



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE CIENCIAS

PROCESOS SEDIMENTARIOS DEL TALUD  
CONTINENTAL ENCONTRADOS EN EL PACÍFICO  
NORESTE FRENTE A LAS COSTAS DE BAJA  
CALIFORNIA SUR

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

SANDRA MONSERRAT VILLAFUERTE BAZALDUA

TUTORA

DRA. ELSA ARELLANO TORRES

CIUDAD UNIVERSITARIA, Cd. Mx., 2021





Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Hoja de datos

**Datos del alumno**

Villafuerte  
Bazaldua  
Sandra Monserrat  
312355962  
Universidad Nacional Autónoma de  
México  
Facultad de Ciencias  
Ciencias de la Tierra

**Datos de la tutora**

Dra.  
Elsa  
Arellano  
Torres

**Datos del sinodal 1**

Dr.  
William Lee  
Bandy

**Datos del sinodal 2**

Dr.  
Carlos Ángel Quintil  
Motera  
Gutiérrez

**Datos del sinodal 3**

Dra.  
Ana María Lizeth  
Caballero  
García

**Datos del sinodal 4**

Dra.  
Karina Elizabeth  
Cervantes  
de la Cruz

**Datos del escrito**

Procesos sedimentarios del talud  
continental encontrados  
en el Pacífico noreste frente a  
las costas de Baja California Sur  
84p  
2021

El mar  
Antes que el sueño (o el terror) tejiera  
mitologías y cosmogonías,  
antes que el tiempo se acuñara en días,  
el mar, el siempre mar, ya estaba y era.

¿Quién es el mar? ¿Quién es aquel violento  
y antiguo ser que roe los pilares  
de la tierra y es uno y muchos mares  
y abismo y resplandor y azar y viento?

Quien lo mira lo ve por vez primera,  
siempre. Con el asombro que las cosas  
elementales dejan, las hermosas

tardes, la luna, el fuego de una hoguera.  
¿Quién es el mar, quién soy? Lo sabré el día  
ulterior que sucede a la agonía.

Jorge Luis Borges.

# Agradecimientos académicos

Deseo agradecer a mi asesora, la **Dra. Elsa Arellano Torres**, por ser un ejemplo a seguir para mí, muchas gracias por permitirme trabajar con usted desde el servicio social hasta la tesis. Por todo el apoyo, la paciencia, la confianza que me ha brindado y me ha forjado como estudiante y como persona. Por todo lo que hemos aprendido juntas en este trabajo de investigación, muchas gracias por siempre escucharme y tener una respuesta a todas mis dudas. Por transmitirme la pasión para entender todos los procesos que ocurren en el océano. Y finalmente, por permitirme conocerla un poco más, muchas gracias por todas las pláticas y risas que hacían más agradables los días en el cubo.

A la campaña **BATIBAJA11** que fue dirigida por el **Dr. William Lee Bandy**, **Dr. Carlos A. Mortera Gutiérrez** y **Dr. Francois Michaud**, muchas gracias por proporcionar el núcleo sedimentario marino BB03 y los datos batimétricos, sin ellos no hubiera sido posible la elaboración de esta tesis.

A la **Ing. María del Carmen Millán Motolinía**, gracias por el tiempo dedicado en los análisis de los datos batimétricos.

A la **Dra. Lizeth Caballero García**, muchas gracias por todo el apoyo, la paciencia y el conocimiento que ayudaron a desarrollar, enriquecer y concluir con éxito este trabajo de investigación. Y por transmitirme la pasión para entender los procesos que ocurren en el relieve submarino.

A los integrantes de mi jurado de mi examen de grado, **Dr. William Lee Bandy**, **Dr. Carlos A. Mortera Gutiérrez**, **Dra. Lizeth Caballero García** y **Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz** muchas gracias por el tiempo, la revisión y los comentarios que enriquecieron este trabajo.

Al programa **UNAM-PAPIIT con clave IA105517** que fue otorgado a la Dra. Elsa Arellano Torres, el cual financió este proyecto. Sin su apoyo no hubiera sido posible la realización de este trabajo.

A la **beca de titulación** para extemporáneos por financiar los trámites de titulación.

A la **Universidad Nacional Autónoma de México**, por ser mi alma máter desde el bachillerato hasta la licenciatura.

A la **Facultad de Ciencias**, gracias por todo lo que aprendí a lo largo de este tiempo, gracias a todos los profesores y las profesoras que tuve a lo largo de mi trayectoria académica por forjarme y por inspirarme a ser una científica.

# Agradecimientos personales

A **mis papás** Yolanda Bazaldúa Vera y Arturo Villafuerte Chávez, muchísimas gracias por tantas cosas que no puedo enumerar, pero me ayudaron a llegar hasta aquí. Por dedicar muchas horas de trabajo para mi bienestar y educación. Por la paciencia y la confianza en mis decisiones, incluso cuando no estaban de acuerdo o les atemorizaban. Las palabras no alcanzan, los amo.

A **mi abuelita** Luz María Chávez Jiménez, muchas gracias por siempre escucharme y ser una amiga más. Por entenderme y respetar mi forma de pensar a pesar de no estar de acuerdo. Te amo.

A **mis amigos** Mayte, América, Jair, Michel y Lisa , muchas gracias a todos por los momentos que hemos compartido. Por brindarme una hermosa amistad durante años, a pesar de la distancia, por creer en mí y apoyarme siempre. Los quiero muchísimo.

A **mis amigos**, que conocí durante la carrera, con los que compartí clases, prácticas de campo y una que otra aventura fuera de lo académico. A ellos Mari, Sam, Alfonso, Arielle, Astrid, Yoselín, Raúl Silva, Liz, Aratnza, Joanna, Mireya, Karla, Aldair, Fer, Sandra y Diana, muchas gracias por hacer más divertido el paso por la facultad. A Carlos, por todos estos años llenos de diferentes experiencias donde hemos aprendido y crecido juntos, gracias por siempre apoyarme y estar a mi lado. Los quiero muchísimo.

A **Ana Rocher**, gracias por transmitirme la pasión por entender los distintos procesos geológicos y geodinámicos que ocurren en la Tierra. Por permitirme trabajar contigo como tu ayudante y por ser una gran amiga. Te quiero mucho.

# Resumen

En esta tesis se trabajó con el núcleo sedimentario marino BB03, localizado en el Pacífico NE frente a la península de Baja California Sur (BCS), con el objetivo de determinar depósitos sedimentarios en un proceso de remoción en masa, además de determinar su temporalidad. En el núcleo se identificaron y describieron sus estructuras sedimentarias, se realizaron análisis de tamaño de partícula, de contenido de carbono, de componentes biológicos más abundantes y al final se construyó un modelo digital de elevación (MDE). La datación temporal del material sedimentario se realizó a partir del análisis por radiocarbono ( $^{14}C$ ). Para caracterizar el evento se calcularon las tasas de sedimentación, se analizó el tamaño de grano por difracción láser, se realizaron análisis geoquímicos del contenido de carbono total total (%CT) y carbono inorgánico total (%CIT). Finalmente, se revisó el estado de preservación de las testas de foraminíferos. A lo largo del núcleo se identificaron cinco unidades litoestratigráficas: U1-U2 (hace 4,162 años cal AP), U3-U4 (hace 14,406 años cal AP) y U5 (hace 18,759 – 19,445 años cal AP) donde se observan estratos abruptamente invertidos. En el registro sedimentario, las U1 y U2 presentan laminaciones, que son características de otros registros sedimentarios de la región durante el actual periodo interglaciar o del Holoceno (11.7 ka al presente). Las U3 y U4 presentan estructuras de bioturbación, regionalmente típicas durante último periodo glacial (40-20 ka). Y en la U5 presenta una perturbación causada por el pistón durante la colecta. Con base en MDE se identificaron las estructuras de un deslizamiento rotacional en el relieve submarino y se determinó que el PRM se encuentra asociado a las características tectónicas de la región.

# Índice general

Agradecimientos académicos	III
Agradecimientos personales	IV
Resumen	V
Índice de figuras	IX
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Antecedentes . . . . .	2
1.2. Marco teórico . . . . .	6
1.3. Objetivos . . . . .	11
1.4. Hipotesis . . . . .	12
1.5. Justificación . . . . .	13
<b>2. Área de estudio: Pacífico noreste</b>	<b>14</b>
2.1. Clima . . . . .	15
2.2. Geología continental y marina . . . . .	17
2.2.1. Tectónica . . . . .	17
2.2.2. Sedimentos terrígenos y biogénicos . . . . .	20
2.2.3. Batimetría y relieve submarino . . . . .	22
2.3. Oceanografía . . . . .	24
2.3.1. Circulación . . . . .	24
2.3.2. Clorofila, distribución de plancton, fitoplancton y zooplancton	25



2.3.3. Masas de agua . . . . .	25
2.3.4. Zona de mínimo oxígeno . . . . .	26
<b>3. Metodología</b>	<b>28</b>
3.1. Núcleo sedimentario marino . . . . .	28
3.2. Mapa batimétrico . . . . .	29
3.3. Modelo de edad y tasas de sedimentación . . . . .	29
3.4. Análisis del tamaño de grano . . . . .	30
3.5. Análisis del material sedimentario . . . . .	33
3.5.1. Análisis biogénico . . . . .	34
<b>4. Resultados</b>	<b>35</b>
4.1. Batimetría del Pacífico NE frente a las costas de BCS . . . . .	35
4.2. Descripción del núcleo sedimentario . . . . .	35
4.3. Características litológicas . . . . .	39
4.4. Modelo de edad y tasas de sedimentación . . . . .	39
4.5. Granulometría . . . . .	40
4.6. Análisis de contenido de carbono . . . . .	43
4.7. Contenido de los componentes biogénicos . . . . .	45
<b>5. Discusión</b>	<b>47</b>
5.1. Análisis de las unidades litoestratigráficas . . . . .	48
5.2. Análisis del Modelo Digital de Elevación . . . . .	54
5.3. Reconstrucción del paleoderrumbe . . . . .	56
<b>6. Conclusiones</b>	<b>60</b>
<b>7. Referencias</b>	<b>62</b>

# Índice de figuras

1.1. Histograma que muestra la distribución de las frecuencias del ángulo de inclinación de la pendiente en el Atlántico norte. . . . .	8
1.2. Tipos de procesos de remoción en masa. Se muestran los diferentes procesos que se encuentran en el relieve marino. . . . .	10
2.1. Ubicación geográfica del Pacífico NE . . . . .	14
2.2. Circulación atmosférica del Pacífico NE . . . . .	16
2.3. Evolución geológica regional desde el Mioceno hasta el presente . . .	18
2.4. Actividad tectónica actual en el Pacífico NE frente a la península de BC	19
2.5. Mapa de la distribución de los sedimentos marinos a lo largo del Pacífico NE frente a la península de BCS . . . . .	21
2.6. Mapa de la batimetría de BCS . . . . .	23
2.7. Representación esquemática de las corrientes oceánicas superficiales en el Pacífico este . . . . .	24
2.8. Ubicación de las masas de agua a lo largo del Pacífico . . . . .	26
4.1. Modelo Digital de Elevación del Pacífico NE frente a la península de BCS. . . . .	36
4.2. Columna estratigráfica del núcleo sedimentario marino BB03. . . . .	37
4.3. Modelo de edad donde se observa las tasas de sedimentación y los años pertenecientes a determinada profundidad . . . . .	40
4.4. Distribuciones unimodales del tamaño de grano a lo largo del núcleo sedimentario marino BB03 . . . . .	42

4.5. Análisis geoquímico en la secuencia sedimentaria BB03 . . . . .	44
4.6. Análisis en el contenido del material biogénico . . . . .	46
5.1. Análisis del contenido de CO (%), $CaCO_3$ (%), FFI (%) . . . . .	51
5.2. Caracterización e identificación de las estructuras en el núcleo BB03.	53
5.3. Caracterización e identificación de las estructuras asociadas al PRM .	55
5.4. Pendientes del MDE que se encuentran en unidades de (%) con un intervalo de 25-0% de pendiente. . . . .	56
5.5. Modelo en corte vertical del deslizamiento rotacional (slump) . . . . .	58

# Capítulo 1

## Introducción

Los procesos sedimentarios son un conjunto de mecanismos que comienzan en la superficie terrestre con la meteorización, la desintegración física y la descomposición química de las rocas preexistentes para producir restos de partículas sólidas. Posterior al intemperismo y erosión, las partículas son transportadas y depositadas en depocentros. Cuando los sedimentos son depositados en una cuenca marina pueden ser nuevamente trasladados decenas a cientos de kilómetros en aguas profundas por procesos submarinos de remoción en masa (Boggs, 2006). En particular, el estudio de los sedimentos marinos es un tema de interés en una amplia gama de disciplinas como la oceanografía, geomorfología, vulcanología, sismología, estratigrafía o la paleoceanografía. El estudio de los sedimentos y procesos sedimentarios en el talud continental radica en que son uno de los mecanismos más eficientes para transportar sedimentos hacia las zonas abisales, así como para entender los riesgos geológicos que podrían afectar las actividades humanas, los daños en la infraestructura costera, la vulnerabilidad por sismos, o los desastres ocasionados por tsunamis (Shanmugam, 2015). Los procesos sedimentarios son fácilmente registrados en una columna sedimentaria, y su estudio nos permite reconstruir eventos pasados.

Al realizar estudios del material sedimentario que se encuentra depositado en el talud continental se debe tener en cuenta las siguientes características: la inclinación de la pendiente, los procesos que causan inestabilidad del sedimento, los movimientos

de transporte y la alteración del depósito (Mulder y Alexander, 2001). Para estudiar una secuencia sedimentaria, se puede auxiliar de disciplinas como la geomorfología, la estratigrafía, la sedimentología, o la geoquímica, utilizando herramientas de análisis y reconstrucción que ayudan a establecer las variaciones ambientales que ocurrieron en un tiempo determinado. Lo cual permitirá identificar si su origen fue geológico, físico, químico o biológico (Gornitz, 2007). La inestabilidad del sedimento también dependerá de la zona geográfica, ya que en lugares con actividad sísmica, inundaciones monzónicas, ciclones tropicales se espera una perturbación asociada a ellos (Shanmugam, 2012a, 2012b). Los procesos sedimentarios del talud en el Pacífico NE frente a la península de BCS son de importancia, ya que en esta zona se han encontrado evidencias sísmicas producidas por la falla activa de Tosco-Abreojos. En consecuencia, se sabe que el piso o relieve oceánico se caracteriza por cañones submarinos escarpados (Spencer y Normark, 1979; Michaud et al., 2007; Fletcher et al., 2007; Plattner et al., 2009). Es por ello, que en este trabajo se busca aportar información al entendimiento de los procesos sedimentarios asociados a esta región.

## 1.1. Antecedentes

Los estudios a nivel global de los procesos de remoción en masa (PRM) se han basado durante décadas en análisis de batimetría, análisis de los perfiles de reflexión sísmica y caracterizaciones sedimentarias del piso oceánico. Lo anterior ha ayudado a identificar el tipo de PRM (i.e., deslizamiento, deslizamiento rotacional, corriente de turbidez o turbidita), la temporalidad del evento y el mecanismo que desencadenó el movimiento (Tabla 1).

