 3.5×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (verano, muestra A-7). Por otro lado *H. carteri* (pequeña) alcanzó un flujo máximo de 15×10^6 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (verano, muestra A-9), un mínimo de 0 cocolitos $\text{m}^{-2}\text{d}^{-1}$ (primavera y otoño, muestras A-6 y A-12 respectivamente), (Figura 14b), nuevamente se agrupan otras especies (color blanco) debido a que sus flujos individuales fueron muy bajos.

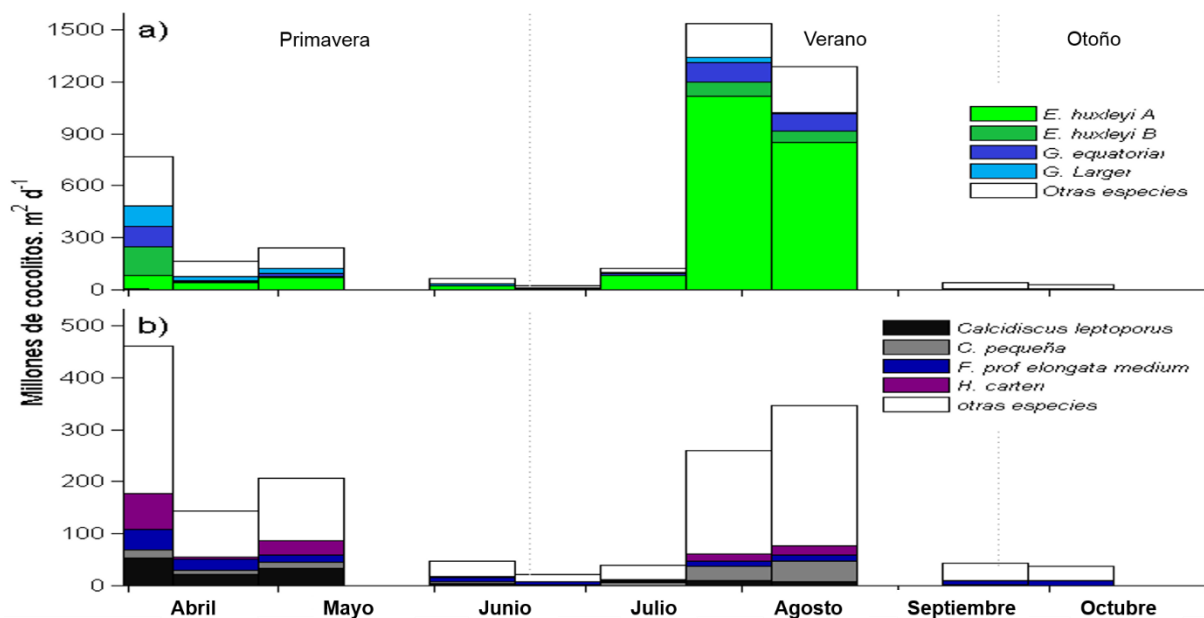


Figura 14. Variabilidad del flujo de cocolitos (coccolitos $\times 10^6 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$): a) representa a todos los cocolitos; b) representa la porción blanca “Otras especies” de la figura 14 a.

4.4.2. Contribución de CaCO₃ por cocolitos

Hasta la fecha se han estimado los pesos (en pg) de 18 especies de cocolitos (Beaufort y Heussner 1999b; Young y Ziveri 2000) ver anexo III, siendo éstas las comúnmente encontradas en sedimentos. De la asociación total de cocolitóforos (33 especies) registrada en la trampa de sedimentos, únicamente se reportan 18 de estas. En general, los flujos por especie mostraron una alta variación durante el periodo de estudio. Esto refleja una clara sucesión ecológica de especies (Figura 15).

La contribución de CaCO₃ de las especies en orden descendente quedó de la siguiente forma: *C. leptoporus* (31.9 %), seguida de *H. carteri* (30 %), *G. oceanica* (mediana) (9.9 %), *E. huxleyi* tipo A (*huxleyi*) (9.8 %), *G. oceanica* (larga) (8.6 %) y *C. leptoporus* (pequeña) (3.7 %). Estas especies en conjunto aportan más del 90 % del CaCO₃ por cocolitos. El resto (Otras especies) contribuyeron con 6.2% del CaCO₃.

En general, el flujo de CaCO₃ por cocolitos presentó una variación alta con un máximo de 25 mg m⁻² d⁻¹ (primavera, muestra A-1). Este periodo registró mayor flujo de la especie *H. carteri* 10 mg m⁻² d⁻¹, seguida por *C. leptoporus* 8.7 mg m⁻² d⁻¹, la contribución del resto de las especies fue <7 mg m⁻² d⁻¹. El flujo mínimo fue de 0.14 mg m⁻² d⁻¹ (otoño, muestra A-12) y fue aportado por el grupo de “Otras especies”. El promedio general fue de 5.5 mg m⁻² d⁻¹ (Figura 15).

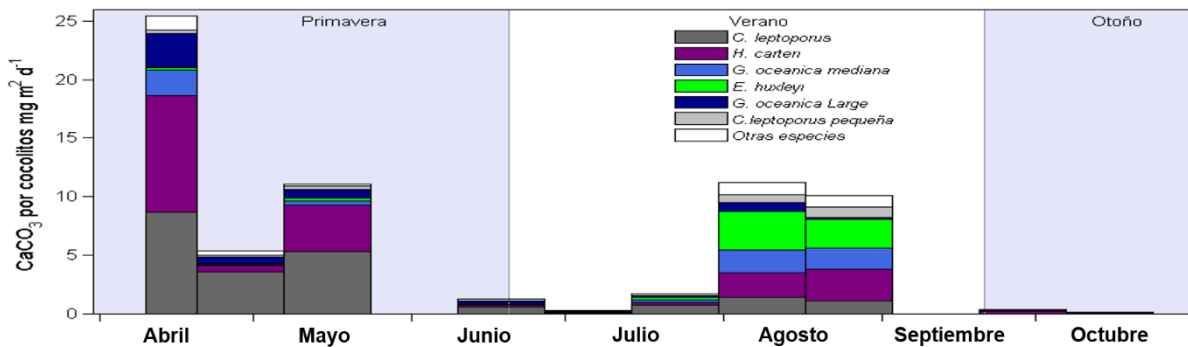


Figura 15. Contribución de CaCO₃ por cocolitos. Se muestran las seis principales especies que contribuyen en mayor medida. Las especies con una baja contribución se engrupan en “Otras especies”.

4.5. Registro taxonómico de foraminíferos planctónicos

La asociación faunística de foraminíferos planctónicos registrada en la trampa de sedimentos estuvo compuesta por seis géneros: *Globigerina spp.*, *Neogloboquadrina spp.*, *Globorrotalia spp.*, *Pulleniatina spp.*, *Globigerinoides spp.* y *Orbulina spp.* La Tabla 5 muestra los géneros de foraminíferos planctónicos identificados. Debido a que actualmente existe controversia en algunas posiciones taxonómicas de este grupo, se presentan únicamente los géneros como la posición taxonómica más confiable.

Tabla 5. Lista de los géneros de foraminíferos planctónicos identificados en la trampa de sedimentos. Fuente: <http://www.marinespecies.org/aphia.php?p=taxdetails&id=112199> (fecha de consulta 04/03/2015).

DOMINIO: Eukaryota Whittaker y Margulis, 1978
REINO: Protista Haeckel, 1866
Género: <i>Globigerina</i> D'Orbigny, 1826
Género: <i>Neogloboquadrina</i> Bandy, Frerichs y Vincent, 1967
Género: <i>Globigerinoides</i> Cushman, 1927
Género: <i>Globorotalia</i> Cushman, 1927
Género: <i>Pulleniatina</i> Cushman, 1927
Género: <i>Orbulina</i> D'Orbigny, 1839

4.5.1. Contribución y flujo de foraminíferos planctónicos

Los principales géneros de foraminíferos que contribuyeron en mayor medida al flujo fueron *Globigerina spp.* con un 50 % de promedio general y *Neogloboquadrina spp.*, con un promedio general de 34 %. En menor medida, el resto del flujo de foraminíferos planctónicos fue aportado por: *Globorrotalia spp.* (6 %), *Pulleniatina spp.* (5 %), *Globigerinoides spp.* (3 %) y *Orbulina spp.* (2 %) (Tabla 6).

Tabla 6. Foraminíferos totales (registrados en cada muestra): Contribución (porcentaje) y flujo (testas $m^{-2}d^{-1}$) de los géneros identificados.

Muestra	Foraminíferos totales		<i>Globigerina spp.</i>		<i>Neogloboquadrina spp.</i>		<i>Globorotalia spp.</i>		<i>Globigerinoides spp.</i>		<i>Pulleniatina spp.</i>		<i>Orbulina spp.</i>	
	total	Flujo	Porcentaje	Flujo	Porcentaje	Flujo	Porcentaje	Flujo	Porcentaje	Flujo	Porcentaje	Flujo	Porcentaje	Flujo
A-1	5	336.0	60.0	24.0	40.0	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
A-2	2	108.2	50.0	4.7	50.0	4.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
A-3	42	381.2	52.4	103.5	33.3	65.9	9.5	18.8	4.8	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0
A-4	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
A-5	8	103.5	25.0	9.4	75.0	28.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
A-6	2	117.6	0.0	0.0	50.0	4.7	0.0	0.0	0.0	0.0	50.0	4.7	0.0	0.0
A-7	15	197.6	73.3	51.8	20.0	14.1	6.7	4.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
A-8	66	254.1	69.7	216.5	19.7	61.2	3.0	9.4	4.5	14.1	3.0	9.4	0.0	0.0
A-9	109	305.9	48.6	249.4	18.3	94.1	20.2	103.5	12.8	65.9	0.0	0.0	0.0	0.0
A-10	67	480.0	55.2	174.1	17.9	56.5	26.9	84.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
A-11	10	621.2	30.0	14.1	50.0	23.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	20.0	9.4
A-12	22	65.9	86.4	89.4	0.0	0.0	4.5	4.7	9.1	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0

De modo general, los flujos presentaron una variabilidad estacionalmente marcada, con flujos bajos en primavera y otoño y flujos altos en verano. El flujo máximo total fue de 513 testas $m^{-2} d^{-1}$ (verano, muestra A-9), el flujo mínimo se registró en primavera (9 testas $m^{-2} d^{-1}$; muestra A-2) al igual que a principios de verano (muestra A-6). El flujo más alto lo registró *Globigerina spp.* con 249 testas $m^{-2} d^{-1}$ (verano, muestra A-9), el flujo mínimo lo presentaron *Globigerina spp.* y *Neogloboquadrina spp.*, ambas con 5 testas $m^{-2} d^{-1}$ (primavera, muestra A-2). El segundo registro mínimo, lo mostró la asociación de *Neogloboquadrina spp.* y *Pulleniatina spp.* con 4.7 testas $m^{-2} d^{-1}$. En general *Globigerina spp.* y *Neogloboquadrina spp.* fueron los géneros que dominaron todo el periodo. El género *Orbulina spp.* se presentó únicamente a principios de otoño (1 testa) (Figura 16).

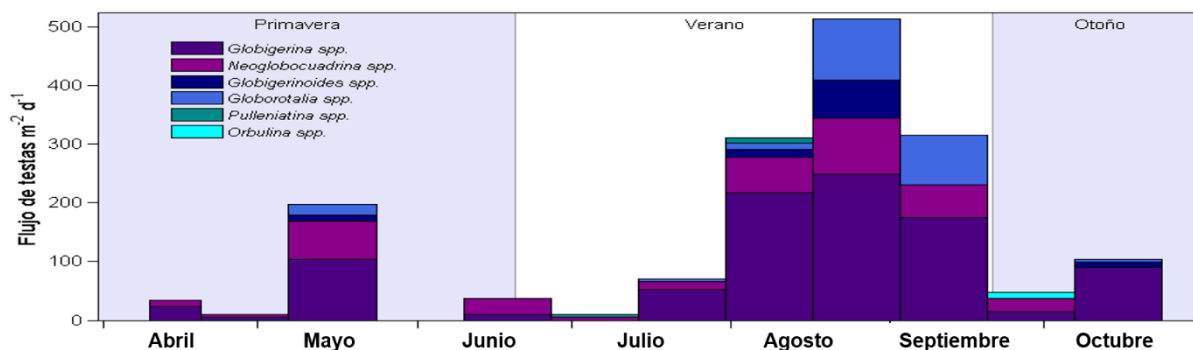


Figura 16. Variabilidad del flujo de testas de foraminíferos planctónicos (testas m⁻²d⁻¹). Se muestran los seis géneros identificados en el sedimento de trampa.

4.5.2. Contribución de CaCO₃ por foraminíferos

La exportación de CaCO₃ por géneros de foraminíferos planctónicos varió estacionalmente presentando un valor máximo de 0.62 mg m⁻² d⁻¹ (otoño, muestra A-11), un mínimo de 0.07 mg m⁻² d⁻¹ (otoño, muestra A-12) y un promedio general de 0.25 mg m⁻² d⁻¹. Adicionalmente se obtuvo la contribución de los foraminíferos bentónicos, sin embargo, estos no fueron considerados dentro del flujo de CaCO₃ total. En general, la presencia de los foraminíferos bentónicos fue estadísticamente significativa, pues llegaron a presentar más del 50 % del CaCO₃ de algunas muestras (A-1, A-8, A-9, A-11 y A-12). La máxima contribución fue de 0.75 mg m⁻² d⁻¹ (primavera, muestra A-1), el mínimo de 0 mg m⁻² d⁻¹ (muestras A-2, A-3, A-5 y A-6) (Figura 17).

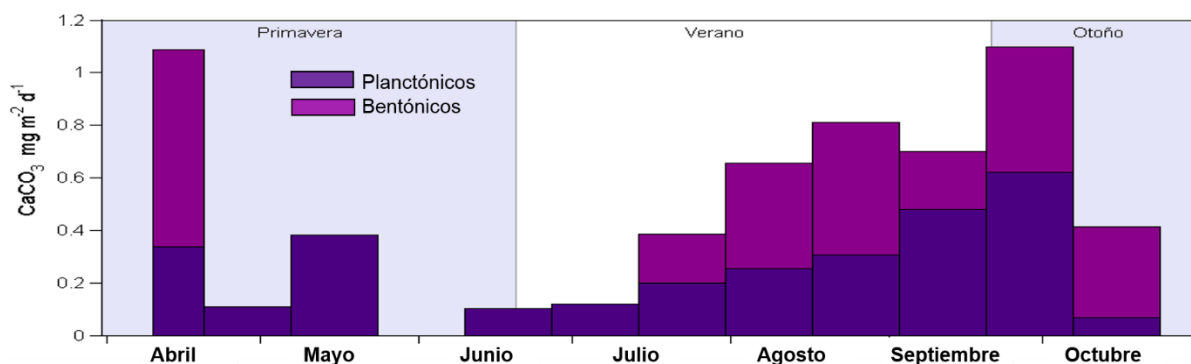


Figura 17. Variabilidad de la contribución de CaCO₃ por foraminíferos planctónicos (color lila) (mg m⁻² d⁻¹) y bentónicos (color morado) (no considerados en el flujo total).

