

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS**



**BIOGEOQUÍMICA DEL SÍLICE DISUELTO EN LA COLUMNA DE
AGUA EN BAHÍA SAN QUINTÍN**

T E S I S

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS
PARA OBTENER EL GRADO DE**

MAESTRA EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

PRESENTA

JULIETA HERNÁNDEZ LÓPEZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO. DICIEMBRE DE 2009

Biogeoquímica del sílice disuelto en la columna de agua en Bahía San Quintín

El sílice disuelto (SiD) es un elemento esencial para la producción de diatomeas, pero a pesar de su importancia el ciclo de este nutriente ha sido estudiado escasamente en estuarios y lagunas costeras. El SiD es removido de la columna de agua por el proceso de captación por diatomeas, produciendo ópalo biogénico, el cual al disolverse aporta SiD a la columna de agua. En este trabajo se determinaron los principales procesos que afectan su variación espaciotemporal en diferentes escalas de tiempo (días, estacionales e interanuales) en Bahía San Quintín (BSQ). Se realizaron tres muestreos en la primavera y verano de 2004 y primavera de 2005, durante los cuales se tomaron muestras de agua para la determinación de la concentración SiD, la salinidad y la temperatura. Además, en mayo de 2008 se colectaron 75 muestras de sedimento para la determinación del contenido de clorofila *a*, ópalo biogénico, carbono orgánico y composición de tamaño de grano. Con base en la forma de la distribución espacial de la concentración de SiD durante los tres muestreos en BSQ, se definieron 4 tipos. Se observó que la forma de la distribución espacial de SiD cambia en periodos cortos de tiempo (días) y está determinada por las surgencias, por la amplitud marea y la captación y disolución de SiD en el interior de la laguna. Con el objetivo de saber si BSQ se comporta como fuente o sumidero de SiD, se calcularon los flujos no conservativos de SiD utilizando el modelo de LOICZ. En la temporada de surgencias intensas (primavera de 2004 y primavera de 2005), los brazos internos se comportaron como un sumidero de SiD, mientras que la zona de la boca en algunos casos se comportó como fuente de SiD debido a la disolución rápida del ópalo biogénico importado del mar adyacente. Durante los eventos de relajación la mayor parte del sistema se comportó como fuente de SiD al océano adyacente. Durante el verano de 2004, los flujos no conservativos de SiD en Bahía Falsa y la Boca fueron positivos y fueron el doble que los valores positivos durante la primavera de 2004 y de 2005. En esta estación del año posiblemente se combinan dos factores que ocasionaron un incremento en los flujos bentónicos de SiD hacia la columna de agua. Por un lado, el incremento de la temperatura posiblemente ocasionó una mayor disolución del ópalo biogénico acumulado durante temporadas anteriores. Por otro lado, en verano la disminución de nutrientes nuevos (SiD y nitratos) pudieron afectar la producción de diatomeas bentónicas limitando su captación del SiD redissuelto en los sedimentos. Las variaciones espaciales en la intensidad de los flujos no conservativos estuvieron probablemente determinadas principalmente por el tamaño de grano y por la cobertura de *Zostera marina*. En las zonas con mayor proporción de arenas la actividad de las diatomeas bentónicas probablemente se vio favorecida por la penetración de la luz, por lo cual la zona de la Boca y Bahía Falsa presentaron las mayores tasas de disolución de ópalo y de captación de SiD.

Palabras clave: *SiD, ópalo biogénico, surgencias, amplitud de marea, captación, disolución, flujos no conservativos.*

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

BIOGEOQUÍMICA DEL SÍLICE DISUELTO EN LA COLUMNA DE
AGUA EN BAHÍA SAN QUINTÍN

T E S I S

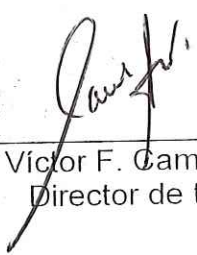
QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

MAESTRA EN CIENCIAS

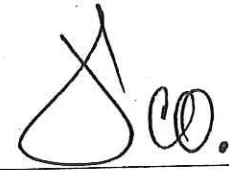
PRESENTA

JULIETA HERNÁNDEZ LÓPEZ

Aprobada por:



Dr. Víctor F. Camacho Ibar
Director de tesis



Dr. Francisco Delgadillo Hinojosa
Sinodal



Dr. Eduardo Santamaría del Ángel
Sinodal

A Yolanda y León Jesús
Por el indescriptible placer de ser su hija
¡los amo!

Agradecimientos

Al Dr. Víctor F. Camacho Ibar, por darme la oportunidad y la confianza de trabajar con usted, por su orientación y motivación para realizar este trabajo y por su increíble paciencia.

A mi comité de tesis, Dr. Francisco Delgadillo Hinojosa y Dr. Eduardo Santamaría del Ángel, por sus comentarios y recomendaciones para mejorar este trabajo y por su invaluable tiempo.

Al Dr. Adán Mejía Trejo por su apoyo y disponibilidad, por proporcionarme los datos del índice de surgencias y de volumen de BSQ. Al Dr. Walter Daesslé por facilitarme el equipo para realizar los análisis de tamaño de grano.

Al M. en C. Eduardo Ortiz, por su apoyo y paciencia en el trabajo de campo y de laboratorio. A la Dra. Leslie Aveytua por su apoyo en el campo y sus recomendaciones siempre acertadas.

A la Facultad de Ciencias Marinas y al Instituto de Investigaciones Oceanológicas, por su apoyo durante la maestría.

A CONACyT, por el apoyo financiero durante la realización de mi maestría en Oceanografía Costera, así como a las becas de vinculación otorgadas por el Dr. Eduardo Santamaría y el Dr. Víctor Camacho.

A Gerardo, por atreverte a vivir esta maravillosa aventura conmigo, por el amor de día a día y por hacer de cada momento una experiencia inigualable.

A mis papás, por su amor infinito y por supuesto por la beca "Hernández-López".

A Yara y Miguel, por ser los amigos incondicionales, por todo su amor y confianza.

A Luis Alan por el cariño y el apoyo moral. A Sarah, Renata, Vera y Carlos porque siempre saben la forma perfecta de hacerme sonreír.

A la familia León López y Palestina López porque a pesar de estar lejos físicamente siempre están cerca.

A mis amigos Miryam, Chayito, Denisse, Yumiko, Leslie, Carlitos, Edu, Jacob, Dany, Romis Gandhi y Abraham, por el apoyo en todos sentidos, las risas, las fiestas, los consejos... sin ustedes esta etapa no hubiera sido tan divertida.

A Aramis, por ser un gran amigo.

Índice

1. Introducción.....	1
2. Hipótesis	8
3. Objetivos	8
3.1 Objetivo general.....	8
3.2 Objetivos específicos	9
4. Área de estudio	9
5. Metodología	13
5.1 Obtención de muestras.....	13
5.2 Análisis de muestras.....	15
5.3 Modelo de LOICZ.....	17
5.3.1 Balance de agua.....	17
5.3.2 Balance de Sal.....	18
5.3.3 Balance de SiD	19
5.3.4 Tiempo de residencia.....	20
5.3.5 Análisis de propagación de errores.	20
6. Resultados	21
6.1 Condiciones oceanográficas y balances de SiD en BSQ.....	21
6.1.1 Primavera de 2004	26
6.1.2 Verano del 2004	30
6.1.3 Primavera de 2005	34
6.1.4 Comparación de los flujos no conservativos de SiD para los tres periodos de muestreo	38
6.2 Tiempo de residencia.....	39
6.3 Características de los sedimentos	40
7. Discusión.....	43
7.1 Condiciones oceanográficas y aportes oceánicos de SiD hacia BSQ.....	45
7.2 Efecto de la amplitud marea en los aportes oceánicos y la concentración de SiD al interior de BSQ.....	50
7.3 Forma de la distribución espacial de SiD en BSQ	53

7.3.1. Clasificación de las forma de la distribución espacial de SiD en BSQ	55
7.3.2.1 Distribución espacial TIPO I	57
7.3.1.2 Distribución espacial TIPO II	58
7.3.1.3 Distribución espacial TIPO III	60
7.3.1.4 Distribución espacial TIPO IV	62
7.4 Flujos no conservativos de SiD	64
8. Conclusiones	75
9. Referencias	77
ANEXO I	87

Índice de figuras

Figura 1. Estaciones de muestreo en BSQ.....	11
Figura 2. Distribución promedio de SiD y de nitratos al interior de BSQ para los tres periodos de muestreo.....	22
Figura 3. Variación de la temperatura, concentración de nitratos, SiD y análisis de regresión entre la temperatura y el SiD en las estaciones oceánicas.....	25
Figura 4. Altura de la marea, índice de surgencias, dsitribución de la salinidad y la temperatura para mayo-junio de 2004.....	27
Figura 5. Distribución de SiD para mayo-junio de 2004.....	28
Figura 6. Flujos no conservativos de SiD para mayo-junio de 2004.....	29
Figura 7. Altura de la marea, índice de surgencias, dsitribución de la salinidad y la temperatura para septiembre-octubre de 2004.....	31
Figura 8. Distribución de SiD para septiembre-octubre de 2004.	32
Figura 9. Flujos no conservativos de SiD para septiembre-octubre de 2004 .	33
Figura 10. Altura de la marea, índice de surgencias, dsitribución de la salinidad y la temperatura para mayo-julio de 2005.	35
Figura 11. Distribución de SiD para mayo-julio de 2005.	36
Figura 12. Flujos no conservativos de SiD para mayo-julio de 2005.....	37
Figura 13. Distribución de clorofila a, ópalo biogénico, contenido de carbono orgánico en sedimentos y tamaño de grano	42
Figura 14. Correlación entre el contenido de lodos y el contenido de carbono orgánico.....	43
Figura 15. Ciclo del sílice en BSQ.....	44
Figura 16. Imágenes satelitales de temperatura y clorofila a en la zona costera adyacente a BSQ.	49
Figura 17. Análisis de regresión entre la concentración de nitrato y la concentración de SiD para las estaciones oceánicas.....	50
Figura 18. Clasificación de los transectos de SiD de acuerdo a su forma general (TIPOS) y diagramas de mezcla para cada forma.....	56

Figura 19. Esquema del modelo de LOICZ para los transectos T9 de primavera de 2005 y T1 de primavera de 2004.....	68
Figura 20. Esquema del modelo de LOICZ para los transectos T7 de primavera de 2005 y T4 de verano de 2004.....	69

Índice de tablas

Tabla I. Fecha de los muestreos y tipos de muestras colectadas	13
Tabla II. Clasificación de los transectos de primavera de 2004 de acuerdo a las características de marea y de surgencia.	24
Tabla III. Tiempo de residencia (τ , días) obtenido con el modelo de LOICZ para los tres muestreos y para las cuatro cajas.....	40

Biogeoquímica del sílice disuelto en la columna de agua en Bahía San Quintín

1. Introducción

El sílice disuelto (SiD) es un elemento esencial para el crecimiento y el desarrollo de las diatomeas (Ragueneau *et al.*, 2000; Hamm, 2003), las cuales frecuentemente contribuyen con una fracción importante de la producción primaria en zonas costeras, aportando ~75% de la producción nueva (Nelson *et al.*, 1995). A pesar del importante papel del sílice en el funcionamiento de los sistemas acuáticos, los procesos que afectan a este nutriente así como su variabilidad en estuarios y lagunas costeras han sido estudiados escasamente. Las investigaciones recientes se han enfocado principalmente en el océano abierto, con el fin de evaluar los mecanismos que controlan el ciclo del sílice y su acoplamiento con el ciclo global del carbono, debido al importante papel que juegan las diatomeas en la bomba biológica del CO₂ (Ragueneau *et al.*, 2000). Para la región costera, los estudios del SiD se han enfocado principalmente en el entendimiento del incremento de la frecuencia de los florecimientos algales nocivos, asociados con la variación de las razones Si:N y Si:P que puede tener importantes consecuencias ecológicas (Egge y Aksnes, 1992; Papush y Danielsson, 2006).

El SiD es aportado al océano principalmente a través de los ríos como producto del intemperismo de las rocas continentales (Papush y Danielsson, 2006). La manipulación de los ríos, principalmente en la construcción de presas, ha modificado los flujos de SiD del continente al océano (Ragueneau *et al.*,

2000), con importantes efectos ecológicos en los cuerpos receptores. Las cadenas tróficas en los cuerpos costeros se pueden modificar por la disminución de las razones de Si:N y Si:P, ya que debido a la limitación de SiD para las diatomeas, los florecimientos de grupos fitoplanctónicos no silicatados generan biomasa fitoplanctónica menos disponible para niveles tróficos más altos y que puede llevar a la eutrofización de estos sistemas (Struyf *et al.*, 2006; Rocha *et al.*, 2002; Del Amo *et al.*, 1997).

En contraste con los ciclos de N y del P en el océano y en los sistemas costeros, el ciclo del Si es relativamente simple. Una vez que el SiD se aporta a los sistemas costeros, este se remueve por las diatomeas y se transporta hacia los sedimentos mediante la "bomba de sílice" (Dugdale *et al.*, 1995). De acuerdo con este modelo, la materia orgánica se recicla más rápidamente que el sílice particulado en la columna de agua, provocando que durante su hundimiento las partículas incrementen su razón Si:N (Dugdale *et al.*, 1995). En sistemas costeros bien mezclados poco profundos como estuarios y lagunas costeras, la acumulación de materiales enriquecidos con Si puede explicar el dominio de las diatomeas después de los florecimientos primaverales, ya que el ópalo acumulado en los sedimentos se disuelve más rápidamente por el incremento de la temperatura y la actividad bacteriana. Posteriormente, la mezcla vertical ocasionada por la marea promueve el aporte de SiD a la columna de agua quedando disponible para las diatomeas en las aguas superficiales (Del Amo *et al.*, 1997). Por otro lado, se ha reportado que la bomba de sílice en cuerpos someros puede estar controlada por los organismos

filtroalimentadores, ya que estos organismos al no retener sílice durante su metabolismo trasladan hacia el sedimento el ópalo biogénico consumido de la columna de agua (Chauvaud *et al.*, 2000; Ragueneau *et al.*, 2005). Esta observación sugiere que la retención de ópalo biogénico en los sedimentos se incrementa con la presencia de organismos filtroalimentadores y posteriormente, después de la disolución opalina, el SiD es liberado gradualmente hacia la columna de agua. También, los organismos filtroalimentadores pueden contribuir en la intensificación de los flujos bentónicos de SiD, acelerando la cinética de disolución del ópalo biogénico al remover la película orgánica de las superficies opalinas (Chauvaud *et al.*, 2000).

El abasto de SiD desde los sedimentos puede ser un control importante de la producción primaria fitoplanctónica en ecosistemas costeros someros. Los flujos difusivos son un proceso importante que promueve la liberación de SiD de los sedimentos hacia el agua suprayacente, ya que los sedimentos presentan concentraciones más altas que la columna de agua. En sitios dinámicos, los flujos de solutos a través en la interfase sedimento-agua pueden también ser afectados por procesos advectivos inducidos por la turbulencia y/o la bioturbación, siendo todos estos procesos afectados por factores como la temperatura, la tasa de sedimentación y el tamaño de grano (Sigmon y Cahoon, 1997). Por ejemplo, Giblin *et al.* (1997) reportaron que los flujos bentónicos de sílice contribuyen con más del 60% del SiD requerido por el fitoplancton de Boston Harbor (EUA), un cuerpo de agua en el que las diatomeas son el grupo dominante. Srithongouthai *et al.* (2003) reportaron que los flujos de SiD de los

sedimentos a la columna de agua en Bahía Shido, Japón, aportan en promedio anual el 38% del SiD requerido por el fitoplancton, observándose una menor contribución durante los periodos más productivos (11%) y la mayor contribución (79%) en la temporada menos productiva. Las microalgas bentónicas (MAB) también pueden regular el flujo de nutrientes en la interfase sedimento-agua, debido a la captación directa de los nutrientes orgánicos e inorgánicos (Doering *et al.*, 1989). Sigmon y Cahoon (1997) mostraron que las MAB en Masonboro Sound (EUA), controlan el flujo bentónico de SiD limitando la disponibilidad para las diatomeas planctónicas y consecuentemente afectan la cantidad y la composición fitoplanctónica del sistema. Recientemente se ha sugerido que las zonas de marismas también juegan un papel importante en los flujos biogeoquímicos de SiD en estuarios (Struyf y Conley, 2009; Struyf *et al.*, 2006). Struyf *et al.* (2006) observaron que en la zona de marismas se retienen grandes cantidades de ópalo biogénico, el cual es acumulado en los sedimentos, en las plantas y en el agua intersticial durante los periodos de inundación de la marea. Posteriormente una fracción del ópalo se disuelve y las zonas de marismas pueden aportar SiD al estuario adyacente, afectando así el ciclo del sílice dentro del estuario.

Las surgencias son otro mecanismo importante que puede afectar la variabilidad de los materiales disueltos y particulados en regiones costeras con presencia de vientos intensos. Las surgencias pueden aportar una gran cantidad de nutrientes a la zona eufótica (Dugdale, 1985; MacIsaac *et al.*, 1985; Wilkerson *et al.*, 2006; Largier *et al.*, 2006) y consecuentemente a las lagunas

costeras y estuarios debido al transporte horizontal ocasionado por las corrientes de marea, siendo en algunos casos la fuente principal de SiD y NO₃ (Prego *et al.*, 1995). En la ría de Vigo, España, por ejemplo, se ha reportado que la mayor parte del año la fuente principal de SiD proviene del flujo de agua de mar hacia el interior de la ría, aportando del 52 al 65% del total y se debe principalmente a los eventos de surgencias (Prego *et al.*, 1995).

La importancia de las surgencias como fuente de nutrientes y carbono particulado hacia estuarios y lagunas costeras también se ha documentado a lo largo del NE del Pacífico (Smith y Hollibaugh, 1997; Colbert y McManus, 2003; Camacho-Ibar *et al.*, 2003; Delgadillo-Hinojosa *et al.*, 2008). En los casos donde existen aportes continentales de nutrientes (i.e. la Bahía Tomales (Smith y Hollibaugh, 1997) y la Bahía Tillamook (Colbert y McManus, 2003)) la importancia de los aportes por surgencias es mayor durante la primavera-verano; mientras que las lagunas costeras en zonas más áridas como Baja California (ej. Bahía San Quintín) el subsidio de nutrientes desde el océano es importante a lo largo de todo el año (Camacho-Ibar *et al.*, 2007). Estos estudios sugieren que en estuarios y lagunas costeras en donde la fuente principal de materiales disueltos y particulados es el océano adyacente, las variaciones pueden presentarse en periodos de tiempo diferentes dependiendo de la dinámica del océano y de las corrientes de marea, controlando la producción de estos ecosistemas.

Se ha observado que el efecto de las surgencias en el funcionamiento de los ecosistemas costeros varía temporalmente de escalas cortas (días, horas)

hasta escalas estacionales lo cual puede depender, entre otros factores, de la intensidad y de la duración de las surgencias. Wilkerson *et al.* (2006) realizaron un estudio en Bahía Bodega y observaron que, poco después de que las surgencias más intensas aportaron grandes cantidades de NO_3 y SiD, se presentaron periodos de relajación que duraron de 3 a 7 días, durante los cuales se desarrolló la máxima producción primaria con una comunidad fitoplanctónica dominada por diatomeas.

En Bahía San Quintín (BSQ) se han realizado diversos estudios en los que se ha observado el control de las surgencias sobre diversos parámetros fisicoquímicos así como en la variación de los periodos productivos (Lara-Lara *et al.*, 1980; Millán-Núñez *et al.*, 1982; Camacho-Ibar *et al.*, 2003). Los estudios se han realizado en diferentes escalas temporales y a lo largo de toda la laguna, con la finalidad de saber cuáles son los principales procesos internos y externos que afectan temporal y espacialmente el funcionamiento de esta laguna (Lara-Lara *et al.*, 1980; Millán-Núñez *et al.*, 1982; Camacho-Ibar *et al.*, 2003). La concentración de SiD ha mostrado oscilaciones temporales, con variaciones en escala de días, las cuales pueden estar relacionadas principalmente con la variación de la marea, así como la intensidad y la condición de las surgencias. En datos (no publicados) de la concentración de SiD, se han detectado variaciones espaciales, las cuales sugieren el efecto de otros procesos biogeoquímicos que provocan que el SiD no se comporte como un elemento conservativo (Com. pers. Víctor Camacho-Ibar, 2006).

El modelo de LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone; Gordon *et al.*, 1996) ha sido utilizado como una herramienta para determinar los flujos de los materiales entre el continente, el océano y la atmósfera a través de la zona costera. Este modelo se ha aplicado en sistemas estuarinos influenciados por surgencias con el objetivo de determinar los flujos no conservativos de N y P como la Bahía de Tomales (Smith y Hollobaugh, 1997), la Bahía San Quintín (Camacho-Ibar *et al.*, 2003) y la Bahía de San Diego (Delgadillo-Hinojosa *et al.*, 2008). Con dicho modelo también es posible estimar el intercambio (importación/exportación) de estos nutrientes con el mar adyacente y, mediante relaciones estequiométricas, se puede estimar el metabolismo neto del sistema. En contraste con el N y el P, la aplicación de este modelo para realizar balances de SiD en sistemas estuarinos es muy escasa. El modelo ha sido aplicado en el estuario Oder, para conocer los flujos estacionales de este nutriente entre el río Oder, el estuario y el Mar Báltico (Pastuszac *et al.*, 2008) y una aplicación similar fue realizada en la Bahía Tillamook (Colbert y McManus, 2003). En el presente estudio se utilizó el modelo de LOICZ con el objetivo de calcular los flujos no conservativos de SiD en BSQ y con esta información poder determinar si el sistema se comporta como fuente o sumidero de este nutriente, y a partir de dicho comportamiento inferir los procesos internos dominantes (i.e. disolución de ópalo biogénico vs. consumo de SiD por diatomeas bentónicas y planctónicas).

2. Hipótesis

- La variación espacio-temporal y el flujo neto de sílice disuelto entre la laguna y el océano adyacente depende de la intensidad de mezcla (i. e. mareas vivas o mareas muertas), así como de la intensidad y la persistencia de las surgencias. Se espera que durante los eventos de surgencia BSQ se comporte como un importador neto de SiD debido al enriquecimiento del agua del mar adyacente con este nutriente. Por el contrario, se espera que durante la relajación de las surgencias BSQ se convierta en una fuente de SiD hacia el océano adyacente debido a la inversión del gradiente de concentración de SiD (i. e. mayor concentración dentro de BSQ que en el océano adyacente) ocasionada por los florecimientos de diatomeas en la costa. Debido a la baja intensidad o la ausencia de eventos de surgencias durante el verano tardío, se espera que en dicha temporada BSQ se comporte como una fuente de SiD ya que en el interior de la laguna el proceso de disolución de ópalo biogénico excederá al proceso de captación de SiD.

3. Objetivos

3.1 Objetivo general

Identificar y estudiar los procesos que afectan la variación espaciotemporal de la concentración de SiD en la columna de agua de BSQ.

3.2 Objetivos específicos

- Utilizando el modelo de LOICZ determinar los flujos no conservativos de SiD en BSQ, así como los flujos totales y netos entre la laguna y el océano adyacente.
- Determinar cualitativamente el efecto de la combinación de la amplitud de la marea y la intensidad de las surgencias en la distribución espacial de SiD en BSQ.
- Evaluar el efecto de la intensidad de las surgencias en la magnitud y dirección de los flujos no conservativos de SiD al interior de BSQ.
- Determinar el contenido de ópalo biogénico, de clorofila a y de carbono orgánico en sedimentos superficiales de BSQ como indicadores de biomasa de diatomeas bentónicas.