Estudios de PRM a nivel global			
PRM (referencia)	Temporalidad	Comentarios	Volumen ( $km^3$ )
1. Deslizamiento rotacional en el margen de las Agulhas en el sureste de África (Dingle, 1977).	Post-Plioceno	El PRM más grande conocido a nivel mundial, desencadenado por un sismo.	20,331
2. Deslizamiento rotacional Chamaïs en el margen del sureste de África (Dingle, 1980).	Neógeno	Desencadenado por sismo.	17,433
3. Avalancha de escombros en Nuuanu al NE de Oahu, Hawái (Normark et al., 1993; Moore et al., 1994).	2.7 Ma	Desencadenado por actividad volcánica. Se nombró avalancha de escombros por la velocidad a la que se transportaba el material.	5,000
4. Deslizamiento de Storegga en la plataforma continental del mar de Noruega (Bugge et al., 1987; Hafli-dason et al., 2005).	8,100 años AP	Desencadenado por un sismo.	2,400-3,200
5. Depósitos occidentales de transporte de masas en la cuenca del Amazonas en el Atlántico Ecuatorial (Piper et al., 1997).	Pleistoceno tardío	Posiblemente fue desencadenado durante una disminución en el nivel del mar (Damuth et al., 1988).	2,000
6. Deslizamiento en Puerco Rico (Schwab et al., 1993).	Cuaternario	Desencadenado por un sismo.	1,500
7. Deslizamiento Brunei en el NO de Borneo, Asia (Gee et al., 2007).	Cuaternario	Desencadenado por carga de sedimentos, hidratos de gas y un sismo.	1,200
8. Corriente de turbidez del Sahara en el NO del margen africano (Embley, 1976; Embley y Jacobi, 1977; Gee et al., 1999).	60,000 años AP	Flujos de turbidez de material volcániclastico de larga duración en pendientes suaves que disminuyen hasta los $0.05^\circ$ .	600-1,100
9. Avalancha de escombros en Orotava-Icod-Tino, en la pendiente del NO de África (Wynn et al., 2000).	Pleistoceno	Se nombró avalancha de escombros por la velocidad a la que se transportaba el material	1000
10. Deslizamiento rotacional, Israel (Frey-Martinez et al., 2005)	Plioceno-Cuaternario	Desencadenado por un sismo.	1000

Estudios de PRM a nivel global			
PRM (referencia)	Temporalidad	Comentarios	Volumen ( $km^3$ )
11. Deslizamiento en Bassein Arco de Sonda al NE del océano Índico (Moore et al., 1976).	Cuaternario tardío	Desencadenado por un sismo.	900
12. Avalancha de escombros en el NE de Oahu, Hawái (Normark et al., 1993).	300,000-105,000 años AP	Desencadenado por actividad volcánica.	200-800
13. Transporte de masas en delta del río Nilo, Egipto (Newton et al., 2004).	Cuaternario	Desencadenado por una rápida sedimentación.	670
14. Deslizamiento del río Copper Kayak en el norte del Golfo de Alaska (Carlson y Molinia, 1977).	Holoceno	Posiblemente fue desencadenado por un sismo y rápida sedimentación.	590
15. Transporte de masas en Trinidad, Mar Caribe (Moscardelli et al., 2006).	Plioceno-Pleistoceno	Desencadenado por actividad tectónica y rápida sedimentación	242
16. Deslizamiento de masas en Carolina en el margen del Atlántico, Estados Unidos (Popenoe et al., 1993; Lee, 2009).	Pleistoceno	Desencadenado por actividad tectónica y descomposición de hidratos de gas.	200
17. Deslizamiento de masas en los grandes bancos de las costas del Atlántico entre Estados Unidos y Canada (Heezen y Ewing, 1952; Piper y Aksu, 1987; Driscoll et al., 2000; Bornhold et al., 2003).	1929	Desencadenado por un sismo de magnitud 7.2.	185-200
18. Deslizamiento de Currituck en el margen del Atlántico, Estados Unidos (Locat et al., 2009).	24-50 ka	Desencadenado por un sismo y alta presión en el poro de los sedimentos.	165
19. Deslizamiento en el NO del Golfo de México (McGregor et al., 1993).	15-20 ka	Desencadenado por deformaciones en domos salinos.	~ 160
20. Deslizamiento en un cañón del Mississippi en el Golfo de México (McAdoo et al., 2000).	Holoceno	Desencadenado por deformaciones en domos salinos y rápida sedimentación.	152
21. Deslizamiento en la dorsal de Jan Mayen en el Mar de Noruega y Groenlandia (Laberg et al., 2014)	Plioceno y Pleistoceno	Lo identificaron como movimiento regresivo.	60
22. Deslizamiento en la dorsal de Owen en las costas de Omán, Mar Árabe (Rodríguez et al., 2013)	Holoceno	Lo identificaron como un deslizamiento rotacional.	40

**Tabla 1.** Estudios a nivel global de los procesos de remoción en masas en ambientes submarinos. La tabla se encuentra ordenada con base en los PRM de mayor a menor volumen.

Dentro del territorio mexicano los estudios de los PRM se encuentran ubicados principalmente en el golfo de México (tabla 1). Sin embargo, la región del extremo sur de la península de Baja California en el margen occidental del Pacífico Mexicano han sido poco estudiados los PRM. Aunque durante décadas por diversos motivos, se han realizado estudios de tipo sedimentológico hasta de tipo tectónico (e.g., Spencer y Normark, 1979; Curray y Moore, 1982; Lonsdale, 1989; Carranza-Edwards y Aguayo-Camargo, 1992; VanGeen et al., 2003; Michaud et al., 2007; Fletcher et al., 2007; Plattner et al., 2009). Actualmente se sabe que los sedimentos de esta región preservan evidencia de cambios climáticos y oceanográficos a diferentes escalas de tiempo. Y por otro lado, se sabe que la tectónica está ligada a la evolución de la zona de subducción de Farallón-Norteamérica que caracteriza y moldea el relieve tanto marino como terrestre.

En términos de estructuras y los componentes sedimentarios encontrados en núcleos marinos del Pacífico NE existen una variedad de trabajos al respecto. Por ejemplo, VanGeen et al. (2003), Barron et al. (2003), Catarpanis et al. (2011) y Arellano-Torres et al. (2019) han estudiado desde la cuenca de Santa Bárbara en California hasta la punta de la península de Baja California. En los sedimentos reconstruyeron variaciones de la intensidad de las zonas de oxígeno mínimo (OMZ, por sus siglas en inglés) a través de la presencia o ausencia de laminaciones intercaladas por colores claros y oscuros, asociado con altas tasas de sedimentación, afloramientos biológicos superficiales, así como eventos de intensificación en la circulación del agua intermedia del Pacífico Norte (NPIW, por sus siglas en inglés) que forma un ambiente reductor (poco o nualmente oxigenado) donde se degrada materia orgánica y hay altos contenidos de exportación de carbono orgánico. Los sedimentos masivos que se han encontrado poseen estructuras de bioturbación con restos de organismos bentónicos excavadores, que sugieren una columna de agua oxigenada asociada al debilitamiento NPIW.

Ahora bien, desde la perspectiva tectónica, Spencer y Normark (1979), Michaud et al. (2007), Fletcher et al. (2007) y Plattner et al. (2009) han realizado estudios



sísmicos y batimétricos a lo largo del NO de México relacionando la interacción de las placas de Norteamérica-Pacífico, y mostrando el comportamiento geológico actual caracterizado por la actividad tectónica de las fallas de Tosco-Abreojos (al este y oeste de la península), y el sistema de fallas de San Isidro-San Clemente al norte y Santa Margarita-San Lázaro al sur. En la región, muchos de los paquetes de sedimentos presentan deformaciones asociadas a las fallas activas. Siendo lo anterior evidenciado por modelos batimétricos del relieve, así como el registro de sismos recientes con magnitudes de momento ( $M_w$ ) entre 4-5.

## 1.2. Marco teórico

Entre los procesos sedimentarios que ocurren en el talud continental se encuentran los PRM, que son una mezcla acuosa con alta concentración de sedimentos que involucran movilidad en pendientes bajo la influencia de la fuerza gravitacional. Se desplazan sobre una superficie de corte que tiene una capacidad de transportar grandes bloques en suspensión. En los ambientes submarinos, a los PRM se les conoce como flujos de sedimento por gravedad, incluyendo las corrientes de turbidez y los flujos granulares (Middleton y Hampton, 1973).

Las propiedades físicas del sedimento son determinantes para entender los procesos de transporte y depósito en zonas profundas del océano, ya que hidrodinámicamente son procesos difíciles de observar y medir directamente en ambientes marinos. Por ejemplo, para asignar el mecanismo que desencadenó la inestabilidad o un desplome de material, se realizan estudios para conocer las características de la pendiente, el tipo de sedimento (i.e. tamaño de grano, mineralogía y compactación), y los planos de debilitamiento (Mulder y Alexander, 2001; Shanmugam, 2015). En general, el movimiento de deslizamiento a lo largo de la superficie de corte comienza solo cuando la fuerza de impulso gravitacional excede la suma de las fuerzas de fricción y cohesión.

Los estudios sobre estabilidad de las pendientes describen el comportamiento y

la resistencia de los sedimentos durante la carga o deformación. Una pendiente es inestable cuando hay una disminución en la resistencia de corte y un aumento en la tensión de corte. Se han encontrado que las causas de la inestabilidad o desplome pueden ser: el aumento en la presión del poro, agrietamiento, hinchamiento de las arcillas o movimientos tectónicos (Shanmugam, 2015).

El mecanismo que desencadena los PRM es básicamente el aumento de la tensión de cizallamiento, aunque en la mayoría de los casos existen múltiples causas simultáneas, por lo que asignar un sólo mecanismo es incorrecto. Asimismo, se tiene que considerar la duración del mecanismo propulsor, los cuales se clasifican en los siguientes (Shanmugam, 2012a, 2012b):

- Eventos de corto plazo que presentan una duración de horas, días o meses (i.e. impactos de asteroides, ciclones tropicales, inundaciones monzónicas).
- Eventos de plazo intermedio que presentan una duración de cientos a miles de años (i.e. tectónica, carga glacial, carga de depósito sedimentario, descomposición de hidratos de gas).
- Eventos de largo plazo que presentan una duración de miles de años (i.e. cambios en el nivel del mar).

En estudios realizados en pendientes del Atlántico norte se encontró que la mayoría de los deslizamientos submarinos ocurren en pendientes suaves de  $4^\circ$  a  $0.25^\circ$  (Booth et al., 1993) (Figura 1.1). Además de que la mayoría de los derrumbes submarinos suelen ser esperados en áreas con altas tasas de sedimentación (Normark, 1974).

Distintos autores como Varnes (1958) y Geertsema et al. (2009) han clasificado diferentes tipos de flujos de sedimentos submarinos. Actualmente, las clasificaciones más aceptadas son de Dott (1963) y Covault (2011), que clasifican los flujos de sedimentos como procesos impulsados por la gravedad en el fondo marino, nombrando

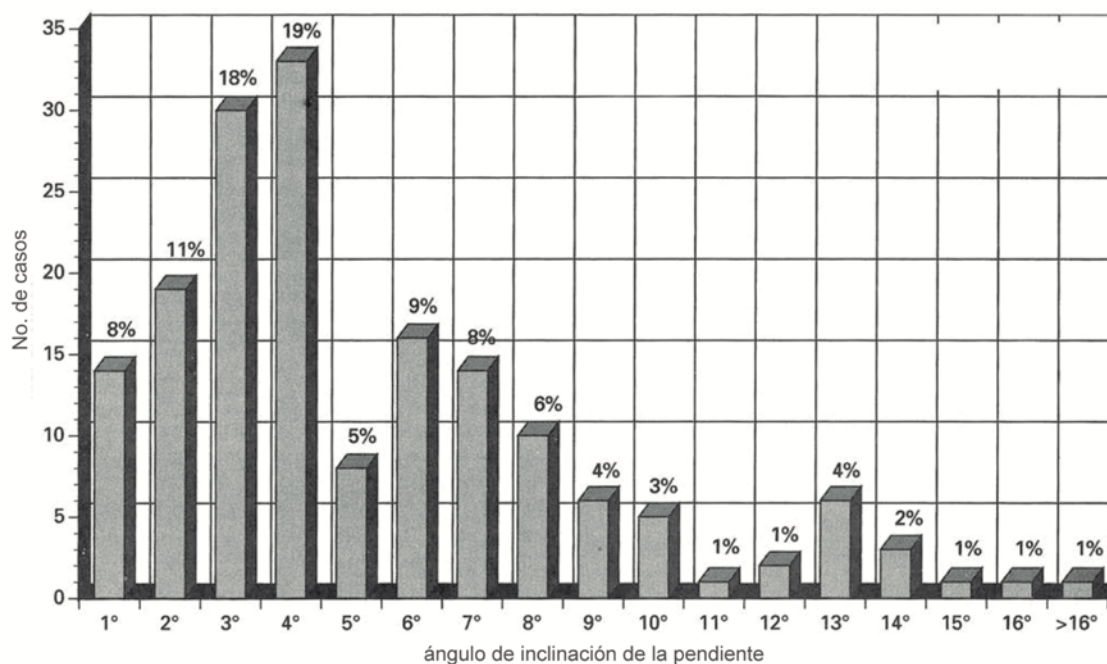


Figura 1.1: Histograma que muestra la distribución de las frecuencias del ángulo de inclinación de la pendiente en el Atlántico norte. Donde se observa que la mayoría de los deslizamientos ocurren en pendientes suaves menores a 4° (Modificado de Booth et al., 1993).

a cada uno como deslizamiento, derrumbe o deslizamiento rotacional, o corriente de turbidez, como se definen a continuación (Figura 1.2):

a) El deslizamiento o *slide* (Figura 1.2.a) es una masa de sedimento o cuerpo rígido que se desplaza a lo largo de un plano o sobre una superficie de cizalla. El deslizamiento se caracteriza por no mostrar deformación, se identifica a través de datos sísmicos, intervalos de edad (dataciones), planos de debilitamiento y preservación del estrato original. Los mecanismos de activación de estos procesos, pueden ser terremotos, impactos de asteroides, actividad volcánica, carga glacial, carga de sedimentos, ciclones y tsunamis (Shanmugam, 2015).

b) El derrumbe rotacional, deslizamiento rotacional o *slump* (Figura 1.2.b) es una masa de sedimento que se mueve en un plano deslizante cóncavo hacia arriba, y como su nombre lo dice, experimenta movimientos de rotación, causando

deformación interna en los sedimentos. Los deslizamientos presentan movimientos rotacionales en la superficie de corte, y en entornos submarinos se asocian a cambios de inclinación en la pendiente. Las características generales de un deslizamiento rotacional implican lo siguiente (Shanmugam, 2015):

- 1■ Zona basal donde se concentra la cizalla.
- El depósito se caracteriza por estructuras como pliegues intercalados con capas sin deformar (Helwing, 1970).
- Presenta zonas de contacto irregular.
- Posee un desorden en la estratificación litológica.
- Los granos suelen presentar rotación cuando son observados bajo el microscopio (Maltman, 1987).
- Se observan capas o estratos abruptamente volteados o invertidos.
- Se observa un desacuerdo de facies en los estudios de alta resolución en perfiles sísmicos.

c) Las corrientes de turbidez o *debris flows* (Figura 1.2.c) son un flujo de sedimentos deformados que se depositan por el descongelamiento de los glaciares, la presencia de abanicos fluviales o las regiones tectónicamente activas. Se caracterizan por presentar matrices de sedimentos con inversión del grano normal o inversa, causado por el arrastre (Shanmugam, 2015).