5. DISCUSIÓN

5.1. Flujos de la materia particulada en hundimiento y condiciones ambientales

La materia particulada en hundimiento (MPH) mostró una clara variación a corta escala en cada uno de los componentes mayores (carbono orgánico, CaCO_3 , BioSi y material litogénico). El suministro de sedimentos en el área se debe principalmente a procesos de cambios en las condiciones atmosféricas como la velocidad y dirección del viento (a las cuales está asociado el suministro terrígeno), las condiciones oceánicas como corrientes y surgencias costeras y procesos biológicos como la formación de agregados, empaquetamiento, producción de partículas exopoliméricas transparentes entre otras. Esto es consistente con lo que han encontrado como principales procesos que modulan la variabilidad del flujo de MPH en cuencas costeras como Cuenca Alfonso (Silverberg *et al.* 2006; Aguirre Bahena 2007; Rochín Bañaga 2014; Silverberg *et al.* 2014). Mientras que en Cuenca Santa Bárbara, California (región influenciada también por surgencias costeras) Thunell (1998a) reportó que los principales procesos que modulan la sedimentación del MPH son: la productividad primaria y un aporte litogénico alóctono causado por los ríos Santa Clara y Ventura, según la idea propuesta por Martin *et al.* (1987) de que los flujos de carbono son reflejo de la productividad primaria y producción exportada de la zona oceánica al fondo marino. Sin embargo, información reciente revela que no existe una relación entre el flujo de carbono orgánico particulado y la productividad primaria, pero si hay una mayor correlación con los minerales de lastre, debido a que aportan mayor densidad a la MPH y ésta se hunde con mayor eficacia (Armstrong 2005; Thunell *et al.* 2007).

Frente a la costa de Ensenada no existen ríos que aporten un suministro continuo de material terrígeno. Pero se ha documentado la resuspensión de material terrígeno mediante mediciones tridimensionales de la circulación que son influenciadas principalmente por la línea de costa y la batimetría (Torres *et al.* 2006). Por su parte, Sánchez *et al.* (2009) realizaron un estudio donde comparan modelos de transporte de sedimento en la Bahía de Todos Santos, determinando una trayectoria del sedimento en el cañón Todos Santos hacia el NE, mientras que en la región externa de la bahía, frente a las Islas de Todos Santos y Punta Banda, el transporte que infirieron es hacia el Oeste, por lo tanto el sedimento puede llegar al área de anclaje

de la trampa de sedimentos. Este material puede ser proveniente de los cantiles próximos a Punta Banda, debido al proceso erosivo en el que se encuentran (Cruz Colín y Cupul-Magaña 1997) y podría ser transportado en gran medida por los vientos locales.

En la Figura 18 se observa que los vientos dominantes son provenientes del Norte, “lo que ocasiona a su vez transporte de Ekman a la derecha del viento y produce los pulsos de surgencias costeras (4 hasta 6 m s^{-1}), los vientos provenientes de NNE y NE acarrean polvo del continente (rachas $>4.5 \text{ m s}^{-1}$)” (Durazo *et al.* 2010) aunque los vientos registrados frente a la costa de Ensenada son mayormente dominados por intensidades $<3 \text{ m s}^{-1}$. Por otro lado en Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz Aguirre Bahena (2007) sugiere que el aporte litogénico es causado en gran medida por rachas $>4.5 \text{ m s}^{-1}$ del NW (intensidad de viento suficiente para suspender partículas de polvo).

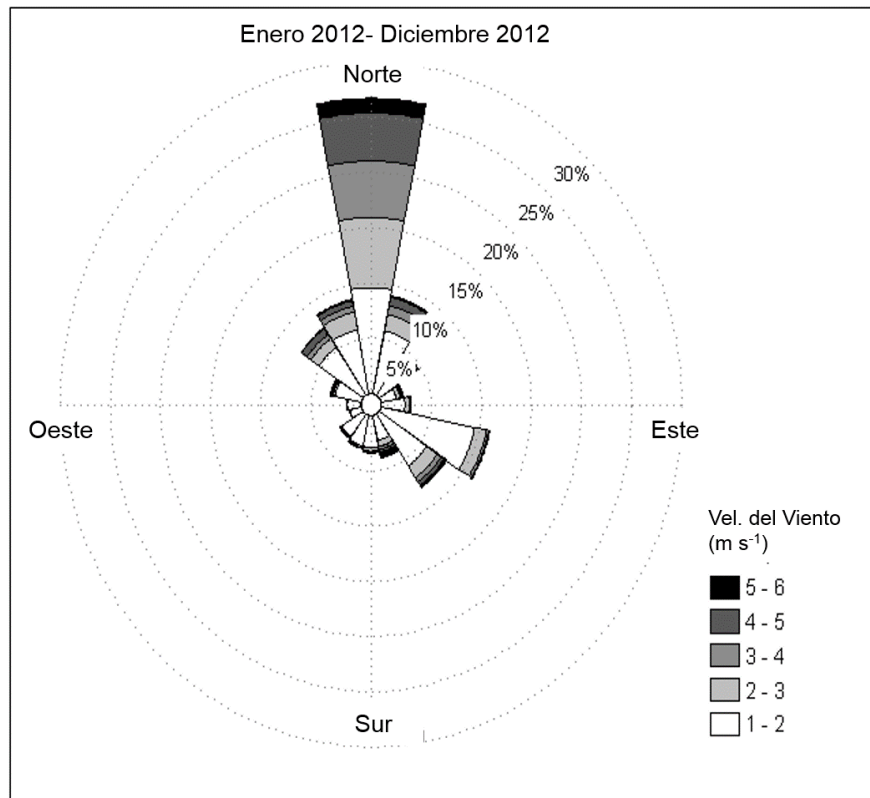


Figura 18. Dirección y velocidad de los vientos predominantes durante el año 2012. Estación Davis CICESE.

El aporte de los componentes mayores estuvo dominado por el material litogénico con ocasionalmente más del 50%. Dentro de los componentes biogénicos el BioSi dominó sobre el CaCO_3 y C_{org} (23.5%, 10% y 5.5%, respectivamente en promedio) (Figura 19). Thunell (1998a) para Cuenca Santa Barbara sugiere que este comportamiento del BioSi y el C_{org} es caracterizado por patrones de flujos que reflejan claramente los cambios estacionales en la PP y los eventos de surgencias, mientras que para el CaCO_3 es más complicado. En Ensenada no se encontró un acoplamiento entre las magnitudes de los máximos flujos de los componentes y la PP o el índice de surgencias costeras, pero si se observó una relación inversa con los contenidos de C_{org} y la PP (ver Figura 7).

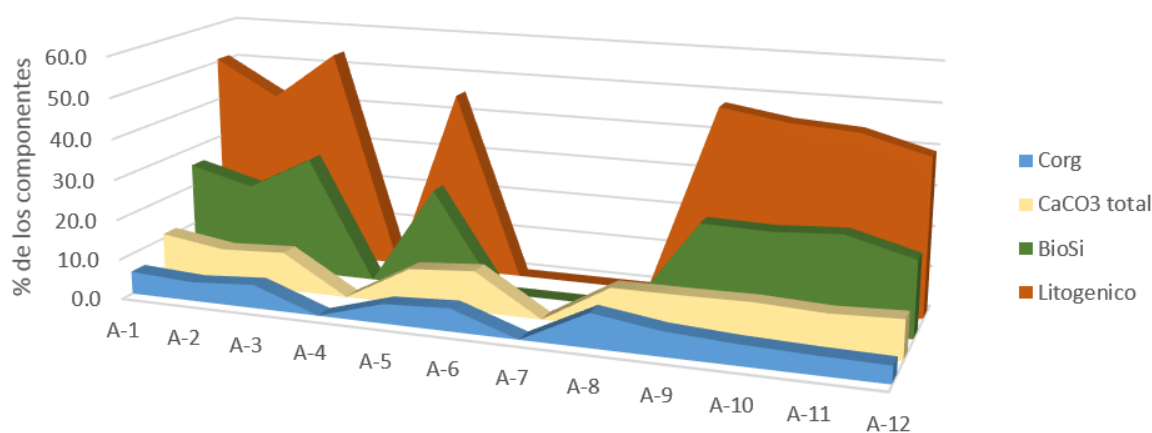


Figura 19. Contribución al flujo de masa total de cada uno de los componentes. En la parte inferior se muestra la clave y número de las muestras analizadas.

Los flujos máximos del BioSi se presentaron en primavera ($1191 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), disminuyeron durante el verano y aumentaron nuevamente hacia otoño ($1030 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Esto debido a la influencia de los vientos provenientes del continente que pueden llevar a cabo un forzamiento oceánico (Figura 18), que consiste en la generación de plumas de Cl a (detectadas por satélite), como respuesta al forzamiento de los vientos de Santa Ana (Hu y Liu 2003). En este periodo también se registraron altos aportes de material litogénico causando así procesos de cosedimentación de partículas (polvo + C_{org}).

La costa adyacente a Ensenada es la mayor exportadora de MPH en comparación con otras cuencas marginales (Tabla 7). Presenta un FMT de $976 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, el flujo litogénico es de $583 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, el BioSi de $302 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, el CaCO_3 de $171 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y el C_{org} de $53 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. La cuenca más próxima es Santa Bárbara, en California, que presenta flujos estacionalmente similares (flujos altos en primavera y otoño y flujos bajos en verano) aunque el FMT fue de $818 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, dominando también el flujo litogénico con $529 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (Lange *et al.* 1997; Thunell 1998a) Pero que a diferencia de la zona frente a la costa de Ensenada existen dos ríos que descargan directamente. Por otro lado, en Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, los flujos de masa máximos se han registrado en otoño e invierno y los flujos bajos en primavera-verano. En esta región semi-desértica el componente litogénico es suministrado principalmente por viento (Aguirre Bahena 2007; Silverberg *et al.* 2007; Rochín Bañaga 2014; Silverberg *et al.* 2014).

Tabla 7. Comparación de los flujos de masa (promedios anuales) con otras cuencas marginales.

Promedio anual flujo ($\text{g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$)	Cuenca Hidaka (250 m) ^a Margen Japonés	Cuenca San Lazaro (330 m) ^b Baja California	Cuenca Cariaco (230 m) ^c Mar Caribe	Cuenca Santa Bárbara (500 m) ^c Margen de California	Cuenca Guaymas (475 m) ^c Golfo de California	Cuenca Alfonso (310: 350 m) ^d Golfo de California	Ensenada (350 m) ^e Baja California
FMT	105	89	327	818	152	269	976
Litogénico	43		187	529	52	133	583
BioSi	29		32	135	63	67	302
CaCO_3	12		42	66	18	34	171
COP	22	21	55	139	29	53	53

a) Otsaka S. y Noriki S. (2005)

b) Silverberg *et al.* (2004)

c) Thunell *et al.* (2007)

d) Silverberg *et al.* (2014)

e) Presente estudio

Por otro lado, los flujos de carbonato de calcio total frente a la costa de Ensenada mostraron la misma distribución que los otros componentes mayores, con valores altos en primavera ($0.49 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y otoño ($0.40 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y mínimos en verano ($0.18 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). La fracción $< 63 \mu\text{m}$ mostró este mismo patrón; en primavera $0.35 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, en otoño $0.31 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y en verano $0.45 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Una distribución similar

presenta el C_{org} : con valores máximos en primavera de $0.26 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y en otoño $0.2 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, mientras que el mínimo se detectó en verano con $0.1 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. En Cuenca Santa Bárbara, California, se ha observado que el aporte de material biogénico está liderado por el ópalo ($\sim 1 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en primavera), seguido por el CaCO_3 ($0.27 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en otoño) y finalmente por el carbono orgánico con valores máximos de $0.17 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en primavera y un pico menor en otoño (Thunell 1998a). Mientras que en este estudio (en Ensenada), el flujo de C_{org} presentó una mejor correlación con el flujo de CaCO_3 ($r= 0.97$) que con el flujo de BioSi ($r= 0.96$). Actualmente se sabe que el CaCO_3 es el mineral más efectivo como medio de transporte de C_{org} en comparación con el BioSi y el cuarzo, esto debido a la diferencia en la densidad de estos minerales de lastre (carbonato $2.71\text{-}2.94$; cuarzo 2.65 y ópalo $1.73\text{-}2.16 \text{ g cm}^{-3}$) (Armstrong 2005).

5.2. Cocolitóforos: flujos y aporte de CaCO₃

Las asociaciones de especies de cocolitóforos registradas en el presente trabajo reflejan los cambios oceanográficos y climáticos en la dinámica del sistema de la Corriente de California, el cual pertenece a la zonación biogeográfica templada (transicional). Ésta es dominada la mayor parte del año por *E. huxleyi* y *Gephyrocapsa muelleriae* (ambas abundantes en zonas de surgencias), especialmente durante los meses de verano (Winter *et al.* 1994). Esta asociación de especies también es caracterizada por otros placólitos (Kleijne 1993a; Brown y Yoder 1994; Winter *et al.* 1994). Para la porción más sureña del sistema de la Corriente de California se ha observado (en columna de agua) una sucesión de especies de cocolitóforos que refleja la evolución de los procesos de surgencias costeras (García Romero 2012). Sin embargo, no todas las especies que se encuentran en la columna del agua son registradas en la trampa o en el sedimento superficial del piso marino, ya que existe una pérdida selectiva entre lo que se produce y lo que se sedimenta, siendo las especies más calcificadas las que perduran (Cortés *et al.* Com.Pers.).

Las principales especies que contribuyeron al flujo fueron en mayor medida *E. huxleyi* tipo A (*huxleyi*) y *G. oceanica* tipo B (*pujosiae*), entre las dos aportaron 74 % del flujo total de cocolitos; en menor medida *C. leptoporus*, *F. profunda* tipo *profunda* (mediana) y *H. carteri* contribuyendo con 11.9% (Figura 14). Esta asociación de especies es consistente con las registradas por De Bernardi *et al.* (2005) en Santa Bárbara, California, durante un evento El Niño (1997-1998) con una asociación dominada por *E. huxleyi*, seguida de *F. profunda*, *Umbilicosphaera sibogae*, *G. oceanica*, *H. carteri*, *G. muelleriae* y *C. leptoporus*. Sin embargo, el año estudiado no presentó condiciones de El Niño, por lo cual no se observó la dominancia de especies como *U. sibogae* que es una especie reportada con preferencia de aguas oligotróficas (Okada y McIntyre 1979). De acuerdo con el centro de predicción climática de la NOAA (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml), el año de estudio fue un año “normal” por lo que las asociaciones de cocolitos registradas nos dan un panorama de las condiciones del ambiente durante condiciones normales.