4. Área de estudio

BSQ (Fig. 1) es una laguna costera localizada al oeste de la Península de Baja California, México. Tiene forma de Y, el brazo este se conoce como Bahía San Quintín y el brazo oeste como Bahía Falsa, la zona de la boca pertenece a la base de la Y y presenta comunicación continua con el océano adyacente. BSQ cubre un área de 44 km², tiene una profundidad promedio de 2 m (NMM) y las profundidades máximas en los canales raramente exceden los 8 m. La temperatura varía de 11-22 °C en la zona de la boca y de 13-27 °C en la zona más interna de los brazos. Presenta una salinidad promedio de 34.7 durante verano y de 33.8 en invierno (Camacho-Ibar *et al.*, 1997) debido a las altas tasas de evaporación (1400 mm año⁻¹) que exceden a la precipitación (150

mm año⁻¹) y por esta razón BSQ es una laguna hipersalina. Además, la marea juega un papel muy importante ya que genera que el sistema este bien mezclado y sin gradientes verticales significativos (Camacho-Ibar *et al.*, 2003).

El océano adyacente está influenciado por el Sistema de la Corriente de California (SCC) el cual afecta las surgencias de la región. Los eventos de surgencias más intensos ocurren en primavera y a principios de verano, pero estos persisten durante todo el año (Bakun y Nelson 1977). En diversos trabajos en BSQ se ha visto que la alternancia de las surgencias afecta las propiedades del agua de mar (Álvarez-Borrego y Chee-Barragán, 1976; Lara-Lara *et al.*, 1980; Millán-Núñez *et al.*, 1982).

Álvarez-Borrego y Chee-Barragán (1976) detectaron que la concentración de fosfatos y de SiD fue mayor durante verano que durante invierno, lo cual fue atribuido a la diferencia en la intensidad de las surgencias. Lara-Lara *et al.* (1980) concluyeron que los eventos de surgencia son el proceso principal que ocasionó las variaciones temporales de los parámetros químicos y biológicos (especies fitoplanctónicas, producción primaria, nutrientes y clorofila *a*, en la boca de la Bahía. Posteriormente en un estudio realizado por Millán Núñez *et al.* (1982), se reportó que la clorofila *a* decrece de la Boca hacia el interior de los brazos (de 5 a 1 mg m⁻³), y que al inicio de las surgencias las diatomeas fueron el grupo dominante, mientras que al finalizar las surgencias fueron los dinoflagelados. En un estudio más reciente, se concluyó que las diatomeas y los dinoflagelados coexisten durante los periodos de surgencias y

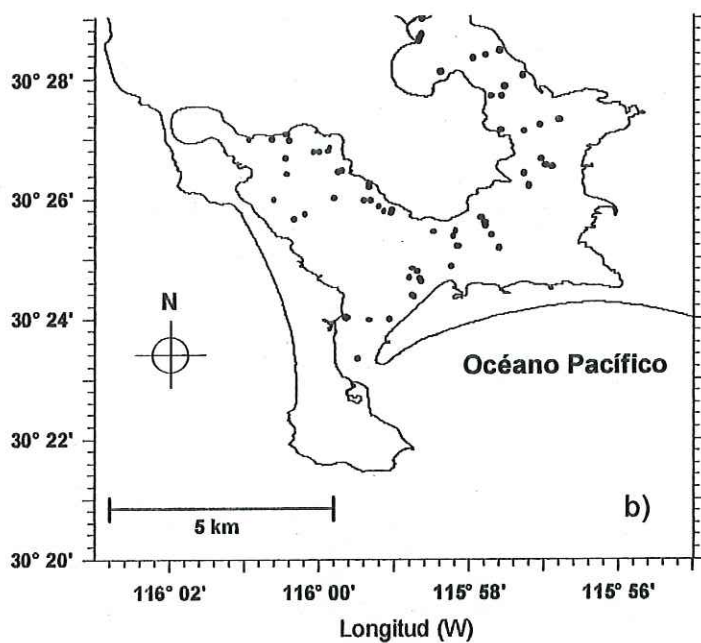
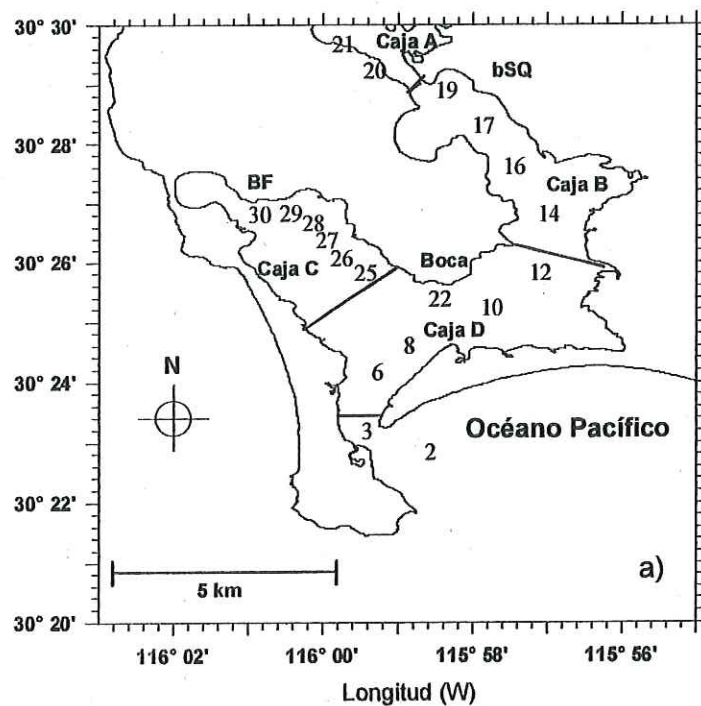


Figura 1. Estaciones de muestreo en BSQ en donde se tomaron muestras de agua (a) y muestras de sedimento (b). También se muestran las cuatro cajas (A, B, C y D) en las cuales se dividió el sistema para la aplicación del modelo de LOICZ. Las cajas A y B representan el brazo San Quintín (bSQ), la caja C representa a Bahía Falsa (BF), y la caja D la zona de la boca de BSQ.

posterior a la declinación de estas especies dominan las criptofitas (Moreno-Miranda, 2007; Frías-Velasco, 2009).

La macrovegetación en la laguna está dominada por pastos marinos (*Zostera marina* y *Spartina Foliosa*) que presenta parches densos a lo largo de la Bahía y su cobertura ha disminuido en los últimos años (Ward *et al.*, 2003). Actualmente cubre ~46% del área y se encuentra particularmente hacia el interior de los brazos (Ibarra-Obando *et al.*, 2007). Ibarra-Obando *et al.* (1997) reportaron para *Zostera marina* un patrón estacional de su producción, con valores bajos en invierno y máximos en septiembre (~2 g peso seco m⁻² d⁻¹). *Spartina foliosa* cubre aproximadamente 9.2 km² y ambas especies de pastos son responsables de ~80% del metabolismo bentónico (Ibarra-Obando *et al.*, 2004). La macroalga *Ulva spp.* también es un productor primario importante en la laguna, cubre una área ~4 km² y presenta altas biomásas durante la primavera y el verano temprano (Zertuche-González *et al.*, 2009).

Aproximadamente el 33% de la superficie de Bahía Falsa está cubierto por acuicultivos de ostión japonés (*Crassostrea gigas*), cuya alimentación depende de la producción primaria interna y del intercambio de fitoplancton entre la bahía y el océano. Actualmente esta actividad no requiere un suplemento de alimento por parte de los acuicultores (Aguirre-Muñoz *et al.*, 2001), por lo que esta actividad económica se encuentra subsidiada de manera natural (Rodríguez-Cardozo, 2007).

5. Metodología

Se colectaron muestras de agua, para el análisis de SiD en BSQ durante 3 periodos de muestreo (Tabla I) y durante un muestreo posterior para la colecta de muestras de sedimento para la determinación de clorofila *a*, ópalo biogénico, tamaño de grano y carbono orgánico. Los muestreos de mayo-junio de 2004 y de mayo-julio de 2005 de aquí en adelante se consideran como periodos de primavera, mientras que el periodo de septiembre-octubre de 2004 será referido como verano.

Tabla I. Fecha de los muestreos y tipos de muestras colectadas

Fecha	Transectos	Agua	Sedimento
22 de mayo - 25 de junio de 2004	9	X	
14 de sep. - 15 de oct. de 2004	10	X	
27 de mayo - 7 de julio de 2005	14	X	
20 - 23 de mayo de 2008	1		X

5.1 Obtención de muestras

Para cada transecto, se colectaron muestras de agua superficiales para todas las 25 estaciones (Fig. 1a) y de fondo (~2m) en las estaciones 2, 3, 6 y 8, utilizando botellas Niskin. En la tabla I se muestra el número de transectos para cada periodo de muestreo. Cada transecto se realizó en 2 días, durante el primer día se obtuvieron las muestras de la estación 2 a la estación 12, durante el segundo día se obtuvieron las muestras de la estación 14 a la 30. Entre cada transecto se dejó pasar por lo general 1 día. La temperatura se midió *in situ* utilizando un termómetro de cubeta con una resolución de 0.5 °C. Las muestras para salinidad y SiD fueron almacenadas en frascos de polietileno hasta su

análisis en el laboratorio. A bordo del bote, las muestras para SiD fueron filtradas a través de filtros GF/F (pre-quemados) y se mantuvieron a en hielo a una temperatura ~ 4 °C.

Las muestras de sedimentos fueron colectadas en las 75 estaciones mostradas en la figura 1b. En las estaciones mas someras (< 2.5 m de profundidad) los sedimentos se colectaron utilizando un nucleador construido en nuestro laboratorio, con tubos de PVC de 1.5 pulgadas de diámetro y con una válvula check adaptada para generar succión durante la extracción del nucleador. En las estaciones con mayor profundidad, los sedimentos se colectaron con una draga Van Veen. En ambos casos, se colectaron los primeros 5 mm de la superficie del sedimento, se almacenaron en bolsas de plástico y se mantuvieron a 4 °C en la oscuridad hasta su análisis.

Los datos de evaporación y precipitación de la Estación Santa María Del Mar ubicada a 2 km de la laguna, fueron proporcionados la Dirección Técnica. Organismo de Cuenca, Península de B. C. de la Comisión Nacional del Agua.

El índice de surgencias fue calculado a partir de datos de viento de QuikSCAT (<http://airsea-www.jpl.nasa.gov/DATA/QUIKSCAT/wind/>) utilizando las ecuaciones descritas en Shwing et al. (1996). Se calcula el estrés del viento en la superficie del mar utilizando la siguiente fórmula:

$$\vec{\tau} = \rho_a C_d |\vec{v}| \vec{v}$$

en donde $\vec{\tau}$ es el vector del estrés del viento, ρ_a es la densidad del viento, C_d es el coeficiente empírico de fricción y \vec{v} es el vector de viento estimado cerca

a la superficie del mar con magnitud $|\vec{v}|$. Finalmente se calcula el transporte de Ekman utilizando la siguiente ecuación:

$$\vec{M} = \frac{1}{f} \vec{v} \times \vec{k}$$

donde, \vec{k} es el vector unitario dirigido verticalmente hacia arriba. El transporte de Ekman se descompone en la componente paralela y normal a la orientación de la línea de costa. La magnitud de la componente hacia fuera de la costa es considerada como un índice de la cantidad de agua surgida. Sus unidades son $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ por cada 100 m de línea de costa.

5.2 Análisis de muestras

La salinidad se determinó utilizando un salinómetro Guildline 4800B. Para los análisis de SiD se utilizó un autoanalizador de nutrientes Skalar SAN^{plus} de flujo segmentado basado en el procedimiento modificado descrito por Armstrong *et al.* (1967), con una precisión de 0.01 μM y un límite de detección de 0.3 μM .

Para la determinación de clorofila *a* en los sedimentos se realizó una extracción adicionando 18 ml de acetona al 100% a 1 g de sedimento y se mantuvo por 24 hrs en la oscuridad de acuerdo al procedimiento de Edmunds *et al.* (2004). Posteriormente se adicionaron 2 ml de agua destilada a la muestra para obtener un volumen de 20 ml de acetona al 90%. Posteriormente las muestras fueron centrifugadas y analizadas utilizando un espectrofotómetro UV-

Vis Varian Cary 50. Las lecturas se realizaron a 664 nm antes y después de la acidificación (0.08 ± 0.01 ml de HCl 0.01 N) para la corrección por feofitina (Lorenz, 1967).

Para determinar el contenido de ópalo en los sedimentos se realizó una extracción alcalina de acuerdo al método descrito por Kamatani y Oku (2000). Para la extracción de SiD se utilizaron frascos de polietileno de 50 ml, en los cuales se colocaron de 20-30 mg de sedimento (peso seco) y se le agregó 40 ml de Na_2CO_3 0.5 M. La digestión se llevó a cabo colocando los frascos a 100°C en un baño de agua por 20 minutos. Después de este tiempo, las muestras se agitaron vigorosamente y se dejaron enfriar. Finalmente las muestras fueron filtradas a través de filtros de fibra de vidrio GF/F y el filtrado fue utilizado para la determinación de SiD presente en la muestras.

Para determinar el de tamaño de grano del sedimento las muestras fueron previamente secadas y homogenizadas, posteriormente fueron analizadas utilizando un analizador laser de partículas marca HORIBA modelo LA-910.

Las muestras para contenido de carbono orgánico fueron previamente secadas a $\sim 40^\circ\text{C}$. Posteriormente las muestras fueron acidificadas con HCl al 10% para la eliminación de carbonatos y posteriormente fueron maceradas. Se pesaron 2 mg de sedimento en cápsulas de estaño para determinar el contenido de carbono orgánico, utilizando un analizador elemental LECO CHNS-932.

5.3 Modelo de LOICZ

Para determinar los flujos no conservativos de SiD se utilizó el modelo de balance de masa del programa LOICZ-IGBP (Gordon *et al.*, 1996). Con base en la distribución de la salinidad, se decidió dividir BSQ en 4 cajas (Fig. 1). El brazo este conocido como Bahía San Quintín, se dividió en dos cajas, la caja A corresponde a la zona más interna, tiene un área de 4 km² y una profundidad promedio de 1 m; la caja B corresponde a la zona externa del brazo Bahía San Quintín y presenta un área de 12.7 km². La caja C corresponde al brazo oeste conocido como Bahía Falsa y tiene un área superficial de 10.5 km². La caja D corresponde a la boca de la Bahía, tiene un área de 16.2 km² y es la única caja que presenta una conexión con el océano. Las cajas B, C y D tienen una profundidad promedio de 2 m. La salinidad y la concentración de SiD utilizadas en el modelo para cada caja se obtuvieron calculando el promedio ponderado por el volumen de las secciones correspondientes a cada una de las estaciones. El modelo de LOICZ considera necesario realizar tres pasos consecutivos: un balance de agua, un balance de sal y el balance de SiD y se describen a continuación.

5.3.1 Balance de agua

Para realizar el balance de agua se supuso que el volumen del sistema se encuentra en estado estacionario. Considerando que los aportes fluviales, el agua subterránea y las descargas antropogénicas en BSQ son escasas, es posible suponer que la conservación del volumen de agua está determinada por la evaporación (V_E), la precipitación (V_P) y el flujo residual (V_R)

$$0 = V_P - V_E + V_R$$

Para BSQ, V_R representa el flujo requerido para compensar el agua perdida por el exceso de evaporación. El flujo residual de la caja B a la caja A ($V_{R(B-A)}$) y de la caja D a la caja C ($V_{R(D-C)}$) se calculó con la siguiente ecuación:

$$V_R = -V_P + V_E$$

Para calcular el flujo residual de la caja D a la caja B ($V_{R(D-B)}$) es necesario considerar el flujo residual que se presenta desde la caja B hacia la caja A (i.e. una pérdida de agua en la caja B). El cálculo se realiza de la siguiente manera:

$$V_{R(D-B)} = -V_P + V_E + V_{R(B-A)}$$

Finalmente, en el cálculo del flujo residual del océano hacia la caja D ($V_{R(Oce-D)}$) se consideraron los flujos de agua desde la caja D hacia las cajas B y C, mediante la siguiente ecuación:

$$V_{R(Oce-D)} = -V_P + V_E + V_{R(D-B)} + V_{R(D-C)}$$

5.3.2 Balance de Sal

El balance de sal en la caja A, en estado estacionario es

$$0 = V_P S_P - V_E S_E + V_{R(B-A)} S_{R(B-A)} + V_X S_B - V_X S_A$$

En donde $S_{R(B-A)}$ es la salinidad del flujo residual, la cual se obtiene del promedio de la salinidad de la caja B y la caja A. $V_{X(B-A)}$ es el flujo de mezcla entre la caja B y la caja A. S_A y S_B son las salinidades de la caja A y de la caja

B respectivamente. Si consideramos que la salinidad del flujo de evaporación y de precipitación es cero, el flujo de mezcla se calcula de la siguiente manera

$$V_{X(B-A)} = -V_{R(B-A)} S_{R(B-A)} / (S_B - S_A)$$

Para las otras cajas se obtienen ecuaciones similares. En los casos de las cajas B y D, no se consideran los flujos con las cajas internas, ya que en balance, el flujo neto de sal con dichas cajas es igual a cero, ya que la salinidad es una propiedad conservativa y se ha supuesto que se encuentra en estado estacionario. De esta manera se obtienen las siguientes ecuaciones para el cálculo de los flujos de mezcla:

$$V_{X(D-C)} = -V_{R(D-C)} S_{R(D-C)} / (S_D - S_C)$$

$$V_{X(D-B)} = -V_{R(D-B)} S_{R(D-B)} / (S_D - S_B)$$

$$V_{X(Oce-D)} = -V_{R(Oce-D)} S_{R(Oce-D)} / (S_{Oce} - S_D)$$

5.3.3 Balance de SiD

El balance de masa de un elemento no conservativo (Y) en estado estacionario ($d(VY)/dt = 0$) es

$$0 = V_R Y_R + V_X (Y_2 - Y_1) + \Delta Y$$

En donde ΔY representa el flujo no conservativo de Y , Y_1 representa la concentración de Y dentro del sistema y Y_2 representa la concentración en el sistema adyacente, Y_R es la concentración asociada al flujo residual. Las ecuaciones utilizadas para las cajas A y C son las siguientes:

$$\Delta SiD_A = -V_{R(B-A)} SiD_{R(B-A)} - V_{X(B-A)} (SiD_B - SiD_A)$$

$$\Delta SiD_C = -V_{R(D-C)} SiD_{R(D-C)} - V_{X(D-C)} (SiD_D - SiD_C)$$

Para la estimación del flujo no conservativo de la caja B y de la caja D se considera el intercambio con las otras cajas y en el caso de la caja D, también se considera el intercambio con el océano, ya que los elementos no conservativos no sólo están controlados por el forzamiento físico (marea y viento) y se calculan de la siguiente manera:

$$\Delta SiD_B = -V_{R(D-B)} SiD_{R(D-B)} + V_{R(B-A)} SiD_{R(B-A)} - V_{X(D-B)} (SiD_D - SiD_B) + V_{X(B-A)} (SiD_B - SiD_A)$$

$$\begin{aligned} \Delta SiD_D = & -V_{R(Oce-D)} SiD_{R(Oce-D)} + V_{R(D-B)} SiD_{R(D-B)} + V_{R(D-C)} SiD_{R(D-C)} \\ & - V_{X(Oce-D)} (SiD_{Oce} - SiD_D) + V_{X(D-B)} (SiD_D - SiD_B) + V_{X(D-C)} (SiD_D - SiD_C) \end{aligned}$$

5.3.4 Tiempo de residencia

Se calculó el tiempo de residencia para cada una de las cajas y para cada transecto a partir de la siguiente ecuación,

$$\tau = \frac{V}{V_X + |V_R|}$$

en donde V es el volumen total de la caja, V_X es el flujo de mezcla y $|V_R|$ es el valor absoluto del flujo residual.

5.3.5 Análisis de propagación de errores.

Se llevó a cabo un análisis de propagación de errores con el objetivo de calcular la incertidumbre en la estimación de los flujos no conservativos de SiD y del tiempo de residencia del agua en BSQ. Para este fin, se consideraron todos los errores asociados con los cálculos del balance de agua, el balance de sal y de los flujos no conservativos de SiD. De aquí en adelante se presenta el

error estándar tanto de los tiempos de residencia como de los flujos no conservativos de SiD y representa una medida de la incertidumbre propagada de cada una de las estimaciones.

6. Resultados

6.1 Condiciones oceanográficas y balances de SiD en BSQ.

Los tres periodos de muestreo estuvieron caracterizados por diferentes etapas de la surgencia, en la primavera de 2004 (Fig. 4b), se presentaron surgencias intensas ($100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$) pero intermitentes, es decir que entre cada pulso de surgencia existieron índices de surgencia menores a $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$. Aunque dicha condición no fue dominante para todo el periodo (Fig. 4b), la presencia de las surgencias ocasionaron que la concentración promedio para todos los transectos de las estaciones oceánicas, de SiD ($13.6 \pm 1.0 \text{ } \mu\text{M}$) y de nitratos ($6.8 \pm 1.2 \text{ } \mu\text{M}$) fueran altas en comparación con el periodo de verano (Fig. 2). En contraste, en primavera de 2005, se detectaron surgencias intensas y persistentes durante 17 días (Fig. 10b), ocasionado que la concentración promedio de nitratos y SiD (12.3 ± 0.7 y $21.3 \pm 1.5 \text{ } \mu\text{M}$, respectivamente) en las estaciones oceánicas fuera la máxima detectada para los 3 periodos de muestreo (Fig. 2). Durante el periodo de verano de 2004, la concentración de SiD y de nitratos fue menor que para ambas primaveras (8.1 ± 0.6 y $1.1 \pm 0.1 \text{ } \mu\text{M}$, respectivamente), reflejando la ausencia de surgencias intensas (Fig.7).

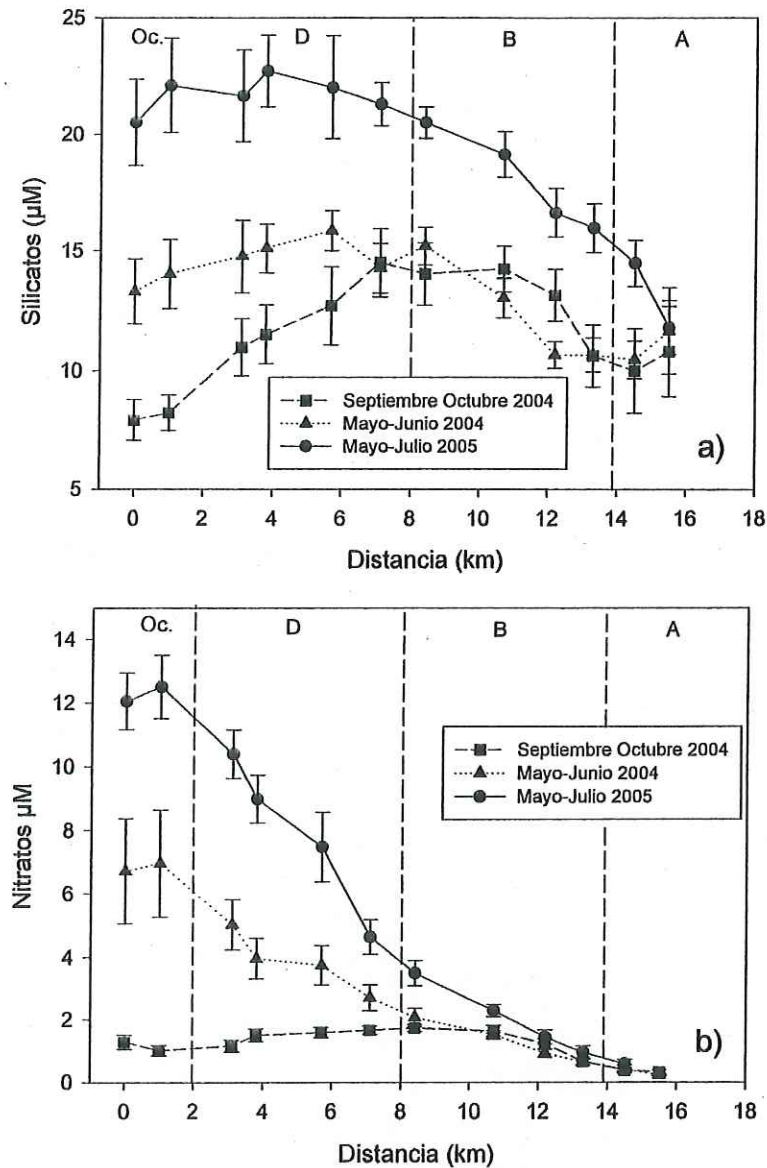


Figura 2. Concentración promedio de todos los transectos para cada estación de la distribución de SiD (a) y de nitratos (b) al interior de BSQ para los tres periodos de muestreo, las barras representan el error estándar.