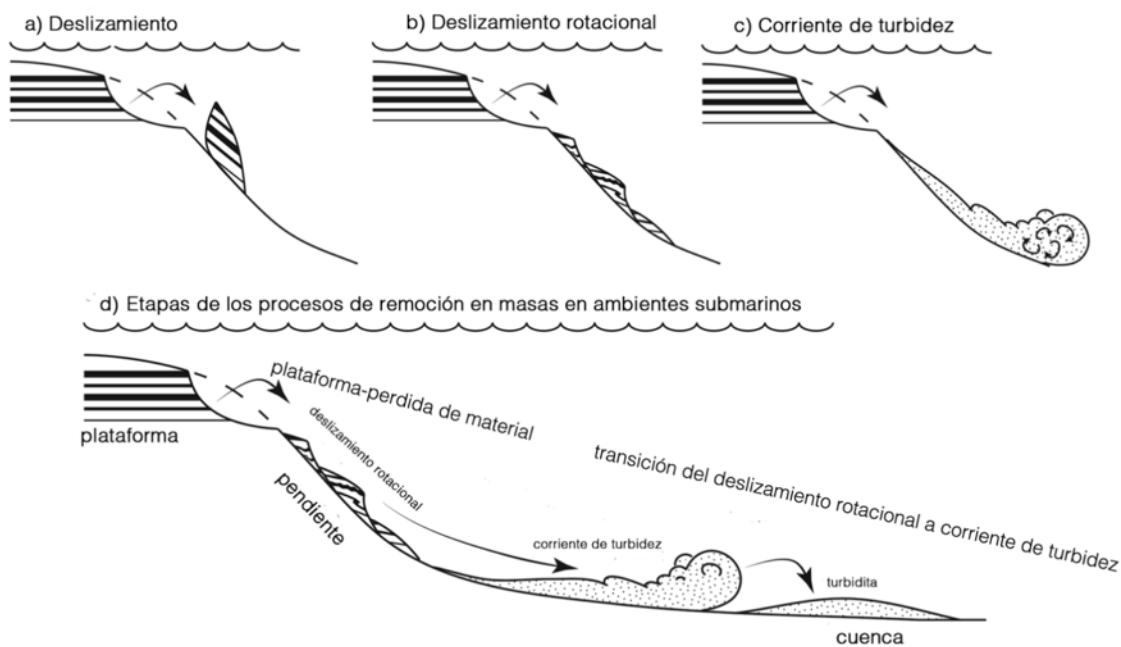


Figura 1.2: Tipos de procesos de remoción en masa. Se muestran los diferentes procesos que se encuentran en el relieve marino (Dott, 1963; Covault, 2011; Shanmugam, 2015). a) deslizamiento (slide), b) deslizamiento rotacional (slump), c) corriente de turbidez (debris flow) y d) esquema que representa todos los procesos impulsados por la gravedad en el fondo marino (Imagen modificada de Covault, 2011).

### 1.3. Objetivos

El objetivo general de este trabajo consiste en entender algunos de los procesos sedimentarios que han ocurrido en el Pacífico NE frente a la península de BCS, registrados en un núcleo sedimentario marino, y analizados a través de su descripción estratigráfica, sedimentológica y paleoceanográfica. En particular, se identificarán y describirán estructuras sedimentarias presentes en un núcleo de sedimento marino, así como en el perfil batimétrico, para conocer la geomorfología del talud. Asimismo, se cuantificará el contenido de carbono orgánico total (CT) y carbono inorgánico total (CIT) y sus componentes biológicos más abundantes para robustecer la caracterización del depósito. Se determinará la temporalidad del evento y finalmente se clasificará el tipo de PRM submarino mediante un Modelo Digital de Elevación (MDE).

## 1.4. Hipotesis

El núcleo sedimentario marino BB03 fue colectado de una zona de inestabilidad como es el talud continental frente a la península de Baja California Sur, a 764 m de profundidad. Si la columna sedimentaria se encuentra estratigráficamente perturbada la causa podría ser un proceso de remoción de masa. Las evidencias para comprobar esto son la composición, la estructura sedimentaria y la edad del material sedimentario, así como en la morfología del relieve submarino.

## 1.5. Justificación

En general en México, los flujos de escombros submarinos han sido poco estudiados. Sin embargo, la importancia de hacerlo radica principalmente en que son uno de los mecanismos importantes del transporte de sedimentos en el océano y en ambientes tectónicamente activos se presentan con mayor frecuencia asociados a la presencia de cañones submarinos muy profundos y a la actividad sísmica. A su vez nos permiten entender los riesgos geológicos que podrían afectar las actividades humanas, los daños en la infraestructura costera, la vulnerabilidad por sismos, o los desastres ocasionados por tsunamis. Los volúmenes y la naturaleza potencialmente catastrófica de los derrumbes submarinos ocurridos en el pasado son importantes para comprender mejor sus repercusiones presentes, y los niveles de riesgo asociados con ellos.

La mayor parte de los estudios en la región del Pacífico NE frente a la península de BCS se centran en el estudio de los sedimentos para entender o reconstruir procesos climáticos y oceanográficos relacionados con la circulación superficial, la surgencia eólica, y la productividad biológica (Wyrтки, 1965; Lavin et al., 1995; Reyes y Lavin, 1997; Kessler, 2006; Cartapanis et al., 2011; Barron et al., 2013; Arellano-Torres et al., 2019). Por otro lado, se encuentran los estudios de reconstrucción asociados a variaciones en la zona de mínimo oxígeno, cuyo establecimiento favorece la formación de sedimentos laminados anóxicos, importantes por favorecer el secuestro de carbono en los sedimentos (Ganeshram et al., 1999; VanGeen et al., 2003; Cartapanis et al., 2014). Y finalmente, encontramos aquellos estudios batimétricos del relieve submarino asociados a la actividad tectónica (Normark y Curray, 1968; Spencer y Normark, 1979; Normark, 1987; Michaud et al., 2007). Hasta ahora son pocos los estudios que pretenden identificar y caracterizar un evento tan puntual como son los procesos de remoción de masa en la región siendo este uno de los primeros que establecen su temporalidad mediante datación por radiocarbono ( $^{14}C$ ). El presente trabajo se realiza para contribuir al entendimiento de los flujos de escombros o derrumbes submarinos en la región del Pacífico NE frente a la península de Baja California.



## Capítulo 2

### Área de estudio: Pacífico noreste

El Pacífico NE frente a las costas de la península de Baja California (BC), se localiza entre los  $26^{\circ}00'$  a  $23^{\circ}00'$  de latitud norte y los  $114^{\circ}00'$  a  $111^{\circ}00'$  de longitud oeste (Figura 2.1). La región ocupa una extensión de superficie oceánica de  $811\,710\text{ km}^2$  con una plataforma continental de  $56\,540\text{ km}^2$  (SEMARNAT, 2018).

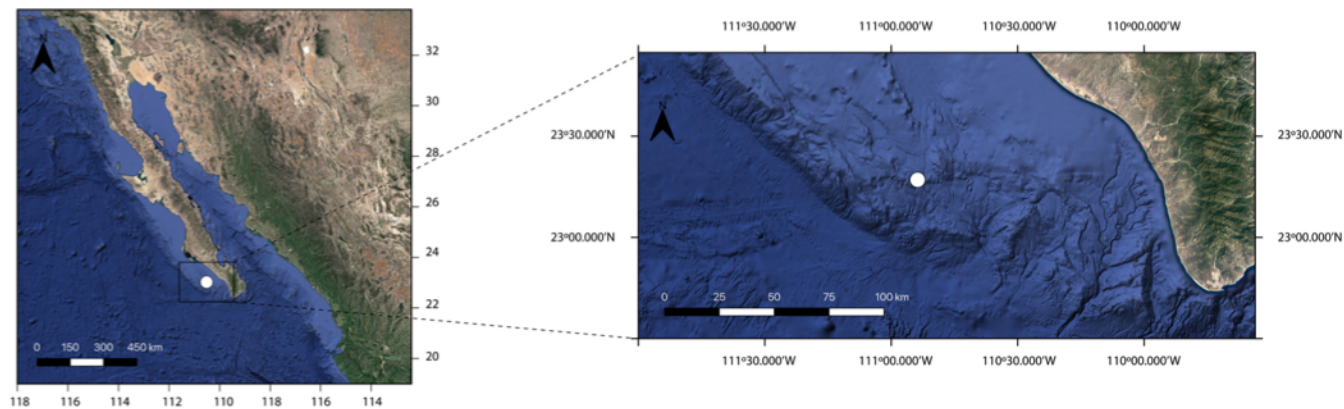


Figura 2.1: Ubicación geográfica del Pacífico NE. Adicionalmente se muestra la localización del núcleo sedimentario BB03 (círculo blanco) y la batimetría (en metros bajo el nivel del mar) frente a las costas de la península de Baja California Sur (BCS).

## 2.1. Clima

El clima de la península de BCS se caracteriza por ser seco a templado con intervalos de temperatura media anual entre 14 a 26°C, con una temperatura máxima de 35°C en los meses de julio y agosto, y mínima de 9°C en el mes de enero. Las lluvias son más intensas en los meses de agosto y septiembre, aunque el resto del año son muy escasas con un intervalo de precipitación anual de 100 a 400 mm (INEGI, 2019).

El margen del Pacífico NE está influenciado por la ubicación y migración estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés), la alta presión subtropical del Pacífico norte, la baja presión Aleutiana y los centros de alta y baja presión estacional que se desarrollan sobre el continente (Bakun y Nelson, 1991; Salinas-Zavala et al., 1998; Barry y Chorley, 2003) (Figura 2.2). Las zonas de alta presión subtropical se asocian con aire caliente y baja humedad relativa, que son características de zonas áridas a una latitud de 30° (Barry y Chorley, 2003).

La circulación atmosférica a nivel local se define en dos estaciones (Figura 2.2), durante el invierno-primavera la baja presión Aleutiana se encuentra en una posición NW y los vientos que fluyen paralelos a la costa se desplazan hacia el sur. A causa del gradiente de presión entre el alta subtropical y una presión baja en el continente se impulsan fuertes vientos que causan surgencias costeras y elevada productividad biológica en el océano. Sin embargo, durante el verano y parte de otoño, la ITCZ se desplaza al norte, el alta subtropical se intensifica y se extiende a latitudes templadas, inhibiendo la surgencia costera y promoviendo la estratificación de las aguas superficiales del océano (Wyrтки, 1965; Lavin et al., 1995, Reyes y Lavin, 1997; Kessler, 2006).

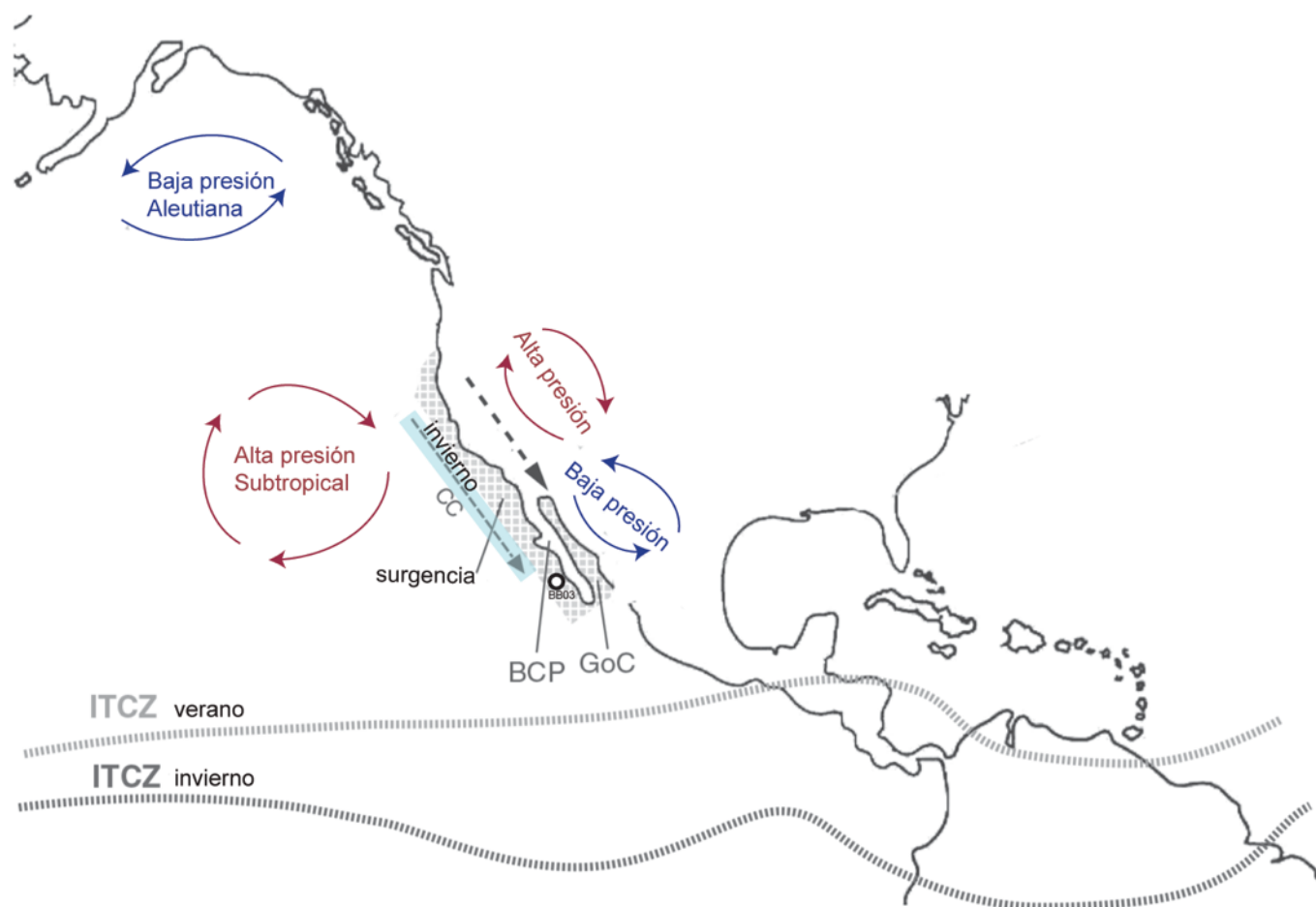


Figura 2.2: Circulación atmosférica del Pacífico NE. Durante invierno la alta presión subtropical se desplaza hacia la baja presión que hay en el continente, ocasionando un fortalecimiento de la Corriente de California (CC) (línea punteada azul turquesa) y la formación de surgencias (cuadrícula gris), a su vez, la zona de Inter-Convergencia Tropical (ITCZ, por sus siglas en inglés) se encuentra desplazada hacia el sur (línea punteada gris). Durante verano la ITCZ se desplaza hacia norte (línea punteada negra), debilitando a la CC. BCP – península de Baja California; GoC – golfo de California (Modificado de Arellano-Torres et al., 2015).

## 2.2. Geología continental y marina

### 2.2.1. Tectónica

Estudios previos de Spencer y Normark, (1979), Michaud et al. (2007), Fletcher et al. (2007) y Plattner et al. (2009) han descrito los movimientos cinemáticos en la región de Baja California a partir de la interacción de la placa tectónica de Norteamérica y la placa del Pacífico. En particular han puesto énfasis en la zona de fallas en el Pacífico NE mexicano, así como de la zona de expansión del golfo de California y el movimiento independiente de la península.

A partir de evidencias geológicas a principios del Mioceno (12.3 Ma) (Figura 2.3.A) ocurría la subducción de la placa de Farallón por debajo de la placa de Norteamérica, mientras que la placa del Pacífico oriental descendía como se aproximaba a la trinchera Mesoamericana (Plattner et al., 2009). Durante el Mioceno medio (12-6 Ma) cesó la subducción de la placa de Farallón y las placas derivadas fueron Juan de Fuca, placa de Cocos, placa de Rivera, microplaca de Guadalupe y microplaca de Magdalena. A su vez, se generó una zona de transtensión que formó una zona de fallas transformantes oblicuas entre la placa del Pacífico y Norteamérica. Aquí los procesos tectónicos en esta época son la transición de un margen convergente a uno transformante, con la consecuente migración de la trinchera Mesoamericana (Atwater y Molnar, 1973). Asimismo, se inició la apertura de un rift detrás de un antiguo arco volcánico (Sierra La Giganta) conocido como la formación del proto-golfo de California, por esfuerzos extensionales entre las placas de Pacífico y Norteamérica.