Los flujos de los cocolitos mostraron una distribución muy variable a lo largo de todo el periodo de estudio. Este comportamiento es debido a la sucesión y competencia sinecológica que existe con otros grupos fitoplanctónicos como las diatomeas, que son más abundantes durante los picos de las surgencias por ser más oportunistas y generalmente reducen las abundancias de los cocolitos (Margalef 1978; Andruleit *et al.* 2003). Los flujos de cocolitos en Ensenada se compararon con los flujos de otras regiones (Tabla 8), de modo general muestran valores bajos al igual que los registrados en Cuenca Alfonso (Rochín Bañaga 2014), aunque años atrás Urcadiz-Cazares (2005) y Rochín Bañaga *et al.* (2012) registraron flujos más altos, superiores a los registrados en Cuenca Guaymas (Ziveri y Thunell 2000). Los flujos registrados en este trabajo son bajos comparados con otros obtenidos en diversos trabajos realizados en zonas de surgencias costeras. En algunos casos presentan flujos hasta tres veces más altos comparados con los registrados en este estudio (Ziveri *et al.* 1995a; Beaufort y Heussner 1999b; Andruleit *et al.* 2000; Broerse *et al.* 2000; Sprengel *et al.* 2000). Por otra parte es interesante la similitud de los flujos bajos de Cuenca Alfonso (respecto a años anteriores como los repostados por Rochín Bañaga 2012 y Urcadiz Cazares 2005) y en Ensenada, registrado durante el mismo año.

Tabla 8. Comparación del flujo promedio de cocolitos registrados mediante trampas de sedimentos en distintas áreas.

Referencia	Región estudiada	Profundidad del anclaje (m)	Condiciones oceanográficas	Flujo promedio de cocolitos ($10^6 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)	Periodo de estudio
Andruleit <i>et al.</i> , 2000	Mar Arábigo NE India	590	Surgencias costeras	~3000	Mar 1995-Feb 1996
Broerse, 2000	Somalia India	1032	Surgencias costeras	488	Jun 1992- Feb 1993
Beaufort & Heussner, 1999	Atlántico N, Bay Biscay	1900	Surgencias costeras	889	Jun 1990- Ago 1991
Sprengel <i>et al.</i> , 2000	Atlántico Gran Canaria	1000	Surgencias costeras	425	Ene 1995-Dic 1995
Sprengel <i>et al.</i> , 2000	Atlántico Gran Canaria	1000	Surgencias costeras	689	Ene 1996-Dic 1996
Ziveri <i>et al.</i> , 2000	Atlántico Norte	1000	Surgencias costeras	900	Abr 1989-Abr 1990
De Bernadi <i>et al.</i> , 2005	Cuenca Santa Bárbara	540	Surgencias costeras	996	Mar 1996-Abr 1998
Ziveri & Thunell, 2000	Cuenca Guaymas	700	Surgencias costeras	240	Ene 1991-Dic 1991
Ziveri & Thunell, 2000	Cuenca Guaymas	700	Surgencias costeras	310	Ene 1992-Dic 1992
Urcadiz-Cázares, 2005	Cuenca Alfonso	360	Tipo Monzón	2200	Ene 2002-Oct 2003
Rochín-Bañaga, 2012	Cuenca Alfonso	360	Tipo Monzón	~2100	Sep 2006-Feb 2008
Rochín-Bañaga, 2014	Cuenca Alfonso	300	Tipo Monzón	360	Sep 2011-Sep 2012
Presente estudio	Ensenada, Baja California	300	Surgencias costeras	356	Abr 2012-Oct 2012

La exportación de CaCO_3 por cocolitos en Ensenada estuvo dominada en mayor medida por *C. leptoporus* y *H. carteri*, estas dos especies aportaron el 62 % del CaCO_3 por cocolitos. En menor medida *G. oceanica* (mediana), *E. huxleyi*, *G. oceanica* (larga) y *C. leptoporus* (pequeña) contribuyeron con el 32 % y el resto de las especies lo hicieron con el 6.2 % del CaCO_3 de cocolitos. De modo general, la contribución de calcita por cocolitos al flujo de CaCO_3 total fue menor al 1% y el flujo promedio general fue de 66 mg de calcita $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Este valor está ligeramente por debajo de lo reportado en zonas de surgencias como Cuenca San Pedro (80 mg de calcita $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$) (Ziveri *et al.* 1995a). En Cuenca Alfonso también se presentó una muy baja contribución <1 % (Rochín Bañaga 2014), a pesar de que en trabajos anteriores se registraban valores entre 23% (Urcadiz Cazares 2005) y 29 % de calcita por cocolitos (Rochín Bañaga *et al.* 2012). Estos bajos valores en los flujos y aporte registrados en Ensenada y en Cuenca Alfonso se muestra en la Figura 20, en ésta se comparan las dos regiones y para cada una de ellas: 1) el aporte de CaCO_3 total (>63-1000 μm , color gris tenue); 2) el aporte en la fracción <63 μm (color gris) y 3) el aporte y flujo de cocolitos (color negro). En ambas regiones el mayor aporte fue de la fracción <63 μm que inicialmente se atribuía a los cocolitos, sin embargo, al realizar un análisis de láminas delgadas de esta fracción de manera minuciosa, se observó que presenta foraminíferos y protoconchas de pterópodos, así como fragmentos de testas y cocolitos. Rochín Bañaga (2014), mostró que una sola pelotilla fecal (>500 μm) puede llegar a contener hasta 525 cocolitos, además de otros grupos como diatomeas y silicoflagelados. Lo que sugiere que no hay una preferencia en la dieta del zooplancton (Lampitt *et al.* 1990; Iversen y Ploug 2010). En Cuenca Alfonso, Rochín Bañaga (2012) sugiere que los máximos flujos de cocolitos registrados en invierno fueron producto de a) el material terrígeno suministrado por el periodo de máximas rachas (> 4.5 m s^{-1}) de vientos continuos b) debido a la influencia de huracanes a finales de verano. En el primer caso, el material terrígeno se adhirió a los agregados biogénicos brindándoles mayor densidad. Sin embargo, en Ensenada los mayores flujos litogénicos fueron en abril y septiembre mientras que los flujos más altos de cocolitos se detectaron en agosto y septiembre, por lo cual el flujo alto de cocolitos en verano se debió a la producción neta de cocósfaras en la zona fótica, posterior a la surgencias y flujos altos de BioSi,

denotando así una sucesión ecológica de especies del plancton (Margalef 1978; Walker 2005), esta sucesión se corrobora también por los altos flujos de foraminíferos planctónicos en el mismo periodo.

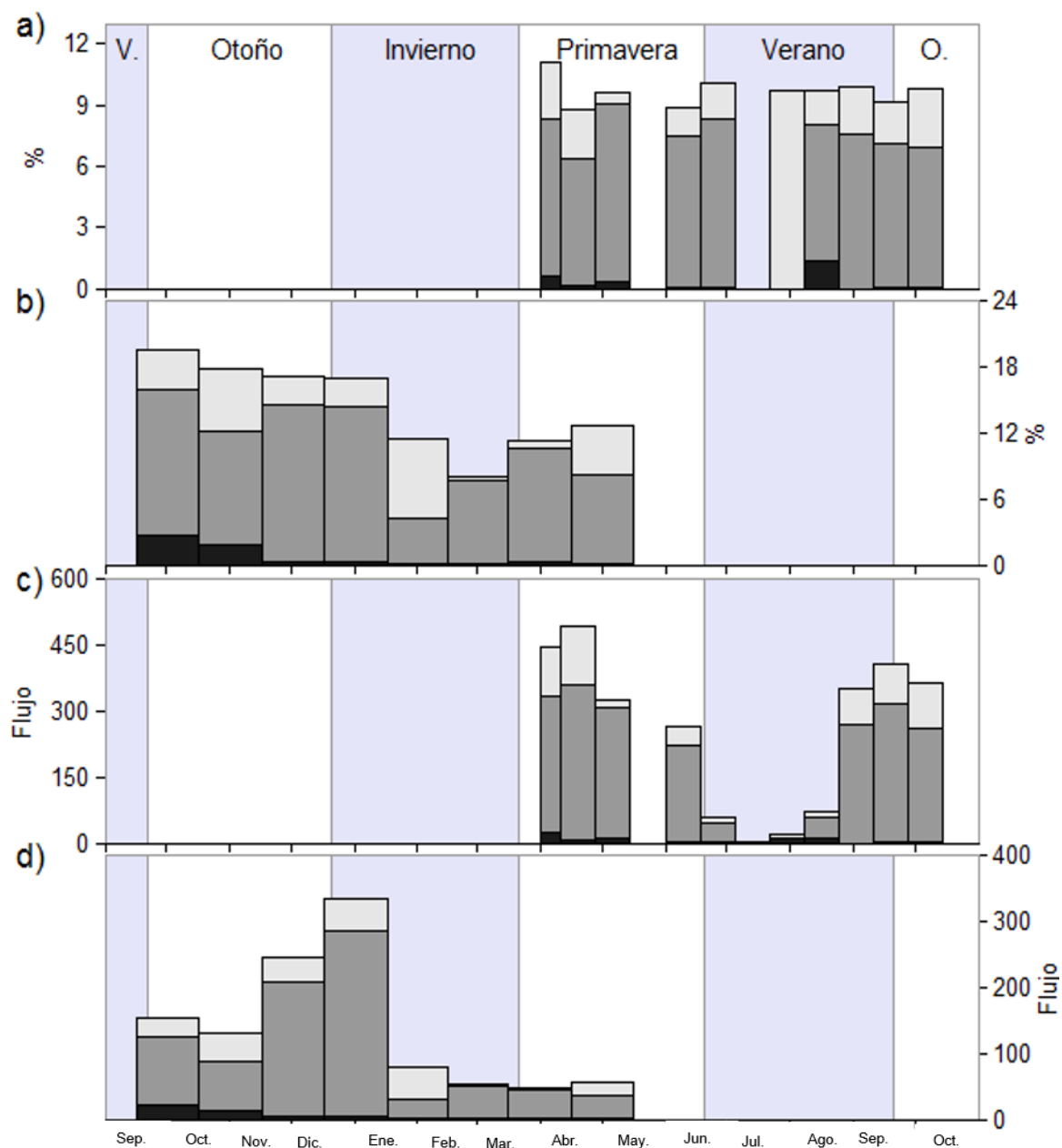


Figura 20. Comparación de flujos de CaCO_3 total para Ensenada Baja California (a y c) y Cuenca Alfonso (b y d). Se muestran los flujos ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) y el aporte en porcentaje de cada una de las variables de ambas regiones. 1) CaCO_3 total (color gris tenue); 2) fracción $<63 \mu\text{m}$ (color gris) y 3) cocolitos (color negro).

5.3. Foraminíferos: flujos y aporte de CaCO₃

Los flujos altos de foraminíferos planctónicos registrados no coincidieron con el flujo de masa total (Figura 16) u otro flujo de otro de algún componente analizado en este estudio. Situación similar a la que registra King y Howard (2001) en Chatham Rise, en el Pacífico Sur-Oeste, donde encuentran una estacionalidad muy marcada y las asociaciones de foraminíferos están ligadas a las masas de agua. Además estos autores sugieren que la producción de foraminíferos no siempre responde inmediatamente a los cambios ambientales igual que lo hacen otros organismos planctónicos como diatomeas, sino con un ligero desfase entre los grupos planctónicos; como lo registrado en Ensenada, principalmente con diatomeas y silicoflagelados (primavera; no reportados en este trabajo) y los foraminíferos (verano). Bé *et al.* (1985) mencionan que la producción de foraminíferos está íntimamente ligada a las características de la temperatura de la capa de mezcla. Frente a la costa de Ensenada los flujos fueron bajos (137 testas m⁻²d⁻¹ promedio general) y los registrados en Cuenca Alfonso por Rochín Bañaga (2014) alcanzaron 624 testas m⁻²d⁻¹ en promedio general por. Ambos valores son bajos si los comparamos con zonas de surgencias donde se han llegado a reportar valores desde 13000 hasta 28000 testas m⁻² d⁻¹ (Conan y Brummer 2000).

Como se señaló, la composición de foraminíferos planctónicos estuvo conformada por: *Globigerina spp.*, *Neoglobocadrina spp.*, *Globigerinoides spp.*, *Globorotalia spp.*, *Pulleniatina spp.* y *Orbulina spp.* Siendo los dos primeros géneros los que dominaron todo el periodo. Dicha composición refleja la influencia de las propiedades de las masas de agua dominantes en el área. En esta región domina la masa de agua sub Ártica (ASA) todo el año, con rangos de temperatura de 9°C hasta 21 °C y salinidad de 33 hasta 34 (Durazo *et al.* 2010). Dentro del género *Globigerina*, se encuentra la especie *G. inflata*, misma que usualmente se encuentra con rangos de temperatura de 17 ±4 °C (Bé y Hutson 1977; Scott 2013). Este género se presentó en todo el periodo pero aumentó sus abundancias en agosto, cuando la TSM fue de 21°C. Por otro lado *G. bulluoides*, una especie muy común ha sido asociada a condiciones de surgencias costeras en latitudes bajas (Bé y Tolderlund 1971). El género *Neoglobocadrina* se registró a lo largo de todo el periodo y aumentó sus abundancias

a finales de agosto, con temperaturas del agua de 21°C. Dentro de este género se encuentra la especie *N. dutertrei* que generalmente habita en ambientes tropicales a subtropicales distribuyéndose en la capa de mezcla y cerca de la piconclina y en picos máximos de clorofila (Hilbrecht 1997). Mientras que el género *Globigerinoides spp.* incrementó sus abundancias y flujo (66 testas m⁻² d⁻¹) en agosto, dentro de este género encontramos a *G. ruber* la cual es una especie subtropical que se encuentra en aguas superficiales y cálidas, con rangos de temperatura de 14-32°C, con un óptimo de 23.0°C (Bijma *et al.* 1990; Kuroyanagi *et al.* 2002). *Globorotalia spp.* y *Pulleniatina spp.* también incrementaron sus abundancias en verano con un flujo de 94.1 y 9.4 testas m⁻² d⁻¹ respectivamente. Se ha reportado que *G. menardii* es una especie que es característica de aguas cálidas (17-33°C) (Bandy 1961). *Pulleniatina obliquolucata* es considerada una especie tropical, con rangos de temperatura ~19-21°C (Bé y Hutson 1977), esto es corroborado con la temperatura superficial del mar con 20°C en promedio para ese mes. Por último, el género *Orbulina spp.* se presentó sólo en agosto (1 testa) cuando la TSM estuvo aproximadamente a 18°C. Esto es consistente con lo que mencionan Bé y Tolderlund (1971) que la registran a temperaturas entre los 15 y 25°C. Por otro lado, en Cuenca Alfonso Rochín Bañaga (2014) encontró que los géneros que mostraron los flujos máximos fueron *Globigerina spp.* y *Neogloboquadrina spp.*, mismas que han sido reportadas con anterioridad en el Golfo de California en los meses de invierno en áreas donde prevalecieron temperaturas más bajas (Parker 1973). Las distintas asociaciones de foraminíferos registradas a lo largo del periodo reflejan las condiciones oceanográficas imperantes en la región de estudio, representando periodos de surgencias costeras con alta productividad. El desfase en la distribución de foraminíferos es debido, principalmente a que son protozoarios omnívoros y algunas especies espinosas son carnívoras, por lo tanto, dependen también de la disponibilidad del alimento (Bé y Tolderlund 1971).