La variación temporal de la temperatura en las muestras oceánicas (Fig. 3a-c) indica que cada una de las campañas de muestreo mostró una evolución contrastante en las condiciones oceanográficas, es decir, la temperatura estuvo determinada por las variaciones de la surgencia. Durante la primavera del 2004,

la tendencia general indica un calentamiento de las aguas oceánicas conforme transcurrió esta campaña realizada en un periodo de 35 días. La temperatura mínima fue observada durante el T3 (13.3 °C) que fue precedido por un periodo de 10 días de los cuales 7 días presentaron un índice de surgencias mayor que $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$. En contraste, las temperaturas máximas (~17 °C) observadas durante los últimos 8 días de la campaña se presentaron cuando las surgencias presentaron los valores mínimos. En el mar adyacente, la concentración de SiD para la primavera de 2004, varió de 14 a 19 μM durante los primeros transectos (T1-T3) y para el transecto T7. Para el resto de los transectos la concentración varió de 10 a 12 μM . Esta tendencia coincidió con la variación del índice de surgencias, detectando al inicio del muestreo pulsos mayores a $150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$ y al finalizar el muestreo el índice se mantuvo por debajo de $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$.

Para el 2005, durante los primeros 6 transectos (16 días) la concentración promedio de SiD en las estaciones oceánicas se incrementó de 12 a 21 μM como resultado de un periodo con pulsos de surgencias intermitentes mayores a $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$. Durante los últimos 6 transectos (T9-T14) la concentración de SiD fue mayor a 25 μM ; estos transectos fueron realizados durante un periodo de surgencias intensas ($>100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$), pero a diferencia del primer periodo, la alta intensidad de las surgencias fue persistente durante los 16 días. Entre ambos periodos de surgencias intensas se presentó un periodo relativamente largo de relajación (5 días), durante el

cual se detectó la concentración promedio mínima de SiD y nitrato (7 y 3 μM , respectivamente) en el océano (Fig. 3).

Con base en lo anterior, se decidió agrupar a los transectos en grupos de acuerdo a las condiciones de surgencia, así como a la mezcla ocasionada por la marea que afectó la forma de la distribución espacial de SiD al interior de BSQ (Tabla II).

Tabla II. Clasificación de los transectos de los tres periodos de muestreo de acuerdo a las características de marea y de surgencia.

		Transectos	Marea	Surgencia
Primavera 2004	Grupo 1	T1, T2, T3	Transición de marea	Surgencia intensa intermitente
	Grupo 2	T4, T5	Marea viva	Surgencia débil
	Grupo 3	T7, T8, T9, T10	De marea viva a muerta	Surgencia débil
		Transectos	Marea	Surgencia
Verano 2004	Grupo 1	T2, T3	Final de marea viva	Surgencia débil
	Grupo 2	T4, T5, T8, T9, T10	Marea muerta	Surgencia débil
	Grupo 3	T6, T7, T11	Marea viva	Surgencia débil
		Transectos	Marea	Surgencia
Primavera 2005	Grupo 1	T1, T7	Marea muerta	Relajación
	Grupo 2	T2, T3, T4, T5, T6, T8	Marea viva/muerta	Surgencia intensa intermitente
	Grupo 3	T9, T10, T11, T12, T13, T14	Marea viva/muerta	Surgencia intensa persistente

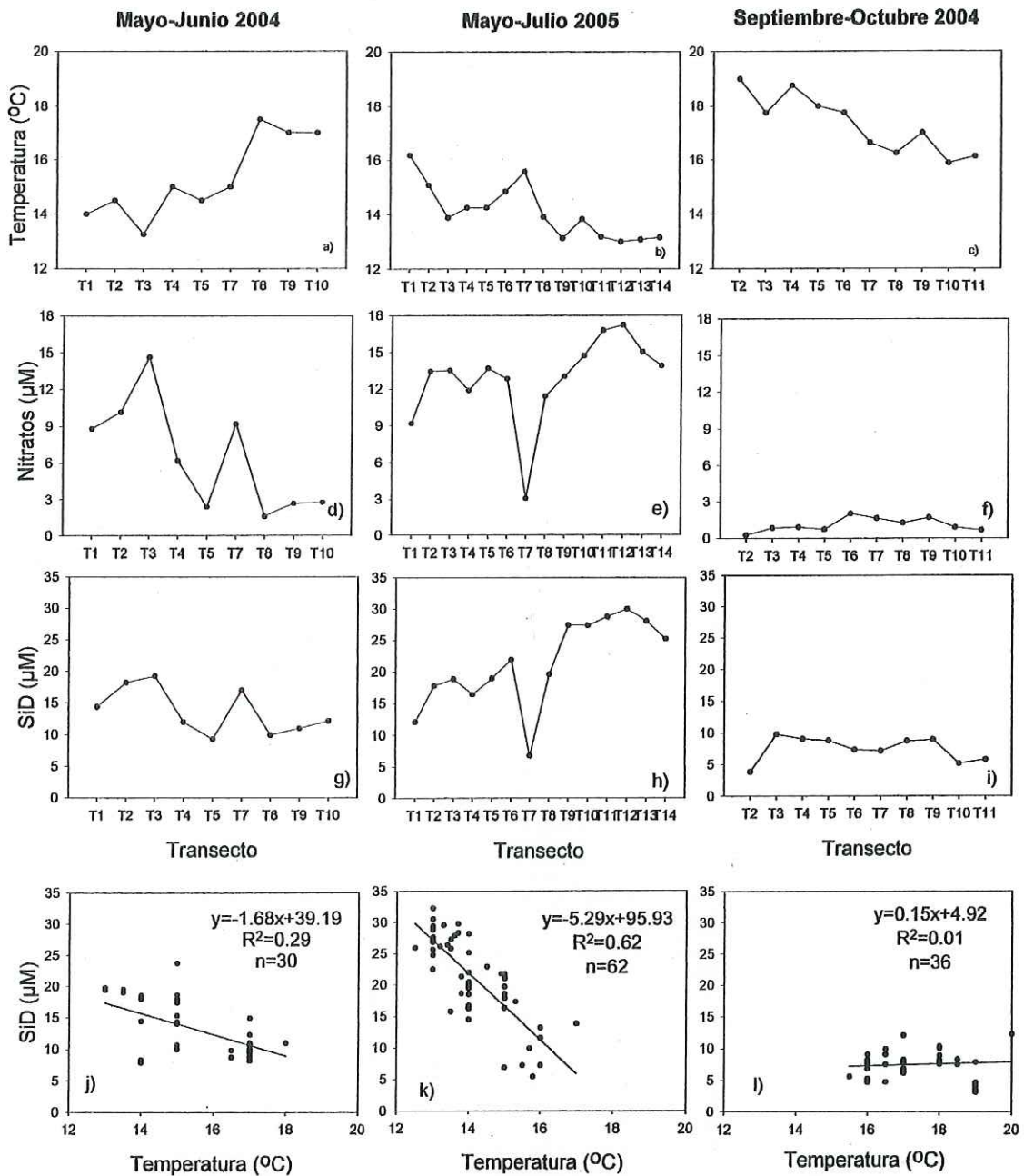


Figura 3. Variación de la temperatura (a, b, c), concentración de nitratos (d, e, f), SiD (g, h, i) y el análisis de regresión entre la temperatura y el SiD (j, k, l) en las estaciones oceánicas (2 y 3, superficie y fondo) para cada muestreo. Para las gráficas (a-i) se utilizaron los promedios para cada transecto, mientras que para las regresiones (j-l) se utilizaron todos los valores.

6.1.1 Primavera de 2004

De acuerdo con las condiciones de marea y surgencia del muestreo realizado durante mayo-junio de 2004, los transectos se clasificaron en 3 grupos (Tabla II). Los transectos correspondientes al primer grupo (T1, T2 y T3) se realizaron en un periodo de transición entre mareas vivas (fin de mareas vivas, mareas muertas e inicio de mareas vivas) (Fig. 4a). El índice de surgencias presentó los valores más altos ($>100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$) durante este periodo, aunque los eventos de surgencias fueron intermitentes (Fig. 4b). Los transectos correspondientes al segundo grupo (T4 y T5) se realizaron durante un periodo en el que se combinó la presencia de mareas vivas con índices de surgencias por debajo de $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$ (Fig. 4a y b). El grupo 3 incluye los transectos del T7 al T10, los tres primeros se realizaron durante mareas vivas, mientras que el T10 se realizó durante mareas muertas (Fig. 4a). Durante la realización de estos transectos el índice de surgencias se mantuvo la mayor parte del tiempo debajo de $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$ incluyendo un periodo de relajación de ~6 días (T7 y T8) (Fig. 4b).

De manera general, la temperatura y la salinidad para los tres grupos se incrementaron del océano hacia el interior de la laguna (Fig. 4b y c). La temperatura promedio mínima ($14 \text{ }^\circ\text{C}$) se presentó en las estaciones oceánicas del grupo 1, reflejando las condiciones de surgencias más intensas. En contraste, la temperatura máxima en las estaciones oceánicas se presentó en los transectos del grupo 3 ($16.6 \text{ }^\circ\text{C}$), reflejando las condiciones de surgencia

débil. La salinidad en las estaciones oceánicas estuvo entre los 33.5 y 33.8, presentando la mínima en el grupo 3.

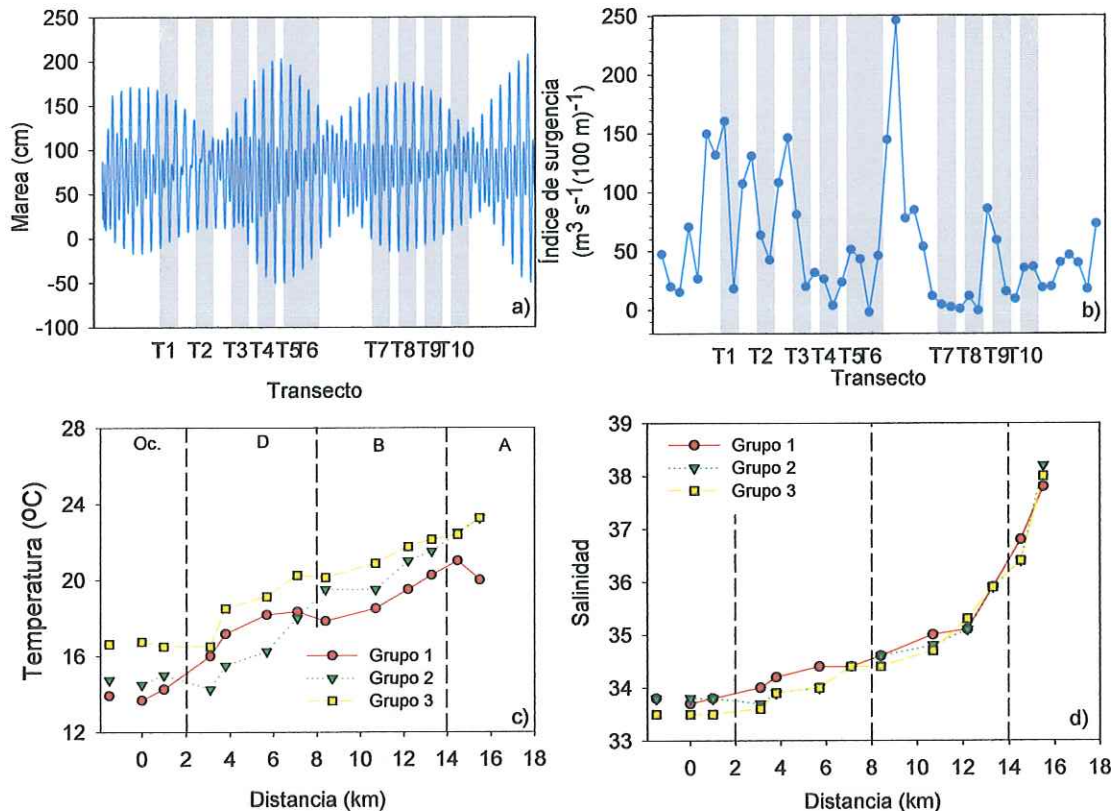


Figura 4. Serie de tiempo de la altura de la marea (a) y de las surgencias (b) durante el periodo de muestreo de mayo-junio de 2004. En las gráficas (c) y (d) se muestra la distribución de la temperatura y la salinidad del promedio de cada uno de los grupos para bSQ. Los símbolos anteriores al cero representan el promedio de las estaciones oceánicas y para este promedio se consideran las estaciones superficiales y de fondo de las estaciones 2 y 3. Las líneas punteadas de las gráficas c y d representan la división de las cajas de la figura 1, en la gráfica (c) se muestra en nombre de cada caja (A, B y D), así como las estaciones oceánicas (Oc).

La concentración promedio de SiD en las estaciones oceánicas presentó la máxima en el grupo 1 (17.9 μM), indicando los aportes provenientes de la surgencia. Para este grupo (Fig. 5a), la concentración disminuyó hacia el interior de la laguna presentando la concentración más baja en la caja B (12.1 μM). Para el grupo 2 la concentración promedio de SiD estuvo entre 9.3 y 12.8

μM (Fig. 5b), excepto en la estación más interna de bSQ, donde se detectó la concentración promedio máxima ($16.4 \mu\text{M}$). Para el grupo 3 (Fig. 5c), el SiD presentó las concentraciones más altas en la zona de la caja D ($17.5 \mu\text{M}$), mayores que en las estaciones oceánicas y disminuyendo al interior de ambos brazos y presentando la mínima promedio en la caja A ($7.9 \mu\text{M}$).

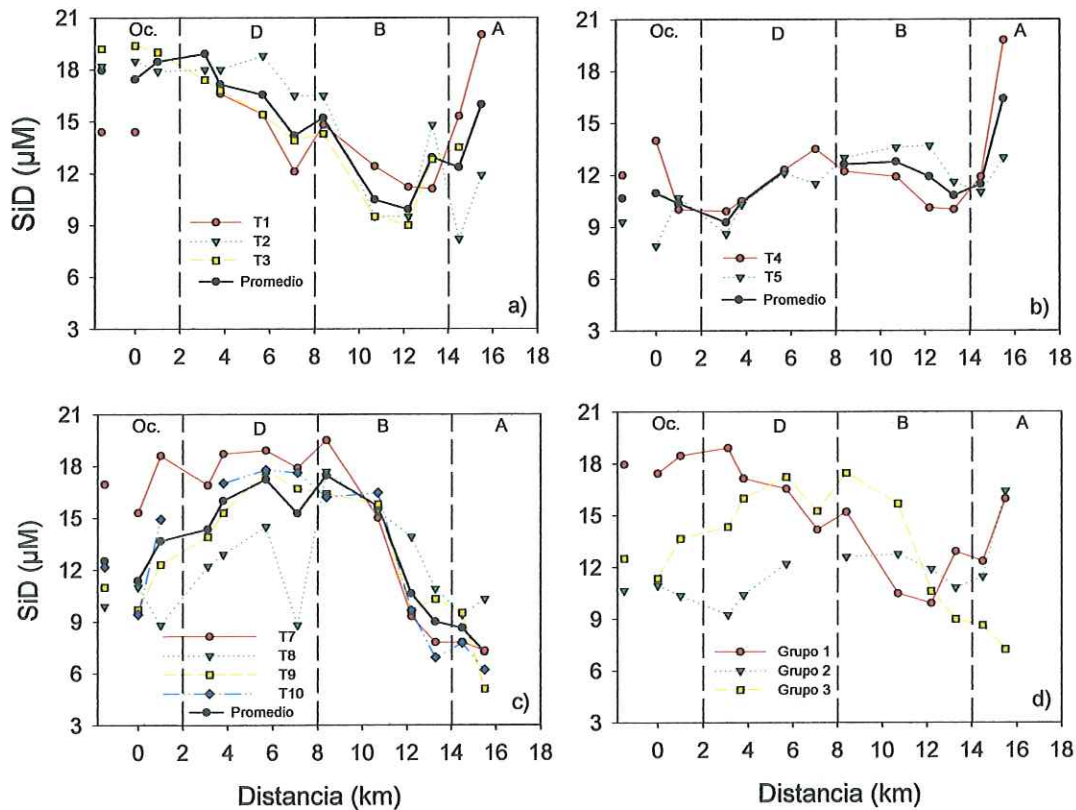


Figura 5. Distribución de SiD del océano al interior de bSQ para el grupo 1 (a), el grupo 2 (b) y el grupo 3 (c) del muestreo de mayo-junio de 2004. La gráfica (d) muestra el promedio de cada uno de los grupos. Las líneas punteadas representan la división de las cajas (A, B, C, D y Oc.).

Los balances de SiD obtenidos con el modelo de LOICZ, para mayo-junio de 2004 en la caja D (Fig. 6), resultaron ser positivos para casi todos los transectos, el flujo máximo se obtuvo para el transecto T9 ($5.1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) mientras que el mínimo positivo fue durante en el transecto T7 ($1.2 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

1). Los flujos negativos se obtuvieron en los transectos T3 y T5 (-0.8 y -0.4 mmol m⁻² d⁻¹ respectivamente). Los balances mostraron que la mayor parte del tiempo las cajas B y C importaron SiD, obteniéndose flujos no conservativos negativos entre -0.2 y -1.9 mmol m⁻² d⁻¹ en la caja B y entre -0.40 y -1.8 mmol m⁻² d⁻¹ en la caja C. Los flujos positivos se obtuvieron para los transectos T5 y T8 (0.6 y 0.9 mmol m⁻² d⁻¹, respectivamente) en la caja B y en los transectos T4, T5 y T8 en la caja C (0.5-2.3 mmol m⁻² d⁻¹). Los balances obtenidos en la caja A resultaron ser negativos en la mayoría de los casos (-0.2 a -0.8 mmol m⁻² d⁻¹), los flujos positivos se encontraron en los transectos T1, T3 y T4 y oscilaron alrededor de 0.3 mmol m⁻² d⁻¹.

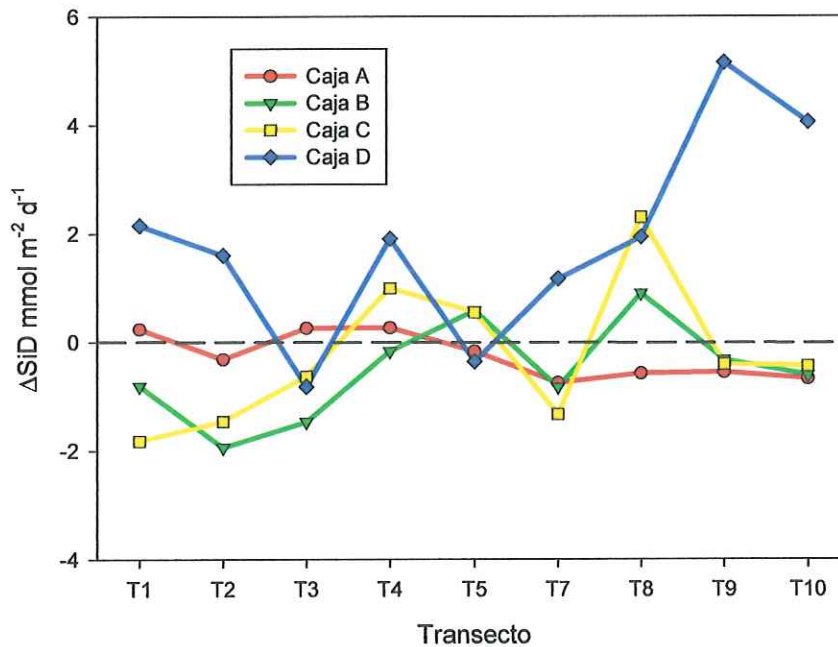


Figura 6. Flujos no conservativos de SiD para el periodo de mayo-junio de 2004 para las 4 cajas en BSQ. Los flujos positivos indican un aporte interno de SiD a la caja mientras que los flujos negativos indican una remoción.

6.1.2 Verano del 2004

Los transectos del muestreo de septiembre-octubre de 2004 se dividieron en 3 grupos (Tabla II). Durante este muestreo se presentaron 2 periodos de marea viva y dos de marea muerta (Fig. 7b). Los índices de surgencia fueron menores que $100 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$ durante la mayor parte del periodo de muestreo (Fig. 7a). La baja intensidad de las surgencias se reflejó en la pequeña variación de la temperatura, la salinidad y el SiD en las estaciones oceánicas (Fig. 7 y 8). Por lo anterior, se decidió agrupar a los transectos con base en las condiciones de la marea. Los transectos del grupo 1 (T2 y T3) se realizaron al final de una marea viva, los transectos del grupo 2 (T4, T5, T8, T9 y T10) se realizaron durante mareas muertas y los transectos del grupo 3 (T6, T7 y T11) durante mareas vivas.

Para todos los transectos la temperatura fue mayor a $16 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en las estaciones oceánicas (Fig. 7c). La temperatura en los grupos 1 y 2 se incrementó de las estaciones oceánicas hacia el interior de la laguna, presentándose en la caja A la máxima de $25.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ para el grupo 1 y de $22.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ para el grupo 2. En el grupo 3 la temperatura se mantuvo prácticamente constante de las estaciones oceánicas a las de la caja D, incrementándose a partir de la caja B y presentando la máxima en la caja A ($22.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$). La salinidad para los 3 grupos se incrementó hacia el interior de la laguna (Fig. 7d), presentando un mayor incremento a partir de la caja B. La salinidad promedio para los 3 grupos en las estaciones oceánicas fue de 33.3, mientras que en la

caja A las salinidades promedio fueron de 36.5, 36.7 y 35.7 para el grupo 1, 2 y 3 respectivamente.