Durante el Mioceno medio (12-6 Ma) (Figura 2.3.B), la península de BC se comportaba como una microplaca entre la placa del Pacífico y Norteamérica, limitada por los sistemas de fallas de San Benito-Tosco-Abreojos al oeste y la zona de fallas Santa Margarita-San Lázaro (Spencer y Normark, 1979; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989, 1991; Fletcher et al., 2007). Desde el final del Mioceno y hasta el Presente, (6-0 Ma) (Figura 2.3.C) la península de Baja California se mantiene separada de la placa de Norteamérica. Los movimientos en la región del Pacífico son transformantes princi-

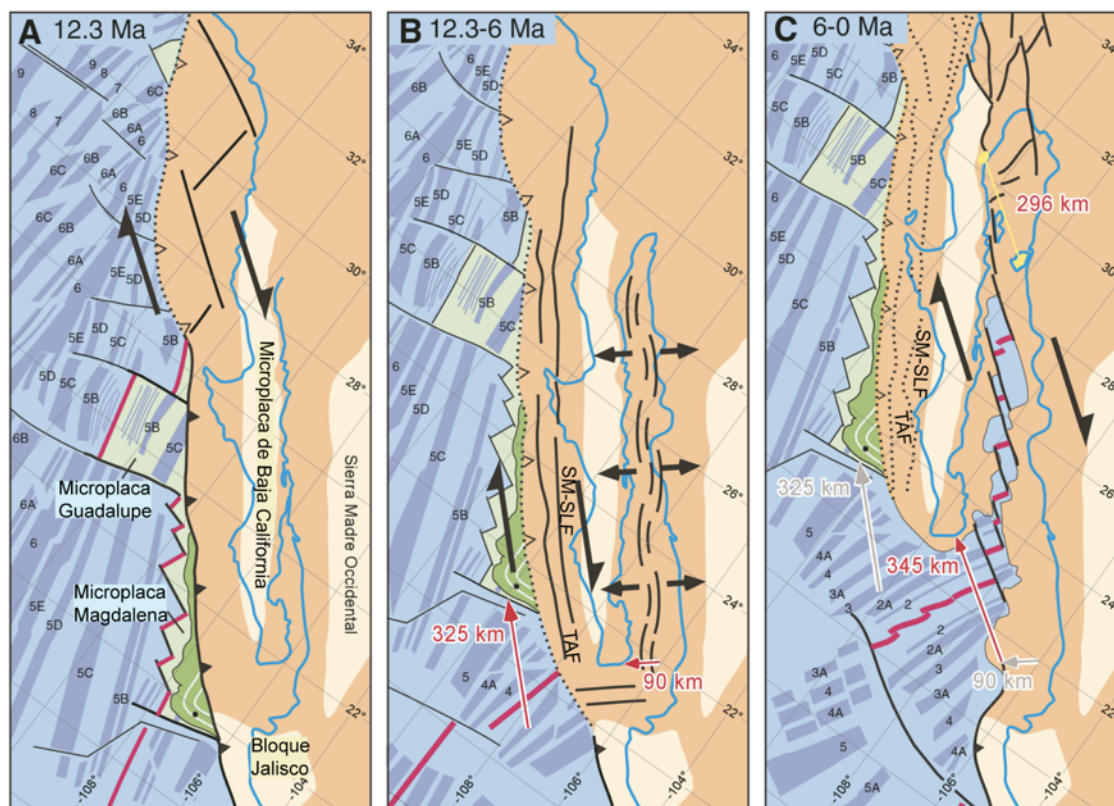


Figura 2.3: Evolución geológica regional desde el Mioceno hasta el presente, el color rosa representa las zonas de ascenso del material magmático a la litosfera (dorsales activas), el color verde pistache representa las microplacas derivadas de la subducción de Farallón: Guadalupe y Magdalena (inactivas), el color verde fuerte representa depósitos de la cuenca Magdalena y los números indican mediciones de las anomalías magnéticas marinas. A) Configuración de la actividad tectónica a inicios del Mioceno (12.3 Ma), cesó la subducción entre Farallón-Norteamérica deriva en las placas tectónicas de Juan de Fuca al norte y las placas de Cocos y Rivera al sur, se aproxima la trinchera Mesoamericana y las microplacas de Guadalupe y Magdalena. B) Durante el Mioceno medio (12.3-6 Ma) la placa del Pacífico oriental ascendió a la placa de Norteamérica generó una zona de fallas TAF: San Benito-Tosco-Abreojos y SM-SLF: Santa Margarita-San Lazáro, a su vez la trinchera Mesoamericana migra al sur al igual que la placa de Cocos y del lado este de la península de BC comienza la formación del proto-golfo. C) Desde el final del Mioceno al presente (6-0 Ma) los movimientos principales en el Pacífico este son entre las fallas TAF, SM-SLF y expansión oceánica en el golfo de California (Modificado de Fletcher et al., 2007).

palmente en el sistema de fallas San Benito-Tosco-Abreojos y el sistema de expansión del piso oceánico del golfo de California (Lonsdale, 1989).

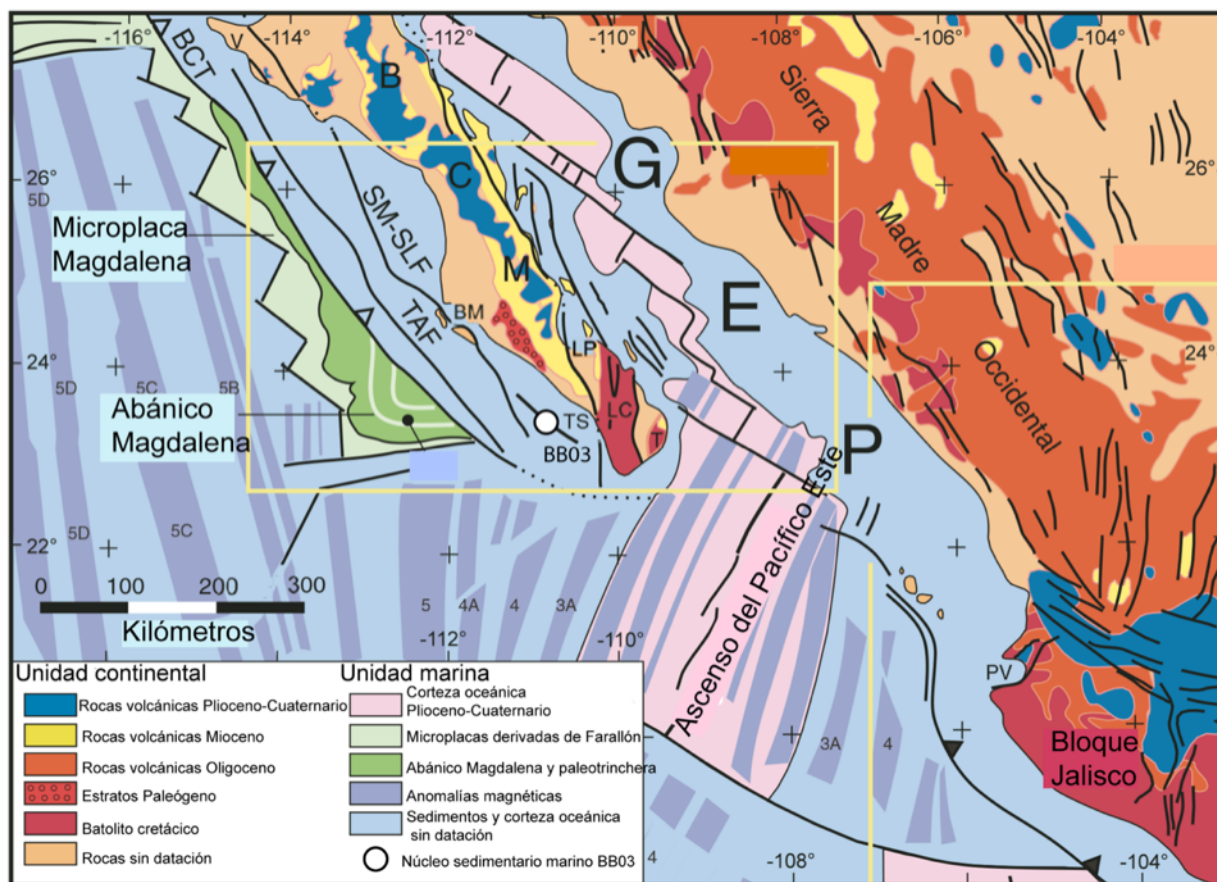


Figura 2.4: Actividad tectónica actual en el Pacífico NE frente a la península de BC. Se muestra la parte sur de la microplaca de Baja California (BCM, por sus siglas en inglés) y la provincia extensional del golfo de California (GEP, por sus siglas en inglés). Abreviaciones: BCT: paleo-trinchera de Baja California, BM: Bahía de Magdalena, LC: Bloque de Los Cabos, T: Bloque Trinidad, LP: La Paz, PV: Puerto Vallarta, SM-SLF: Fallas Santa Margarita-San Lázaro, TAF: Falla Tosco-Abreojos, TS: Todos Santos, V: península de Vizcaíno (Modificado de Fletcher et al., 2007).

Actualmente, en el Pacífico NE frente a la península de BC se encuentra en una zona tectónicamente activa. En los límites este y oeste de la península se localiza la falla Tosco-Abreojos, al norte el sistema de fallas de San Isidro-San Clemente, al sur la zona de fallas Santa Margarita-San Lázaro que se extiende hasta la cuenca de Todos Santos (Spencer y Normark, 1979; Fletcher et al., 2000; Michaud et al., 2007)

(Figura 2.4).

### 2.2.2. Sedimentos terrígenos y biogénicos

Carranza-Edwards y Aguayo-Camargo (1992) muestran la distribución de los sedimentos frente a la península de BCS (Figura 2.5). Los sedimentos cercanos a la plataforma continental tienen tamaños de arena y limo de composición terrígena proximal. En la zona del talud continental, los sedimentos son limos de composición terrígena distal. En las zonas de la llanura abisal son sedimentos que tienen tamaños de limos y arcillas de composición pelágica, con presencia de oozes o lodos calcáreos (Figura 2.5).

En cuanto a las estructuras sedimentarias que se describen en núcleos marinos, VanGee et al. (2003) describen que los depósitos sedimentarios a lo largo del margen costero del Pacífico NE se caracterizan por presentar estructuras de bioturbación durante el último periodo glacial (40-20 ka), asociado a una baja productividad en la columna de agua. Ya que, al disminuir el aporte de materia orgánica hacia los sedimentos, el contenido de oxígeno es suficiente para los organismos de la zona bentónica y favorece la preservación de secuencias bioturbadas. Sin embargo, en depósitos sedimentarios del actual periodo interglacial o del Holoceno (11.7-0 ka) se encontraron laminaciones oscuras y claras asociadas a la presencia de la zona de mínimo oxígeno (OMZ, por sus siglas en inglés) del Pacífico NE, que se forma por la elevada productividad biológica en superficie y excesivo consumo de oxígeno por organismos degradadores. Curran y Moore (1982) estudiaron 3 sitios de perforación a ~ 1000 m de profundidad en la zona distal de un cañón submarino ubicado al sur de la península donde encuentran depósitos de turbiditas con presencia de sedimentos laminados ricos en materia orgánica. Sin embargo, Marsaglia (1991) realizó análisis sedimentológicos en un sitio de perforación a 800 m de profundidad en la cuenca de Magdalena donde encontró depósitos de turbiditas asociados a la evolución tectónica de la cuenca.

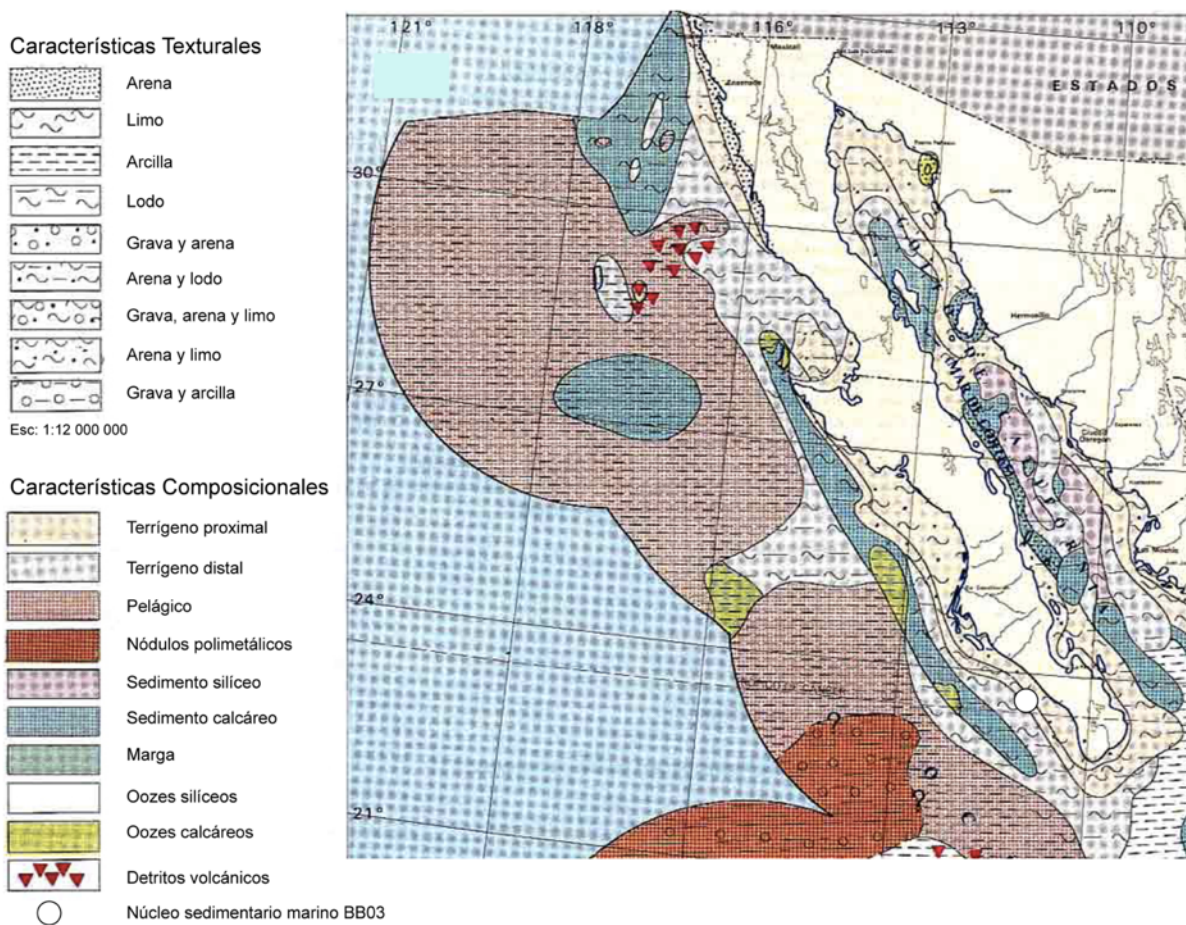


Figura 2.5: Mapa de la distribución de los sedimentos marinos a lo largo del Pacífico NE frente a la península de BCS. Los sedimentos que se encuentran cercanos al núcleo sedimentario marino BB03 (círculo blanco) son limo de composición terrígeno distal (Modificado de Carranza-Edwards y Aguayo-Camargo, 1992).



### 2.2.3. Batimetría y relieve submarino

Spencer y Normark (1979) y Michaud et al. (2004) caracterizaron tres cuencas principales frente a la península de BCS, entre los 27-24.5°N de latitud y los 30-40°W de longitud que dividen el canal de Tosco-Abreojos en la cuenca norte, sur y central (Figura 8). La cuenca norte posee una extensión de 15 km de ancho y 70 km de largo con una profundidad máxima de 2600 m que presenta una fuerte pendiente con asimetría, con escarpes de 750 m hacia el oeste y de 1500 m hacia el este. La cuenca del centro hacia el este posee cañones que se cortan abruptamente y la cuenca sur presenta estructuras sedimentarias deformadas asociadas a la zona de fallas Tosco-Abreojos. Michaud et al. (2004) reportan estas características como evidencias de una zona tectónicamente activa, por la presencia de fallas en la región.