El aporte de calcita por los foraminíferos planctónicos osciló entre un 0.07 y 0.62 mg m⁻² d⁻¹, con un promedio general de 0.25 mg m⁻²d⁻¹, siendo este aporte mucho más bajo que el de los cocolitos con 6 mg m⁻² d⁻¹. Por su parte Rochín Bañaga (2014) registró un aporte promedio de 3 mg m⁻²d⁻¹ de calcita de foraminíferos. Estos valores son bajos al compararlos con la tasa de producción promedio global de

aproximadamente $9.7 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Langer 2008). La Figura 21 muestra la contribución de los foraminíferos planctónicos y bentónicos a nivel mundial, obtenidos mediante las tasas de producción de calcita de columna de agua y trampa de sedimentos. La mayor producción de CaCO_3 se presenta en la zona nerítica (1.5 hasta $35 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) ya que en los grandes giros oceánicos o mares abiertos la producción es $<10 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$.

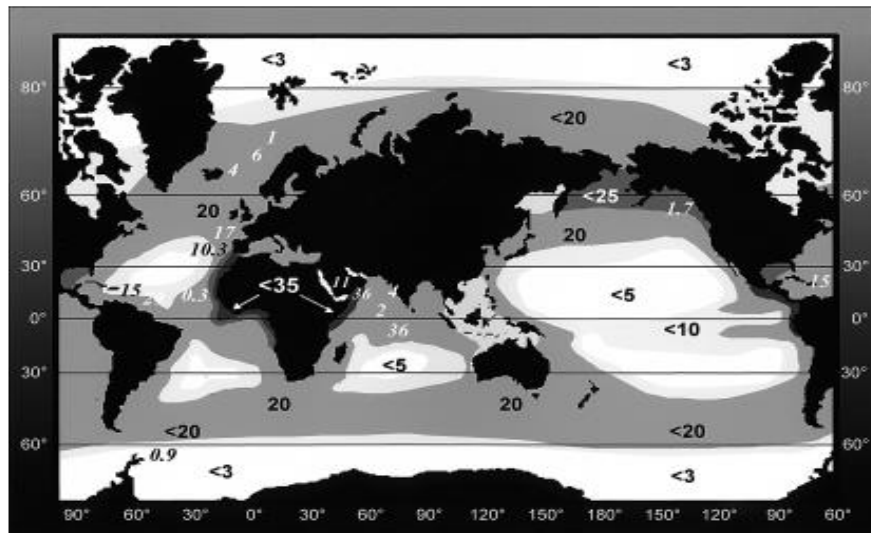


Figura 21. Flujo de carbonato de calcio de las aguas superficiales de los océanos ($\text{g CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) tomado de Langer (2008) y citas incluidas. Los números pequeños en cursivas representan los flujos de testas de foraminíferos planctónicos a 100 m de profundidad.

Los foraminíferos bentónicos son parte importante del aporte de calcita por foraminíferos, pues llegaron a aportar hasta el 50% en algunas muestras (A-1, A-7, A-8, A-9, A-10, A-11, A12). El flujo máximo fue de $0.75 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y un mínimo de 0, con un promedio de $0.24 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, mostrando la misma tendencia que el aporte de material litogénico. El registro de este grupo en la trampa de sedimentos que se encuentra a 300 m de profundidad, se debe posiblemente a procesos de resuspensión y advección lateral de material. En cuenca Alfonso Rochín Bañaga (2014) registró también foraminíferos bentónicos y analizó minuciosamente algunas muestras, donde encontró especies de diatomeas bentónicas sugiriendo una influencia de transporte horizontal de material de las zonas someras por corrientes de mareas hacia la cuenca. Por otro lado, en Ensenada se ha registrado la presencia de una corriente serpenteante (10-

200 m de profundidad) (Torres *et al.* 2006), lo cual podría ser un importante mecanismo de resuspensión de sedimentos, incluyendo el transporte de foraminíferos bentónicos.

5.4. Procedencia de la materia orgánica particulada en hundimiento

La proporción C:N presentó una variabilidad similar al FMT con valores altos en primavera y otoño y valores mínimos en verano. El valor mínimo de la razón C:N fue de 5.5 y el máximo fue de 7.3, con una media de 6.4 (Figura 22). La razón C:N de la materia orgánica y la composición isotópica del C_{org} han sido utilizadas para identificar las fuentes del C_{org} colectado en trampas de sedimentos (Hedges *et al.* 1986; Altabet *et al.* 1991; Thunell 1998a; Silverberg *et al.* 2004; Aguiñiga *et al.* 2010).

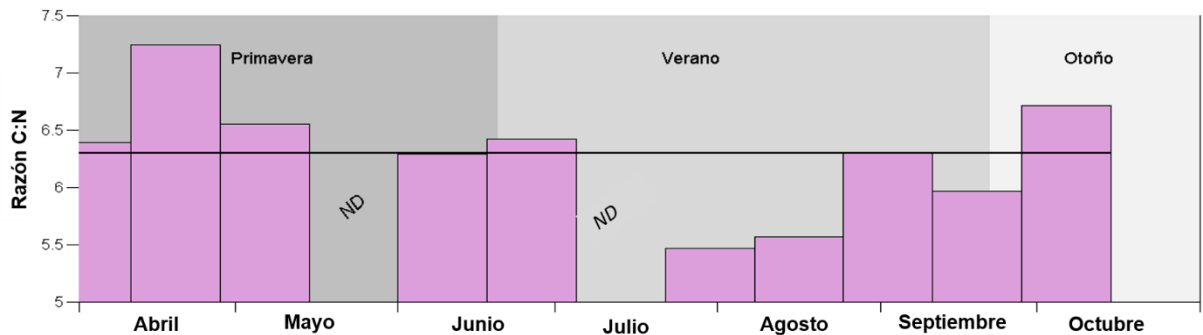


Figura 22. Variabilidad de la razón C:N en la materia particulada en hundimiento. La línea horizontal representa el promedio de la serie. ND indica ausencia de datos.

Los valores promedio obtenidos de la razón C:N y el $\delta^{13}\text{C}$ indican que la materia orgánica colectada en la trampa de sedimentos es de origen marino (Figura 23). Esta conclusión se hace debido a que la materia orgánica marina presenta típicamente una razón C:N de entre 6-7 indicando una cercanía con la proporción de Redfield, mientras que para la materia orgánica de origen terrestre la razón C:N es > 20 (Hedges *et al.* 1986). En Cuenca San Lázaro Silverberg *et al.* (2004) encontraron que la materia orgánica es predominantemente autóctona ($\delta^{13}\text{C} = -22\text{‰}$ y C:N = 8) con una variación de $\delta^{15}\text{N}$ (8-11 ‰) que sugiere una alteración en la producción nueva y regenerada, posiblemente asociada con las fluctuaciones de la capa de mezcla en otoño. Por lo tanto, podríamos sugerir que esta materia orgánica en nuestro caso está siendo producida principalmente por el fitoplancton.

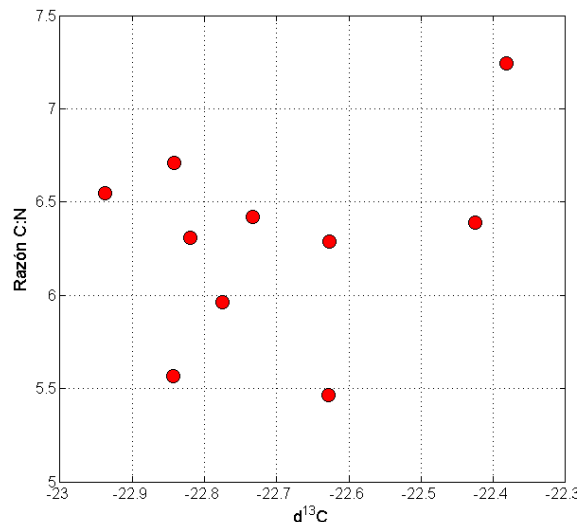


Figura 23. Relación entre la materia orgánica (razón C:N) y la composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ en la MPH en Ensenada.

Los altos valores de la razón C:N obtenidos en Ensenada durante primavera pudieran estar asociados a la productividad primaria, como lo ha registrado Thunell (1998a) en Cuenca Santa Bárbara, California, quien además encuentra una fuerte correlación positiva entre la PP y el flujo de BioSi ($r = 0.84$), argumentando que los florecimientos de fitoplancton silíceo son mecanismos importantes que controlan la exportación del carbono. Mientras que el segundo pico de la razón C:N registrado en otoño podría deberse al aporte de C_{org} por cocolitos, ya que se encontró una buena correlación entre el C_{org} y el CaCO_3 ($r = 0.97$), mientras que con el BioSi fue menor ($r = 0.96$) debido a la densidad de estos dos bio-minerales ($\text{CaCO}_3 = 2.71 \text{ g cm}^{-3}$ y BioSi $= 2.1 \text{ g cm}^{-3}$) y a la cosedimentación que existe con el C_{org} (Klaas y Archer 2002; Thunell *et al.* 2007), ya que la materia orgánica se ve afectada favorablemente por estos (Oka *et al.* 2008). Este fenómeno fue comprobado en las cuencas Santa Bárbara, Guaymas y Cariaco, donde se evaluó la “Hipótesis del Lastre”, correlacionando los flujos de carbono orgánico con los minerales totales y biogénicos (BioSi y CaCO_3); obteniendo una buena correlación con CaCO_3 (Thunell *et al.* 2007).

5.5. Contribución del material litogénico (elementos terrígenos)

La contribución litogénica fue el componente más abundante en los registros de la trampa de sedimentos y los flujos fueron elevados en primavera y otoño (Figura 12), por ello se estimaron los contenidos y los flujos de los elementos terrígenos (Al, Ti, Li, Sc y Th). Los contenidos mostraron una distribución muy homogénea en primavera, pero en verano hay una disminución de hasta el 50% en estos elementos; a finales de verano y otoño aumentan nuevamente los contenidos. Los flujos muestran una distribución muy similar a la del FMT y el aporte litogénico, lo cual refuerza la idea de un transporte de material terrígeno (Figura 24).

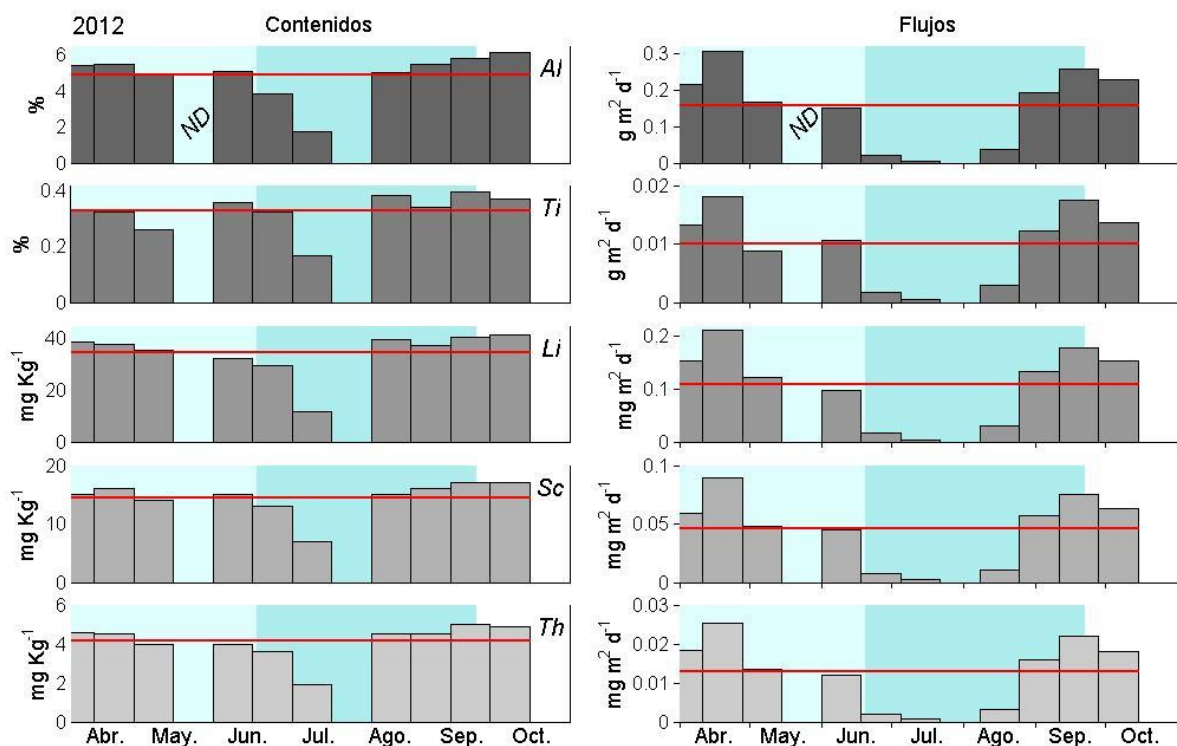


Figura 24. Contenidos de los elementos terrígenos en la MPH y flujos de estos elementos particulados frente a la costa de Ensenada.

La fracción litogénica de las partículas en hundimiento puede ser estimada mediante el uso de elementos proxy como el Al y Ti (Goldberg y Arrhenius 1958) debido a que el Al se encuentra en abundancias altas y relativamente constantes en una gran variedad de rocas (Turekian y Wedepohl 1961). Por su parte Collier *et al.* (2000) en el Mar de Ross encuentra un fuerte coeficiente de determinación ($r^2 = 0.99$) sugiriendo

que las fuentes de Al y Ti son predominantemente litogénicas (aluminosilicatos). En Ensenada el material litogénico pudiera ser transportado por los vientos desde el continente, o bien por procesos de resuspensión y advección que han sido registrados en trabajos previos en la zona (Torres *et al.* 2006; Sánchez *et al.* 2009). En el Mar de Japón y en el Pacífico Nor-Oriental se ha encontrado que estos son los principales mecanismos que modulan el aporte litogénico hacia el océano, mediante el análisis de elementos terrígenos (Otosaka y Noriki 2000; Otosaka *et al.* 2004; Maeda *et al.* 2007). Mientras que, en Cuenca Alfonso se registró que la proporción del material terrígeno fue más alta durante los huracanes “Ignacio” y “Marty”, incrementándose significativamente el aporte litogénico (Silverberg *et al.* 2008) y perdurando inclusive hasta dos semanas después del evento (Aguirre Bahena 2007).

La gran cantidad de material litogénico exportado hacia el mar provee de peso adicional al material suspendido en la columna de agua, además de los bio-minerales (BioSi y CaCO₃), provocando una cosedimentación y el rápido hundimiento del C_{org}. Esta idea propuesta por Armstrong *et al.* (2002) es discutida en el siguiente apartado.