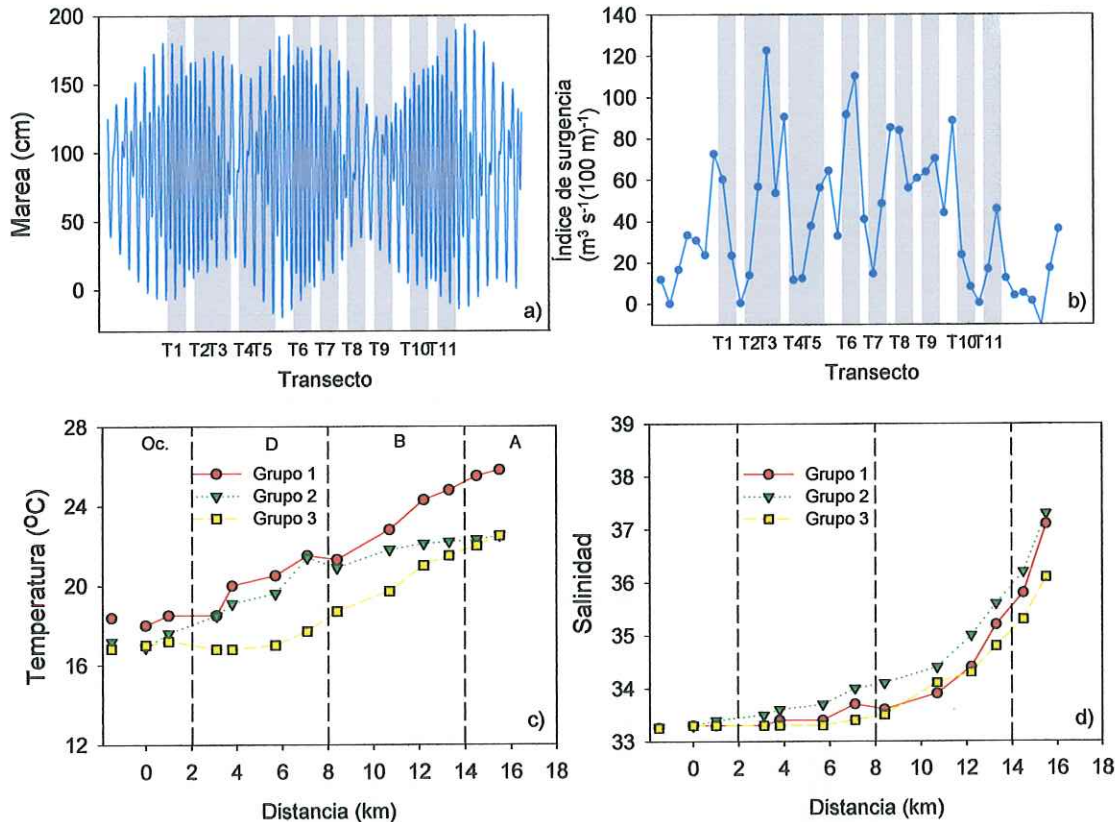


Figura 7. Serie de tiempo de la altura de la marea (a) y de las surgencias (b) durante el periodo de muestreo de septiembre-octubre de 2004. En las gráficas (c) y (d) se muestra la distribución de la temperatura y la salinidad del promedio de cada uno de los grupos para bSQ. Las líneas punteadas representan la división de las cajas (A, B, C, D y Oc.).

La concentración promedio de SiD en las estaciones oceánicas fue 6.8 μM para los grupos 1 y 3 y 8.1 μM para el grupo 2 (Fig. 8d). El SiD en los transectos del grupo 1 se incrementó del océano al interior de la laguna (Fig. 8a), presentando la concentración máxima en la estación más interna (21.3 μM) de bSQ. El grupo 2 (Fig. 8b) presentó la concentración máxima en la caja D (14.7 μM). En las cajas B y A la concentración disminuyó, presentando en la

caja A la concentración promedio mínima ($7.9 \mu\text{M}$). Para el grupo 3 el SiD estuvo entre 7 y $11 \mu\text{M}$ en las estaciones oceánicas y en la caja D, incrementándose en la caja B donde se presentó un máximo promedio de $15.2 \mu\text{M}$ (Fig. 8c). Para este grupo la concentración mínima se presentó en la estación más interna de la caja A ($7.5 \mu\text{M}$).

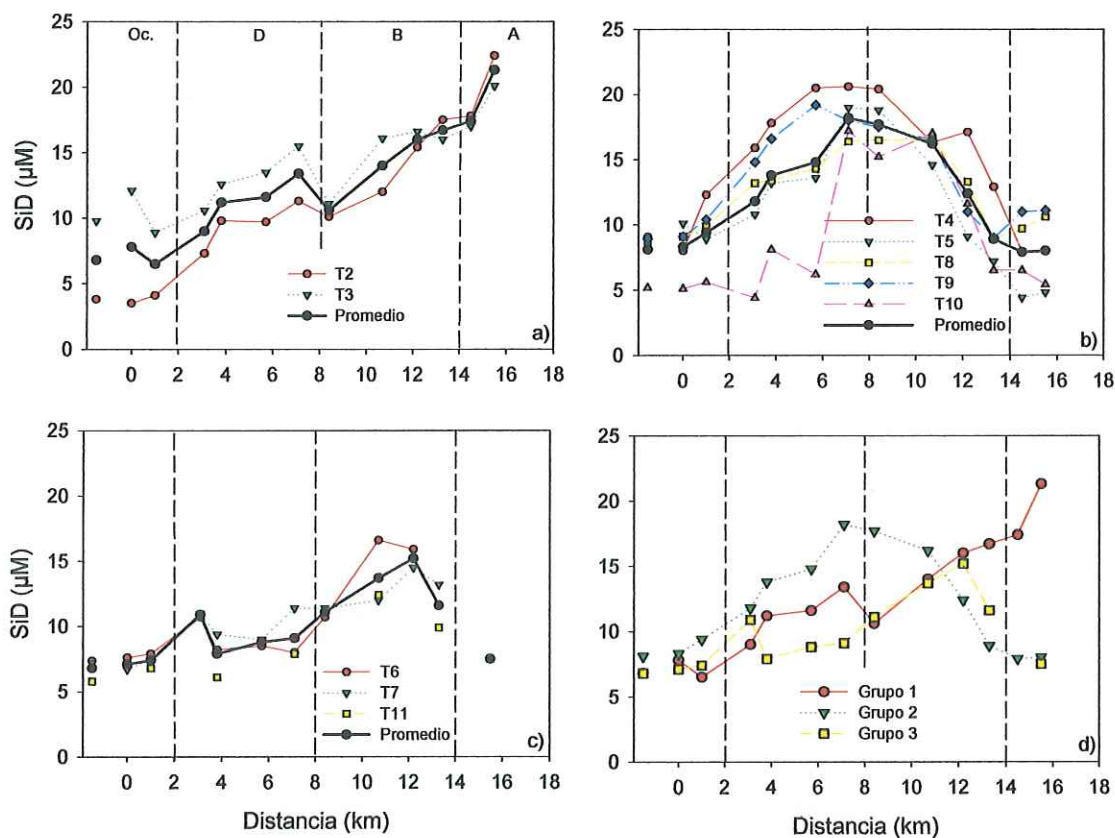


Figura 8. Distribución de SiD del océano al interior de bSQ para el grupo 1 (a), el grupo 2 (b) y el grupo 3 (c) del muestreo de septiembre-octubre de 2004. La gráfica (d) muestra el promedio de cada uno de los grupos. Las líneas punteadas representan la división de las cajas (A, B, C, D y Oc.).

Los balances obtenidos con el modelo de LOICZ para septiembre-octubre de 2004 mostraron que la caja D exportó SiD durante todo el periodo, con flujos entre 1.6 y $7.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Fig. 9). Para esta caja no se muestran los balances obtenidos para los transectos T2 y T11, ya que para poder obtener

resultados del modelo confiables los gradientes de salinidad deben de ser mayores a 0.3 (Gordon *et al.*, 1996) y en estos casos el gradiente es menor 0.2. Durante todo el periodo la caja C se comportó como fuente de SiD, obteniéndose un flujo mínimo de $0.6 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en el transecto T4 y un máximo de $2.4 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para T3. En la caja B los flujos para los transectos del grupo 1 y del grupo 3 fueron positivos obteniendo un flujo máximo para el transecto T6 ($3.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y un mínimo para los transectos T5 y T8 ($0.1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Para los transectos correspondientes al grupo 2 (excepto el transecto T10), la caja B fue un sumidero de SiD, los flujos variaron de -0.8 a $-0.3 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. A excepción de los transectos del grupo 1 (T2 y T3) la caja A se comportó como un sumidero de SiD, los flujos variaron de -0.7 a $-0.3 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

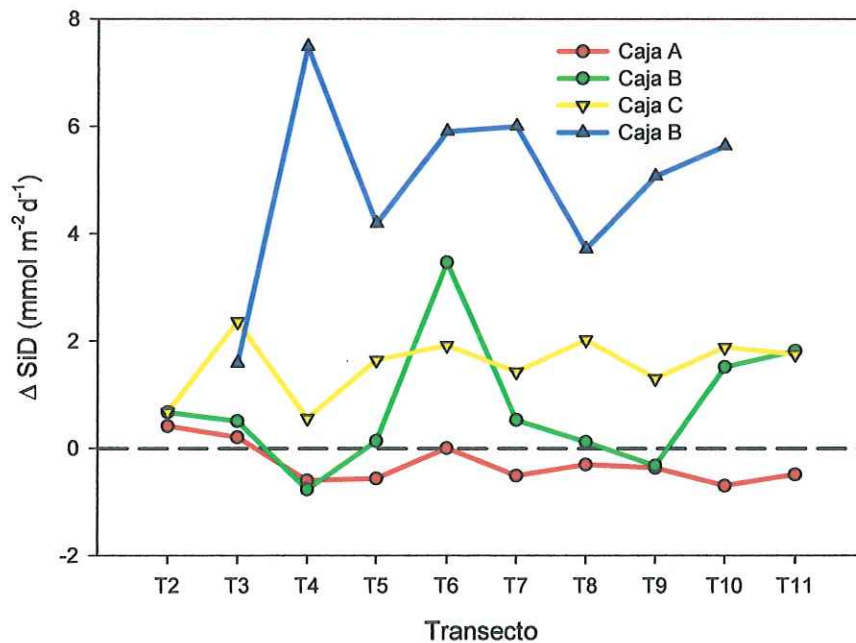


Figura 9. Flujos no conservativos de SiD para el periodo de septiembre-octubre de 2004 para las 4 cajas en BSQ.

6.1.3 Primavera de 2005

El muestreo de mayo-julio de 2005 se dividió en tres grupos con base en las variaciones de la marea y la intensidad de las surgencias (Tabla II). El primer grupo estuvo compuesto por los transectos T1 y T7, caracterizados por mareas muertas y precedidos por un periodo de relajación de surgencias de ~3 días. El segundo grupo (T2, T3, T4, T5, T6 y T8) se caracterizó por la presencia de mareas vivas (con una amplitud máxima de ~200 cm) y surgencias intensas ($>100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$) pero poco persistentes. Las condiciones oceanográficas del tercer grupo (T9, T10, T11, T12, T13 y T14) se caracterizaron por la presencia de mareas vivas (con amplitud máxima de 250 cm) y condiciones de surgencias intensas y persistentes (i.e. las surgencias intensas estuvieron presentes durante casi todos los transectos del grupo 3).

Durante todos los transectos la temperatura incrementó de las estaciones oceánicas al interior de ambos brazos. La temperatura en las estaciones oceánicas estuvo afectada por los eventos de surgencias (Fig. 10 b y c), el valor promedio más bajo se presentó para el grupo 3 ($13.2 \text{ }^\circ\text{C}$), mientras que el valor máximo fue el promedio del grupo 1 ($15.9 \text{ }^\circ\text{C}$). La salinidad se incrementó del océano hacia el interior de ambos brazos, oscilando en las estaciones oceánicas alrededor de 33.8 durante todos los transectos y presentando los valores máximos en la estación más interna de la caja A (>36.5).

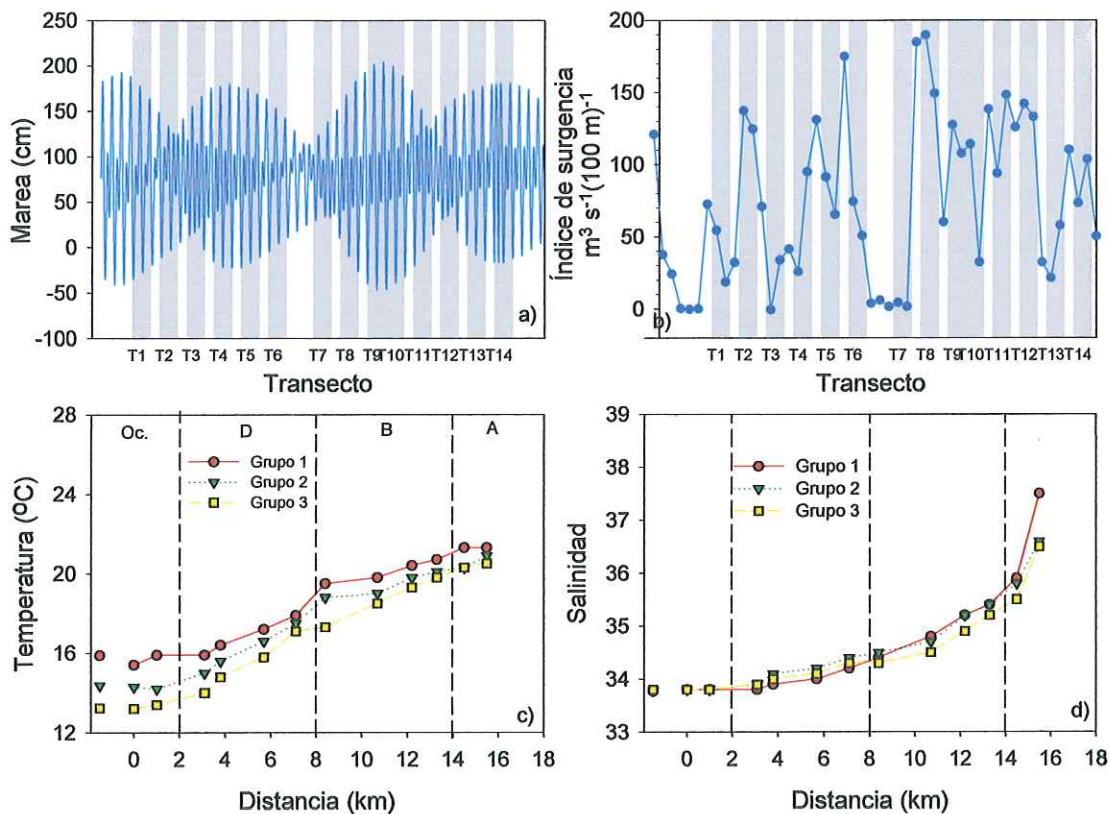


Figura 10. Serie de tiempo de la altura de la marea (a) y de las surgencias (b) durante el periodo de muestreo de mayo-julio de 2005. En las gráficas (c) y (d) se muestra la distribución de la temperatura y la salinidad del promedio de cada uno de los grupos para bSQ. Las líneas punteadas representan la división de las cajas (A, B, C, D y Oc.).

En los transectos del grupo 1 (Fig. 11a), la concentración de SiD se incrementó de las estaciones oceánicas ($9.44 \mu\text{M}$) hasta la caja B, en donde se presentaron los valores máximos ($>20 \mu\text{M}$). Las estaciones oceánicas en el grupo 2 presentaron concentraciones de SiD entre 16.4 y $21.8 \mu\text{M}$ (Fig. 11b). La concentración promedio de SiD para este grupo varió de 13.6 a $20.6 \mu\text{M}$. De manera general se observaron las máximas concentraciones en la caja D y las mínimas en el interior de ambos brazos. Para el grupo 3, la concentración de SiD disminuyó del océano hacia el interior de ambos brazos, presentando en las

estaciones oceánicas una concentración promedio de $27.7 \mu\text{M}$ y un mínimo promedio en la estación más interna de bSQ de $8.7 \mu\text{M}$.

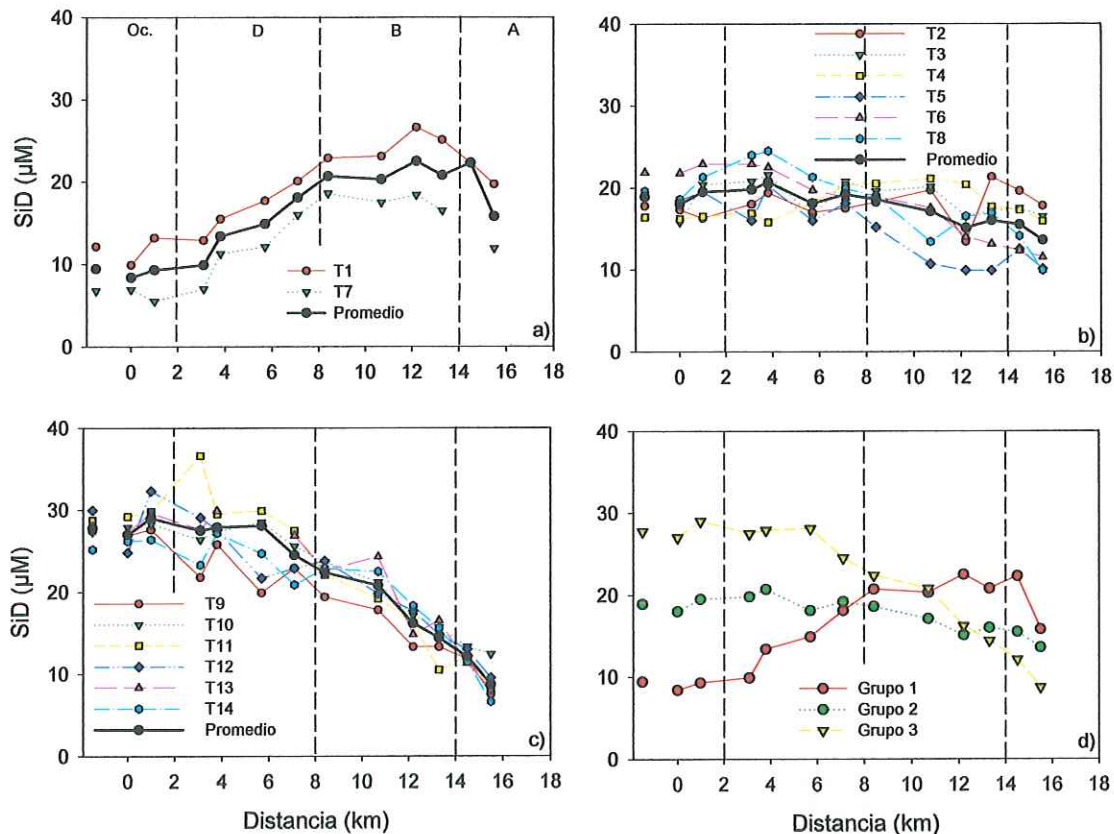


Figura 11. Distribución de SiD del océano al interior de bSQ para el grupo 1 (a), el grupo 2 (b) y el grupo 3 (c) del muestreo de mayo-julio de 2005. La gráfica (d) muestra el promedio de cada uno de los grupos. Las letras A, B y D, representan la división de las cajas y Oc. las estaciones oceánicas.

Para los transectos del grupo 1 la caja D se comportó como una fuente de SiD, presentando valores de 0.4 y $12.9 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para el T1 y el T7 respectivamente (Fig. 12). Para la caja D los balances de los transectos de los grupos 2 y 3 no mostraron una tendencia bien definida, debido probablemente a que esta caja es la más dinámica por la mayor influencia de la marea como forzante de mezcla con el océano adyacente. Durante los transectos T3, T4, T5,

T9 y T12 la caja D fue un sumidero de SiD presentando flujos negativos entre -2.5 y -0.8 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Para el resto de los transectos (T2, T6, T8, T10, T11, T13 y T14) los balances fueron positivos variando de 1.0 a 4.4 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Los balances de las cajas B y C mostraron que para los transectos del primer grupo (transectos T1 y T7) ambas cajas se comportaron como fuente de SiD con valores entre 1.4 y 2.8 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$, así como los transectos T2, T3 y T4 del grupo 2, presentando flujos entre 0.1 y 1.2 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Los balances para los transectos T5, T6 y T8 (grupo 2) mostraron que las cajas B y C se comportaron como sumidero de SiD (-3.8 a -0.9 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$), lo cual también se observó en los balances obtenidos para los transectos del grupo 3 (T9-T14) presentando valores entre -6.6 y -1.0 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$. La caja A se comportó como un sumidero de SiD durante todo el muestreo (-2.3 y -0.1 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$).

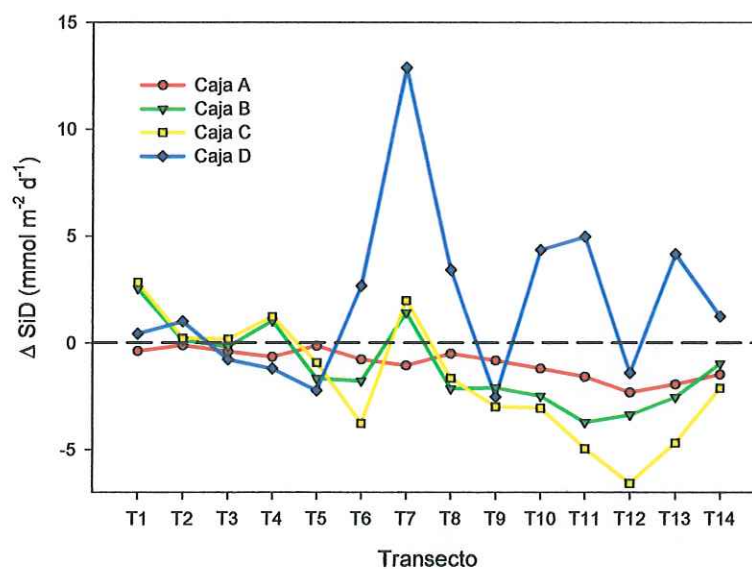


Figura 12. Flujos no conservativos de SiD para el periodo de mayo-julio de 2005 para las 4 cajas en BSQ. La escala del lado izquierdo son para las cajas A, B y C, mientras que la del lado derecho es para la caja D.

6.1.4 Comparación de los flujos no conservativos de SiD para los tres periodos de muestreo

En la mayoría de los casos, la caja A para los tres periodos se comportó como un sumidero de SiD, obteniendo flujos promedio de $-0.29 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para verano de 2004 y de -0.26 y $-0.96 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para la primavera de 2004 y de 2005 respectivamente. De manera general, en la caja A los flujos fueron menos intensos que en las otras cajas.

Las cajas B y C presentaron flujos promedio de -0.52 y $-0.25 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ durante la primavera de 2004, para la primavera de 2005 los flujos promedio también fueron negativos, siendo estos de $-1.13 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para la caja B y de $-1.73 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para la caja C. A diferencia de los periodos de primavera, las cajas B y C durante verano de 2004 se comportaron como fuente de SiD, con flujos promedio de $0.76 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en la caja B y de $1.55 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en la caja C.

Los balances de la caja D demostraron que la mayor parte del tiempo se comporta como una fuente de SiD, convirtiéndose en sumidero en algunos casos cuando se presentan surgencias intensas. Los flujos promedio para esta caja siempre fueron positivos. Durante los periodos de surgencia más intensa (primaveras) los flujos promedio fueron de 0.98 y de $2.11 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para el 2004 y el 2005 respectivamente. Durante septiembre-octubre de 2004 el flujo promedio fue de $4.95 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, siendo notablemente más intenso que durante los periodos de primavera. Esta caja presentó para todos los casos los flujos promedio más intensos en comparación con las otras cajas.

El balance obtenido para todo el periodo de muestreo (de los transectos) indicó que durante la primavera de 2004, BSQ se comportó como una fuente de SiD, aportando 151×10^3 mol durante todo el periodo de muestreo. En contraste durante la primavera de 2005 el balance obtenido para los 14 transectos, mostró que BSQ se comportó como un sumidero de SiD, captando 114×10^3 mol. Durante el verano, la mayor parte del tiempo BSQ se comportó como una fuente, el balance para los 10 transectos indicó que BSQ aportó 493×10^3 mol.

6.2 Tiempo de residencia

El tiempo de residencia (τ) para cada caja varía de acuerdo a las condiciones de marea y de surgencia (Tabla V). Para los tres muestreos τ fue similar para la caja D, variando entre 1 y 4 días. El tiempo de intercambio de agua en la caja C estuvo entre 1 y 6 días para los periodos de primavera, aunque en más del 75% de los casos fue entre 3 y 6 días; para el periodo de verano varió de 2 a 7 días. Para la caja B, en la primavera de 2004 τ varió de 5 a 9 días aunque en la mayoría de los transectos el valor fue entre 8 y 9 días. En la primavera de 2005 τ varió de 3 a 11 días con la mayoría de los transectos oscilando entre 5 y 7 días. Para el verano de 2004 τ en nueve de los diez transectos varió de 5 a 9 días. Para la caja A τ fue de 9 a 15 días para la primavera de 2004, de 7 a 19 días para verano de 2004 y de 5 a 11 días para la primavera de 2005.