Los estudios realizados por Spencer y Normark (1979) y Normark et al. (1987) a partir de perfiles de reflexión sísmica tomados desde la península del Vizcaíno hasta la bahía de Magdalena, encontraron una serie de montes submarinos, canales, escarpes, cuencas alargadas que se extienden a lo largo de la plataforma continental y el talud a una profundidad de 700 m con una extensión de 440-550 km.

Fletcher et al. (2007) describieron dos cuencas ubicadas en Pacífico NE frente a la península de BCS, la cuenca de Magdalena limitada al norte de la península de BCS y la cuenca de Todos Santos limitada al sur de la península de BCS (Figura 2.6). En la cuenca de Magdalena se encuentra una extensa plataforma continental. La cuenca de Todos Santos se caracteriza por numerosos cañones submarinos y escarpes asociados a la actividad tectónica de las fallas que se vuelven más profundos y accidentados hacia el sureste (Normark y Curray; 1968; Normark et al., 1987; Eakins, 2000).

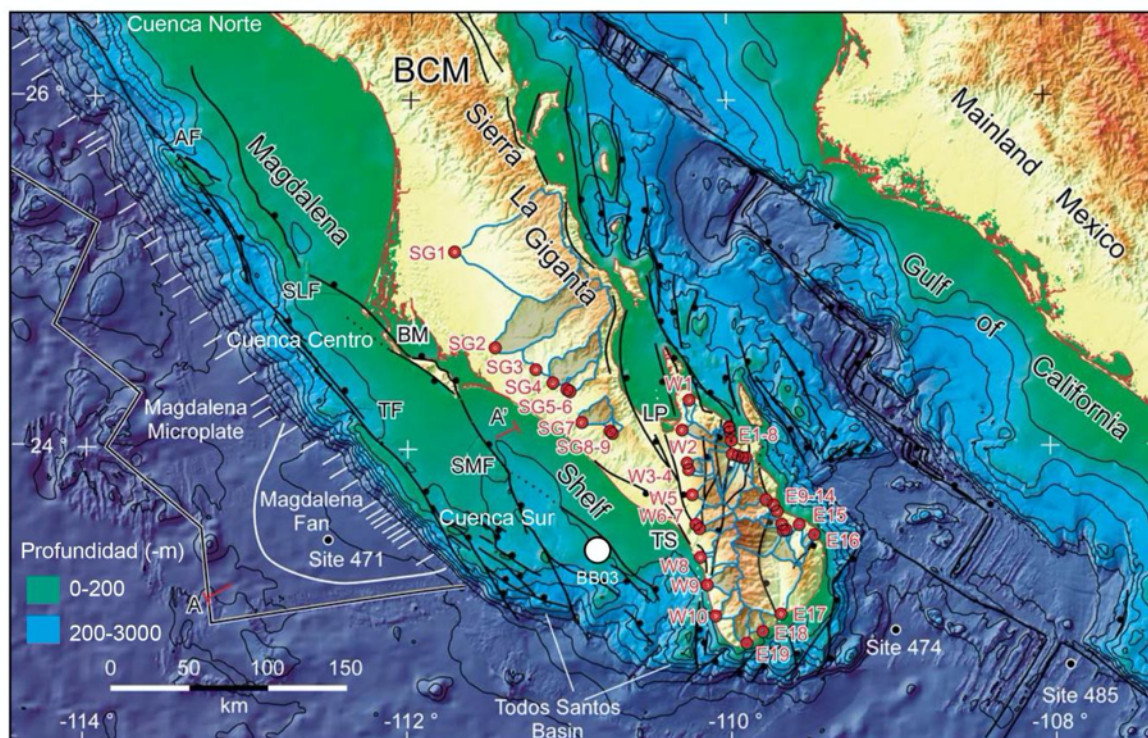


Figura 2.6: Mapa de la batimetría de BCS donde se localizan las principales cuencas ubicadas entre los 27-24.5°N de latitud y entre los 30-40°W longitud. Las cuencas son norte, centro, sur, la cuenca de Magdalena y la cuenca de Todos Santos ubicadas en el Pacífico NE frente a la península de BC. Las líneas de color negro representan fallas tectónicas de la región, la serie de líneas blancas representa el transporte de material detrítico de la pendiente continental a la paleotrinchera, los círculos rojos y las líneas azules indican el transporte fluvial de los ríos en BCS. Abreviaciones: AF: Falla Abreojos, BM: Bahía Magdalena, BCM: Microplaca de Baja California, LP: La Paz, SLF: Falla San Lazáro, SMF: Falla Santa Margarita, TF: Falla Tosco, TS: Todos Santos (Modificado de Fletcher et al., 2007).

## 2.3. Oceanografía

### 2.3.1. Circulación

La circulación oceánica en las costas de la península de Baja California Sur coincide con los límites de la zona cálida del Pacífico oriental (Wang y Fiedler, 2006). Los principales sistemas de corrientes superficiales son: la Corriente de California (CC), la Corriente Mexicana del Oeste (WMC, por sus siglas en inglés), la Corriente Norecuatorial (NEC), la Corriente Costera de Costa Rica (CRCC) y la Contracorriente Norecuatorial (NECC) (Wyrтки, 1965; Bennett, 1963; Kessler, 2006) (Figura 2.7).

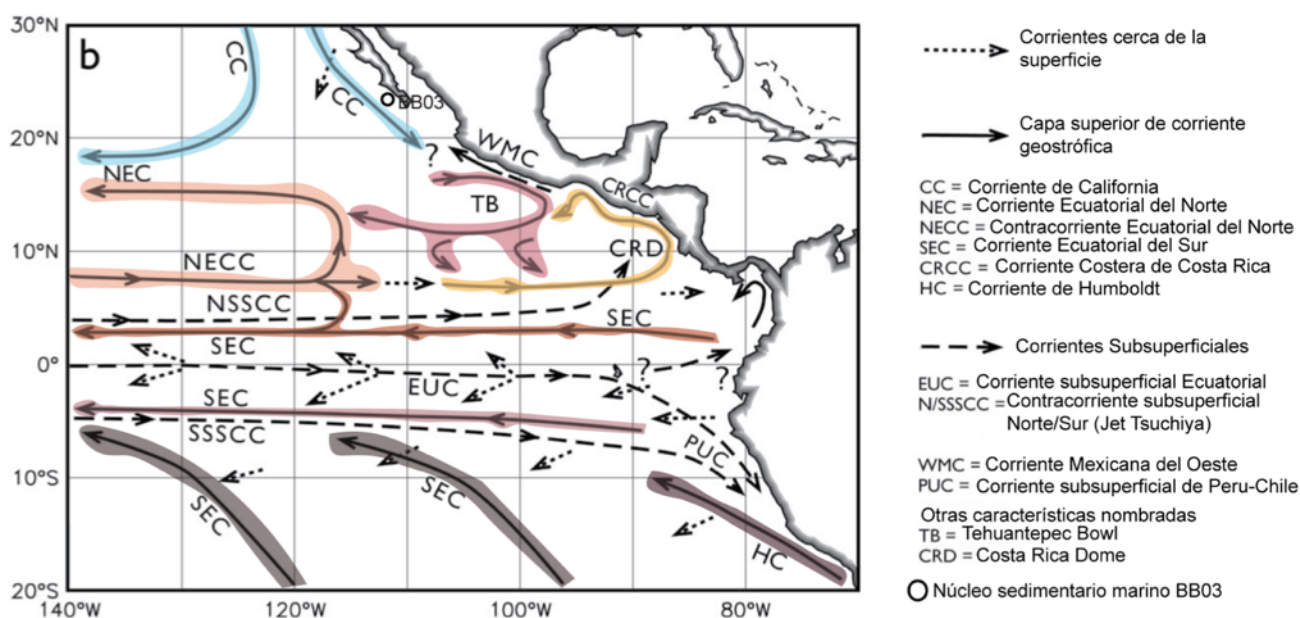


Figura 2.7: Representación esquemática de las corrientes oceánicas superficiales en el Pacífico este. Las principales corrientes que interaccionan en el Pacífico NE frente a la península de BCS son: la CC: Corriente de California, la WCM: Corriente Mexicana del Oeste, la NEC: Corriente Norecuatorial, la CRCC: Corriente Costera de Costa Rica y la NECC: Contracorriente Norecuatorial (Modificado de Kessler, 2006).

Desde los estudios de Wyrтки (1960), hasta los más recientes de Kessler (2006) se han descrito dos estaciones que caracterizan la circulación oceánica. Durante el invierno se caracteriza por una extensión de la CC hacia el sur más allá de Cabo San Lucas (20 °N) con un giro al sureste donde interacciona con la NEC, mientras ocurre un debilitamiento en la CRCC y la NECC. Por otra parte, durante el verano

se intensifican los vientos del sur ocasionando que en el océano la corriente de CC gire hacia el suroeste interaccionando con la NEC, la CRCC y la NECC las cuales se encuentran intensificadas. Es en este periodo donde hay un transporte de humedad propiciado por el Monzón Mexicano (Kessler, 2006).

### 2.3.2. Clorofila, distribución de plancton, fitoplancton y zooplancton

La máxima concentración de clorofila en las costas de la península de BCS (Chl  $\alpha$  total) ( $\leq 0.03-14.94 \frac{mg}{m^3}$  y  $0.02-3.31 \frac{mg}{m^3}$ ) ocurre durante las estaciones frías y la mínima durante las estaciones cálidas (MODIS-Aqua, 2014, Martínez-Almedia et al., 2014). La distribución vertical de la biomasa de fitoplancton está limitada por la disponibilidad de luz y nutrientes. Principalmente en invierno e inicios de primavera, se describen los valores de máxima abundancia ligados con los afloramientos costeros y la influencia de la CC, presentando un máximo de clorofila de  $2.9 \frac{mg}{m^3}$  (Gómez et al., 2017).

### 2.3.3. Masas de agua

La temperatura superficial del mar en BCS presenta valores mínimos en marzo-abril de  $16-21^{\circ}C$  y máximos en julio-octubre de  $22-28^{\circ}C$  (MODIS-Aqua, 2014). En el Pacífico subtropical Mexicano se encuentran dos masas de agua que son definidas en términos de su salinidad mínima y por sus elementos geoquímicos traza (i.e., oxígeno, fósforo, nitrato, sílice y especies del carbono), ubicadas por encima de los 1000 m de profundidad: el agua intermedia del Pacífico norte (NPIW, por sus siglas en inglés) es caracterizada por ser una masa de agua con baja concentración de  $O_2$  con valores de entre  $0.5-0 \frac{\mu mol}{kg}$  a profundidades mayores de 700-800 m, con temperaturas de  $4-9^{\circ}C$  y salinidades de entre 34.5-35 ups y el agua subtropical subsuperficial (SSW, por sus siglas en inglés) que tiene valores de salinidad entre 34.5-35 ups y temperaturas que

van de  $9-18^{\circ}\text{C}$  a profundidades entre 200-700 m (Figura 2.8) (Reid, 1997; Talley, 1999; You, 2003).

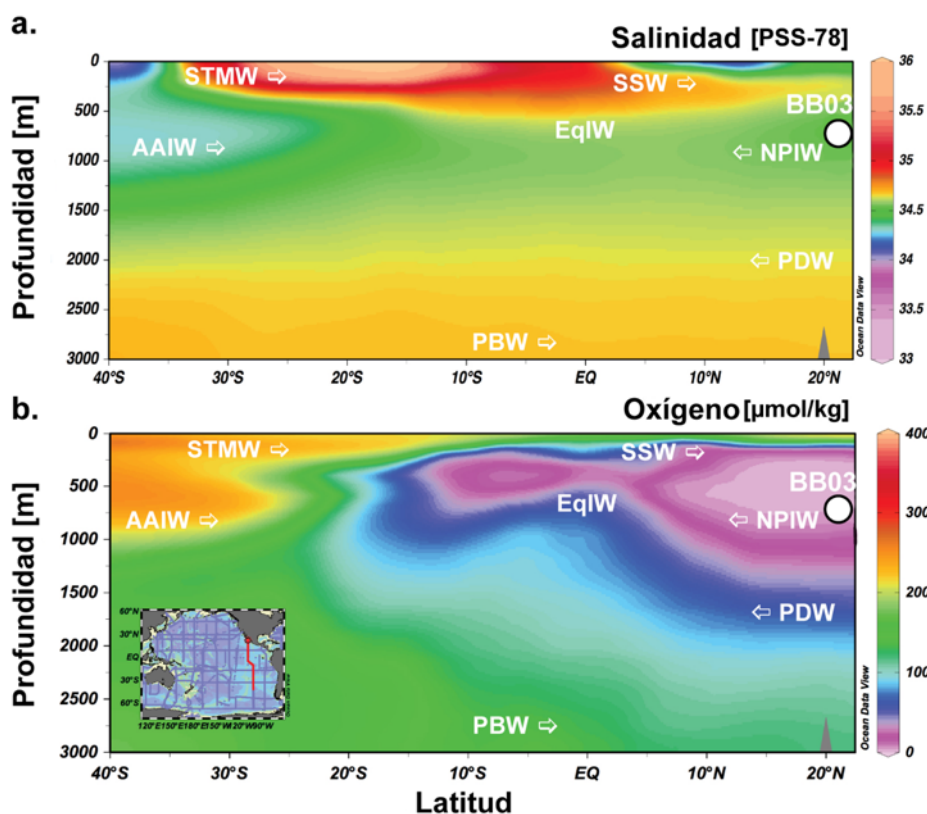


Figura 2.8: Ubicación de las masas de agua a lo largo del Pacífico. a) Salinidad (PSS-1978, por sus siglas en inglés) y b) concentración de oxígeno a lo largo de la columna de agua en el Pacífico. El círculo blanco muestra la posición del núcleo BB03. Abreviaciones: SSW-Agua Subtropical Subsuperficial; STMW-Agua superficial subtropical; NPIW-Agua intermedia del Pacífico norte; AAIW-Agua intermedia de la Antártida; EqIW-Agua intermedia Ecuatorial; PDW-Agua Profunda del Pacífico; PBW-Agua del Fondo del Pacífico (Modificado de Arellano-Torres, 2010).

#### 2.3.4. Zona de mínimo oxígeno

Las zonas de mínimo oxígeno se producen por una alta producción primaria en la superficie y/o menor oxígeno suministrado por la circulación oceánica. El Pacífico NE, alberga una de OMZ más extensas del océano, la cual se extiende en la columna de agua desde los 200-800 m de profundidad con valores de entre  $0.5-0 \frac{ml}{L}$  (Figura

10.b). Dicha extensión se forma por el consumo de oxígeno a causa de la degradación de la materia orgánica en la columna de agua y sobre el fondo marino, la extensión de dichas zonas dependerá de los cambios en la tasa de formación del agua subsuperficial e intermedia y el consumo de oxígeno que se produce durante el flujo de la NPIW (Cartapanis et al., 2014). También, la OMZ se asocia a un alto afloramiento costero que genera alta productividad biológica y altas tasas de exportación de carbono en la columna de agua y sedimentos (Ganeshram et al., 1999). En consecuencia, los sedimentos son ricos en materia orgánica, y a menudo, se encuentran laminados.

# Capítulo 3

## Metodología

### 3.1. Núcleo sedimentario marino

En esta tesis se trabajó con un núcleo sedimentario marino extraído durante la campaña oceanográfica BATIBAJA en el año 2011, a bordo del B/O “El Puma”. El núcleo BB03 fue extraído con un nucleador de pistón de la región del Pacífico NE (latitud de  $23^{\circ}19.14'N$  y longitud de  $111^{\circ}14.2'O$ ) a una profundidad de 764 m, recuperando una longitud total de 400 cm.