5.5. Relación entre los minerales de lastre y carbono orgánico

En los océanos los flujos de C_{org} decrecen exponencialmente con la profundidad y se creía que existía una relación directa con la productividad primaria (Martin *et al.* 1987). Sin embargo, estudios recientes sugieren que existe una relación entre los flujos de los minerales de lastre (BioSi, $CaCO_3$, cuarzo) y el flujo de C_{org} (Armstrong y Jahnke 2001; Armstrong *et al.* 2002; Klaas y Archer 2002; Armstrong 2005; Klass y Archer 2007; Armstrong *et al.* 2009). Estos estudios mostraron una buena correlación de flujo de C_{org} con el $CaCO_3$ en comparación con los otros minerales como el BioSi y cuarzo. Dichos componentes minerales incrementan la velocidad de hundimiento del C_{org} , además proveen protección contra la acción bacteriana y por lo tanto permiten una mejor preservación. Esta idea ha venido ganando confianza en los últimos años y se ha puesto a prueba en distintos ambientes. Por ejemplo, el trabajo de Thunell *et al.* (2007) realizado en las cuencas Santa Bárbara, Cariaco y Guaymas, mostró una pobre correlación del C_{org} con la productividad primaria, pero una alta correlación con los minerales de lastre, sobre todo con los de origen biogénico como el $CaCO_3$. Por otro lado, en cuenca Alfonso Silverberg *et al.* (2014) analizaron 200 muestras de una trampa anclada a 320 m de profundidad (periodo 2002 hasta 2009) y encuentran que efectivamente no hay relación entre la productividad primaria (estimada por satélite) y los flujos de C_{org} . Pero si encuentran una buena correlación entre los flujos de C_{org} y los minerales totales ($CaCO_3$, BioSi y polvo), así como con los flujos del $CaCO_3$, material litogénico y BioSi ($r= 0.86, 0.82, 0.79$ y 0.69 , respectivamente).

La figura 25 muestra las relaciones entre los flujos de C_{org} y el $CaCO_3$, BioSi, fracción litogénica y minerales totales. El coeficiente de determinación obtenido para todos los casos fue de $r^2 > 0.9$, con una $P < 0.001$, similar a lo reportado por otros trabajos (Thunell *et al.* 2007; Wilson *et al.* 2012; Silverberg *et al.* 2014). El coeficiente de determinación entre el flujo total de minerales y el C_{org} mostró una r^2 de 0.99, el mismo valor que entre el material litogénico y el C_{org} . Lo cual denota la importancia de este material como mineral de lastre. Por otro lado, dentro de los componentes biogénicos el $CaCO_3$ presentó una r^2 de 0.97 mayor que el BioSi (r^2 de 0.96), lo cual indica que en Ensenada el BioSi es de similar importancia al $CaCO_3$ en cuanto a la exportación de C_{org} al piso oceánico.

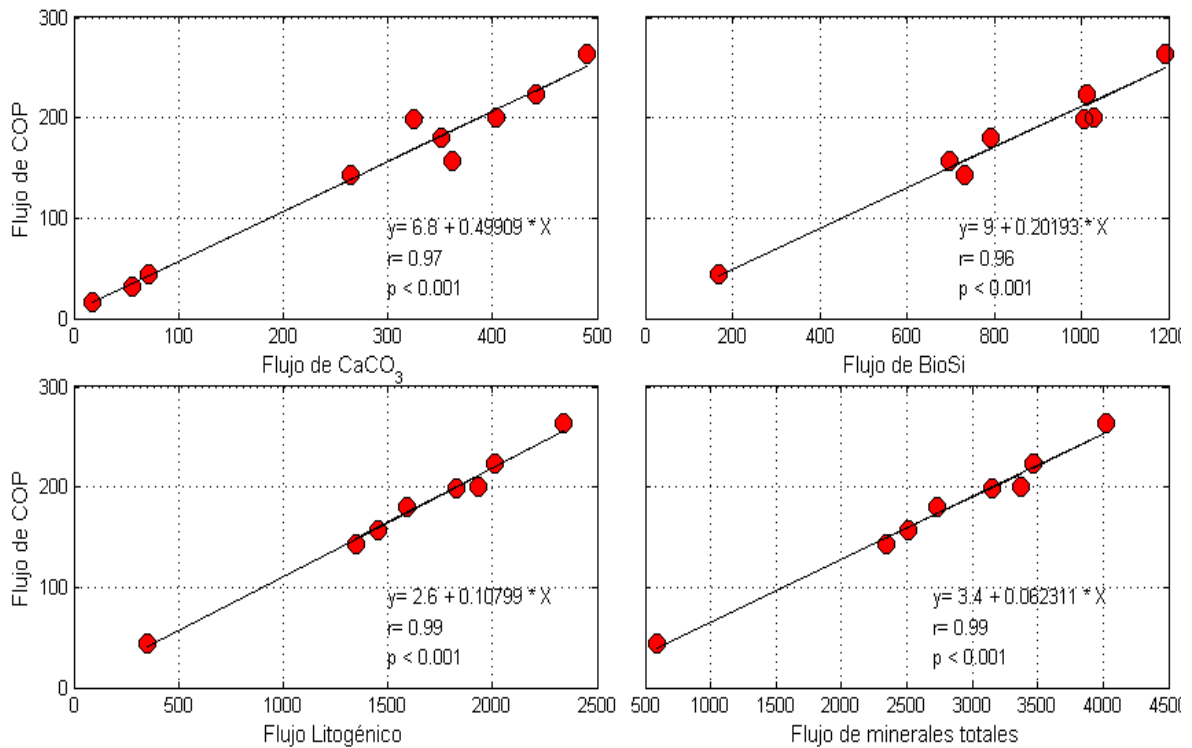


Figura 25. Relación entre los flujos del carbono orgánico particulado (COP) y los componentes mayores (CaCO_3 , BioSiO_2 , litogénico y flujo total de minerales en $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$).

Por lo tanto el aporte y flujos de C_{org} en Ensenada son modulados en gran medida por los minerales de lastre de origen biogénico además de los litogénicos que son aportados por el viento hacia el océano.

6. CONCLUSIONES

1. Los flujos promedio de los componentes biogénicos y litogénicos de la MPH registrados frente a la costa de Ensenada, fueron inéditamente altos en comparación con los obtenidos en otras cuencas marginales como Cuencas Alfonso (Bahía de La Paz) y Santa Bárbara (California).

2. El aporte de masa total (todos los componentes mayores) estuvo dominado por el aporte litogénico (~46% en promedio pero tan alto como 56% valor máximo registrado en abril). Los flujos más altos ($2.3 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$) fueron incluso, similares a aquellos registrados en Cuenca Alfonso durante el paso de los huracanes “Ignacio” y “Marty” que impactaron fuertemente la región en 2003 ($\sim 2.4 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$) e inclusive mayor al registrado durante la influencia de otro huracán en 2007 (Henriette $\sim 1 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$). Por otra parte, la sedimentación biogénica fue dominada por el BioSi (~23%), seguida por el CaCO_3 (~12%) y el C_{org} (~6%). Una situación similar se ha observado en Cuencas Alfonso y Santa Bárbara, donde se han registrado valores muy altos de los flujos, pero no mayores a los documentados en el sitio Ensenada.

3. La materia orgánica en MPH, colectada en la trampa de sedimentos fue de origen marino ya que presentó un $\delta^{13}\text{C} = -22 \text{ ‰}$ y una razón C:N promedio de 6. Los contenidos de C_{org} más altos determinados en julio sugieren que la producción nueva fue más importante en este periodo, con picos durante los eventos de surgencias.

4. No se encontró una relación entre la magnitud de los flujos de los componentes mayores (CaCO_3 , BioSi, C_{org} y litogénico) y los eventos de surgencias costeras. Pero si se observó una relación inversa entre todos los flujos y los contenidos de C_{org} .

5. La contribución de CaCO_3 de los cocolitos fue mayor que la de los foraminíferos planctónicos. Sin embargo, para ambos grupos el aporte al flujo de CaCO_3 total fue menor al 1%. Esta situación debe ser considerada en estudios

paleoceanográficos en los que se trate relacionar el aporte de CaCO_3 total con la producción de cocolitos.

6. Dentro de los foraminíferos se encontró un aporte importante de foraminíferos bentónicos (verano-otoño) llegando inclusive a ser mayor que el de planctónicos (primavera). Esta situación podría reflejar el resultado de un proceso de resuspensión y transporte horizontal ya que coincide con los altos flujos del material litogénico.

7. Los elementos litogénicos analizados refuerzan la idea de un aporte terrígeno que es más evidente en primavera y otoño, pero aún no es posible discernir si éste es generado por los vientos regionales (Santa Ana), o por resuspensión y advección. Sin embargo, los flujos litogénicos son más altos que los reportados en Cuenca Santa Bárbara, una región a ~360 km al norte de Ensenada e influenciada por las descargas de los ríos Ventura y Santa Clara.

8. Dentro de los minerales de lastre, el flujo de material litogénico presentó la mejor correlación con el flujo de C_{org} ($r^2= 0.99$), mientras que dentro de los minerales biogénicos el CaCO_3 ($r^2= 0.97$) se correlacionó ligeramente mejor que el BioSi ($r^2= 0.96$). Esto refuerza la idea de una cosedimentación de C_{org} y minerales de lastre, situación que sugiere que los flujos litogénicos y de CaCO_3 son buenos predictores (proxis) de los flujos de C_{org} .

7. RECOMENDACIONES

Se recomienda continuar los análisis de la materia particulada en hundimiento, para así contar con una serie de tiempo larga en la costa adyacente a Ensenada, B.C. esto nos permitirá ampliar el conocimiento sobre los flujos de carbono en zonas de surgencias costeras.

Debido a que se registraron altos flujos litogénicos, es importante discernir si se trata de aportes eólicos, por resuspensión o transporte lateral. Para ello se recomienda: i) un estudio de la batimetría (de alta resolución) de la zona del anclaje. ii) contar con datos de una estación meteorológica (cercana a Punta Banda) y iii) Un estudio de corrientes (intensidad y dirección).

Es preciso contar con datos de lances de CTD para tener una mejor interpretación de las masas de agua y así comparar con los organismos que se encuentren en la trampa de sedimentos.

Por otro lado, se recomienda un análisis detallado de pelotillas fecales, desde el tipo de pelotilla hasta el contenido de esta. Así como el análisis de sedimento superficial o núcleo para conocer la composición taxonómica de cocolitóforos y foraminíferos.

Se recomienda también hacer una separación más fina del sedimento para el análisis de CaCO_3 por coulometría ya que la fracción $<63 \mu\text{m}$ no sólo refleja el aporte de este mineral biogénico sino que incluye pequeños foraminíferos y otros fragmentos calcáreos que atraviesan el tamiz.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrantes F., Meggers H., Nave S., Bollman J., Palma S., Sprengel C., Henderiks J., Spies A., Salgueiro E., Moita T. y Neuer S. (2002). Fluxes of micro - organisms along a productivity gradient in the Canary Island region (29 °N): implications for paleoreconstructions. *Deep Sea Research Part II*, 49, 3599 - 3629.
- Aguiñiga S., Sanchez A. y Silverberg N. (2010). Temporal variations of C, N, $d^{13}C$, and $d^{15}N$ in organic matter collected by a sediment trap at Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, SW Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 30, 1692–1700.
- Aguirre-Bahena F. (2007). Cambios temporales en los componentes y los flujos de la materia en hundimiento en la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, Durante el periodo 2002-2005. Tesis de doctorado. CICIMAR-IPN, La Paz, Baja California Sur, 103 P.
- Altabet M.A., Deuser W.G., Honjo S. y Stienen C. (1991). Seasonal and depth-related changes in the source of sinking particles in the North Atlantic. *Nature*, 354, 136-139.
- Andersen H.V. (1972). Key to Cenozoic Foraminiferal Families and Genera of Gulf Coastal Plain Province. *La. St. Univ., Misc. Publ.*, 71.
- Andruleit H., Stäger S., Rogalla U. y Cepek P. (2003). Living coccolithophores in the northern Arabian Sea: ecological tolerances and environmental control. *Marine Micropaleontology*, 49, 157-181.
- Andruleit H.A., Von Rad U., Bruns A. y Ittekkot V. (2000). Coccolithophore fluxes from sediment traps in the northeastern Arabian Sea off Pakistan. *Marine Micropaleontology*, 38, 285 - 308.
- Armstrong R. (2005). The Ballast hypothesis. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 1.
- Armstrong R.A. y Jahnke R.A. (2001). Decoupling surface production from deep remineralization and benthic deposition: the role of mineral ballasts. *U. S. JGOFS NEWS*, 11, 1-16.
- Armstrong R.A., Lee C., Hedges J.I., Honjo S. y Wakeham S.G. (2002). A new, mechanistic model for organic carbon fluxes in the ocean based on the quantitative association of POC with ballast minerals. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49, 219-236.
- Armstrong R.A., Peterson M.L., Lee C. y Wakeham S.G. (2009). Settling velocity spectra and the ballast ratio hypothesis. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56, 1470-1478.
- Bairbakhish A., J. Bollmann., C. Sprengel y H.Thierstein. (1999). Disintegration of aggregates and coccospheres in sediment trap samples. *Marine Micropaleontology*, 37, 219-223.
- Bandy O.L. (1961). Distribution of foraminifera, radiolaria and diatoms in sediments of the Gulf of California. *Micropaleontology*, 7, 1-26.
- Barcena M.A., Flores J.A., Sierro F.J., Perez Folgado M., Fabres J., Calafat A. y Canals M. (2004). Planktonic response to main oceanographic changes in the Alboran Sea (Western Mediterranean) as document in sediment traps and surface sediments. *Marine Micropaleontology*, 53, 423-445.