Tabla III. Tiempo de residencia (τ , días) obtenido con el modelo de LOICZ para los tres muestreos y para las cuatro cajas. La incertidumbre asociada a cada valor del tiempo de residencia fue menor al 30%.

Transecto	Mayo-Junio 2004				Septiembre-Octubre 2004				Mayo-Julio 2005			
	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
T1	13	5	1	2					10	6	3	2
T2	9	6	4	3	16	7	4	1	6	9	6	2
T3	9	9	2	4	14	5	2	2	8	7	4	2
T4	15	9	4	2	10	6	2	3	8	6	5	1
T5	12	9	5	1	19	16	7	2	7	7	3	2
T6						5	5	1	7	4	2	3
T7	11	8	5	2	9	9	5	1	7	11	6	1
T8	11	6	4	2	9	6	2	2	9	6	3	3
T9	14	8	3	2	7	7	2	3	11	7	4	1
T10	14	9	5	2	12	9	7	1	8	5	4	1
T11					10	8	6	1	8	7	4	1
T12									5	3	1	2
T13									7	5	3	2
T14									10	5	2	2
Promedio	12	8	3	2	12	8	4	2	8	6	3	2

6.3 Características de los sedimentos

El contenido de clorofila *a* en los sedimentos en BSQ incrementó de la boca al interior de ambos brazos (Fig. 13a). En la zona de la caja D, la concentración varió de 0.1 a 24 mg m⁻². En la mayor parte de la caja C la clorofila *a* varió de 1 a 30 mg m⁻², aunque se detectaron concentraciones mayores a 35 mg m⁻² en la parte más interna. En la caja B la concentración varió de 6 a 22 mg m⁻², pero en la zona de marisma, a la altura de la estación 17, se encontraron concentraciones mayores a 40 mg m⁻². La concentración de clorofila *a* en la caja A varió de 2 a 25 mg m⁻² en las estaciones cercanas al

canal principal, mientras que en las estaciones de la zona de marisma cercanas a la estación 21 la concentración varió de 84 a 226 mg m⁻².

Al igual que la clorofila *a*, el ópalo biogénico en los sedimentos incrementó de la boca al interior de BSQ. Las mayores concentraciones se encontraron en las estaciones de la caja A (Fig. 13b), detectándose valores mayores a 100 mg m⁻² en las zona de marisma cercana a la estación 21. En la caja D y en la mayor parte de la caja C la concentración de ópalo varió de 20 a 50 mg m⁻².

El carbono orgánico (CO) incrementó hacia el interior de ambos brazos (Fig. 13c). En la caja D y en la mayor parte de la caja C el porcentaje fue menor al 0.5%. En las estaciones más internas de la caja C el porcentaje se mantuvo entre 1 y 1.5%. En la caja B el porcentaje estuvo entre 0.2 y 3.2 %. En las estaciones de la caja A el porcentaje se incrementó, detectándose hasta 10% en la zona de marismas de la estación 21.

Los resultados del análisis de tamaño de grano indicaron que el contenido de lodos (fracción <63 µm) se incrementó hacia al interior de la laguna (Fig. 13d). En la entrada a la laguna (estación 3), los lodos representan aproximadamente el 10% de la composición de los sedimentos, en la caja D el porcentaje de lodos se incrementó, presentando máximos de 30%. En las cajas B y C el porcentaje de lodos de manera general incrementó hacia las estaciones más internas, siendo del 50% los máximos en estas cajas. En la caja A el contenido de lodos fue >60%.

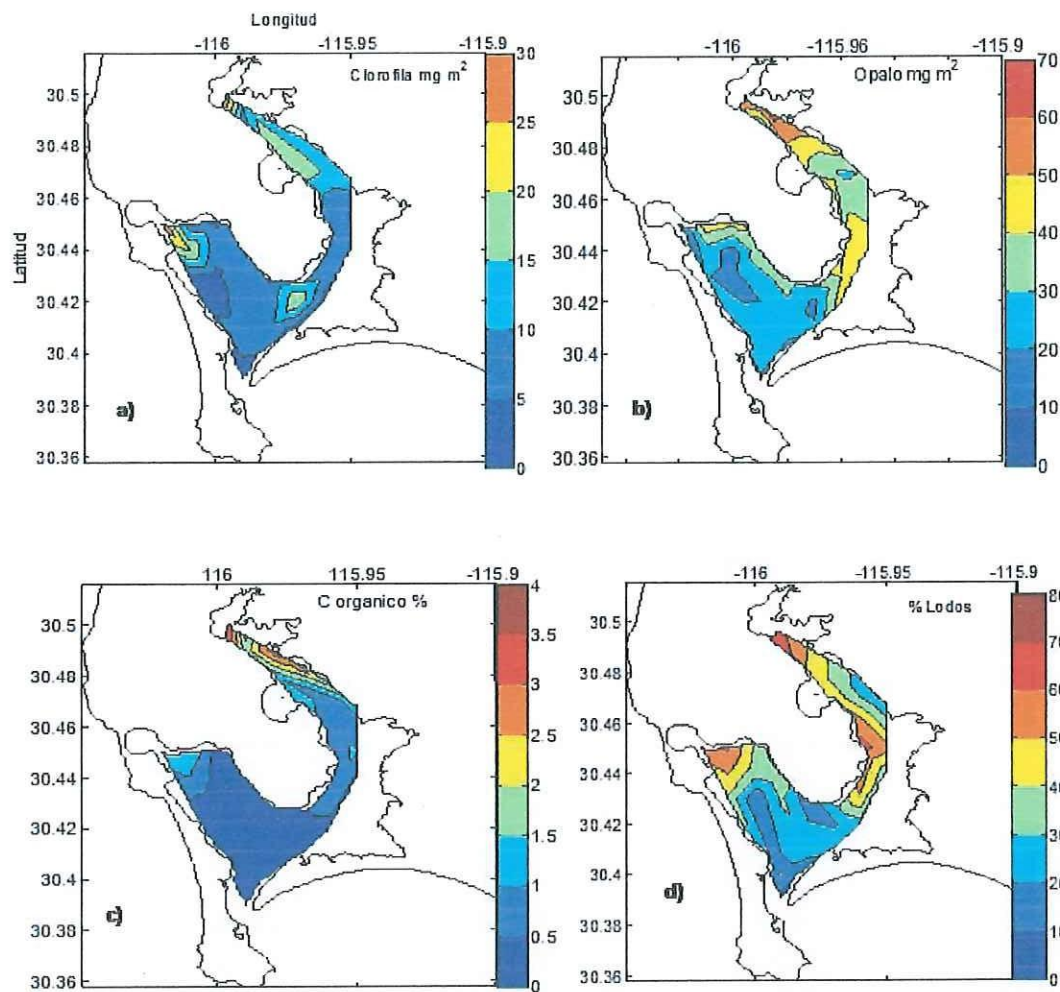


Figura 13. Distribución de clorofila a (a), ópalo biogénico (b) y contenido de carbono orgánico (c) en sedimentos, también se muestra el porcentaje de lodos (d), tamaño de grano <63 μm .

Sin considerar las zonas de marismas, los resultados obtenidos de CO mostraron una clara relación con el contenido de lodos ($r=0.86$, $p<0.01$ Fig. 14). El contenido de CO fue mayor en las zonas en donde los sedimentos estuvieron compuestos en su mayoría por lodos. En la caja D, en donde la mayor fracción de los sedimentos estuvo representada por arenas finas, el contenido de CO fue menor a 0.5%, en contraste, en las zonas más internas de ambos brazos,

en donde más del 60% del material sedimentario fueron lodos el contenido de CO fue mayor a 1%.

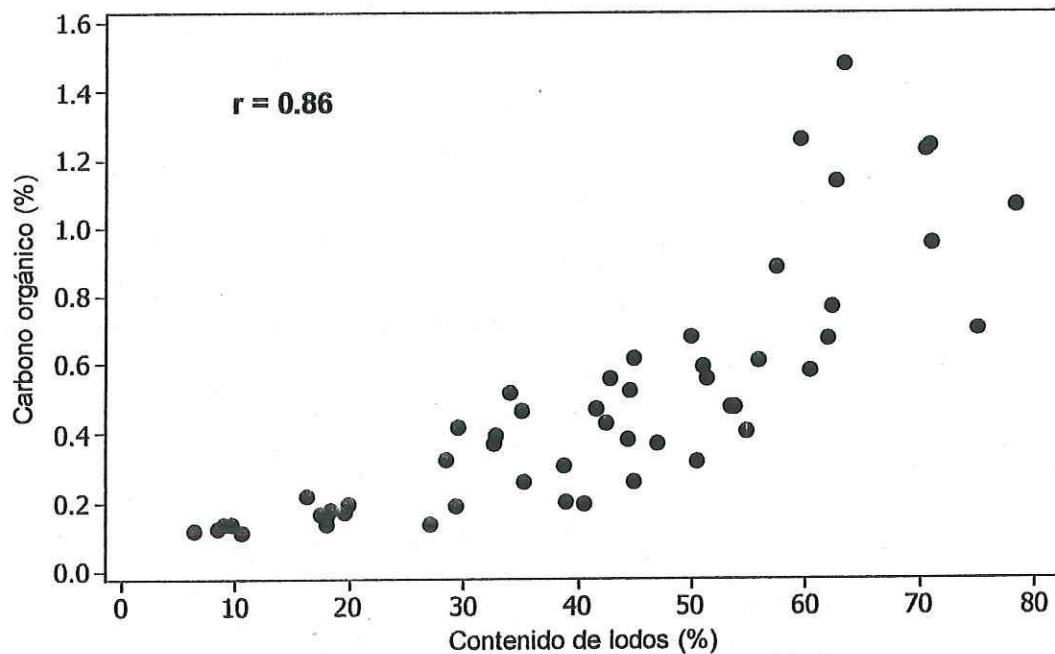


Figura 14. Correlación entre el contenido de lodos y el contenido de carbono orgánico ($r = 0.86$, $p < 0.01$). En esta correlación no se consideran las estaciones de las zonas de marisma (los datos de marismas tampoco se muestran en la gráfica).

7. Discusión

La distribución espacial del SiD en estuarios y lagunas costeras es muy variable, ya que ésta es controlada por diversos procesos físicos y biogeoquímicos, los cuales a su vez, varían en intensidad a diferentes escalas de tiempo (horas, días, meses) (Prego et al., 1995; Eyre y Twigg, 1997; Colbert y McManus, 2003). En el caso de BSQ, se puede considerar que la mayor parte del tiempo el único aporte externo de SiD y de ópalo biogénico es el océano

adyacente (Fig. 15), ya que únicamente se presentan escurrimientos continentales de agua y materiales disueltos y particulados durante los inviernos (temporada de lluvias) de años con altas tasas de precipitación. Los aportes oceánicos varían en función de la intensidad y la persistencia de los eventos de surgencia que ocurren en la zona costera adyacente y de la magnitud de la mezcla entre el agua de la laguna y el agua del océano, que varía de acuerdo a la amplitud de la marea y en segundo término por la mezcla inducida por el viento.

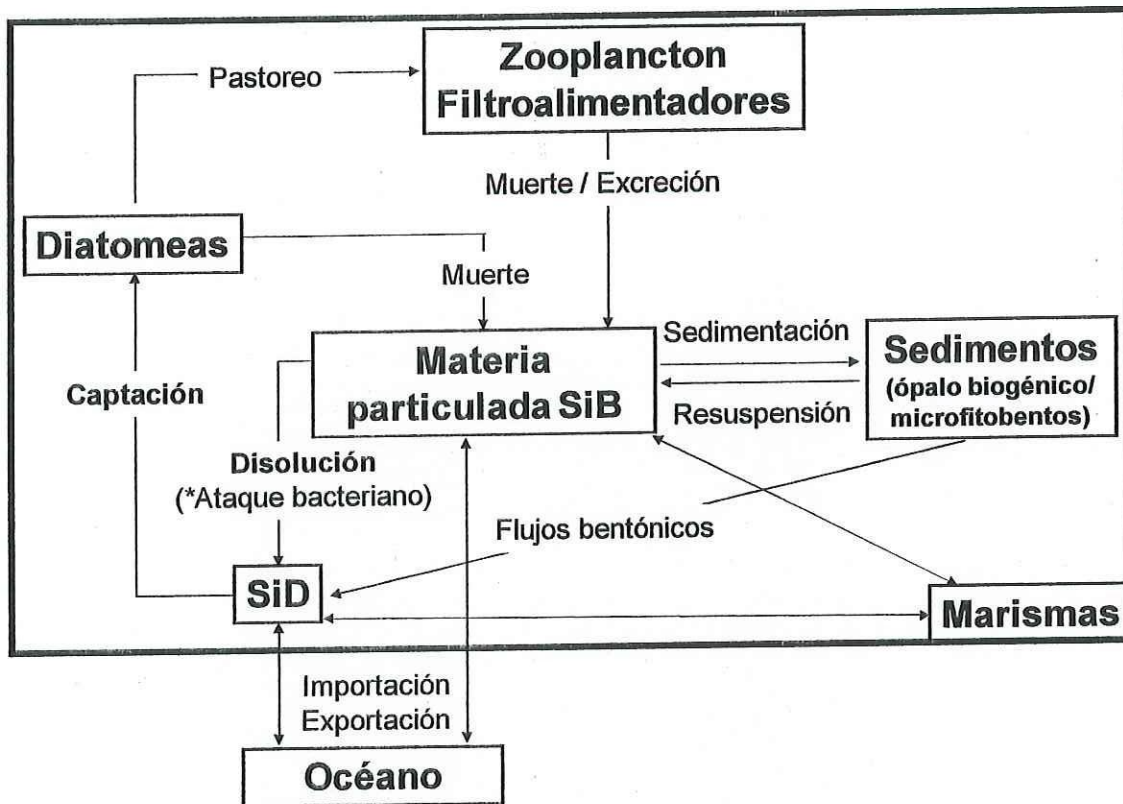


Figura 15. Ciclo del sílice en BSQ. *La degradación de la materia orgánica que cubre al ópalo biogénico promueve que el proceso de disolución sea más rápido.

En el presente trabajo se estudió la variabilidad espacial y temporal de la concentración de SiD en la columna de agua de BSQ. Con esta información se

estimaron los flujos no conservativos de SiD dentro de BSQ (Fig. 6, 9 y 12) y los flujos totales y netos entre el océano y BSQ, con lo cual es posible deducir si la laguna se comporta como fuente (flujos no conservativos positivos) o sumidero (flujos no conservativos negativos) de este nutriente, en función al dominio de los procesos de consumo o de disolución al interior del sistema. Los cálculos de los flujos no conservativos también permiten determinar de manera cualitativa la importancia de los aportes de ópalo biogénico desde el mar adyacente y su posterior disolución dentro de la laguna, lo cual se ve reflejado en un incremento en la concentración de SiD en la columna de agua al interior de BSQ.

Con base en lo anterior, la presente sección se ha sistematizado de tal forma que primero se discuten las condiciones oceanográficas prevalecientes durante las campañas de muestreo con el fin de relacionarlas con la magnitud de los aportes oceánicos de SiD durante cada transecto. En segundo término se presenta una clasificación de los tipos de distribución espacial de las concentraciones de SiD a lo largo de la laguna y los posibles factores/procesos que los determinan. Finalmente, se discute la magnitud de los flujos no conservativos calculados para los diferentes tipos de distribución de SiD en el contexto de los flujos estimados en otros ecosistemas estuarinos.

7.1 Condiciones oceanográficas y aportes oceánicos de SiD hacia BSQ.

La evolución de las condiciones oceanográficas (Fig. 3) indica que cada muestreo se realizó durante diferentes escenarios. La campaña de la primavera de 2004 se realizó durante un periodo con presencia de surgencias intensas

pero intermitentes en los primeros transectos, finalizando con un periodo de surgencias débiles. El muestreo de primavera de 2005 se caracterizó por un incremento progresivo de la persistencia de las surgencias, las cuales fueron interrumpidas a la mitad del muestreo por un periodo de relajación de ~5 días. El muestreo de verano de 2004 estuvo caracterizado por surgencias débiles, debido a lo cual los cambios en las condiciones oceanográficas entre transecto y transecto fueron menores que para los muestreos de primavera.

Los efectos de la intensidad de las surgencias en los flujos de SiD hacia el interior de BSQ se pueden inferir a partir de la concentración de SiD en las estaciones oceánicas (estaciones 2 y 3) de los muestreos de primavera de 2004 y de 2005 (Fig. 3). Ya que el agua subsuperficial que es transportada a la superficie del océano durante las surgencias es agua fría y rica en SiD, en ambos muestreos la concentración de SiD mostró una correlación significativa con la temperatura. Dicha relación indica no solamente que ocurre un enriquecimiento de este nutriente durante los eventos de surgencia, sino además indica que mientras más intensa y persistente es una surgencia, el agua surgida es más fría y más rica en nutrientes (Fig. 3j y 3k).

Es importante mencionar que la relación entre las condiciones oceanográficas (i.e temperatura, concentración de nutrientes, etc.) observadas en un día en particular y el índice de surgencias correspondiente a dicho día no es simple como se ejemplifica con los casos del T7 de primavera de 2004 y el T7 de primavera de 2005. A pesar de que el transecto T7 de 2004 (15-16 junio) se realizó bajo condiciones de relajación de surgencias (el día precedente y los

dos días de muestreo presentaron índices de surgencia $< 20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$; Fig. 4b), las concentraciones de SiD y de nitratos en las estaciones oceánicas fueron relativamente altas (17 y $9.2 \text{ } \mu\text{M}$, respectivamente). Estas concentraciones fue resultado de un pulso intenso de surgencia, cuyo máximo ($250 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$) se detectó el 10 de junio, 5 días antes del muestreo (Fig. 4b). Aún dos días antes del T7 el índice de surgencias fue mayor que $60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$, lo que sugiere, de acuerdo con Wilkerson *et al.* (2006), que las condiciones oceanográficas durante la realización de dicho transecto se encontraban todavía en la etapa preliminar al desarrollo del florecimiento fitoplanctónico. Imágenes satelitales de clorofila *a* y temperatura para la zona costera adyacente a BSQ permiten verificar que ente el 10 y el 14 de junio, la temperatura y la clorofila *a* fueron relativamente bajas como resultado del evento de surgencia, mientras que durante la realización del T8 (18 de junio) el periodo de relajación había sido lo suficientemente largo (5 días) para permitir el desarrollo de un florecimiento fitoplanctónico intenso (Fig. 16). En contraste, el T7 de 2005 (16-17 junio) fue precedido por un periodo relativamente largo de relajación (5 días) por lo que en este caso, a un índice de surgencias cercano a cero le correspondió la concentración promedio mínima de SiD ($7 \text{ } \mu\text{M}$) y nitrato ($3 \text{ } \mu\text{M}$) en el océano (Fig. 3). Las concentraciones mínimas de SiD y nitrato durante los eventos de relajación evidencian florecimientos de diatomeas en el agua costera adyacente, lo cual también controló la cantidad de SiD importado hacia el interior de BSQ.

En contraste con estudios realizados en la zona costera de la región central de la Corriente de California (Bahía Bodega, Ca.), en donde durante los florecimientos fitoplanctónicos asociados con los eventos de relajación se agotan los nitratos y el SiD (Wilkerson *et al.*, 2006), en el mar adyacente a BSQ la concentración mínima de SiD fue de 9.3 y de 6.8 μM para el 2004 y el 2005 respectivamente, mientras que el nitrato durante estos periodos presentó concentraciones menores que 3 μM (Fig. 3). Lo anterior y la ecuación de regresión entre la concentración de nitrato y la concentración de SiD (Fig. 17), indican que aparentemente el nutriente limitante para el desarrollo de las diatomeas es el nitrato en las estaciones oceánicas para ambos muestreos de primavera. La razón de las tasas de consumo de SiD y de nitrato en los periodos de relajación (estimadas con base en los cambios en la concentración oceánica entre T7 y T8 de 2004 y entre T6 y T7 de 2005) fue relativamente cercana a 1 durante ambas primaveras (0.85 para el 2004 y 1.62 para el 2005), con lo cual se puede deducir que la producción primaria estuvo dominada por las diatomeas durante estos periodos, ya que en otros estudios en zonas de surgencia se ha determinado que si la razón entre las tasas de consumo de estos nutrientes es 1:1 el principal grupo fitoplanctónico son las diatomeas (Brzezinski *et al* 1997).

En verano de 2004, la concentración de SiD en las estaciones oceánicas fue permanentemente baja comparada con los periodos de primavera (Fig. 3), por lo que durante este periodo el agua oceánica aportada a BSQ ocasionó una dilución del SiD al interior de la laguna.

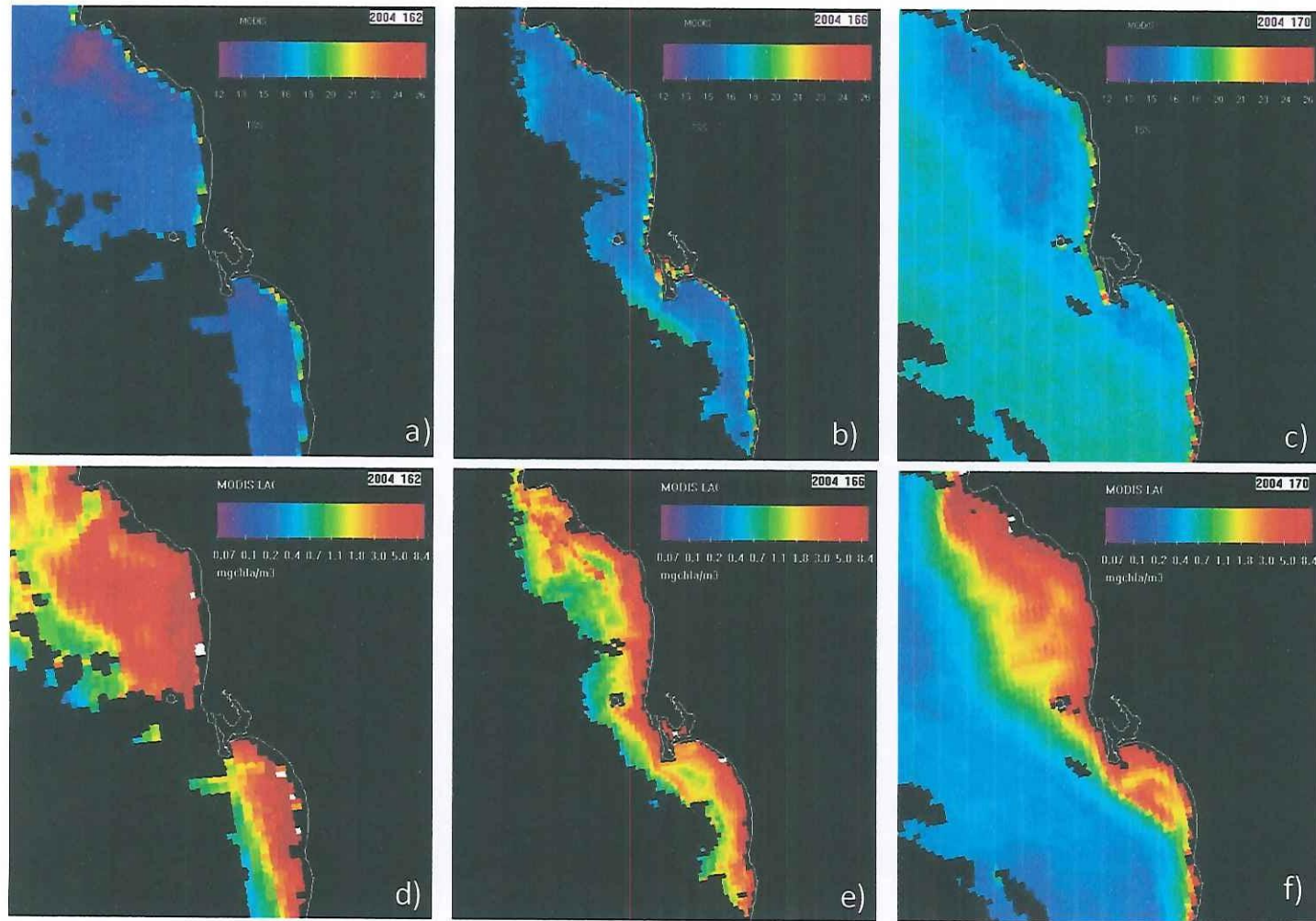


Figura 16. Imágenes satelitales (MODIS-aqua a 1 km de resolución) de temperatura (a, b, c) y clorofila a (d, e, f), de la zona costera adyacente a BSQ correspondientes al 10 de junio (a y d) al 14 de junio (b y e) y al 18 de junio (c y f) de 2004.