La descripción del núcleo sedimentario marino y la elaboración de la columna estratigráfica se realizaron en el *Laboratorio de Paleoecología, Paleoclimatología y Cambio Climático*, Instituto de Geología, UNAM. Para esquematizar la descripción de la columna estratigráfica se utilizó el software libre Sedlog 3.1 (Zervas et al., 2015).

El muestreo del núcleo sedimentario marino BB03 se realizó cada 5 cm con un grosor de 1 cm, dando un total de 80 muestras. Las muestras de los sedimentos fueron liofilizadas en el *Laboratorio de Paleolimnología*, Instituto de Geofísica. Sucesivamente, se tomaron los pesos húmedos y secos de las muestras de sedimento y se procedió con el resto de los análisis geoquímicos y sedimentológicos.

## 3.2. Mapa batimétrico

Se obtuvo un Modelo Digital de Elevación (MDE) del relieve marino en el área de estudio a una resolución de 25 m. Para realizarlo, se requirió procesar los datos batimétricos registrados con la ecosonda multihaz del B/O “El Puma” por el *Laboratorio Universitario de Cartografía Oceánica (LUCO)*, Instituto de Geofísica, UNAM. El procesamiento de los datos inició con la eliminación de los errores del movimiento del barco y los valores de profundidad fuera de rango. Adicionalmente, se estudió un mapa batimétrico regional, cuyos datos fueron adquiridos durante la campaña oceanográfica BATIBAJA en el año 2011, a bordo del B/O “El Puma” de la UNAM con un ecosonda multihaz EM300 de la marca Kongsberg que trabaja a 30 kHz. La ecosonda multihaz emite 135 haces para las mediciones de profundidad, con una cobertura angular de hasta 150°, y un ángulo de ajuste de acuerdo a la profundidad. La ecosonda mide un rango de profundidades de entre 10-5000 m con ancho hasta 5 km, a una resolución entre 20-50 m (Manual de operador EM300). Para la obtención del MDE, en el LUCO de los Institutos de Geofísica y Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, se ajustaron los datos empleando una interpolación de suavizado cúbico a una resolución de 25 m utilizando el software *Fledermaus* y *Global Mapper*.

## 3.3. Modelo de edad y tasas de sedimentación

La datación del material sedimentario se realizó con análisis de radiocarbono ( $^{14}C$ ) usando la técnica de espectrometría de masas por aceleración (AMS, por sus siglas en inglés). En total se fecharon 4 muestras de materia orgánica distribuidas selectivamente a lo largo del núcleo de sedimento marino, que fueron enviadas al laboratorio comercial *Beta Analytic Testing Laboratory*. El modelo de edad se realizó a partir de la interpolación lineal de 4 muestras calibradas con la curva Marine 13 empleando el programa Calib 6.0, con una corrección del reservorio marino ( $\Delta R$ ) de  $274 \pm 79$  años.

Se calculó la tasa de acumulación de masa ( $g/cm^2/ka$ ; por sus siglas en inglés MAR) de los componentes biogénicos y de la distribución del tamaño del grano con



la ecuación de Lyle et al. (2000).

$$\text{MARs} = -\left[\rho\left(\frac{g}{\text{cm}^3}\right)\right] * \left[SR\left(\frac{mm}{ka}\right)\right] * [\text{componentes biogénicos, fracción de arcillas y limos}]$$

Donde  $\rho$  es la densidad del peso seco del sedimento y SR es la tasa de sedimentación.

Nótese que la ecuación para determinar la tasa de acumulación de masa tiene un signo negativo debido a que las edades más antiguas se encontraron en la cima de la columna sedimentaria, no en la base. Las implicaciones sedimentológicas de este fenómeno de inversión estratigráfica se abordan detalladamente en la discusión.

### 3.4. Análisis del tamaño de grano

El procedimiento de la limpieza de las muestras para el análisis del tamaño de grano de los sedimentos se realizó en el *Laboratorio de Paleoecología, Paleoclimatología y Cambio Climático*, Instituto de Geología, UNAM. En total, se analizaron 10 muestras distribuidas selectivamente a lo largo el núcleo, cuyo tratamiento químico consistió en eliminar los componentes biogénicos en el sedimento siguiendo los métodos de Pichevin et al. (2005). Para ello, se usó ácido clorhídrico (HCl) al 10 % para eliminar la fracción de carbonato, peróxido de hidrógeno ( $H_2O_2$ ) al 30 % a 80°C para eliminar la materia orgánica, e hidróxido de sodio (NaOH) a 80 °C para eliminar el ópalo biogénico. Todos los tratamientos cesaron cuando las muestras dejaron de reaccionar y se verificó su eliminación tras observar las muestras bajo el microscopio.

Posteriormente, las muestras fueron enviadas al *Laboratorio de Sedimentología*, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM donde se analizó el tamaño de partícula por difracción láser con un equipo *BECKMAN COULTER* LS 230, en un rango de 0.04-2000  $\mu\text{m}$ , para determinar la distribución de los tamaños de grano del material terrígeno.

El tamaño de grano se clasificó de acuerdo con Udden-Wentworth, que define los siguientes intervalos de tamaño (Blott y Pye, 2001; Udden, 1914; Wentworth, 1992):

- Arcillas ( $<4 \mu\text{ m}$ )
- Limo ( $<4 \mu\text{ m}$  a  $63 \mu\text{ m}$ )
- Arenas ( $<63 \mu\text{ m}$  a  $2.0\text{ mm}$ )
- Gravas ( $>2.0\text{ mm}$ )

La escala  $\phi$  (phi) es una representación numérica incluida en la escala de Wentworth, que aplica el logaritmo con base dos, utilizando la siguiente ecuación:

$$\phi = -\log_2(\text{Diámetro del grano en mm})$$

Las escalas más útiles para expresar el tamaño de las partículas del sedimento son logarítmicas o geométricas, el signo negativo de la ecuación de  $\phi$  representa la disminución de los tamaños de grano en un gráfico de izquierda a derecha y se utilizó un logaritmo base 2 por las divisiones en la escala que están elaboradas con base en factores de dos (Nichols, 2009).

Los parámetros estadísticos texturales fueron obtenidos a partir de las ecuaciones por Folk y Ward (1957). El tamaño gráfico promedio ( $Mz\phi$ ) representa el diámetro promedio de las partículas de una muestra, este parámetro es utilizado para conocer la fuente del sedimento y las condiciones de depósito. El tamaño gráfico promedio se calculó utilizando la siguiente ecuación:

$$Mz\phi = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

La desviación estándar inclusiva ( $\sigma_1\phi$ ) indica el grado de clasificación de la muestra, es decir, indica el grado de homogeneidad en el tamaño de la muestra de sedimento. Dicho parámetro está influenciado por los mecanismos de transporte del sedimento. La desviación estándar inclusiva se calculó utilizando la siguiente ecuación:

$$\sigma_1\phi = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

Los intervalos de la desviación estándar inclusiva son:

- Muy bien clasificado ( $<0.35\phi$ )
- Bien clasificado ( $0.35\phi$  a  $0.50\phi$ )
- Moderadamente bien clasificado ( $0.51\phi$  a  $0.71\phi$ )
- Moderadamente clasificado ( $0.71\phi$  a  $1.0\phi$ )
- Mal clasificado ( $1.0\phi$  a  $2.0\phi$ )
- Muy mal clasificado ( $2.0\phi$  a  $4.0\phi$ )
- Extremadamente mal clasificado ( $>4.0\phi$ )

El grado de asimetría ( $Sk_i$ ) indica el grado de asimetría de una curva de frecuencias, cuando la curva presenta una asimetría positiva representa muestras con un exceso de material fino. En cambio, cuando la curva presenta una asimetría negativa representa muestras con un exceso de material grueso. El grado de asimetría se determinó utilizando la siguiente ecuación:

$$Sk_i = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2(\phi_{50})}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2(\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

Los intervalos del grado de asimetría ( $Sk_i$ ) son:

- Muy asimétrico hacia finos (+1.0 a +0.30)
- Asimétrico hacia finos (+0.31 a +0.10)
- Casi simétrico (+0.11 a -0.10)
- Asimétrico hacia gruesos (-0.11 a -0.30)
- Muy asimétrico hacia gruesos (-0.31 a -1.0)

La curtosis ( $K_G$ ) es una medida de distribución de una curva de frecuencia que refleja el número de tamaños de grano que hay en la muestra. Si la distribución de la curva de frecuencia unimodal presenta un pico que se nombra leptocúrtico, si presenta una zona horizontal en el máximo es platicúrtico y si es similar a la distribución normal es mesocúrtico. La curtosis se determina utilizando la siguiente ecuación:

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Los intervalos de la curtosis ( $K_G$ ) son:

- Muy platicúrtico (<0.67)
- Mesocúrtico (0.68 a 0.90)
- Leptocúrtico (1.12 a 1.50)
- Muy leptocúrtico (1.51 a 3.0)
- Extremadamente leptocúrtico (>3.0)

### 3.5. Análisis del material sedimentario

Para realizar análisis de carbono total (CT, porcentaje en peso) y carbono orgánico total (COT, porcentaje en peso) se seleccionaron 50 muestras de sedimento marino. El sedimento seco se molió en un mortero de ágata para homogeneizar su contenido, y se envió aproximadamente 1 gramo al *Laboratorio Universitario de Nanotecnología Ambiental*, Instituto de Ciencias Aplicadas y Tecnología, UNAM, donde utilizaron un analizador de carbono total e inorgánico para muestras sólidas modelo *SSM – 5000<sup>a</sup>*. Se calculó el carbono inorgánico total (CIT, porcentaje en peso) restando COT de CT, y se calculó %CaCO<sub>3</sub> multiplicando 8.333 por %CIT (Ganeshram et al., 1995), como se muestran en las siguientes ecuaciones:

$$\%CIT = \%CT - \%COT$$

$$\%CaCO_3 = \%CIT * 8.333$$

### 3.5.1. Análisis biogénico

Se realizó un estudio de los componentes biológicos más comunes y de mayor tamaño presentes en el sedimento (i.e., foraminíferos) para identificar marcas de rotación, re-trabajo y/o fragmentación de los ejemplares.

Para estudiar los foraminíferos presentes en el sedimento y determinar alteraciones del depósito, se realizó una cuantificación de su abundancia total, la proporción de foraminíferos planctónicos versus bentónicos, y de foraminíferos fragmentados versus organismos completos. Para ello, se separó aproximadamente 1 gramo de muestra de sedimento completo, previamente liofilizado. Luego, se remojaron en agua destilada 35 muestras en cajas Petri, para su posterior lavado con agua corriente a través de un tamiz de 62 micras, para poder aislar las testas (van der Zwaan et al., 1990). Una vez que el sedimento lavado se secó a temperatura ambiente, se observaron las testas de los foraminíferos bajo un microscopio estereoscópico VELAB VE-S5. Se realizó el conteo mínimo de 300 individuos para poder establecer la proporción de foraminíferos planctónicos versus bentónicos, así como la proporción de foraminíferos fragmentados versus completos.

La cuantificación de foraminíferos bentónicos versus planctónicos se calculó a partir de la siguiente ecuación de van der Zwaan et al. (1990):

$$B = \frac{Nb * g}{T}, \quad P = \frac{Np * g}{T}$$

Donde,

B= foraminíferos bentónicos

P= foraminíferos planctónicos

Nb= conteo de foraminíferos bentónicos    Np= conteo de foraminíferos planctónicos

g= peso de la muestra

T= total de foraminíferos

El índice de los foraminíferos fragmentados se define como el número de fragmentos de foraminíferos por gramo de sedimento seco (Berger et al., 1982). Para calcular el índice de foraminíferos fragmentados se usó la siguiente ecuación:

$$FFI(\%) = F / (F + T) * 100$$

FFI % = Índice de fragmentos de foraminíferos    F= Fragmentos de foraminíferos

T= Número total de testa

# Capítulo 4

## Resultados

### 4.1. Batimetría del Pacífico NE frente a las costas de BCS

El MDE de la zona de colecta del núcleo BB03 se muestra en la Figura 4.1, con una resolución espacial de 25 m. El MDE se encuentra a una profundidad de entre 575-825 m como se muestran en las curvas de nivel de la Figura 4.1 y también se observa la isobata de los 740 m de profundidad en color naranja que corresponde con la profundidad a la que se recolectó el núcleo BB03. Las estructuras que se observan son montes submarinos con pendientes accidentadas, canales y escarpes asociadas a los PRM.

### 4.2. Descripción del núcleo sedimentario

El núcleo sedimentario marino BB03 se caracteriza por sedimentos laminados y capas de diferentes grosores con tonalidades claras/oscuras, por sedimentos bioturbados y por sedimentos masivos. Los componentes sedimentarios se clasificaron a partir de la observación de frotis de sedimento bajo el microscopio, lo que nos permitió dividir la columna en 5 unidades litoestratigráficas (Figura 4.2 y Tabla 2).

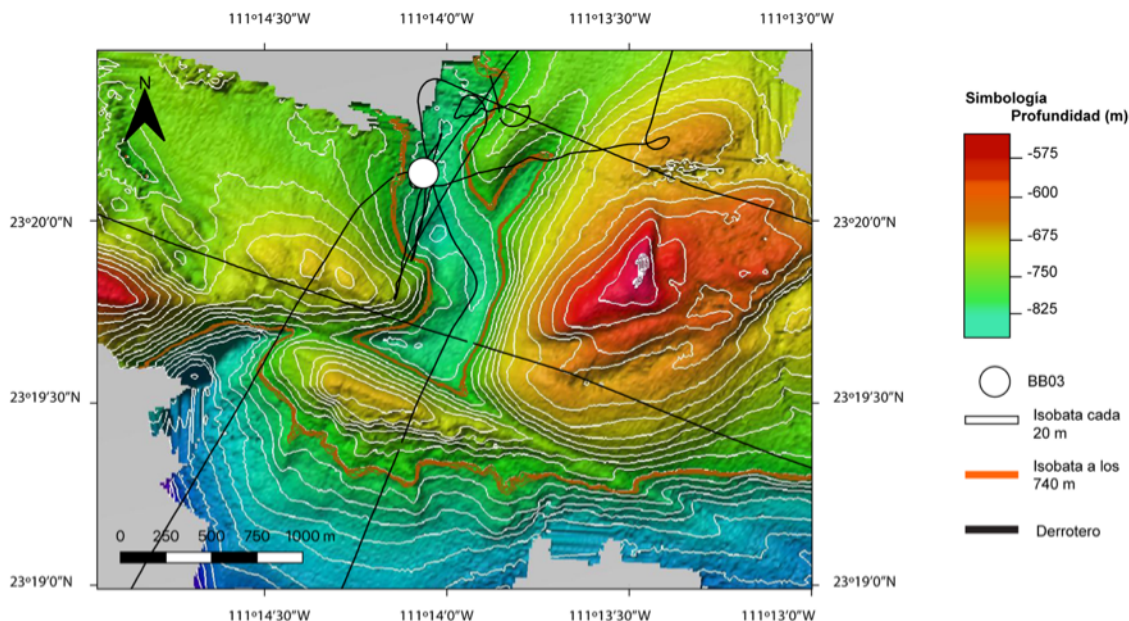


Figura 4.1: MDE del Pacífico NE frente a la península de BCS. El levantamiento del relieve marino corresponde a la zona circundante a la de extracción del núcleo sedimentario marino BB03. Las curvas de nivel o isobatas se encuentran cada 20 m con un intervalo de 540-1040 m de profundidad, la línea negra corresponde al derrotero o trayectoria del buque (la navegación realizada durante la campaña oceanográfica BATIBAJA11) y el círculo blanco corresponde a la ubicación del núcleo sedimentario marino BB03.

La unidad basal (U1) abarca desde la base de la columna de los 400 cm hasta los 380 cm. La U1 se compone principalmente de 70 % de limos y 30 % de arcillas, con capas de aproximadamente 1 cm de grosor, de color marrón oscuro y láminas de aproximadamente 5 mm de grosor, de color gris oscuro. En la U1 se observa los restos de microfósiles comunes como foraminíferos bentónicos y restos de materia orgánica, se encontraron ocasionalmente diatomeas a los 399 cm.