- Barker R.W. y Berggren W.A. (1977). Paleocene and early Eocene of the Rio Grande and Tampico embayments: foraminiferal biostratigraphy and paleoecology. *Marine Micropaleontology*, 2, 67-103.
- Bé A.W.H., Bishop J.K.B., Sverdløve M.S. y Gardner W.D. (1985). Standing stock, vertical distribution and flux of planktonic foraminifera in the Panama Basin. *Marine Micropaleontology*, 9, 307-333.
- Bé A.W.H. y Hutson H.W. (1977). Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. *Micropaleontology*, 23, 369-414.
- Bé A.W.H. y Tolderlund D.S. (1971). Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In: *Micropaleontology of Oceans* (eds. Funnell BM y Riedel WR). Cambridge University Press. London., pp. 105-149.
- Beaufort L. y Heussner S. (1999a). Coccolithophorids on the continental slope of the Bay of Biscay - production, transport and contribution to mass fluxes. *Deep Sea Research II*, 46, 2147-2174.
- Beaufort L. y Heussner S. (1999b). Coccolithophorids on the continental slope of the Bay of Biscay - production, transport and contribution to mass fluxes. *Deep-Sea Research II*, 46, 2147-2174.
- Beckmann J.P., Bolli H., Perch-Nielsen K., Proto Decima F., Saunders J. y Toumarkine M. (1981). Major calcareous nannofossil and foraminiferal events between the middle Eocene and early Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, 155-190.
- Berger, W. H. , Smetacek, V. and Wefer, G. (1989): Ocean productivity and paleoproductivity - an overview , Productivity of the Oceans present and past: Report of the Dahlem Workshop on Productivity of the Ocean, Berlin, 1988 (W H Berger, V S Smetacek, G Wefer, eds) Life sciences research reports 44, Wiley y Sons, Chichester, pp. 1-34.
- Biekart J.W. (1989). Coccolithophores in the upper Quaternary of some southeast Indonesian Basins. *Netherlands Journal of Sea Research*, 24, 523 - 530.
- Bijma J., Faber W.W. y Hemleben C. (1990). Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. *Journal of Foraminiferal Research*, 20, 95-116.
- Blackwelder P.L., Brand L.E. y Guillard R.L. (1979). Coccolith morphology and paleoclimatology; II, Cell ultrastructure and formation of coccoliths in *Cyclococcolithina leptopora* (Murray and Blackman) Wilcoxon and *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner. *Scanning Electron Microsc. Part II*, 417-420.
- Blackwelder P.L., McIntyre A. y Watabe N. (1976). Paleoclimatic change and morphology of *Emiliana huxleyi* coccoliths; a comparison with calcification in the living coccolithophorid. *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs.*, 8, 137-138.
- Boersma A. (1979). Foraminifera. In: Introduction to Marine Micropaleontology. Haq B.U. y Boersma A. - eds. *Elsevier*. Singapur Haq. pp. 19-77.
- Bollmann J. (1997). Morphology and biogeography of *Gephyrocapsa* coccoliths in Holocene sediments. *Marine Micropaleontology*, 29, 319-350.
- Bollmann J., Baumann K.H. y Thierstein H.R. (1998). Global dominance of *Gephyrocapsa* coccoliths in the late Pleistocene: Selective dissolution, evolution, or global environment change? *Palaeoceanography*, 13, 517-529.

- Bollmann J., Cortés M.Y., Haidar A.T., Brabec B., Crose A., Hofmann R., Palma S., Tupas L. y Thierstein H.R. (2002). Techniques for quantitative analyses of calcareous marine phytoplankton. *Marine Micropaleontology*, 44, 163-185.
- Brand L.E. (1994). Physiological ecology of marine coccolithophores. In: *Coccolithophores* (eds. Winter A y Seisser WG). Cambridge University Press. Reino Unido, pp. 38-49.
- Broecker S.W. (2003). The oceanic CaCO₃ cycle. *Treatise on Geochemistry*, 6, 529-549.
- Broerse A.T.C., Ziveri P., van Hinte J.E. y Honjo S. (2000). Coccolithophore export production, species composition, and coccolith - CaCO₃ fluxes in the NE Atlantic (34°N 21°W and 48°N 21°W). *Deep Sea Research II*, 47, 1877-1905.
- Brown C.W. y Yoder J.A. (1994). Coccolithophorid blooms in the global ocean. *Journal of Geophysical Research*, 99, 7467-7482.
- Buesseler K.O., Antia A., N., Chen M., Fowler S.W., Gardner W.D., Gustafsson O., Harada K., Michaels A.F., Rutgers Van der Loeff M., Sarin M., Steinberg D.K. y Trull T. (2007). An assessment of the use of sediment traps for estimating upper ocean particle fluxes. *Journal of Marine Research*, 65, 345-416.
- Castro R., Parés-Sierra A. y Marinone S.G. (2003). Evolution and extension of the Santa Ana winds of February 2002 over the ocean, off California and the Baja California Peninsula. *Ciencias Marinas*, 29, 275-281.
- Cavalier-Smith T. (1981). Eukaryote Kingdom: seven or nine? *BioSystem*, 14, 461-481.
- Collier R., Dymond J., Honjo S., Manganini S., Francois R. y Dunbar R. (2000). The vertical flux of biogenic and lithogenic material in the Ross Sea: moored sediment trap observations 1996-1998. *Deep Sea Research Part II*, 47, 3491-3520.
- Conan S.M.H. y Brummer G.J.A. (2000). Fluxes of planktic foraminifera in response to monsoonal upwelling on the Somalia Basin margin. *Deep Sea Research Part II*, 47, 2207-2227.
- Cortés M.Y., Rochín-Bañaga H., Sidón-Ceseña K. y Urcadiz-Cazares F.J. (Com.Pers.). Perdida de especies de coccolitóforos en Cuenca Alfonso: De la zona eufótica al fondo marino. Carretera al sur km. 5.5, C.P. 23080, La Paz, B.C.S. (mycortes@uabcs.mx).
- Cruz-Colín M.E. y Cupul-Magaña L.A. (1997). Erosión y aporte sedimentario de los cantiles marinos de la Bahía de Todos Santos, Baja California, en el periodo de 1970 a 1991. *Ciencias Marinas*, 23, 303-315.
- De Bernardi B., Ziveri P., Erba E. y Thunell R.C. (2005). Coccolithophore export production during the 1997-1998 El Niño event in Santa Barbara Basin (California). *Marine Micropaleontology*, 55, 107-125.
- DeMaster D.J. (1981). The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, 1715-1732.
- Deuser W.G. y Ross E.H. (1980). Seasonal changes in the flux of organic carbon to the deep Sargasso Sea. *Nature*, 283, 364-365.
- Dudley W.C., Blackwelder P., Brand L., Duplessy J.C. y Guillard R.R.L. (1980). Coccoliths as paleoclimate indicators; laboratory culture of geologically important species for stable isotope and ultrastructure studies. *Geological Society of America, 93rd annual meeting. Abstracts with Programs Geological Society of America*, 12, 417.

- Durazo R., Ramírez-Manguilar A.M., Miranda L.E. y Soto-Mardones L.A. (2010). Climatología de variables hidrográficas In: *Dinámica del Ecosistema Pelágico Frente a Baja California 1997-2007* (ed. Gaxiola-Castro G. y Durazo, R.). SEMARNAT, INE-SEMARNAT, CICESE, UABC Ensenada BC, México, pp. 25-57.
- Engel A., Abramson L., Szlosek J., Liu Z., Stewart G., Hirschberg D. y Lee C. (2009). Investigating the effect of ballasting by CaCO₃ in *Emiliania huxleyi*, II: Decomposition of particulate organic matter. *Deep-Sea Research II*, 56, 1408–1419.
- Fowler S.W. y Knauer G.A. (1986). Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the oceanic water column. *Prog. Oceanog.*, 16, 147-194.
- Frada M., Percopo I., J. Young, A. Zingone, C. de Vargas y Probert I. (2009). First observations of heterococcolithophore–holococcolithophore life cycle combinations in the family Pontosphaeraceae (Calcihaptophycidae, Haptophyta). *Marine Micropaleontology*, 71, 20–27.
- Gaarder K.R. (1962). Electron microscope studies on holococcolithophorids. *Nytt Magasin of Botanic*, 10, 35-51.
- García Romero F.J. (2012). Estructura de la Comunidad de Cocolitóforos frente a Bahía Magdalena, Baja California Sur, México (octubre 2009-junio 2010). Tesis de Licenciatura,. UABCS, La Paz, Baja California Sur, México, p. 52.
- García Córdova J., (1994). Observaciones de corrientes y temperatura en la Bahía de Todos Santos durante noviembre 1993-enero 1994. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de E. y Departamento de Oceanografía F. URL <http://catalog.hathitrust.org/api/volumes/oclc/35118723.html>
- Geisen M., Billard C., Broerse A.T.C., Cros L., Probert I. y Young J.R. (2002). Life-cycle associations involving pairs of holococcolithophorid species: intraspecific variation or cryptic speciation? *Eur. J. Phycol.*, 37, 531-550.
- Goldberg E.D. y G.O.S Arrhenius (1958). Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 13, 153-212.
- Gómez Valdés J. (1984). Estructura hidrográfica promedio frente a Baja California. *Ciencias Marinas*, 9, 75–86.
- Haq B.U. y Boersma A. (1998). *Introduction to Marine Micropaleontology*. 2 edn. Elsevier, New York, Oxford.
- Hedges J., Clark W., Quay P., Richey J., Devol A. y Santos U.. (1986). Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnology and Oceanography*, 31, 717-738.
- Heimdal B.R. y Gaarder R. (1980). Coccolithophorids from the northern part of the eastern central Atlantic. I. Holococcolithophorids. *Meteor Forsch.-Ergebnisse*, 32, 1-14.
- Heimdal B.R. y Gaarder K.R. (1981). Coccolithophorids from the northern part of the eastern central Atlantic. II Heterococcolithophorids. *Meteor Forsch.- Ergebnisse*, 33, 37-69.
- Hernández Ayón J., Gaxiola Castro G., Chavez F., Takahashi T., Feely D., Sabine, CL., Hales B. y Lara Lara R. (2010). Variabilidad espacial y temporal del flujo de CO₂ océano-atmósfera. In: *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja*

- California 1997-2007 (eds. Gaxiola-Castro G y Durazo R). SEMARNAT, INE, CICESE, UABC Mexico, pp. 197-225.
- Hilbrecht H. (1997). Morphologic gradation and ecology in *Neogloboquadrina pachyderma* and *N. dutertrei* (planktic foraminifera) from core top sediments. *Marine Micropaleontology*, 31, 31-43.
- Honjo S. y Doherty K.W. (1988). Large aperture time-series sediment traps; design objectives, construction and application. *Deep Sea Research. Part A: Oceanographic Research Papers*, 35, 133-149.
- Honjo S., Dymond J., Prell W. y Ittekkot V. (1999). Monsoon-controlled export fluxes to the interior of the Arabian Sea. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46, 1859-1902.
- Honjo S. y Okada H. (1974). Community structure of coccolithophores in the photic layer of the mid-Pacific. *Micropaleontology*, 20, 209-230.
- Houghton J.T., Jenkins G.J. y Ephraums J.J. (1990). *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment (1990)*. Cambridge University, Great Britain.
- Hsu S. C., Lin F. J., Jeng W. L., Chung Y.C., Shaw L. M. y Hung K. W. (2004). Observed sediment fluxes in the southwesternmost Okinawa Trough enhanced by episodic events: flood runoff from Taiwan rivers and large earthquakes. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51, 979-997.
- Hu H. y Liu W.T. (2003). Oceanic thermal and biological responses to Santa Ana winds. *Geophysical Research Letters*, 30, 1596, doi:10.1029/2003GL017208.
- Iversen M.H. y Ploug H. (2010). Ballast minerals and the sinking carbon flux in the ocean: carbon-specific respiration rates and sinking velocity of marine snow aggregates. *Biogeosciences*, 7, 2613–2624.
- Jordan R.W. y Green J.C. (1994). A check-list of the extant Haptophyta of the world. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 74, 149-174.
- Karl D. (1992). Hawaii Time-Series Program: Progress and prospects. *U.S. JGOFS NEWS*, 3, 1 and 15.
- Karl D.M., Letelier R., Hebel D., Tupas L., Dore J., Christian J. y Winn C. (1995). Ecosystem changes in the North Pacific subtropical gyre attributed to the 1991-92 El Niño. *Nature*, 373, 230-234.
- Karl D.M. y Michaels A.F. (1996). Preface: The Hawaii Ocean Time-series (HOT) and Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS). *Deep-Sea Research*, 43, 127-128.
- Kemle Von Mücke S. y Hemleben C. (1999). Foraminifera. In: *South Atlantic Zooplankton* (ed. Boltovskoy D). Backhuys, The Netherlands, pp. 43-73.
- Kincaid E., Thunell R.C., Le J., Lange C.B., Weinheimer A.L. y Reid F.M.H. (2000). Planktonic foraminiferal fluxes in the Santa Barbara Basin: response to seasonal and interannual hydrographic changes. *Deep Sea Research II*, 47, 1157-1176.
- King A.L. y Howard W.R. (2001). Seasonality of foraminiferal flux in sediment traps at Chatham Rise, SW Pacific: implications for paleotemperature estimates. *Deep-Sea Research I*, 48, 1687-1708.
- Klaas C. y Archer D.E. (2002). Association of sinking organic matter with various types of mineral ballast in the deep sea: implications for the rain ratio. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, GB1116.

- Klass C. y Archer D.E. (2007). Association of sinking organic matter with various types of minerals ballast in deep sea: Implication for the rain ratio. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 1-14.
- Klaveness D. y Paasche E. (1979). Physiology of coccolithophorids. In: *Biochemistry and Physiology of Protozoa*. (ed. M. Levandowsky and Hutner S.H.). Academic Press. N.Y. USA., pp. 191-213.
- Kleijne A. (1993a). Coccolithophorid biogeography. In: *Morphology, Taxonomy and Distribution of Extant Coccolithophorids (Calcareous Nannoplankton)* (ed. Kleijne A). Drukkerij FEBO B.V. Enschede, pp. 297-317.
- Kleijne A. (1993b). *Morphology, Taxonomy and Distribution of Extant Coccolithophorids (Calcareous Nannoplankton)*. Drukkerij FEBO B.V., Enschede, 321 p.
- Kleijne A. y Cros L. (2009). Ten new extant species of the coccolithophore *Syracosphaera* and revised classification scheme for the genus. *Micropaleontology*, 55, 425-462.
- Kuroyanagi A., Kawahata H., Nishi H. y Honda M.C. (2002). Seasonal changes in planktonic foraminifera in the northwestern North Pacific Ocean: sediment trap experiments from subarctic and subtropical gyres. *Deep Sea Research Part II*: , 49, 5627-5645.
- Lampitt R.S., Noji T. y Von Bondungen B. (1990). What happens to zooplankton faecal pellets? Implications for material flux. *Marine Biology*, 104, 15-23.
- Lange C., Weinheimer A., Reid. F. y Thunell R. (1997). Temporal sedimentation patterns of diatoms, radiolarians and silicofagellates in Santa Barbara Basin, California. *CalCOFI Rep.*, 38, 161-170.
- Langer M.R. (2008). Assessing the contribution of foraminiferan protists to global ocean carbonate production. *Journal of Eukaryotic Microbiology*, 55, 163-169.
- Ling Lin H. (2014). The seasonal succession of modern planktonic foraminifera: Sediment traps observations from south west Taiwan waters. *Continental Shelf Research*, 84, 13–22.
- Lipps J.H., Berger W.H., Buzas M.A., Douglas R.G. y Ross C.A. (1979). *Foraminiferal ecology and paleoecology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Loeblich A., Tappan, H., Beckann, J.P., Bolli, H., Montanaro Gallitelli, E. y Troelsen, J.S. (1957). *Studies in Foraminifera*. Smithsonian Institution, Washington.
- Lynn R.J. y Simpson J.J. (1987). The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res*, 92, 12947-12996.
- Maeda N., Noriki S. y Narita H. (2007). Grain size, La/Yb and Th/Sc of settling particles in the western North Pacific: Evidence for lateral transport of small Asian loess. *Journal of Oceanography*, 63, 803-812.
- Margalef R. (1978). Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. *Oceanologica Acta*, 1, 493-509.
- Martin J., Knauer G., Karl D. y Broenkow W. (1987). VERTEX: Carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep Sea Research Part A*, 34, 267– 286.
- McIntyre A. y McIntyre R. (1971). Coccolith concentrations and differential solution in oceanic sediments. In: *The Micropaleontology of the Oceans*. (eds. Funnell BM y Riedel. WR). Cambridge Univ. Press. Cambridge, pp. 253-261.