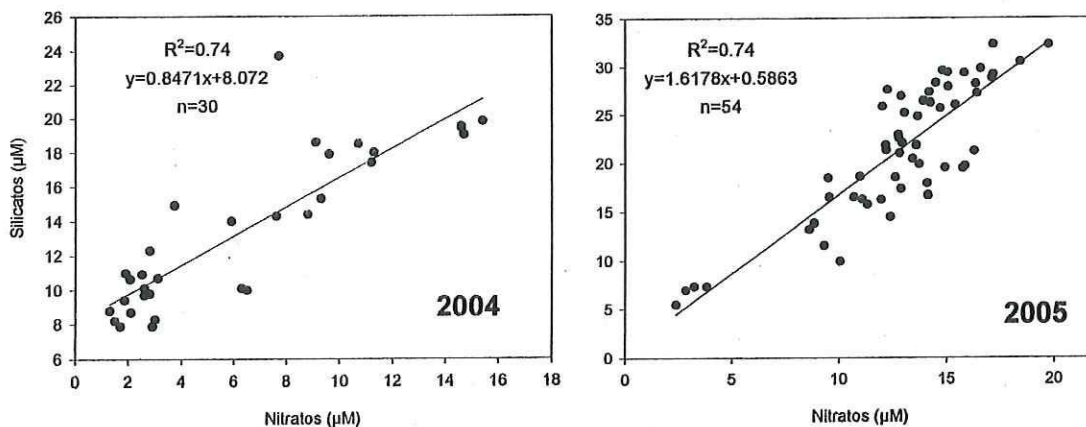


Figura 17. Análisis de regresión entre la concentración de nitrato y la concentración de SiD para las estaciones oceánicas (2 y 3, superficie y fondo) para mayo-junio de 2004 y para mayo-julio de 2005.

7.2 Efecto de la amplitud marea en los aportes oceánicos y la concentración de SiD al interior de BSQ

Las mareas son un mecanismo mediante el cual el SiD y otros materiales disueltos y particulados son intercambiados entre los sistemas estuarinos y el océano adyacente (Bell, 1994). En BSQ, a través de dicho mecanismo se aporta todo el SiD nuevo que es introducido a la laguna. La amplitud de la marea no solo determina cuanto SiD es aportado a la laguna, sino también, junto con la intensidad de las surgencias, contribuye a determinar la forma de la distribución de la concentración de SiD. Cuando la amplitud de la marea es mayor, la mezcla entre la laguna y el océano se intensifica, ocasionando que la distribución de la concentración de SiD sea más homogénea a lo largo de BSQ. Las distribuciones de la salinidad para los tres periodos de muestreo mostraron un incremento casi lineal con la distancia desde las estaciones oceánicas hasta

la estación 16 durante mareas vivas (Fig. 4d, 7d y 10d), indicando que bajo dichas condiciones la excursión de la marea es alrededor de 11 km.

Durante el verano, cuando el proceso de disolución de ópalo predomina en el interior de la laguna, el incremento en la amplitud de la marea induce una dilución con agua oceánica que contiene una menor cantidad de SiD. Por ejemplo, durante verano de 2004, ya que la intensidad de las surgencias fue débil durante todos los transectos (Fig. 7a), las formas de la distribución (Fig. 8d) fueron determinadas por la amplitud de la marea. El efecto de la marea se puede apreciar con claridad contrastando los transectos T4 (marea muerta; Fig. 8b) y T10 (inicio de marea viva; Fig. 8b). La concentración de SiD para el T10 en las estaciones 6, 8 y 10 osciló alrededor de $6 \mu\text{M}$, y fue parecida a la observada en las estaciones oceánicas ($\sim 5 \mu\text{M}$), reflejando condiciones de mezcla relativamente intensa entre el océano y la caja D. En contraste, para el transecto T4 las concentraciones se incrementaron desde $\sim 9 \mu\text{M}$ en el océano hasta $\sim 21 \mu\text{M}$ en la estación 10, indicando que el mayor tiempo de residencia en la laguna permitió una mayor acumulación, en la columna de agua de la región de la boca, del SiD aportado por la disolución del ópalo biogénico.

El efecto de la marea también fue evidente durante la primavera de 2004. Durante este periodo los transectos del grupo 2 y del grupo 3 se realizaron durante surgencias débiles (Fig. 4b) y en condiciones de mareas vivas. Sin embargo para el grupo 2 la amplitud máxima de la marea fue de 250 cm ya que los transectos se realizaron durante la fase de la luna en perigeo, mientras que para el grupo 3, la amplitud máxima fue de 175 cm (Fig. 4a) ya que los

muestreos se realizaron durante la fase de apogeo. La mayor mezcla presente durante los transectos del grupo 2 provocó que la concentración de SiD se mantuviera cuasi-homogénea (entre 9 y 12 μM) desde las estaciones oceánicas hasta la estación 20. En contraste, para los transectos del grupo 3 se presentó un gradiente de concentración de SiD más marcado (incremento de ~13 a 18 μM) entre las estaciones oceánicas y las estaciones de la caja D, debido a que el tiempo de residencia del agua fue mayor ocasionando una mayor acumulación de SiD proveniente del proceso de disolución.

En el caso de la primavera de 2005, en las distribuciones espaciales de la concentración de SiD es difícil discernir el efecto de la mezcla inducida por la marea del efecto de las surgencias y de la mezcla inducida por el viento.

En estuarios y lagunas costeras, la salinidad del agua se ha utilizado como un trazador con la finalidad de determinar la intensidad de la mezcla con el océano ocasionada por la marea (Bell, 1994). De manera general, los gradientes de salinidad entre el océano y la caja D fueron menores cuando la amplitud de marea fue mayor. A pesar de que en la mayoría de los casos el gradiente de salinidad mostró una relación con la amplitud de la marea, en algunos casos, y de manera notable en el transecto T7 (2005) realizado en mareas muertas, el gradiente de salinidad entre el mar y la caja D fue bajo (0.2). La posible causa de una intensa mezcla bajo condiciones de mareas muertas y relajación de surgencias está aún por determinarse. Ante la ausencia de intensas corrientes de mareas y de mezcla por viento, una posible explicación

sería un súbito movimiento termohalino posterior a un largo periodo de estabilidad de la columna de agua (com. pers. Camacho-Ibar, 2009).

7.3 Forma de la distribución espacial de SiD en BSQ

La distribución de SiD en el interior de BSQ fue muy variable y en algunos casos, la forma de la distribución espacial cambió entre un transecto y el transecto subsecuente. Por ejemplo, en el 2005, en el transecto T7 la concentración incrementó de las estaciones oceánicas hacia el interior de la laguna, mientras que 3 días después, durante el transecto T8 la tendencia fue inversa con la concentración disminuyendo de la boca hacia el interior de los brazos de la laguna (Fig. 11).

En estudios realizados en otros sistemas se han reportado variaciones en la forma de la distribución espacial del SiD ocasionadas por la variación de los aportes marinos o terrestres y por los procesos de consumo y disolución al interior de los sistemas, sin embargo, la frecuencia de los muestreos en los otros estudios fue menor a la presentada en este trabajo. Por ejemplo, el efecto de las surgencias en la forma de la distribución espacial del SiD fue reportado para la Bahía Tillamook (EU), en donde a pesar de que la fuente principal de SiD es el aporte de los ríos, las surgencias que ocurren durante primavera ocasionan que en la zona de la boca del sistema, la concentración de SiD sea mayor que durante los periodos en donde la surgencia no se presenta (invierno), ocasionando una variación en la pendiente de la distribución espacial entre la boca y la cabeza del sistema (Colbert y McManus, 2003). También en la Ría de Vigo (España), durante la temporada de surgencias el océano es la

fuerza principal de SiD para el sistema, pero durante el invierno, la forma de la distribución espacial se invierte, ya que las surgencias no están presentes y el flujo del río se incrementa, por lo que durante este periodo la fuente principal de SiD es el río (Prego *et al.*, 1995). Cabe aclarar que, en contraste con los estudios citados, la frecuencia de los muestreos en el presente estudio permitió evidenciar que la forma de la distribución de SiD a lo largo de los estuarios puede variar en escala de pocos días dentro de la temporada de surgencias. Por otra parte, Eyre y Twigg (1997) reportaron diferentes formas de la distribución espacial de SiD a lo largo del Estuario del Río Richmond (Australia), las cuales estuvieron controladas por el aporte fluvial y por los procesos de consumo y disolución al interior del estuario. En dicho estudio, cuando el flujo de agua del río fue mayor, el SiD se comportó prácticamente de manera conservativa, encontrándose la concentración máxima en la cabeza del estuario y las concentraciones más bajas en la boca. Cuando disminuyó el flujo del río, se presentaron concentraciones bajas de SiD en el estuario, debido a la disminución de los aportes de SiD por el río y, además, por el consumo de SiD por el fitoplancton dentro del estuario. Durante los periodos de menor flujo de agua de río (i.e. mayor tiempo de residencia), de manera análoga a BSQ, en la parte media del sistema se detectó un pico máximo el cual fue atribuido a un aporte desde los sedimentos producto de la disolución del ópalo biogénico (Eyre y Twigg 1997).

7.3.1. Clasificación de la forma de la distribución espacial de SiD en BSQ

Los resultados del presente estudio indican que la forma de la distribución espacial de la concentración del SiD en BSQ (Fig. 5, 8 y 11), en general, está fuertemente relacionada con las condiciones oceanográficas, de tal manera que por su forma, los transectos se pueden clasificar en cuatro TIPOS (Fig. 18). Los tipos I y II corresponden a los transectos cuya concentración de SiD disminuye monótonicamente de las estaciones oceánicas hacia el interior de los brazos. Los transectos TIPO I presentaron una pendiente mayor que los TIPO II, ya que las concentraciones oceánicas fueron más elevadas; la concentración promedio calculada con las estaciones oceánicas de todos los transectos TIPO I fue $27.8 \mu\text{M}$, mientras que en la estación más interna del bSQ fue de $8.7 \mu\text{M}$. En el caso de los transectos TIPO II la concentración promedio de SiD en las estaciones oceánicas fue $18.4 \mu\text{M}$. En la distribución espacial TIPO III la concentración de SiD se incrementó del océano hacia el interior de la laguna, y la concentración en las estaciones oceánicas ($6.8-10.7 \mu\text{M}$) fue baja con respecto a los tipos I y II. El TIPO IV se caracterizó por presentar un máximo de SiD en la parte media del transecto, entre las estaciones 10 y 14 ($\sim 6-8 \text{ km}$ de la estación 2). La concentración máxima promedio fue $17.5 \mu\text{M}$, mientras que en las estaciones oceánicas fue $\sim 10 \mu\text{M}$ y en la sección mas interna el promedio alcanzó un mínimo de $7.2 \mu\text{M}$. A continuación, se discuten los posibles mecanismos que determinan cada uno de los tipos de distribución espacial.

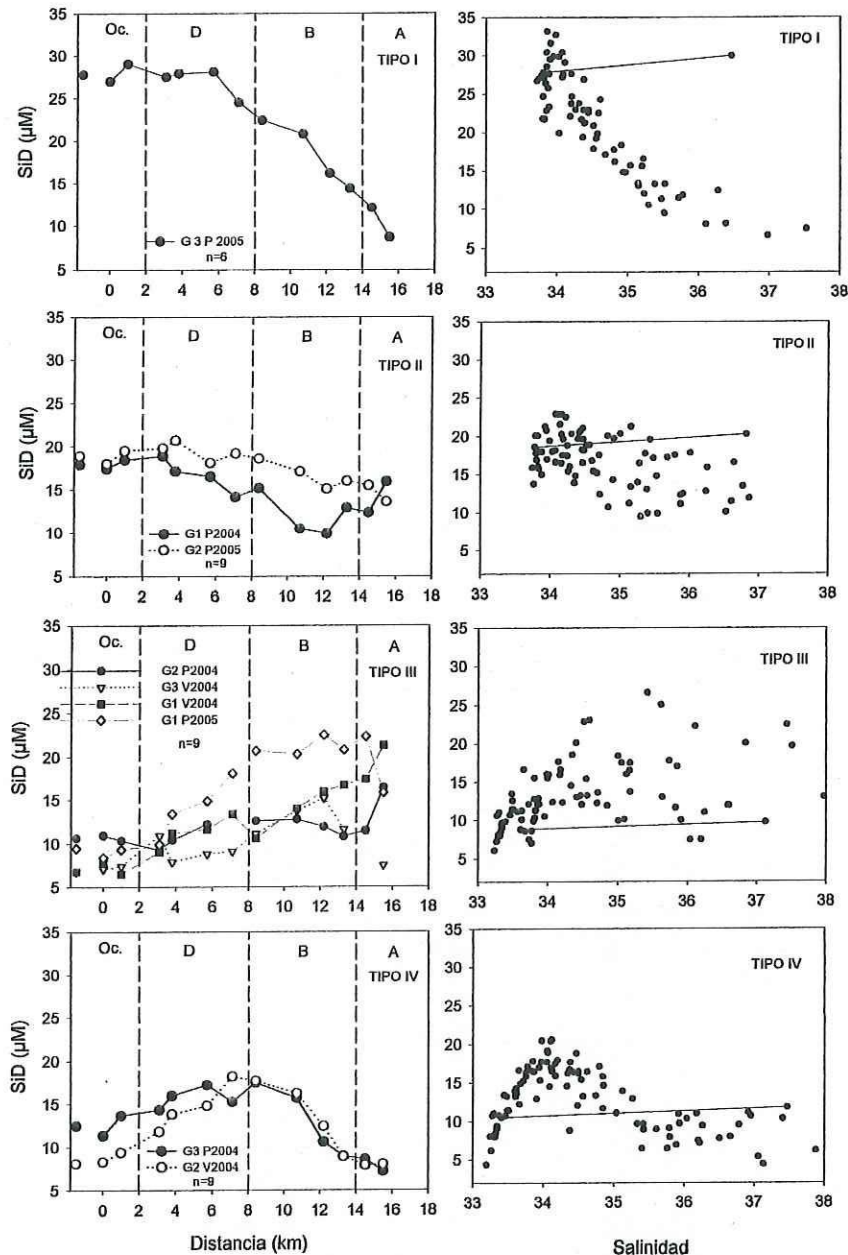


Figura 18. Clasificación de los transectos de SiD de acuerdo a su forma general. En las leyendas, la letra G quiere decir grupo, P primavera y V verano. Primavera hace referencia a los muestreos de mayo-junio de 2004 y mayo-julio de 2005 y verano a septiembre-octubre de 2004. Las líneas punteadas representan la división de las cajas (A, B, C, D y Oc.). En el lado derecho se muestran los diagramas de mezcla para cada tipo, los *end member* se obtuvieron de los promedios de las estaciones oceánicas (2 y 3, superficie y fondo) y de la estación 21, de todos los transectos correspondientes a cada tipo.

7.3.2.1 Distribución espacial TIPO I

Esta distribución espacial del SiD fue observada únicamente durante la primavera de 2005, bajo las condiciones de surgencia intensa y persistente que se presentaron a lo largo del periodo del 22 de junio al 7 de julio, durante el cual se realizaron seis transectos (T9-T14). En las estaciones oceánicas la concentración de SiD varió de 25.2 a 29.9 μM durante los 6 muestreos. Estas concentraciones son mayores que las observadas en este trabajo para el océano adyacente a BSQ durante las surgencias menos persistentes, cuando la concentración fue menor a 20 μM (Fig. 11). A pesar de ser altas para la zona de estudio, las concentraciones medidas en el presente trabajo durante surgencias intensas y persistentes son notablemente más bajas que las reportadas durante periodos de surgencia en la Bahía Bodega, localizada en región central de la Corriente de California, en donde se han detectado concentraciones máximas de ~ 40 μM (Brezzezinski *et al.*, 2003 y Wilkerson *et al.*, 2006). La diferencia entre estas regiones se debe a que las surgencias en Bahía Bodega son más intensas que las reportadas para la zona costera adyacente a BSQ (Pacific Fisheries Environmental Laboratory, <http://upwell.pfeg.noaa.gov>) y por lo tanto el agua aportada a la superficie en la región central de la Corriente de California es más profunda, trayendo consigo una mayor cantidad de SiD. Probablemente también existen diferencias en la composición del agua aportada a la superficie durante las surgencias debido a diferencias en la proporción de las masas de agua presentes en cada una de las costas (Durazo, en prensa). Sin embargo, para evaluar esta posibilidad se requeriría más información sobre la

composición química (concentraciones de SiD) de las masas de agua en las costas de Baja California, información con la cual no se cuenta en la actualidad.

Las altas concentraciones de SiD en el océano adyacente ocasionaron un gradiente negativo de la boca hacia los brazos internos, detectándose las concentraciones más bajas en la caja A. En la mayoría de los transectos de este grupo (Fig. 11c), los gradientes de SiD entre el océano y la caja D son relativamente bajos, probablemente debido a la intensa mezcla entre ambos sistemas ocasionada por las mareas y el viento persistente. Por lo tanto, el agua sub-superficial aportada a la superficie del océano fue la fuente principal de SiD en la columna de agua de BSQ para este periodo y el consumo de SiD dentro de BSQ excedió al proceso de disolución de ópalo biogénico lo cual se confirma con el diagrama de mezcla mostrado en la figura 18.

La distribución espacial de SiD durante los seis transectos de este periodo fue relativamente constante (Fig. 11c). Esto indica que, por lo menos durante un periodo de 16 días, el sistema presentó un estado cuasi-estacionario. Esta observación es importante ya que implica que los balances obtenidos mediante el modelo de LOICZ para estos transectos son razonablemente robustos a pesar de que para los cálculos se haya supuesto un estado estacionario.

7.3.1.2 Distribución espacial TIPO II

Las distribuciones espaciales del TIPO II fueron observadas en ambas primaveras. En contraste con las condiciones de surgencia intensa y persistente

que generaron las distribuciones espaciales TIPO I, las distribuciones espaciales TIPO II se observaron durante periodos de surgencias intensas (valores del índice de surgencia $>100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$) pero intermitentes. Las concentraciones de SiD en las estaciones oceánicas oscilaron alrededor de $18 \mu\text{M}$ ya que la falta de persistencia de las surgencias limitó el transporte desde aguas sub-superficiales y la acumulación de nutrientes en aguas superficiales. La disminución de SiD hacia el interior de BSQ indica que también durante la realización de los transectos con distribución espacial de SiD TIPO II la captación de SiD al interior de BSQ dominó sobre el proceso de disolución de ópalo biogénico; el diagrama de mezcla (Fig. 18) es consistente con esta afirmación.

Aunque la tendencia general de los transectos clasificados en el TIPO II fue similar, lo que a su vez refleja que las condiciones de surgencia fueron similares, existen diferencias en las distribuciones en las secciones más internas de BSQ (Fig. 18). Las distribuciones espaciales TIPO II observadas durante los transectos T1 a T3 (22 al 31 de mayo) de la primavera de 2004 (Fig. 5a) indican que, en ocasiones, a partir de la estación 19 (km 13.3) la concentración de SiD se incrementa hacia el interior de la laguna. Esto indica a su vez que en esa sección (caja A) predominó el proceso de disolución sobre el consumo biológico de SiD. A pesar de la presencia de surgencias intensas, el aporte de SiD hacia las partes internas de la laguna por mezcla horizontal fue limitado ya que el periodo correspondiente a dichos transectos coincidió con condiciones de mareas muertas. Durante los transectos de 2005 predominó el

consumo de SiD en la sección interna de la laguna como lo sugiere la distribución espacial promedio (Fig. 18).

7.3.1.3 Distribución espacial TIPO III

Las distribuciones espaciales del TIPO III se presentaron durante los 3 muestreos y estuvieron asociadas a periodos sin surgencia o con surgencia débil ($<80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$), por lo cual la concentración de SiD en las estaciones oceánicas fue baja (6.8-10.7 μM). De manera general la concentración de SiD incrementó del océano hacia el interior de BSQ reflejando el predominio de la disolución al interior de la laguna (Fig. 18), lo cual se refleja también en el diagrama de mezcla para este tipo. La variación de los gradientes entre el océano y el interior de BSQ difiere entre los grupos englobados en esta distribución, ya que fueron diferentes las condiciones de la marea y la etapa de la surgencia que le antecedió a cada grupo.

Posiblemente el ópalo biogénico que predominantemente se disuelve dentro de BSQ durante los periodos de primavera es originado de florecimientos de diatomeas. Los transectos del grupo 1 de 2005 y del grupo 2 de la primavera de 2004, se realizaron después de un periodo de relajación. En BSQ durante el periodo de relajación de 2005 se detectó un florecimiento de *Nitzschia spp.* en las estaciones oceánicas y en la región de la boca (Frías-Velasco, 2009). Wilkerson *et al.* (2006) sugieren que si posteriormente a una surgencia existe un periodo de relajación de 3 a 7 días, la columna de agua se estabiliza permitiendo que exista un florecimiento fitoplanctónico en donde dominan las

diatomeas (y en consecuencia una acumulación de ópalo biogénico). Por lo tanto, los resultados del presente estudio sugieren que durante los periodos de relajación mayores a 3 días durante las primaveras, existió una alta acumulación de ópalo biogénico en el océano adyacente a BSQ, el cual fue importado al interior de la laguna. Posteriormente, éste ópalo importado se disolvió liberando altas cantidades de SiD a la columna de agua. Por otra parte, la diferencia de los gradientes de SiD entre ambos grupos fue ocasionada por la variación de la mezcla por marea, ya que el grupo 1 de 2005 se realizó durante mareas muertas originando mayores gradientes entre el océano y la laguna, mientras que el grupo 2 de 2004 fue realizado durante mareas vivas, dando como resultado una distribución más homogénea de SiD a lo largo de toda la laguna.

Para los grupos 1 y 3 de verano de 2004, la concentración promedio de SiD en las estaciones oceánicas fue menor que para los grupos de primavera, ya que el índice de surgencias fue bajo y poco persistente (Fig. 7b). Por otra parte, el gradiente de SiD entre el mar y las estaciones internas fue menor que para el grupo 1 de la primavera de 2005, debido a que a diferencia del grupo de primavera, ambos transectos de verano se realizaron durante mareas vivas, es decir, en condiciones de mayor mezcla. Probablemente también existió una diferencia en la velocidad de disolución del ópalo biogénico, la cual fue menor durante el verano tardío que durante primavera, lo cual se discute más adelante.