La unidad (U2) abarca desde 380 cm hasta los 320 cm. Se compone principalmente de 75 % de limos y 25 % de arcillas, con capas de aproximadamente 20 mm de grosor, de color marrón oscuro y laminas de aproximadamente 5 mm de grosor, de color gris oscuro. Se observan restos de foraminíferos bentónicos a lo largo de la unidad.

La unidad (U3) abarca desde 320 cm hasta los 260 cm. Se compone principalmente

de 75 % de limos y 25 % de arcillas. En la U3, con una capa de los 320 cm hasta los 300 cm, de color olivo y con una capa de los 300 cm hasta los 260 cm , de color gris oscuro. Se observan restos de microfósiles comunes como foraminíferos bentónicos y planctónicos a lo largo de la unidad. Ocasionalmente, a los 280 cm, se encuentran restos de concha de moluscos de bivalvos.

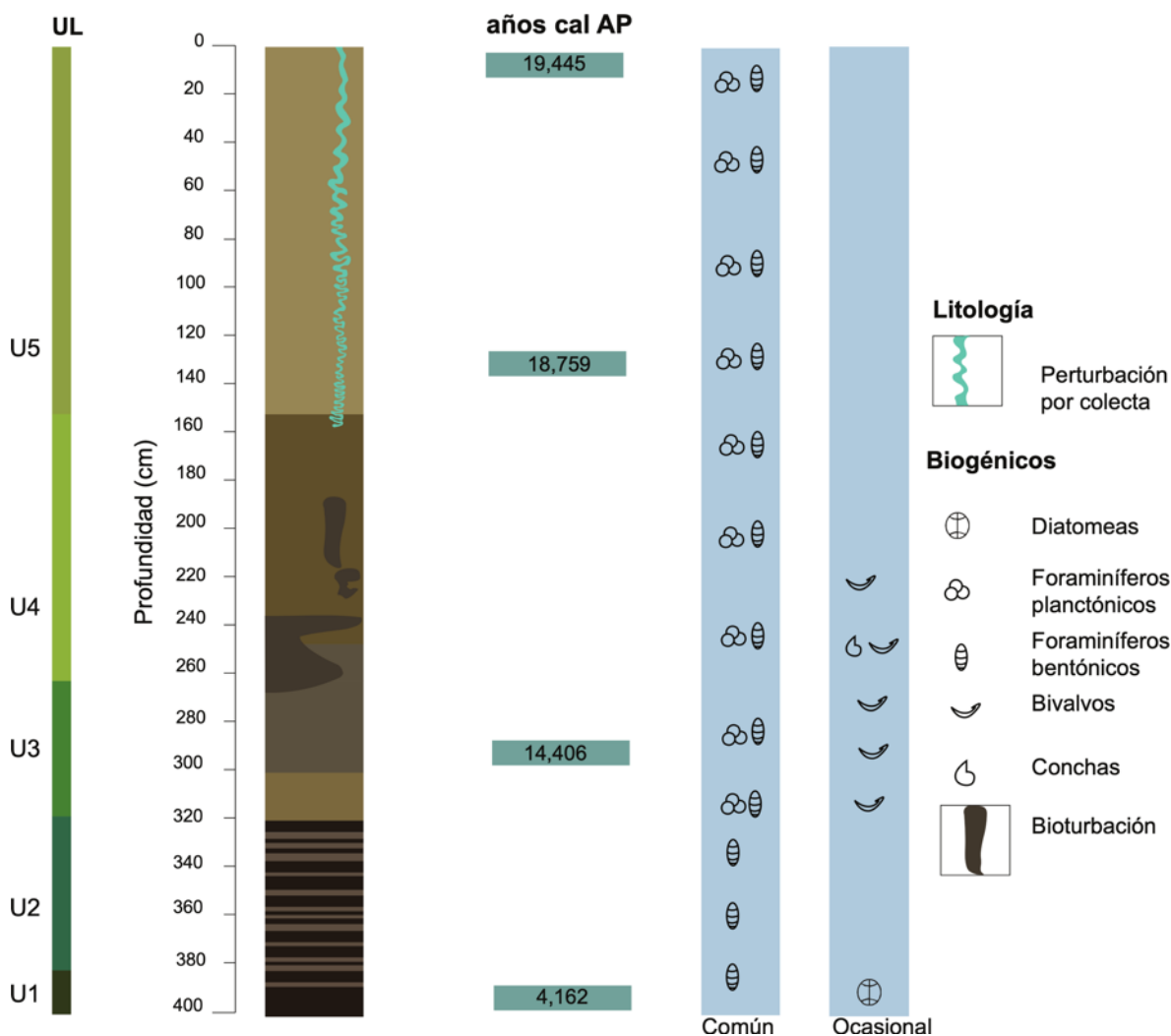


Figura 4.2: Columna estratigráfica del núcleo sedimentario marino BB03. Los colores se asocian al tipo de sedimento presente teniendo limos en mayor proporción, arcillas y arenas en menor proporción.

La unidad (U4) abarca de los 260 cm hasta los 160 cm. Posee 80 % de limos, 17 % de arcillas, y 3 % de arenas. De los 260 cm hasta los 240 cm, el color del sedimento es gris oscuro y de los 240 cm hasta los 160 cm el color del sedimento es olivo. Se



observan estructuras de bioturbación de los 260 cm hasta los 200 cm. Asimismo, se observan restos de foraminíferos bentónicos y planctónicos a lo largo de la unidad, y ocasionalmente, de los 260 cm hasta los 220 cm se encuentran restos de conchas de moluscos.

La unidad (U5) abarca de los 160 cm hasta la cima del núcleo (0 cm). Se compone principalmente por 80 % de limos, 18 % de arcillas y 2 % de arenas. El color del sedimento es olivo claro y esta zona se caracteriza por ser masiva u homogénea, con estructuras secundarias asociadas a la perturbación por colecta. Se observan foraminíferos planctónicos y bentónicos a lo largo de la unidad.

### 4.3. Características litológicas

Con base en las características de cada unidad litológica (UL) (U1 – U5), se creó una tabla comparativa que resume las diferencias encontradas (Tabla 2).

Características	U1	U2	U3	U4	U5
Color <sup>1</sup>	Negro (2.5Y, 2.5/1)	Marrón oscuro gris (2.5Y 4/2, 2.5Y 2.5/1)	Olivo (5Y 4/3, 5Y 5/4)	Olivo y gris olivo oscuro (5Y 4/3, 5Y 5/4)	Olivo y gris olivo oscuro (5Y 4/3, 5Y 5/4)
Espesor	14 cm	63 cm	56 cm	15 cm	144 cm
Estructuras sedimentarias <sup>2</sup>	Láminas claras y oscuras de diversos espesores. Se observa cambios en la coloración del sedimento	Láminas claras y oscuras, hacia la base de la unidad se vuelven más delgadas y se marcan cambios en la coloración	Masivo	Alternancia de colores irregulares	Masivo, con perturbación por la colecta
Tamaño de grano <sup>3</sup>	Limo	Limo	Limo arcilloso	Limo arcilloso	Limo arcilloso
Geometría del estrato <sup>4</sup>	Tabular	Tabular	Tabular	Tabular	Perturbado durante la colecta
Contacto <sup>5</sup>	Cambio de coloración	Cambio de coloración y gradual	Cambio de coloración y gradual	Gradual	Gradual
Fósiles y bioturbación	Diatomeas y foraminíferos bentónicos	Foraminíferos bentónicos	Foraminíferos bentónicos y planctónicos; restos de conchas y bivalvos	Foraminíferos bentónicos y planctónicas Galerías de bioturbación y bivalvos	Foraminíferos bentónicos

**Tabla 4.1:** Resumen de las características de las litofacies o unidades litoestratigráficas (UL). Munsell (1994)<sup>1</sup>; Ricci (1995) y McKee y Weir (1953)<sup>2</sup>, 4y5 y Udden (1914)<sup>3</sup> y Wentworth (1992)<sup>3</sup>.

### 4.4. Modelo de edad y tasas de sedimentación

Las edades de la calibración fueron 4,162 años cal AP para la U1; 14,406 años cal AP para la transición entre las U3 y U4; 18,759 y 19,455 años cal AP para la U5. El modelo de edad se obtuvo a partir de la interpolación lineal con un análisis de radiocarbono, cuyo  $R^2 = 0.808$  (AMS  $^{14}C$ ), por sus siglas en inglés, Tabla 4.2; Figura 4.3), donde claramente se observa que la secuencia es más antigua en la cima que en

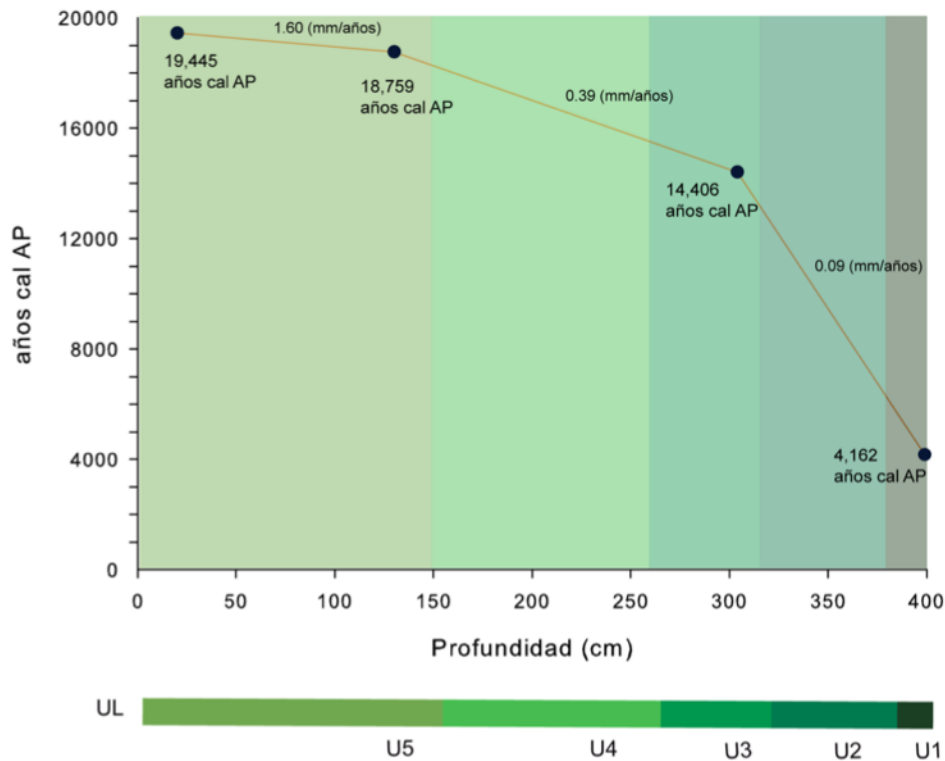


Figura 4.3: Modelo de edad donde se observa las tasas de sedimentación y los años pertenecientes a determinada profundidad.

la base. La tasa de sedimentación acumulada es de 0.09 mm/año para la U1, 0.39 mm/año para la transición entre las U3 y U4, y 1.60 mm/año para la U5.

Beta Analytic ID	Profundidad núcleo (cm)	Edad convencional de $^{14}C(AP)$	Edad (años cal AP) (error $1\sigma$ )	Tasa sedimentación (mm/años) *
520196	20	$16750 \pm 50$	19445 (19719 – 19170)	
520197	130	$16130 \pm 50$	18759 (18947 - 18571)	1.603
531961	304	$12940 \pm 40$	14406 (14806 – 14006)	0.399
520198	399	$4310 \pm 30$	4162 (4397 – 3923)	0.092

**Tabla 4.2:** Datos utilizados para realizar el modelo de edad y las tasas de sedimentación. \*Nótese que las tasas de sedimentación correspondientes a las edades más antiguas están en la cima de la columna, no en la base.

## 4.5. Granulometría

El tamaño de grano del sedimento marino BB03 se muestra en la Tabla 4.3, las fracciones (%) del tamaño de grano son arenas, limos y arcillas. En la U3 las

proporciones son 77.81 % de limos, 22.18 % de arcillas y 0.003 % de arenas; el tamaño de grano  $\phi$  (phi) en la escala de Wentworth tiene valores de 6.06, 6.19 y 6.31; la distribución es simétrica y unimodal; el tamaño de sedimento de la U3 a los 304 cm se encuentra entre 20 - 45  $\mu\text{m}$  (Figura 4.4.C). En la U4 las proporciones son 83.23 % de limos, 17.62 % de arcillas y 0.14 % de arenas; los valores del tamaño de grano  $\phi$  (phi) en la escala de Wentworth son de 6.06, 6.19 y 6.33; la distribución es asimétrica a la izquierda y unimodal; el tamaño de sedimento de la U4 a los 160 cm se encuentra entre 30 - 50  $\mu\text{m}$  y a los 249 cm se encuentra entre 35 - 50  $\mu\text{m}$ . (Figura 4.4.A, 4.4.B). Y en la U5 las proporciones son 82.69 % de limos, 17.19 % de arcillas y 0.11 % de arenas; los valores del tamaño de grano  $\phi$  (phi) en la escala de Wentworth son de 6.06.

Núcleo BB03		Tamaño de partículas (%)				Parámetros Estadísticos				
UL	Muestra	Arenas	Limos	Arcillas	$Mz\phi$	$\sigma 1\phi$	$SK_i$	$K_G$	$\mu\text{m}$	$\phi$
U5	150	0.111	82.690	17.199	6.695	1.357	0.208	1.038	14.94	6.065
U4	160	0.000	81.280	18.720	6.800	1.344	0.209	1.025	13.61	6.199
U4	180	0.002	81.270	18.728	6.823	1.327	0.197	1.024	12.40	6.334
U4	209	0.003	81.020	18.977	6.809	1.355	0.169	1.012	12.40	6.334
U4	229	0.005	80.380	19.615	6.822	1.393	0.209	1.040	13.61	6.199
U4	249	0.149	82.230	17.621	6.660	1.422	0.231	1.057	14.94	6.065
U4	269	0.084	82.220	17.696	6.689	1.390	0.181	1.002	14.94	6.065
U3	289	0.022	82.700	17.278	6.691	1.359	0.218	1.027	14.94	6.065
U3	304	0.003	77.810	22.187	6.947	1.410	0.167	1.004	12.40	6.334
U3	309	0.000	75.670	24.330	6.986	1.48	0.180	0.954	13.61	6.199

**Tabla 4.3:** Parámetros estadísticos texturales donde  $Mz\phi$  es el tamaño grafico promedio,  $\sigma 1\phi$  es la desviación estándar grafica inclusiva,  $SK_i$  es el grado de asimetría,  $K_G$  es la curtosis y  $\phi$  (phi) es una representación numérica incluida en la escala de Wentworth.