- Moore B. y Dastoor M.N. (1984). The interaction of global biochemical cycles. In: *JPL Publication*. N.A.S.A. Pasadena, CA. U.S.A., pp. 141-176.
- Newton P.P., Lampitt R.S., Jickells T.D., King P. y Boutle C. (1994). Temporal and spatial variability of biogenic particles fluxes during the JGOFS northeast Atlantic process studies at 47°N, 20°W. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 41, 1617-1642.
- Oka A., Kato S. y Hasumi H. (2008). Evaluating effect of ballast mineral on deep-ocean nutrient concentration by using an ocean general circulation model. *Global Biogeochemical Cycles*, 22, GB3004. doi:10.1029/2007GB003067.
- Okada H. y Honjo S. (1973). The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep Sea Research*, 20, 355-374.
- Okada H. y McIntyre A. (1979). Seasonal distribution of modern coccolithophores in the Western North Atlantic Ocean. *Marine Biology*, 54, 319-328.
- Otosaka S. y Noriki S. (2000). REEs and Mn/Al ratio of settling particles: horizontal transport of particulate material in the northern Japan Trench. *Marine Chemistry*, 72, 329-342.
- Otosaka S., Togawa O., Baba M., Karasev E., Volkov Y.N., Omata N. y Noriki S. (2004). Lithogenic flux in the Japan Sea measured with sediment traps. *Marine Chemistry*, 91, 143-163.
- Otosaka S. y Noriki S. (2005). Relationship between composition of settling particles and organic carbon flux in the western North Pacific and the Japan Sea. *Journal of Oceanography*, 61, 25-40.
- Parker F.L. (1973). Living planktonic foraminifera from the Gulf of California. *Journal of Foraminiferal Research*, 3, 70-77.
- Quinn P.S., Cortes M.Y. y Bollmann J. (2005). Morphological variation in the deep sea ocean-dwelling coccolithophore *Florisphaera profunda* (Haptophyta). *Eur. J. Phycol.*, 40, 31 - 42.
- Reid J.L., Roden G.I. y Wyllie J.G. (1958). Studies of the California Current System. *CALCOFI Progress Rep*, 7-1-56 to 1-1-58.27-57.
- Reyes Coca S. y Troncoso Gaytán R. (2001). El Niño Oscilación del Sur” y los fenómenos hidrometeorológicos en Baja California: el evento de 1997-1998. En: *Ciencia Pesquera* (ed. INPSAGARPA). SAGARPA México, pp. 89-96.
- Rochín Bañaga H. (2012). Aporte de Carbonato de Calcio en Cuenca Alfonso, mediante el Flujo de Nanoplancton Calcáreo. Tesis de Licenciatura. UABCS, La Paz, Baja California Sur, p. 50.
- Rochín Bañaga H. (2014). Contribución de Cocolitóforos y Foraminíferos al Flujo de Carbonato de Calcio en Cuenca Alfonso, B.C.S. Tesis de Maestría, CICIMAR-IPN, La Paz, Baja California Sur, México, 75 p.
- Rochín Bañaga H., Cortés M.Y., Aguirre-Bahena F., Silverberg N. y Bollmann J. (2012). Variabilidad del flujo de cocolitofóridos mediante trampas de sedimento, en Cuenca Alfonso, desde otoño 2006 a invierno 2008. In: *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2011*. (ed. Cuevas FPyRM). Programa Mexicano del Carbono; Instituto Nacional de Ecología. México, pp. 451-459.
- Sánchez A., Carriquiry J., Barrera J. y López Ortiz B.E. (2009). Comparación de modelos de transporte de sedimento en la Bahía Todos Santos, Baja California, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61, 13-24.

- Sarmiento J.L., Dunne J. y Armstrong R.A. (2004). Do we understand the ocean's biological pump? *U.S. JGOFS NEWS*, 12, 1-20.
- Schiebel R. (2002). Planktic foraminiferal sedimentation and the marine calcite budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 1065.
- Schiebel R., Bijma J. y Hemleben C. (1997). Population dynamics of the planktic foraminifer *Globigerina bulloides* from the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Research I*, 44, 1701-1713.
- Schiebel S., R. y Hemleben C., Tübingen (2005). Modern planktic foraminifera. *Paläontologische Zeitschrift*, 79, 135–148.
- Scott G.H. (2013). Planktonic Foraminifera as Oceanographic Proxies: Comparison of Biogeographic Classifications Using Some Southwest Pacific Core-Top Faunas. *ISRN Oceanography*, article ID 508184, 15 p.
- Sidón Ceseña K. (2012). Variación de la Distribución Vertical y Estacional de los Cocolitóforos en la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz (Feb-2007-Ene-2008). Tesis de Licenciatura, UABCS, La Paz. Baja California Sur, México. p 51.
- Silverberg N., Martínez A., Aguiñiga S., Carriquiry J.D., Romero N., Shumilin E. y Cota S. (2004). Contrasts in sedimentation flux below the southern California Current in late 1996 and during the El Niño event of 1997-1998. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59, 575-587.
- Silverberg N., Aguirre, F., Aguiñiga, S. y Romero, N. (2006). Flujo vertical de materia particulada en la Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz, durante 2002. *Ciencias Marinas*, 32, 73–82.
- Silverberg N., Aguirre-Bahena F., Cortés-Martínez M.Y. y Urcádiz-Cázares F.J. (2007). Flujos verticales de carbono orgánico e inorgánico particulado en Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz y comparación con otros ambientes en el norte de México. Pp.411-425. En: Hernández de la Torre B. y Gaxiola Castro G. (eds.). Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México, SEMARNAT-CICESE. México, D.F. 411-425.
- Silverberg N., Shumilin E., Aguirre-Bahena F., Rodríguez-Castañeda A.P. y Sapozhnikov D. (2008). The impact of hurricanes on sedimenting particulate matter in the semi-arid Bahía de La Paz, Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 27, 2513-2522.
- Silverberg N., Aguirre-Bahena F. y Mucci A. (2014). Time-series measurements of settling particulate matter in Alfonso Basin, La Paz Bay, southwestern Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 84, 169-187.
- Simpson A.G. y Roger A.J. (2004). The real "kingdoms" of eukaryotes. *Current Biology*, 14, 693-696.
- Sommers W.T. (1978). LFM forecast variables related to Santa Ana wind occurrences. *Monthly Weather Rev*, 106, 1307–1316.
- Sosa Ávalos R., Gaxiola-Castro G., Durazo R. y Mitchell. B.G. (2005). Effect of Santa Ana winds on bio-optical properties off Baja California. *Ciencias Marinas*, 31, 339–348.
- Sprengel C., Baumann K. y Neuer S. (2000). Seasonal and interannual variation of coccolithophores fluxes and species composition in sediment traps north of Gran Canaria (29°N 15°W).

- Steinmetz J.C. (1991). *Calcareous Nannoplankton Biocoenosis: Sediment Trap Studies in the Equatorial Atlantic, Central Pacific, and Panama Basin*. Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole.
- Strickland J.D. y Parsons T.R. (1968). *A practical handbook of seawater analysis.*, Canada.
- Taylor G.T. y Karl D.M. (1991). Vertical fluxes of biogenic particles and associated biota in the eastern North Pacific: implications for biogeochemical cycling and productivity. *Global Biogeochemical Cycles*, 5, 289-303.
- Thunell R.C. (1997). Continental margin particle flux. In: *Seasonal Cycles and Archives of Global Change* (ed. Change SCaAoG). University of South Carolina, pp. 20-24.
- Thunell R.C. (1998a). Particle fluxes in a coastal upwelling zone: Sediment trap result from Santa Barbara Basin, California. *Deep Sea Research Part I*, 45, 1863-1884.
- Thunell R.C. (1998b). Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. *Deep Sea Research Part I*, 45, 2059-2083.
- Thunell R., Benitez-Nelson C., Varela R., Astor Y. y Muller-Karger F. (2007). Particulate organic carbon fluxes along upwelling-dominated continental margins: Rates and mechanisms. *Global Biogeochemical Cycles*, 21, 1-12.
- Thunell R.C., Pilskaln C.H., Tappa R. y Reynolds-Sautter L. (1994). Temporal variability in sediment fluxes in the San Pedro Basin, Southern California Bight. *Continental Shelf Research*, 14, 333-352.
- Torres, C. R., A. Mejía, M. L. Argote, I. Ramírez y M. Mancillas (2006). Three-dimensional circulation in Todos Santos Bay, Ensenada, B. C. México. Pp. MF-115 a MF-122 En: *Simulación y Modelado en Ingeniería y Ciencias*. B. Gámez, D. Ojeda, G. Larrazábal, M. Cerrolaza (Eds). Ed. SVMNI,.
- Trasviña A., Ortiz-Figueroa M., Herrera H., Cosío M.A. y González E. (2003). 'Santa Ana' winds and upwelling filaments off Northern Baja California. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 37, 113-129.
- Turekian K.K. y Wedepohl K.H. (1961). Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust. *Geological Society of America Bulletin*, 72, 175-192.
- Urcadiz Cazares F.J. (2005). Flujo de cocolitos (coccolitóforos) y su aporte de CaCO₃ evaluado con trampa de sedimentos en Cuenca Alfonso (Bahía de La Paz), Baja California Sur, México. Tesis de Licenciatura. UABCS, La Paz, Baja California Sur, México, p. 52.
- Walker L.R. (2005). Margalef y la sucesión ecológica. *Ecosistemas*, 14, 66-78.
- Wedepohl H.K. (1995). The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 1217-1232.
- Westbroek P., Brown C W., van Bleijswijk J., Brownlee C., Brummer G.J., Conte M., Egge J., Fernandez E., Jordan R., Knappertsbusch M., Stefels J., Veldhuis M., van der Wal P.. y Young J. (1993). A model system approach to biological climate forcing; the example of *Emiliana huxleyi*. In: *Ocean carbon cycle and climate change* (eds. de Baar HJW y Suess E), pp. 27-46.
- Westerling A.L., Cayan D.R., Brown T.J., Hall B.L. y Riddle L.G. (2004). Climate, Santa Ana Winds and Autumn Wildfires in Southern California. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 85, 289-300.

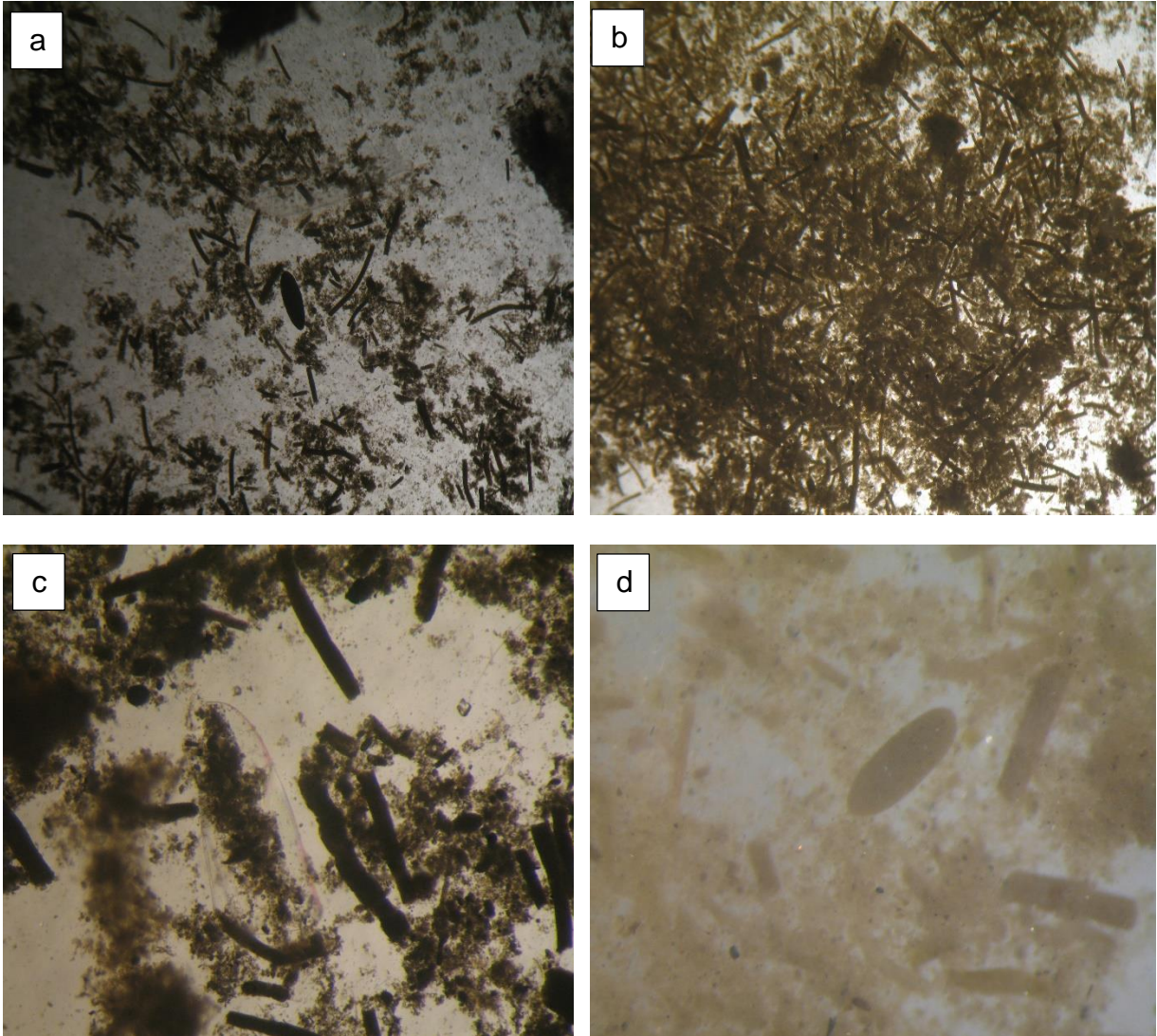
- Wilson J.D., Barker S. y Ridgwell A. (2012). Assessment of the spatial variability in particulate organic matter and mineral sinking fluxes in the ocean interior: Implications for the ballast hypothesis. *Global Biogeochemical Cycles*, 26, GB4011, doi:10.1029/2012GB004398.
- Winter A., Jordan R. y Roth P. (1994). Biogeography of living coccolithophores in the ocean waters. In: *Coccolithophores* (eds. Winter A y Siesser). Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Young J.R. y Bown P.R. (1997). Higher classification of calcareous nannofossils. *Journal of Nannoplankton Research*, 19, 15-47.
- Young J.R., Davis S.A., Bown P.R. y Mann S. (1999). Coccolith ultrastructure and biomineralisation. *Journal of Structure Biology*, 126, 195-215.
- Young J., Geisen M., Cros L., Kleijne A., Sprengel C., Probert I. y Østergaard J. (2003). *A guide to extant coccolithophore taxonomy*. Journal of Nannoplankton Research, Special Issue #1, 125 p.
- Young J.R. y Ziveri P. (2000). Calculation of coccolith volume and its use in calibration of carbonate flux estimates. *Deep Sea Research Part II*, 47, 1679-1700.
- Ziveri P. y Thunell R.C. (2000). Coccolithophore export production in Guaymas Basin, Gulf of California: response to climate forcing. *Deep-Sea Research*, 47, 2073-2100.
- Ziveri P., Thunell R.C. y Rio D. (1995a). Export production of coccolithophores in an upwelling region: results from San Pedro Basin, Southern California Borderlands. *Marine Ecology*, 24, 335-358.
- Ziveri P., Thunell R.C. y Rio D. (1995b). Seasonal changes in coccolithophore densities in the Southern California bight during 1991-1992. *Deep Sea Research*, 42, 1881-1903.