7.3.1.4 Distribución espacial TIPO IV

La distribución espacial TIPO IV corresponde a transectos de primavera de 2004 (grupo 3) y de verano de 2004 (grupo 2), los cuales se realizaron cuando el índice de surgencia fue bajo (i.e., menor a $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$ para la primavera y menor a $80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} (100 \text{ m})^{-1}$ para el verano). De manera general la concentración de SiD se incrementó de las estaciones oceánicas a las estaciones 10-14 (km 7-10.7) indicando una adición de SiD en esta zona. Dentro del bSQ, los procesos de consumo excedieron a los procesos de disolución ópalo biogénico, dando como resultado un decremento de SiD hacia las estaciones más internas.

A pesar de que la forma entre ambos grupos englobados en esta distribución espacial fue muy similar, la concentración de SiD en las estaciones oceánicas fue mayor para la primavera que para el verano (12.6 y $6.8 \mu\text{M}$ respectivamente), debido a que los transectos de primavera fueron precedidos por periodos de surgencias intensas (Fig. 4). En ambos casos en la zona de la boca (Caja D) es claro que la disolución del ópalo biogénico excedió al consumo biológico de SiD (Fig. 5c y Fig.8b).

Los transectos de verano se realizaron durante mareas muertas (Fig. 7a), lo cual permitió que la columna de agua dentro de BSQ se estabilizara, permitiendo así la acumulación de SiD en esta región. En contraste, los transectos de primavera se realizaron durante mareas vivas, y a pesar de esta condición, el proceso de disolución en la caja D fue evidente. La similitud en la forma de los transectos a pesar de la diferencia en las condiciones de mezcla

posiblemente se debe a que la velocidad de disolución del ópalo durante la primavera fue mayor que durante el verano. Sigmon y Cahoon (1997) en un estudio realizado en Masonboro Sound (EUA) reportaron que la razón de SiD:clorofila *a* es mayor para las diatomeas bentónicas que para el fitoplancton (14.3-1 y 2.8-1, respectivamente), indicando que las diatomeas bentónicas tienen una mayor proporción de sílice que las diatomeas planctónicas. Las diatomeas con un mayor contenido de sílice en sus frústulas son menos susceptibles a la disolución que aquellas que presentan frústulas menormente silicificadas (Ragueneau *et al.*, 2000). Lo anterior sugiere que el ópalo generado durante los florecimientos de diatomeas pelágicas en la primavera puede ser más frágil y por lo tanto podría disolverse rápidamente, mientras que durante el verano el SiD proviene de la disolución de diatomeas bentónicas.

En síntesis, en contraste con las distribuciones espaciales TIPO I, que son fuertemente determinadas por los altos aportes de SiD inducidos por las surgencias, en las distribuciones espaciales TIPO II la combinación de factores físicos (intensidad de las surgencias y la intensidad de la mezcla por mareas) juega un papel determinante para que la señal biogeoquímica (consumo vs. adición) se manifieste en una u otra dirección. La ausencia de la surgencia en los tipos III y IV ocasionó que los procesos internos de consumo y disolución al interior de BSQ determinaran la distribución de SiD, mientras la amplitud de la marea y los vientos fueron los factores que determinaron la mezcla al interior de BSQ.

7.4 Flujos no conservativos de SiD

Los flujos no conservativos de SiD en BSQ están controlados por la intensidad del consumo de SiD por parte de las diatomeas y por intensidad de la disolución del ópalo biogénico acumulado al interior del sistema (Fig. 15). Estos procesos internos de adición y consumo son, a su vez, afectados por la intensidad de los aportes de SiD y de ópalo biogénico desde el océano, ya que estos últimos determinan la disponibilidad del nutriente para la producción primaria por las diatomeas (pelágicas y bentónicas) o la disponibilidad de ópalo relativamente biogénico lábil. Las tasas de disolución del ópalo biogénico, además, varían estacionalmente, ya que éstas son afectadas por variaciones de temperatura, por el grado de silicificación de las tecas de las diatomeas (Ragueneau, *et al.*, 2000; Cheng *et al.*, 2009) y por la producción de diatomeas bentónicas, las cuales limitan los flujos bentónicos de SiD (Sigmon y Cahoon, 1997).

Los resultados del presente estudio indican que los eventos de surgencia juegan un papel fundamental en los flujos no conservativos de SiD al interior de BSQ, ya que la disponibilidad de nutrientes "nuevos" (nitratos y SiD) puede promover la producción de las diatomeas planctónicas (Wilkerson *et al.*, 2000) y bentónicas (Welker *et al.*, 2002). Cuando el índice de surgencias fue mayor a $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (100 m)⁻¹ las cajas B y C se comportaron en la mayoría de los transectos como sumidero de SiD, es decir, el consumo interno excedió a la adición por disolución. Los flujos no conservativos fueron negativos para los 6 transectos del TIPO I, mientras que para los 9 transectos del TIPO II (durante

las surgencias menos persistentes), ambas cajas también se comportaron como sumidero, excepto durante los transectos T2, T3 y T4 de primavera de 2005. Durante estos tres transectos los flujos no conservativos de SiD fueron positivos pero muy bajos (cerca de cero), ya que estos fueron precedidos por un periodo de relajación.

Durante el periodo de surgencias intensas y persistentes, la asimilación de SiD en las cajas B y C fue en promedio de $2.5 (\pm 0.4)$ y de $4.1 (\pm 0.7)$ $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ respectivamente, mientras que para los periodos de surgencias menos persistentes la captación fue de $0.5 (\pm 0.3)$ $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ para la caja B y de $1.0 (\pm 0.5)$ $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ para la caja C. Las diferencias entre ambos periodos de surgencias sugieren que la tasa de asimilación de SiD en los brazos internos de BSQ es función de su disponibilidad en la columna de agua. Los resultados de los balances en condiciones de surgencia intensa indican que, de manera consistente, la caja C presenta un mayor consumo neto que la caja B. Esta diferencia entre BF y el bSQ puede explicarse con base en sus diferencias en la intensidad de la luz y la composición de los sedimentos que controlan la producción primaria de diatomeas planctónicas y bentónicas.

La producción de las diatomeas pelágicas y bentónicas está fuertemente afectada por la disponibilidad de luz en la columna de agua (Ragueneau *et al.*, 2000) y en los sedimentos (Billerbeck *et al.*, 2007). Se ha demostrado que en sedimentos con mayor tamaño de grano, existe una mayor penetración de la luz que en sedimentos en donde el tamaño de grano es menor, favoreciendo la fotosíntesis bruta en los sedimentos con mayor proporción de arenas (Billerbeck

at al., 2007). En BF, los sedimentos, en general, son de mayor tamaño que en bSQ. Por otra parte, la penetración de la luz en BSQ también es afectada por la distribución de los pastos marinos (principalmente *Zostera marina*), los cuales son más abundantes en bSQ que en BF (Ward *et al.*, 2004). Por lo tanto, en BF la penetración de la luz puede ser mayor por ambos factores, lo cual provoca una mayor actividad fotosintética y consecuentemente una mayor captación de SiD tanto por diatomeas bentónicas como planctónicas.

En la caja D los flujos de SiD fueron positivos para 9 transectos (2.8 ± 0.5 mmol m² d⁻¹) de los 15 realizados durante surgencias intensas (tanto persistentes como intermitentes), es decir, el proceso de disolución de ópalo biogénico excedió al consumo de SiD en esta zona. En estos casos es probable que el ópalo producido durante los periodos de relajación, previos a las surgencias, no se disolviera inmediatamente sino pocos días después, ocasionando que esta caja se comportara como una fuente de SiD durante algunos de los periodos de surgencia intensa. Durante los muestreos e primavera, en los transectos T2 de 2004 y T11 y T13 de 2005 la caja D aportó más del 50% del SiD requerido por las cajas internas y durante los transectos T1 de 2004 y T8 de 2005 la caja D fue la fuente del 100% de SiD requerido por las cajas B y C y exportó SiD al océano adyacente (Fig. 19). Lo anterior indica que una fracción del ópalo biogénico fitoplanctónico aportado por el océano y el producido dentro de BSQ se disuelve rápidamente, debido probablemente a que este ópalo proviene de diatomeas con un bajo grado de silicificación, como *Nitzschia spp.*, la especie más abundante durante los periodos de surgencia

(Frias-Velasco, 2009; Moreno-Miranda, 2007). Cabe aclarar que la incertidumbre en los cálculos de V_x (y en consecuencia en los cálculos de los flujos no conservativos) con el modelo de LOICZ incrementa cuando los gradientes de salinidad son menores a 0.2 por lo que algunos cálculos de los flujos no conservativos para la caja D tienen una incertidumbre mayor a la reportada (Anexo I). Sin embargo, la consistencia en los gradientes de salinidad entre los diferentes transectos bajo las diferentes condiciones oceanográficas (Fig. 4, 7 y 10), sugiere que el uso del modelo de LOICZ es una buena herramienta para realizar estos cálculos.

Durante el T1 y el T7 de 2005 realizados después de ~ 5 días de relajación de las surgencias, en las cajas B, C y D el proceso de disolución excedió al de consumo de SiD, por lo que bajo estas condiciones BSQ se comportó como una fuente neta de SiD (Fig. 20a) con un promedio ponderado de 1.4 y 4.5 $\text{mmol m}^2 \text{d}^{-1}$, respectivamente. Wilkerson *et al.* (2006) sugieren que una ventana de relajación de 3 a 7 días promueve la acumulación de fitoplancton, principalmente diatomeas, en la zona costera. Una acumulación de este tipo se presentó en la costa adyacente a BSQ como lo indican datos reportados por Ribas-Ribas (2008) quien obtuvo valores máximos de clorofila *a* ($\sim 7\text{-}12 \text{ mg m}^{-3}$) para el T7 de 2005 correspondientes a un florecimiento dominado por diatomeas (Frias-Velasco, 2009). Ópalo biogénico acumulado en el océano adyacente fue muy probablemente aportado al interior de la laguna y en pocos días una gran parte de éste ópalo se disolvió, promoviendo la liberación de SiD a la columna de agua.

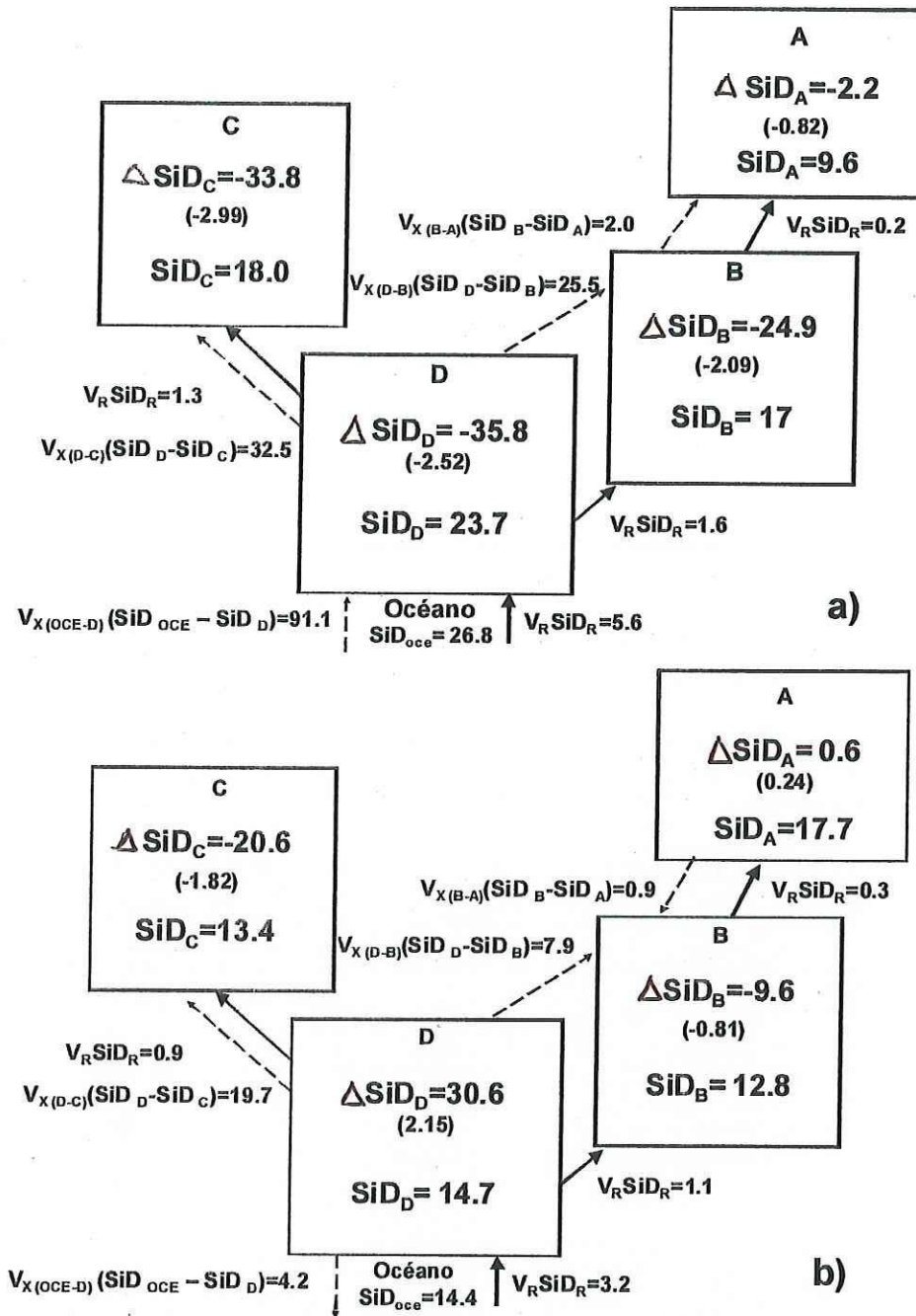


Figura 19. Se muestran los flujos para 2 transectos de los muestreos realizados en BSQ, cada uno representa a un tipo: (a) Tipo I (T9, primavera de 2005) y (b) Tipo II (T1, primavera de 2004). En cada caja ΔSiD representa los flujos no conservativos, los cuales están dados en $\times 10^3 \text{ mol SiD d}^{-1}$, al igual que los flujos de mezcla (V_X) y el flujo residual (V_R), los valores entre paréntesis representan los flujos no conservativos en $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$. En cada caja también se muestra la concentración de SiD dada en μM . Las flechas representan la dirección de los flujos, las punteadas son para V_X y las continuas para V_R .

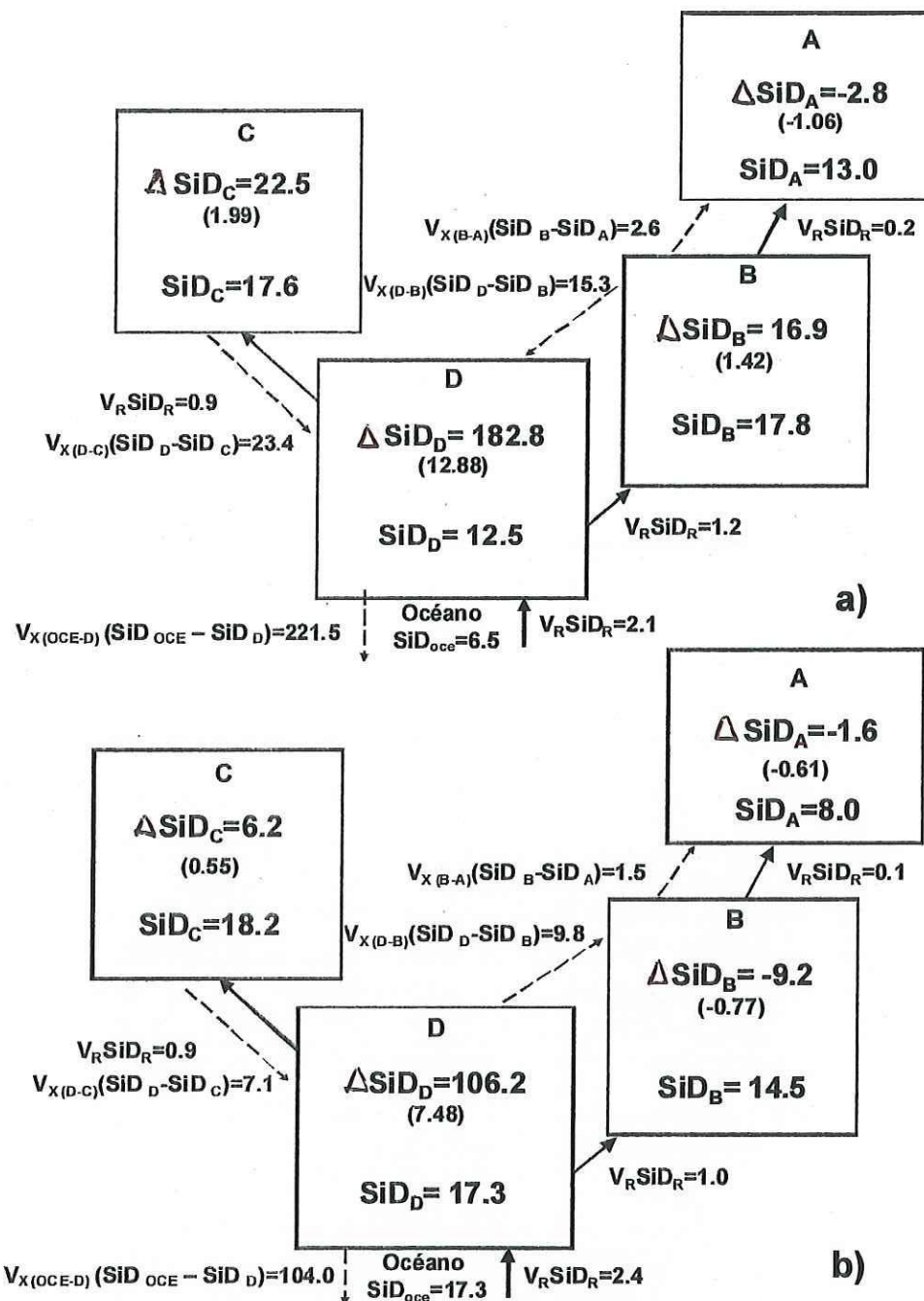


Figura 20. Se muestran los flujos para 2 transectos de los muestreos realizados en BSQ, cada uno representa a un tipo: a) Tipo III (T7, primavera de 2005) y b) Tipo IV (T4, verano de 2004). En cada caja ΔSiD representa los flujos no conservativos, los cuales están dados en $\times 10^3 \text{ mol SiD d}^{-1}$, al igual que los flujos de mezcla (V_X) y el flujo residual (V_R), los valores entre paréntesis representan los flujos no conservativos en $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$. En cada caja también se muestra la concentración de SiD dada en μM . Las flechas representan la dirección de los flujos, las punteadas son para V_X y las continuas para V_R .

El ópalo biogénico de origen planctónico y bentónico puede preservarse durante periodos relativamente largos (meses) al interior de los sistemas estuarinos y lagunares y posteriormente cuando la temperatura incrementa se puede promover su disolución, aportandose grandes cantidades de SiD a la columna de agua (Pastuszak *et al.*, 2008). Es posible que durante la temporada de surgencias intensas se haya acumulado ópalo biogénico en los sedimentos de BSQ, debido a la producción de diatomeas bentónicas sugerida por los flujos no conservativos negativos observados en dichos periodos en las cajas B y C. Tampoco se puede descartar la posibilidad de que una fracción del ópalo biogénico proveniente de los florecimientos de diatomeas fitoplanctónicas durante la primavera se haya acumulado en los sedimentos. Posteriormente durante el verano, cuando la temperatura de la columna de agua se incrementó (Fig. 7) y los aportes oceánicos de nutrientes decrecieron, la disolución del ópalo contenido en los sedimentos fue mas importante que el proceso de captación de SiD. Este escenario pudo haber ocasionado que durante el muestreo de septiembre-octubre de 2004, los flujos de SiD en el interior de BSQ fueron positivos para todos los transectos en las cajas C y D y para 6 de los 10 transectos de la caja B (Fig 9).

Durante el verano, los flujos no conservativos positivos en las cajas B y D prácticamente se duplicaron en comparación con los flujos no conservativos estimados para las primaveras (Fig. 6, 9 y 12). Uno de los principales factores que pudo contribuir a la mayor liberación de SiD desde los sedimentos fue el incremento en las tasas de disolución del ópalo biogénico asociado con un

incremento de la temperatura, la cual tiene un efecto directo y un efecto indirecto. De manera directa, al elevarse la temperatura la disolución del ópalo biogénico es mayor debido a que incrementa la tasa de solubilidad (Ragueneau *et al.*, 2000; Cheng *et al.*, 2009; Van Cappellen y Qiu, 1997). Indirectamente, el incremento de la temperatura favorece también la actividad bacteriana la que a su vez puede acelerar la disolución. Por ejemplo, Bidle y Azam (1999, 2001) han demostrado que la degradación bacteriana de la materia orgánica que cubre las frústulas de las diatomeas acelera la disolución del ópalo biogénico ya que el agua de mar está subsaturada de SiD. El incremento en los flujos no conservativos positivos también puede estar asociado con una disminución en la captación de SiD. Durante el verano, la concentración de nitratos fue menor que durante la primavera del 2004 y 2005 (Fig. 2), lo cual pudo ocasionar una disminución de la producción primaria del microfitobentos, el cual es uno de los principales factores que controlan los flujos de nutrientes en la interfase sedimento-agua (Sigmon y Cahoon, 1997). Así durante el verano, es probable que la combinación de ambos factores, el incremento de la disolución y la disminución de la actividad de las diatomeas bentónicas, hayan ocasionado una mayor liberación de SiD desde los sedimentos hacia la columna de agua de BSQ.

El promedio para los flujos positivos de la caja B fue de $1.09 (\pm 0.4) \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, mientras que para la caja C fue de $1.55 (\pm 0.2) \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (verano 2004), ~30% mayor para C que para B. Anteriormente se había discutido que las tasas de consumo de SiD en BF son mayores que en bSQ, lo que puede

ocasionar que durante los periodos más productivos se acumule una mayor cantidad de ópalo biogénico en BF y su posterior disolución durante el verano ocasiona las diferencias entre ambas cajas. Por otra parte, el 33% de la superficie de la caja C está cubierto por cultivos de ostión (Aguirre-Muñoz *et al.*, 2001). Esta actividad puede promover la acumulación de ópalo en los sedimentos de la laguna debido a que los ostiones son organismos filtroalimentadores y desechan prácticamente el 100% del ópalo que consumen (Ragueneau *et al.*, 2005). Por lo tanto, la mayor producción de diatomeas bentónicas en la caja C y la alta biodepositación de ópalo biogénico debido a los ostiones, pueden ocasionar que durante el verano exista una mayor cantidad de ópalo biogénico en la caja C, el cual al disolverse libera mayores cantidades de SiD a la columna de agua de esta caja en comparación con la caja B.

La caja A no mostró un claro patrón espaciotemporal. En la mayoría de los casos se comportó como un sumidero de SiD (Fig. 6, 9 y 12), es decir que los procesos de consumo excedieron a los procesos de disolución. Excepto durante los transectos del Tipo I y en el transecto T7 de 2005, los flujos negativos no conservativos de SiD fueron $\sim 0.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, valores bajos comparados con el resto de la laguna (Fig. 6, 9 y 12), indicando que probablemente esta caja está en balance. Los flujos negativos cercanos o mayores a $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, obtenidos para el Tipo I, indican que el sistema se comportó claramente como un sumidero debido a los altos aportes de SiD proveniente de la surgencia intensa y persistente. Los flujos positivos también

fueron bajos ($<0.5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) indicando que esta caja no es una fuente importante de SiD para la caja adyacente (Fig. 6 y 9).