Consultas en Internet

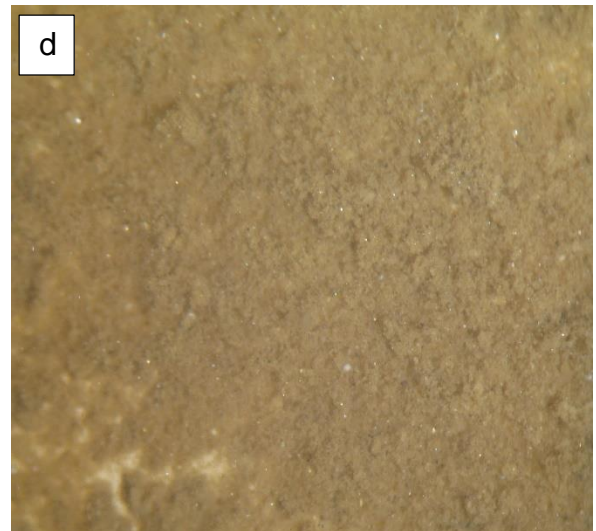
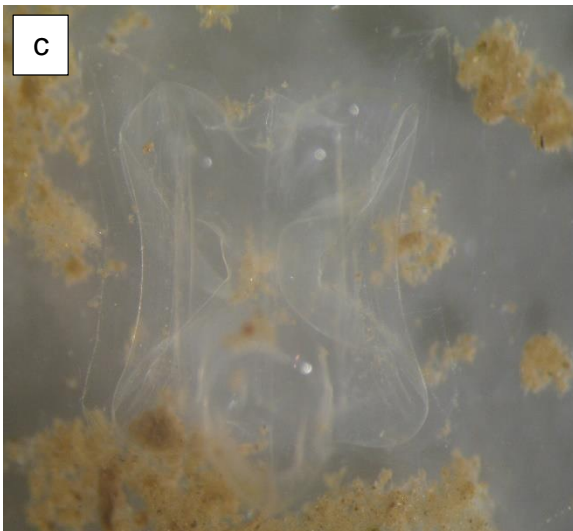
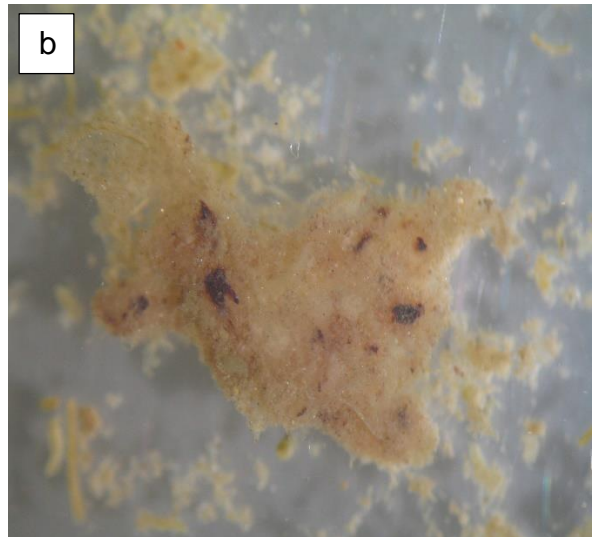
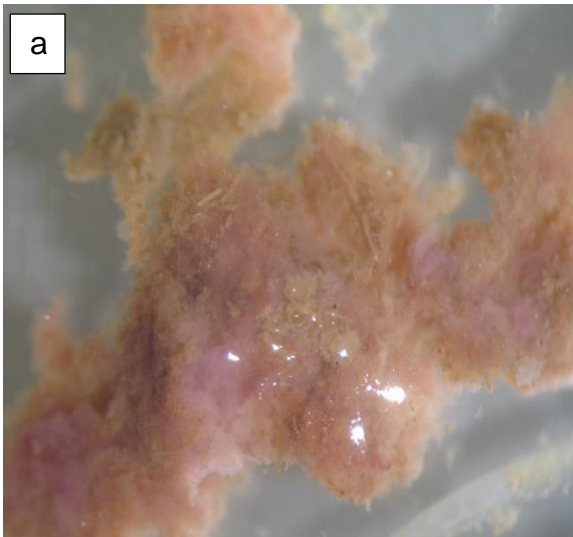
- 1). <http://bats.bios.edu/> (fecha de consulta: 15/10/2012).
- 2). <http://hahana.soest.hawaii.edu/hot/> (fecha de consulta: 15/10/2012).
- 3). <http://www1.who.edu/jgofMission.html> (fecha de consulta: 15/10/2012).
- 4). <http://www.pfeg.noaa.gov/products/PFEL/modeled/indices/upwelling/upwelling.html> (fecha de consulta: 10/03/2013).
- 5). <http://orca.science.oregonstate.edu/1080.by.2160.8day.hdf.vgpm.m.chl.m.sst4.php> (fecha de consulta: 10/03/2013).
- 6). <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3?sen=A> (fecha de consulta: 10/03/2013).

9. ANEXOS

A continuación se presentan los comentarios sobre el aspecto general de las muestras observadas en el estereoscopio (Anexo I).



Placa 1. Pelotillas fecales: Se observa la abundancia de pelotillas fecales, generalmente las más abundantes fueron las de forma alargada. Imagen a) y b) pertenecen a la muestra A-1 y A-2 respectivamente, ambas del mes de abril de 2012. La imagen c) A-3 (28 de abril-14 de mayo 2012). Y la d) A-12 (28 de septiembre al 14 de octubre 2012). De modo general, las pelotillas redujeron sus abundancias hacia el verano-otoño.



Placa 2. Agregados y material litogénico. La imagen a) de la muestra A-7 perteneciente al periodo 5-21 de julio de 2012 y la imagen b) periodo 18 de junio-4 de julio de 2012; muestran grandes agregados con algunas pelotillas fecales alargadas. La imagen c) A-9 (8-24 de agosto 2012) muestra un ctenóforo y algunos agregados. La imagen d) A-12 (28 de septiembre al 14 de octubre 2012) muestra de modo general la gran abundancia de material litogénico y la formación de algunos agregados.

Anexo II. Se muestran el número de individuos registrados en algunas muestras de la trampa de sedimentos para los especímenes de tamaño >1000 µm. La separación e identificación de organismos se realizó por la M. en C. M. Soledad Cota Meza del departamento de plancton del CICIMAR-IPN.

ESPÉCIMEN	A-1	A-2	A-3	A-5	A-6	A-7	A-8	A-9	A-10	TOTAL
AMFIPODOS	2	1	1	1	1	3		1	1	11
COPÉPODOS	288	319	38	2	13	39	11	8	1	719
CTENÓFOROS				4	4	1			9	18
DECÁPODOS			1	1						2
EUFÁUSIDOS	1	1	2			1				5
HETERÓPODOS			1							1
LARVA DE MEGALOPA	1		1	1						3
LARVAS	1									1
MEDUSA	1				3	1	2	1		8
OSTRACODOS	6	1	7		10	20	14			58
POLIQUETOS	9	10	58	2	13	17	3			112
PTERÓPODOS			1							1
QUETOGNATOS			1	1		8	3	6		19
SIFONÓFOROS		1	1	4		1		2		9
TUNICADOS								3		3
PEZ JUVENIL			1				1	1		3

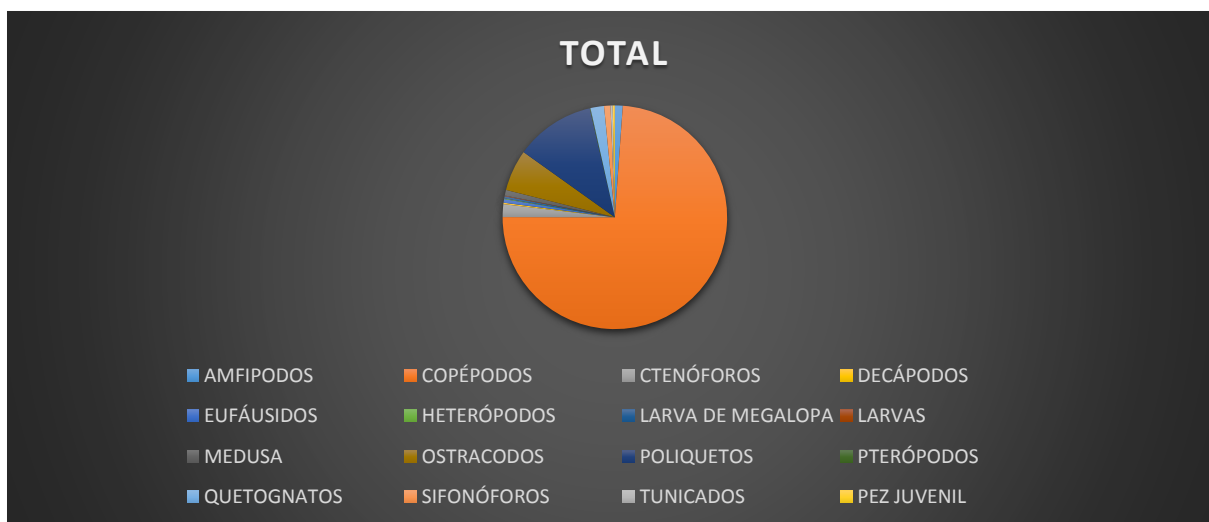


Gráfico del todos los especímenes registrados en las muestras de la trampa de sedimentos.

Anexo III. Comparación de las longitudes y masas estimadas (pg) de los cocolitos.

Especie	Young & Ziveri, 2000		Beaufort & Heussner, 1999	
	Longitud (µm)	CaCO ₃ (pg)	Longitud (µm)	CaCO ₃ (pg)
<i>Calcidiscus leptoporus</i>	9.6	164.2	8.1	125.2
<i>Coronosphaera mediterranea</i>	3.9	12.1		
<i>Emiliana huxleyi A</i>	3.6	2.9	3.1	2.9
<i>E. huxleyi B</i>	3.6	1.2		
<i>Florisphaera profunda elongata (pequeña)</i>	2.5	1.3		
<i>F. profunda elongata (larga)</i>	5.1	13		
<i>F. profunda elongata (mediana)</i>			4.2	6.8
<i>Gephyrocapsa ericsonii</i>	3	3.6		
<i>G. oceanica (larga)</i>	6.4	25.7		
<i>G. oceanica (mediana)</i>	4.2	18		
<i>G. oceanica (pequeña)</i>	3	5.81		
<i>Helicosphaera carteri</i>	10	135	9.1	142.9
<i>Oolithotus fragilis (pequeña)</i>	6.04	72.6		
<i>Oolithotus fragilis</i>	8.5	96.8	5.8	16.5
<i>Syracosphaera pulcra</i>			5.8	16.5
<i>Umbellosphaera irregularis</i>	6	5.8		
<i>U. tenuis</i>	6	8.7	5	23
<i>Umbilicosphaera sibogae</i>	4.1	16	4.1	15.9

Anexo IV.- Flujos de todos los cocolitóforos registrados en el periodo estudiado (X10⁶m⁻²d⁻¹).

MUESTRA	DÍAS	Acanthoica	Acanthoica	Acanthoica	Alveosphaera	Anacanthoica	Anacanthoica	Calcosolenia	Calbidiscus	Calbidiscus	Coccolitus	Coronosphaera	Discosphaera			Emiliana	E. huxleyi B	Florisphaera	F. prof elongata					F. prof rhinocera
		sp.	quattrosipina	robusta	bimurata	cidaris	acanthos	brasiliensis	leptopus	pequeña	pelagicus	mediterranea	C. binodata	C. aculeata	tubifera	huxleyi A		profunda profunda	medium	F. prof prof small	small	medium	large	
A-14	10	0	0	0	0	0	0	1	53	15	1	0	0	0	0	78	169	21	19	8	39	13	2	0
A-24	17	0	0	1	0	0	0	1	21	7	0	0	0	0	0	41	5	9	10	5	22	4	2	0
A-34	17	0	0	0	0	0	0	0	32	12	2	0	0	0	0	70	2	9	4	11	13	4	1	0
A-44	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A-56	17	0	0	0	0	0	0	0	3	4	0	0	0	0	0	19	0	4	1	3	9	4	0	0
A-64	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	4	1	1	6	2	0	0
A-74	17	0	0	0	0	0	0	0	4	2	0	0	0	0	0	80	0	3	3	1	4	2	0	0
A-84	17	0	0	0	0	1	2	0	9	28	0	2	1	0	1	1114	85	10	7	20	10	9	0	0
A-94	17	2	4	0	0	2	0	1	6	41	3	0	0	0	0	850	67	7	4	29	11	2	0	0
A-104	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A-114	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	7	2	8	5	1	0
A-124	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	2	4	8	5	2	0
MUESTRA	DÍAS	Gephyrocapsa oceanica		Gladolithus			N.			Ophiaster		Rhabdosphaera			Umbilicosphaera			Calyptosphaera		Umbellosphaera		S. anthos		
		Large	G. Equatorial	G. mullerae	G. Ericsonii	flabellatus	H. carteri	sp.	coccolithomorp ha	Oolithus fragilis	O. antillarum	formosus	a clavigera	S. Molishii	S. nana	S. tumularis	S. pulchra	S. rotula	sp.	U. sibogae	oblonga		irregularis	U. tenuis
A-14	10	115	119	29	1	0	70	0	1	3	1	0	3	0	0	0	1	0	2	1	0	4	1	0
A-24	17	23	3	0	0	0	4	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
A-34	17	32	19	2	1	0	28	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A-44	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A-56	17	9	3	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A-64	17	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A-74	17	5	10	3	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	1	1	0
A-84	17	31	110	16	0	0	14	0	0	1	2	1	3	15	0	2	9	0	8	2	0	13	12	0
A-94	17	5	99	25	1	0	19	0	0	0	5	0	7	7	16	2	9	1	30	8	0	17	9	2
A-104	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
A-114	17	1	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
A-124	17	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0