En la mayoría de los de los transectos los flujos no conservativos más intensos, tanto positivos como negativos, se presentaron en las cajas C y D (Fig. 6, 9 y 12). En ambas zonas, los sedimentos se pueden caracterizar, en general, como arenas limosas y limos arenosos con una baja proporción de arcillas (típicamente $< 3\%$) en la mayoría del área. En zonas con sedimentos arenosos la actividad fotosintética del microfitobentos suele ser mayor que en sedimentos lodosos debido a que existe una mayor disponibilidad de luz y de nutrientes. También en zonas con mayor proporción de sedimentos gruesos los flujos advectivos promueven la resuspensión de SiD y de ópalo biogénico, disminuyendo su acumulación en los sedimentos (Billerberk *et al.*, 2007). Por lo tanto, la combinación de altos flujos no conservativos de SiD y la poca acumulación de ópalo biogénico, de clorofila *a* y de carbono orgánico (Fig. 13), indica que en estas zonas la actividad de las diatomeas bentónicas es mayor que en el resto de la laguna, y por lo tanto el consumo de SiD y la disolución de ópalo biogénico son más intensas en la zona de la boca y en BF que en el bSQ.

En BSQ no hay estudios específicos en que se evalúe la importancia del microfitobentos en la producción primaria del sistema y, por lo tanto, en los flujos biogeoquímicos de los nutrientes como el SiD. Con base en datos de clorofila *a* y de producción primaria reportados en la literatura para otros sistemas estuarinos, Ibarra-Obando *et al.* (2004) estimaron que en BSQ la producción del microfitobentos puede representar $\sim 4\%$ (i.e. $\sim 6 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)

de la producción primaria de toda la laguna y que en “planicies lodosas” las tasas de productividad son de $\sim 20 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Los flujos no conservativos negativos de SiD obtenidos en este trabajo para BF durante periodos de surgencia intensa ($1.8 - 6.6 \text{ mmol SiD m}^{-2} \text{ d}^{-1}$; Anexo I), sugieren que es posible que la contribución del microfitobentos a la producción primaria reportada por Ibarra-Obando et al. (2004) esté subestimada. Utilizando una estequiometría de Redfield (C:N = 6.6) y suponiendo que la proporción molar Si:N en diatomeas bentónicas es ~ 1 , los flujos no conservativos de SiD para BF equivaldrían a una producción primaria entre $12 \text{ y } 44 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Ya que los flujos no conservativos representan flujos netos, el cálculo anterior sería una subestimación de la producción primaria bruta del microfitobentos. En todo caso, es necesario realizar investigación acerca del papel del microfitobentos en la producción primaria de BSQ así como de su papel como fuente y sumidero de nutrientes.

8. Conclusiones

- a) En BSQ se identificaron 4 tipos de distribución espacial del SiD, los cuales pueden cambiar en periodos cortos de tiempo (días) y son determinados por las condiciones de surgencias y marea predominantes durante los muestreos, así como por la intensidad de la disolución de ópalo biogénico y del consumo de SiD al interior de la laguna por las diatomeas.
- b) Los eventos de surgencia en el océano adyacente a BSQ aportan SiD a la superficie del agua, el cual es aportado al interior de BSQ por la mezcla mareal, siendo durante la primavera la fuente principal de SiD al interior de la laguna y ocasionando que durante periodos de surgencia intensa la laguna se comporte como un sumidero de SiD.
- c) Los periodos de relajación entre cada evento de surgencia, permiten la acumulación de ópalo biogénico al interior de BSQ y su posterior disolución, ocasionando que en pocos días BSQ cambie de ser un sumidero a ser una fuente de SiD.
- d) El ópalo biogénico acumulado durante los eventos de relajación en la zona de la boca de BSQ, ocasiona que inclusive durante algunos eventos de surgencia intensa esta zona se comporte como fuente de SiD para las cajas interiores y para el océano adyacente.
- e) Durante las mareas muertas, el SiD muestra un comportamiento notoriamente no conservativo debido a que la estabilidad del agua al

interior de BSQ permite que se manifiesten con mayor claridad los procesos de disolución y de consumo de SiD.

- f) En la primavera el sistema acumula grandes cantidades de ópalo biogénico en los sedimentos, el cual se disuelve durante el verano debido al incremento de la temperatura y a la disminución de la producción de las diatomeas bentónicas, liberando SiD a la columna de agua y convirtiendo a BSQ en una fuente de SiD para el océano adyacente.
- g) Durante el periodo de las campañas de muestreo de primavera y verano de 2004 BSQ se comportó como una fuente neta de SiD para el océano adyacente, mientras que para el periodo de muestreo de la primavera de 2005 la laguna se comportó como sumidero neto de SiD.
- h) El tamaño de grano es uno de los principales factores que afectan los flujos no conservativos de SiD en BSQ debido a que de este depende tanto la actividad fotosintética de las diatomeas bentónicas como la intensidad de los flujos advectivos desde los sedimentos.

9. Referencias

- Aguirre-Muñoz A., Buddemeier R. W., Camacho-Ibar V., Carriquiry J. D., Ibarra-Obando S. E., Massey B. W., Smith S. V. y Wulff F. (2001). Sustainability of Coastal Resource Use in San Quintín, Mexico. *Ambio*. 30(3), 142-149.
- Álvarez-Borrego S. y Chee Barragán A. (1976). Distribución superficial de fosfatos y silicatos en Bahía San Quintín, B. C. *Ciencias Marinas*. 3(1), 51-61.
- Armstrong F. A. J. Stearns C. R. y Strickland D. H. (1967). The measurement of upwelling and subsequent biological processes by means of the Technicon Autoanalyzer and associated equipment. *Deep-Sea Research*. 14, 81-389.
- Bakun A. y Nelson C. S. (1977). Climatology of upwelling related processes off Baja California. *CalCOFI Reports* 19, 107-127.
- Bell Robert G. (1994). Behaviour of dissolved silica, and estuarine/coastal mixing and exchange processes at Tairua Harbour, New Zealand. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*. 28, 55-68.
- Bidle Kay D. y Farooq Azam (1999). Acelerated dissolution of diatom silica by marine bacterial assemblages. *Letters to nature*. 397, 508-512.
- Bidle Kay D. y Farooq Azam (2001). Bacterial control of silicon regeneration from diatom detritus: significance of bacterial ectohydrolases and species identify. *Limnology and Oceanography*. 46(7), 1606-1623.

- Billerbeck Markus, Roy Hans, Bosselmann Katja, Huttel Makus (2007). Benthic photosynthesis in submerged Wadden Sea intertidal flats. *Estuarine Coastal and Shelves Science*. 71, 704-716.
- Brzezinski Mark A., Jones Janice L., Bidle Kay D. y Farooq Azam (2003). The balance between silica production and silica dissolution in the sea: Insights from Monterey Bay, California, applied to the global data set. *Limnology Oceanography*. 45(5), 1846-1854.
- Brzezinski M. A., Phillips D. R., Chavez F. P., Friederich C. E. y Dugdale R. C. (1997). Silica production in the Monterey, California, upwelling system. *Limnology and Oceanography*. 42, 1694-1705.
- Camacho-Ibar V. F., Carriquiry J. D. y Smith S. V. (1997). Bahía San Quintín, Baja California (a teaching example). Comparison of carbon, nitrogen and phosphorus fluxes in Mexican coastal lagoons. *LOICZ reports and Studies No. 10*. Pp. 9-15.
- Camacho-Ibar V. F., Carriquiry J. D. y Smith S. V., (2003). Non-conservative P and N fluxes and net ecosystem production in San Quintin Bay, Mexico. *Estuaries* 26(5), 1220-1234.
- Camacho-Ibar V. F., Hernández-Ayón J. M., Santamaría-del-Ángel E., Dásele-Heuser L. W. y Zertuche-González J. A. (2007). Relación de las surgencias con los stocks de carbono en Bahía San Quintín, una laguna costera del NW de México. En: Hernández- de la Torre B., Gaxiola-Castro G. (eds.), *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. SEMARNAT-INE-CICESE pp. 355-370.

- Chauvaud Laurent, Jean Frédéric, Ragueneau Oliver y Thouzeau Gérard, (2000). Long-term variation of the Bay Brest ecosystem: benthic-pelagic coupling revisited. *Marine Ecology Progress Series*. 200, 35-48.
- Cheng T., Hammond D. E., Berelson W. M., Hering J. G. y Dixit S. (2009). Dissolution kinetics of biogenic silica collected from the water column and sediments of three Southern California borderland basins. *Marine Chemistry*. 113, 41-49.
- Colbert D. y McManus J. (2003). Nutrient biogeochemistry in an upwelling estuary of the Pacific Northwest (Tillamook Bay, Oregon, USA). *Estuaries*. 26(5), 1205-1219.
- Del Amo Yolanda, Quéguiner Bernard, Tréguer Paul, Breton Hervé y Lampert Luis (1997). Impacts of high nitrate freshwater inputs on macrotidal ecosystems. II. Specific role of the silicic acid pump in the year round dominance of diatoms in the Bay of Brest (France). *Marine Ecology Progress Series*. 161, 225-237.
- Delgadillo-Hinojosa F., Zirino A., Holm-Hensen O., Hernández-Ayon J. M., Boyd T. J., Chadwick B. y Rivera-Duarte I. (2008). Dissolved nutrient balance and net ecosystem metabolism in a Mediterranean-climate coastal lagoon: San Diego Bay. *Estuarine Coastal and Shelf Science*. 76, 594-607.
- Doering P. H., Oviatt C. A., Beatty L. L., Banzon V. F., Rice R., Kelly S. P., Sullivan B. K. y Frithsen J. B. (1989). Structure and function in a model

- coastal ecosystem: silicon, the benthos and eutrophication. *Marine Ecology Progress Series*. 52, 287-299.
- Dugdale R. C. (1985). The effects of the varying nutrient concentrations on biological production in upwelling regions. *CalCOFI Report* 26, 93-96.
- Dugdale R. C., Wilkerson F. P. y Minas H. J. (1995). The role of a silicate pump in driving new production. *Deep-Sea Research I*. 42, 697-719
- Durazo R. (en prensa). Climate and upper ocean variability off Baja California, México: 1997-2008. *Progress in Oceanography*.
- Edmunds M, Beardall J., Hart S., Elias J. y Stojkovic-Tadic (2004). Port Phillip Bay Channel Beeping Project Environmental Effects Specialist Studies. Vol. 4: Microphytobentos. Report to Port Melbourne Corporation and Parsons Brinkerhoff No. 161 Version 2. Pp. 46.
- Egge J. K. y Aksnes D. L. (1992). Silicate regulations nutrients in phytoplankton competition. *Marine Ecology Progress Series*. 83, 281-289.
- Eyre B. y Twigg C. (1997). Nutrient behavior during post-flood recovery of the Richmond River Estuary Northern NSW, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 44, 311-326.
- Frías-Velasco A. (2009). Variación espacial y temporal de fitoplancton durante eventos de surgencia en Bahía San Quintín, B. C. México. Tesis de maestría. *Oceanografía Costera IIO-UABC*, Ensenada, Baja California, México, pp. 91.

- Giblin A. E., Hopkinson C. S. y Tucker J. (1997). Benthic metabolism and nutrient cycling in Boston Harbor, Massachusetts. *Estuaries*. 20(2), 346-364.
- Gordon Jr. D. C., Boudreau P. R., Mann K. H., Ong J. E., Silvert W. L., Smith S. V., Wattayakorn G., Wulff F. y Yanagi T. (1996). LOICZ/R&S/95-5. Land Ocean Interactions in the Coastal Zone, Textel, The Netherlands.
- Grenz C., Cloern J. E., Hager S. W. y Cole B. E. (2000). Dynamics of nutrient cycling and related benthic nutrient and oxygen fluxes during a spring phytoplankton bloom in South San Francisco Bay (USA). *Marine Ecology Progress Series*. 197, 67-80.
- Hamm Christian E., Markel Rudolf, Springer Olaf, Jurkoje Plort, Maler, Prechtel Kathrin y Smetacek Víctor (2003). Architecture and material properties of diatom shell provide effective mechanical protection. *Nature, Letters to nature*. 421, 841-843.
- Hernández-Ayón J. M., Galindo-Bect M. S., Camacho-Ibar V., García-Esquivel Z., González-Gómez M. A. y Ley-Lou F. (2004). Dinámica de nutrientes en el brazo oeste de Bahía San Quintín, Baja California, México, durante y después de El Niño 1997/1998. *Ciencias Marinas*. 30(1A), 129-142.
- Ibarra-Obando S. E., Boudouresque C. F. y Roux M. (1997). Leaf dynamics and production of a *Zostera marina* bed near its southern distribution limit. *Aquatic Botany*. 58(2), 99-112.
- Ibarra-Obando S. E., Solana-Arellano E. y Poumian-Tapia (2007). El papel de *Zostera marina* en el ciclo del carbono en Bahía San Quintín, Baja

California. En: Hernández-de la Torre B., Gaxiola-Castro (eds.). Carbono en Ecosistemas Acuáticos en México. SEMARNAT-INE-CICESE pp. 201-212.

Ibarra-Obando S. E., Smith S. V., Poumian-Tapia M., Camacho-Ibar V., Carriquiry J. D. y Montes-Hugo Martin (2004). Benthic metabolism in San Quintin Bay, Baja California, México. Marine Ecology Progress Series. 283, 99-112.

Kamatani Akiyoshi y Oku Osamu (2000). Measuring biogenic silica in marine sediments. Marine Chemistry. 68, 219-229.

Lara-Lara J. R., Alvarez-Borrego S. y Small F. (1980). Variability and tidal exchange of ecological properties in a coastal lagoon. Estuarine Coastal Mar. Sci. 2, 613-617.

Largier J. L., Lawrence C. A., Roughan M., Kaplan D. M., Dever E. P., Dorman C. E., Kudela R. M., Bollens S. M., Wilkerson F. P., Dugdale R. C., Botsford L. W., Garfield N., Kuebel-Cervantes B. y Koracin D. (2006). WEST: a northern California study of the role of wind-driven transport in the productivity of coastal plankton communities. Deep-Sea Research II. 53, 2833-2849.

Lorenz C. (1967). Determination of chlorophyll and phaeopigments: spectrophotometric equations. Limnology and Oceanography. 12, 343-346.

- MacIsaac J. J., Dugdale R. C., Barber R. T., Blasco D. y Packard T. T. (1985). Primary production cycle in an upwelling center. *Deep-Sea Research*. 32, 503-529.
- Millán-Núñez R., Alvarez-Borrego S. y Nelson D. (1982). Effects of physical phenomena on the distribution of nutrients and phytoplankton productivity in a coastal lagoon. *Estuarine Coastal Shelf Sci.* 15, 317-335.
- Moreno-Miranda C., (2007). Variabilidad Espacial de la Composición Taxonómica del fitoplancton en Bahía San Quintín. Tesis de maestría. Oceanografía Costera IIO-UABC. Ensenada, B. C., México. 81 pp.
- Nelson David M., Tréguer Paul, Brzezinski Mark A., Leynaert Aude y Quéguiner Bernard (1995). Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: Revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemical Cycle*. 9(3), 359-372.
- Papush L. y Danielsson A. (2006). Silicon in the marine environment: Dissolved silica trends in the Baltic Sea. *Estuarine Coastal and Shelf Science*. 67, 53-66.
- Paztuszac M., Conley D. J., Humborg C., Witek Z. y Sitek S. (2008). Silicon dynamics in the Oder estuary, Baltic Sea. *Journal of Marine Systems*. 73, 250-262.
- Prego Ricardo, Bao Roberto y Howland Robin (1995). The biogeochemical cycling of dissolved silicate in a Galician Ria. *Ophelia*. 42, 301-318.
- Ragueneau O. Chauvaud L. Moriceau B. Leynaert A., Thouzeau G. Donval A. Le Loc'h F. y Jean F. (2005). Biodeposition by an invasive suspension

- feeder impacts the biogeochemical cycle of Si in a coastal ecosystem (Bay of Brest, France). *Biochemistry*. 75, 19-41.
- Ragueneau O., Tréguer P., Leynaert A., Anderson R. F., Brzezinski M. A., DeMaster D. J., Duglale R. C., Dymond J., Fisher G., Francois R., Heinze C., Maier-Reimer E., Martin-Jézéquel V., Nelson D. M. y Quéguiner B. (2000). A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change* 26, 317-365.
- Ribas-Ribas M. (2008). Efectos de los eventos de surgencia y los procesos biológicos en el sistema de carbono inorgánico en Bahía San Quintín, Baja California México. Memoria de investigación del diploma de estudios avanzados. Universidad de Cádiz, España, pp. 59.
- Rocha C., Galvao H. y Barbosa A. (2002). Role of transient silicon limitation in the development of cyanobacteria blooms in the Guadiana estuary, south-western Iberia. *Marine Ecology Progress Series*. 228, 35-45.
- Rodríguez-Cardozo L. (2007). Valoración económica de las surgencias en Bahía San Quintín, Baja California. Tesis de maestría. Oceanografía Costera IIO-UABC, Ensenada, Baja California, México, pp. 82.
- Schwing F. B., O'Farrel M., Streger J. M. y Baltz K. (1996). Coastal upwelling indices west coast of North America 1946-95. NOAA Technical Memorandum NMFS. NOAA-TM-NMFS-SWFSC-231. Pp.32

- Sigmon D. E. y Cahoon L. B. (1997). Comparative effects of benthic microalgae and phytoplankton on dissolved silica fluxes. *Aquatic Microbial Ecology*. 13, 275-284.
- Smith, S. V. y Hollibaugh J. T. (1997). Annual cycle and interannual variability of ecosystem metabolism in a temperate climate embayment. *Ecological Monographs* 67, 509-533.
- Srithongouthai Sarawt, Sonoyama Yu-Ichi, Tada Kuninao y Montani Shigeru (2003). The influence of environmental variability on silicate exchange rates between sediment and water in the shallow-water coastal environment, the Seto Inland Sea, Japan. *Marine Pollution Bulletin* 47, 10-17.
- Struyf E. y Conley D. J. (2009). Silica: an essential nutrient in wetland biogeochemistry. *Frontiers in Ecology and the Environment*. 7(2) 88-94.
- Struyf Eric, Dausse Armel, Van Damme Stefan, Bal Kris, Gribsholt Britta, Boschker Henricus T. S., Middelburg Jack J. y Meire Patrick (2006). Tidal marshes and biogenic silica recycling at the land-sea interface. *Limnology Oceanography*. 51(2), 838-846.
- Van Cappellen P. y Qiu L. (1997). Biogenic silica dissolution in sediments of the Southern Ocean. I. Solubility. *Deep Sea Research Part II: Tropical Studies in Oceanography*. 44(5), 1109-1128.
- Ward D., Morton A., Tibbitts L., Douglas D. C. y Carrera-González E. (2003). Long-term change in eelgrass distribution at Bah;ia San Quintín, Baja California, Mexico, using satellite imagery. *Estuaries*. 26(6), 1529-1539.

- Ward D., Tibbitts L., Morton A., Carrera-González E. y Kempka (2004). Uso de videografía multiespectral digital para evaluar la distribución del pasto marino en Bahía San Quintín, Baja California, México. *Ciencias Marinas*. 30(1A), 47-60.
- Welker C., Sdrigotti E., Covelli S. y Faganeli J. (2002). Microphytobenthos in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic Sea): Relationship with labile sedimentary organic matter and nutrients. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 55(2), 259-273.
- Wilkerson, F.P., Dugdale R.C., Chavez F P, and Kudela R M. (2000). Biomass and productivity in Monterey Bay, California: contribution of the larger autotrophs. *Deep-Sea Research II*. 47, 1003-1022.
- Wilkerson F. P., Lassiter A. M., Dugdale R. C., Marchi A., Hogue V. E. (2006) The phytoplankton bloom response to wind events and upwelled nutrients during the CoOP WEST study. *Deep-Sea Research II*. 53, 3023-3048.
- Zertuche-González J. A., Camacho-Ibar V. F., Pacheco-Ruiz I., Cabello-Pasini A., Galindo-Bect L. A., Guzmán Calderón J. M., Macías-Carranza V. y Espinoza-Ávalos J., (2009). The role of *Ulva* spp. As a temporary nutrient sink in a coastal lagoon with oyster cultivation and upwelling influence. *Journal of Phycology*. DOI 10.1007/s10811-009-9408-y.

ANEXO I

Flujos no conservativos de SiD ($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$) para las tres campañas de muestreo.

Mayo-Junio 2004

Transecto	Caja A	±	Caja B	±	Caja C	±	Caja D	±
T1	0.24	0.01	-0.81	0.02	-1.82	0.05	2.15	0.04
T2	-0.32	0.01	-1.94	0.05	-1.46	0.04	1.60	0.05
T3	0.26	0.01	-1.47	0.03	-0.63	0.02	-0.82	0.10
T4	0.26	0.01	-0.17	0.00	0.99	0.03	1.91	0.05
T5	-0.17	0.00	0.58	0.02	0.55	0.02	-0.36	0.02
T7	-0.75	0.02	-0.84	0.02	-1.33	0.04	1.16	0.04
T8	-0.58	0.01	0.90	0.02	2.30	0.07	1.94	0.11
T9	-0.56	0.01	-0.33	0.01	-0.41	0.01	5.15	0.09
T10	-0.68	0.02	-0.61	0.02	-0.45	0.01	4.05	0.06
Promedio	-0.26	0.01	-0.52	0.08	-0.25	0.15	1.86	0.20

Septiembre-Octubre 2004

Transecto	Caja A	±	Caja B	±	Caja C	±	Caja D	±
T2	0.41	0.10	0.67	0.14	0.67	0.15		
T3	0.20	0.06	0.51	0.11	2.36	0.49	1.59	0.70
T4	-0.61	0.11	-0.77	0.14	0.55	0.13	7.48	1.25
T5	-0.57	0.11	0.13	0.03	1.64	0.35	4.19	0.72
T6	0.00	0.00	3.47	0.60	1.92	0.40	5.90	1.30
T7	-0.52	0.10	0.52	0.08	1.42	0.30	6.00	0.90
T8	-0.31	0.05	0.12	0.03	2.02	0.42	3.72	0.85
T9	-0.37	0.06	-0.33	0.06	1.30	0.28	5.07	1.01
T10	-0.70	0.13	1.51	0.24	1.88	0.39	5.63	1.00
T11	-0.49	0.09	1.81	0.30	1.75	0.36		
Promedio	-0.29	0.04	0.76	0.10	1.55	0.06	4.95	0.19

Mayo-Julio 2005

Transecto	Caja A	±	Caja B	±	Caja C	±	Caja D	±
T1	-0.39	0.01	2.55	0.06	2.83	0.08	0.44	0.13
T2	-0.11	0.00	0.14	0.01	0.22	0.01	1.01	0.03
T3	-0.40	0.01	-0.17	0.01	0.19	0.01	-0.77	0.01
T4	-0.66	0.02	1.04	0.03	1.23	0.04	-1.19	0.04
T5	-0.14	0.00	-1.66	0.04	-0.92	0.02	-2.23	0.09
T6	-0.77	0.02	-1.77	0.04	-3.77	0.11	2.67	0.10
T7	-1.06	0.03	1.42	0.03	1.99	0.06	12.88	0.26
T8	-0.50	0.01	-2.14	0.05	-1.65	0.04	3.42	0.06
T9	-0.82	0.02	-2.09	0.05	-2.99	0.08	-2.52	0.14
T10	-1.20	0.03	-2.48	0.06	-3.05	0.08	4.36	0.09
T11	-1.59	0.04	-3.72	0.10	-4.95	0.14	4.98	0.14
T12	-2.32	0.06	-3.37	0.09	-6.58	0.19	-1.40	0.43
T13	-1.94	0.05	-2.54	0.07	-4.68	0.13	4.16	0.12
T14	-1.48	0.04	-0.96	0.03	-2.11	0.06	1.24	0.06
Promedio	-0.96	0.05	-1.13	0.11	-1.73	0.20	1.93	0.27