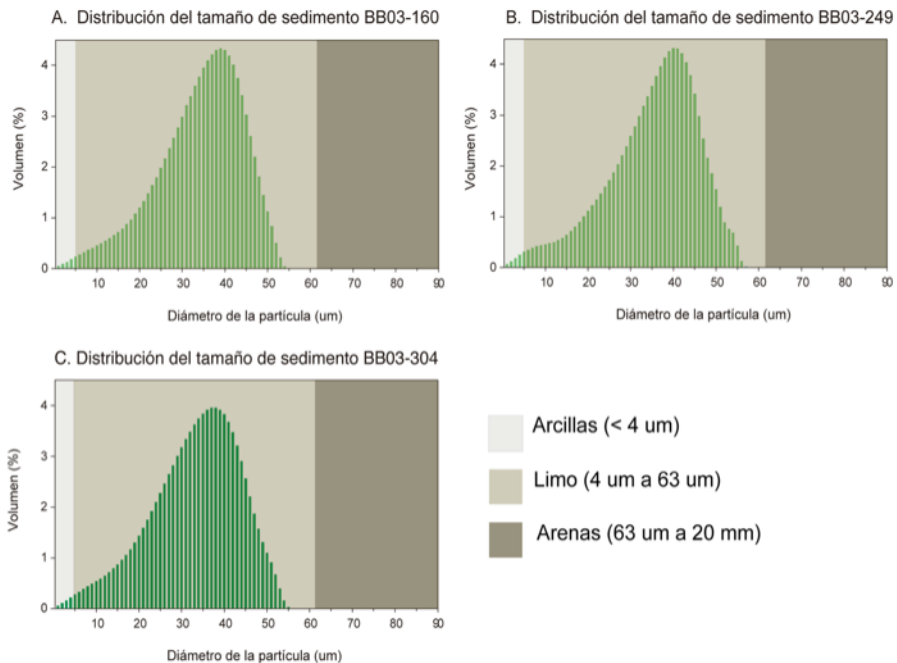


Figura 4.4: Distribuciones unimodales del tamaño de grano a lo largo del núcleo sedimentario marino BB03. A) y B) representan la U4; C) representa la U3.

## 4.6. Análisis de contenido de carbono

Los resultados de los análisis geoquímicos del núcleo sedimentario marino BB03 se muestran en la Figura 4.5. Los sedimentos poseen entre 6-15 % en contenido de carbono total (CT %), de 6-15 % de carbono orgánico, de 0-4 % de carbono inorgánico (CI %) y de 6-30 % de carbonatos ( $\text{CaCO}_3$  %). En la U1, los componentes abundantes son el CO entre 11-14 %, pero disminuyen los componentes de  $\text{CaCO}_3$  entre 23-10.5 %. En la U2, el componente más abundante es el  $\text{CaCO}_3$  entre 18-24.5 % y disminuyen el CO entre 9.5-7.5 %. En la U3 se muestra una disminución en todos los componentes geoquímicos, el CO entre 6.5-11 % y el  $\text{CaCO}_3$  entre 6.5-12 %. En la U4 a los 240 cm todos componentes geoquímicos aumentan, a los 220 cm vuelven a disminuir y a los 200 cm todos los componentes vuelven aumentar, a los 180 cm las curvas de los componentes geoquímicos no presentan tanta variación. La disminución y aumento de los componentes es el CO entre 8-12 % y el  $\text{CaCO}_3$  entre 5-18 %. En la U5, las curvas de los componentes geoquímicos se comportan similar, el CO entre 6.5-11 % y el  $\text{CaCO}_3$  entre 12-18 %. Y en promedio, es la unidad con los valores más bajos de CO y presenta menor variación en todos los componentes geoquímicos.

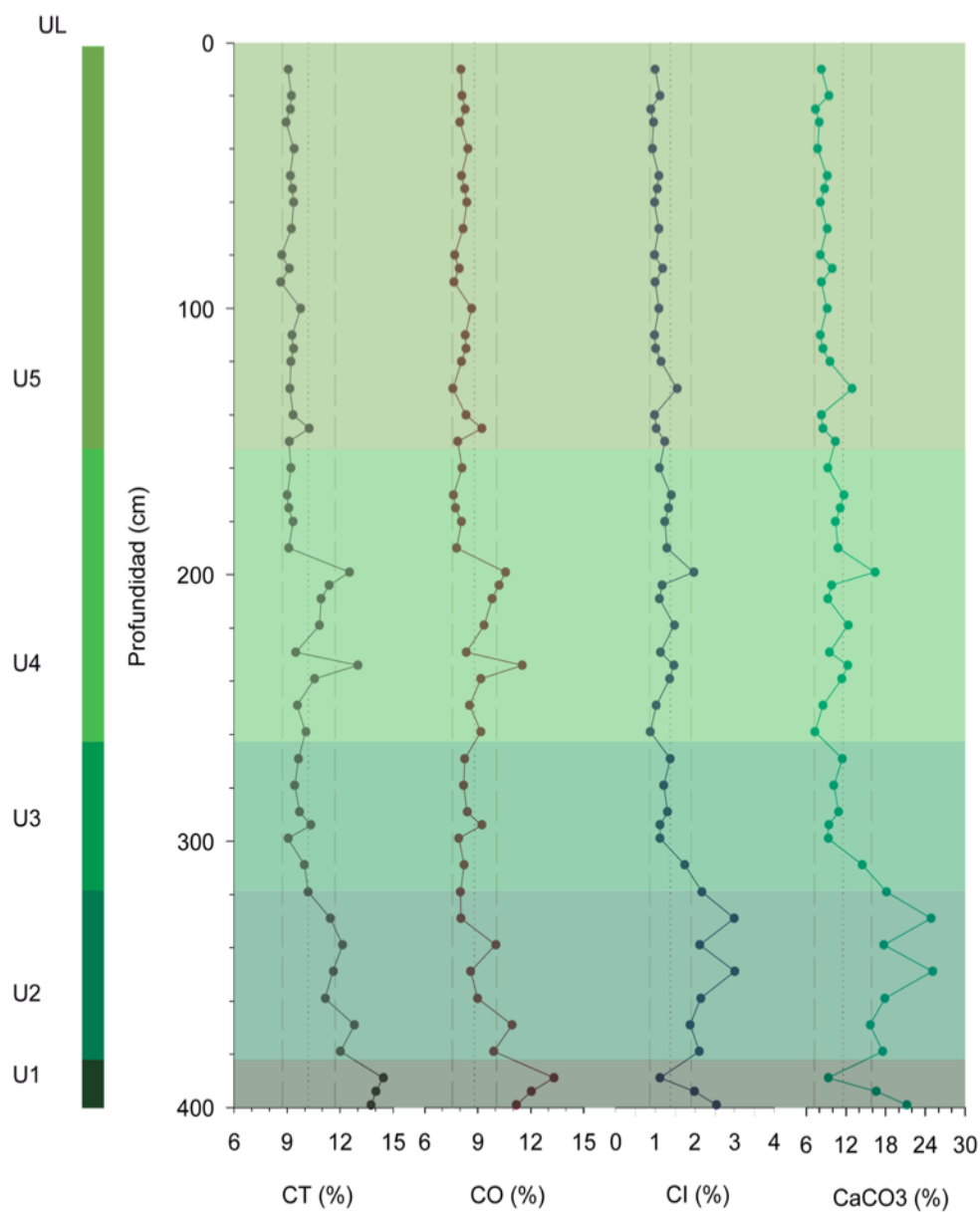


Figura 4.5: Análisis geoquímico en la secuencia sedimentaria BB03. Carbono total (CT %; 6-15 %), carbono orgánico total (CO %; 6-15 %), carbono inorgánico (CI %; 0-4 %) y carbonatos ( $CaCO_3$  %; 6-30 %). La línea punteada es el promedio y las líneas discontinuas son las desviaciones estándar.

## 4.7. Contenido de los componentes biogénicos

La abundancia de foraminíferos presentes en el núcleo sedimentario marino BB03 se muestra en la Figura 4.6, donde se observan entre  $\sim 2,000$ - $24,000$  individuos por gramo (ind/g), con una media de 5,751. Obtuvimos un índice entre 0.5-15 en la relación de foraminíferos bentónicos entre los foraminíferos planctónicos (FB/FP) y de 0.1-0.4 en el número de fragmentos de foraminíferos por gramo de sedimento seco (FFI %). En el límite de las U1 y U2, se observa un cambio en las curvas en los tres componentes biogénicos de 2,500 en el contenido de ind/g, una disminución de 9 a 7 en la relación de FB/FP, y un aumento de 0.2-0.35 en el número de FFI (%). En la U2, se observa un aumento a los 340 cm en todos los componentes de 2,000 a 10,000 en el contenido de ind/g, de 6 a 12 en la relación FB/FP y de 0.1 a 0.2 en el número de FFI (%). En la U3 los componentes biogénicos se mantienen constantes, con  $\sim 8,000$  en el contenido de ind/g, de  $\sim 3$  en la relación de FB/FP y entre 0.1 y 0.2 en el número de FFI (%). En la U4 las curvas que presentan fluctuaciones cambian de 2,000 a 12,000 en el contenido de ind/g y de 0.15 a 0.3 el número de FFI (%), mientras que se mantiene constante en  $\sim 3$  en el número de FFI (%). En la U5 las curvas que presentan fluctuaciones poseen entre 2,000 y 10,000 en el contenido de ind/g, y de 0.1 a 0.35 el número de FFI (%), mientras que se mantiene entre 3 y 6 el FFI (%).



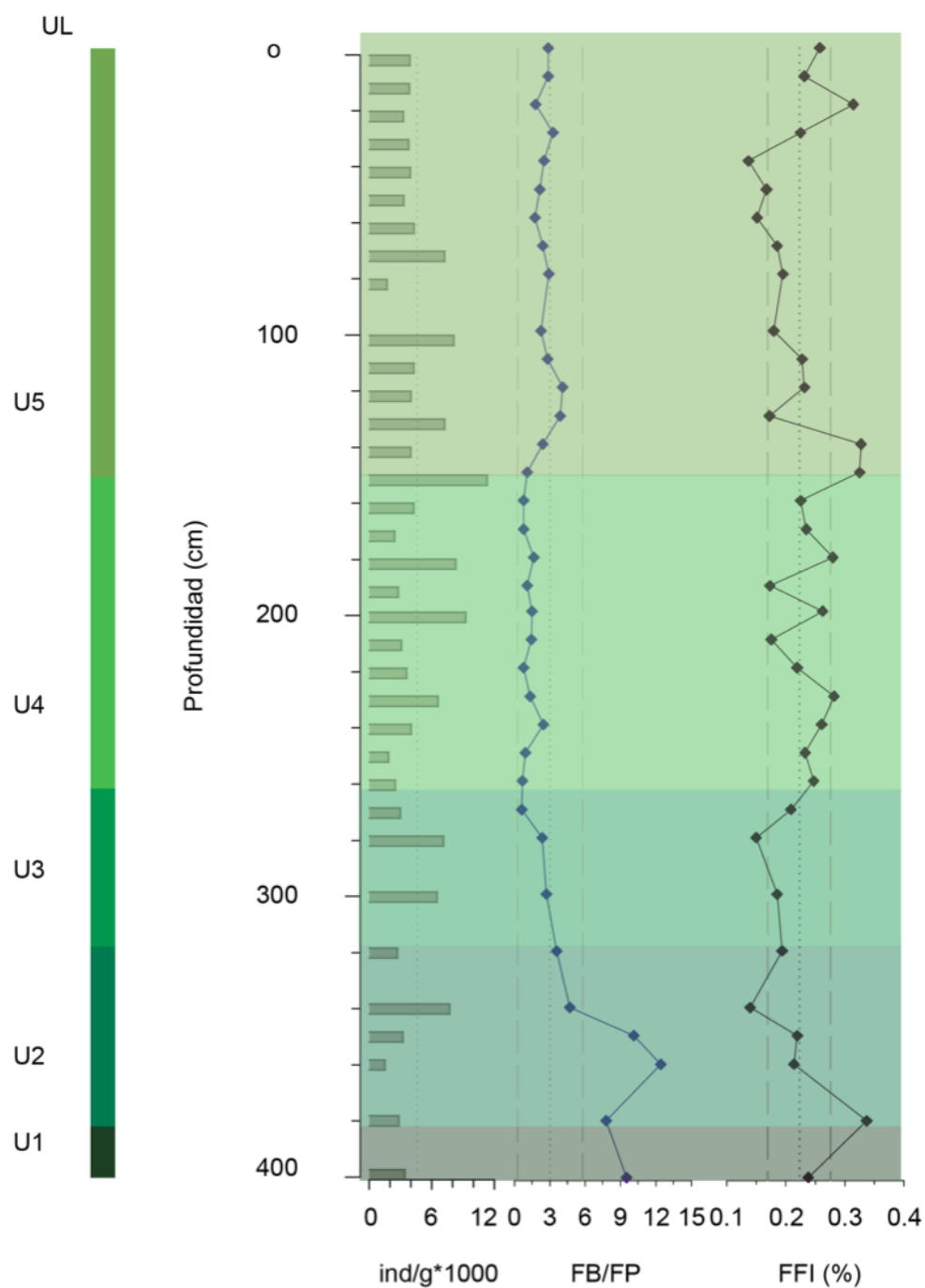


Figura 4.6: Análisis en el contenido del material biogénico. a) ind/g\*1000 (individuos por gramo, se multiplicó por 1000 para facilitar la visualización de los datos), b) FB/FP (foraminíferos bentónicos/ foraminíferos planctónicos), y FFI (%) (índice de foraminíferos fragmentados). La línea punteada es el promedio y las líneas discontinuas son las desviaciones estándar.

# Capítulo 5

## Discusión

Los PRM submarinos ocurren en zonas de inestabilidad, cuando en una superficie de corte, la fuerza gravitacional de impulso excede la suma de las fuerzas de fricción y cohesión por lo que tiene la capacidad de transportar grandes bloques en suspensión (Mulder y Alexander, 2001; Shanmugam, 2015). Entonces, la estabilidad de la pendiente está relacionada con la inclinación del relieve. Por ejemplo, los deslizamientos pueden ocurrir en pendientes suaves (i. e.,  $4-0.25^\circ$ ), siempre que la tensión de corte sea mayor a la resistencia de corte (Booth et al., 1993). Adicional a los procesos físicos que impulsan el movimiento del PRM, también se consideran eventos causantes los impactos por asteroides, los ciclones tropicales, las inundaciones monzónicas, la actividad tectónica, la carga glacial, la carga de depósito, la descompensación de hidratos de gas y los cambios en el nivel del mar. En especial, la actividad tectónica del Pacífico NE es un factor que modifica el relieve submarino, evidenciado por la presencia de cañones con escarpes y depósitos sedimentarios deformados.

Las características sedimentarias como el tamaño de grano, la mineralogía, la compactación, la datación del material sedimentario y la tasa de sedimentación brindan información de las características específicas del depósito, por lo tanto, se puede identificar el tipo de PRM (Dott, 1963; Covault, 2011; Shanmugam, 2015). En general, los PRM registran altas tasas de sedimentación por la carga del material sedimentario (Normark, 1974). Un deslizamiento rotacional se identifica cuando el registro sedi-

mentario tiene una estructura rotada, sin capas deformadas, o con zonas de contacto irregular, o bien desorden en la estratificación (Helwing, 1970; Maltman, 1987).

## 5.1. Análisis de las unidades litoestratigráficas

En el núcleo sedimentario marino BB03 se analizó cuidadosamente empleando diversos métodos. Primero se realizó la descripción estratigráfica, luego se realizaron los análisis geoquímicos y de observación micropaleontológica. Por último, se realizaron dataciones con radiocarbono y la construcción de un MDE. A través de toda esta información, se identificó un PRM deslizamiento rotacional, como se definen por McKee y Weir (1953) y Schnurrenberger (2003). En la columna sedimentaria BB03 se identificaron un total 5 unidades litoestratigráficas (UL) (Figura 4.2; Tabla 4.1). El contacto entre cada unidad se identificó gracias a los cambios observados en la coloración del sedimento y su estructura. Las UL se encuentran constituidas principalmente por las siguientes estructuras sedimentarias: laminación, estratos, bioturbación y sedimento masivo. Los microfósiles presentes incluyen diatomeas, foraminíferos bentónicos y planctónicos, y restos de conchas de moluscos bivalvos. Sin embargo, no se encontró un contacto definido de plegamiento en ninguna de las UL asociado al material depositado por el deslizamiento rotacional, como lo sugiere Helwing (1970). Y, al realizar la datación por radiocarbono ( $^{14}C$ ) en 4 muestras de materia orgánica distribuidas selectivamente a lo largo del núcleo y tras la elaboración del modelo de edad, se observó que la columna sedimentaria se encuentra estratigráficamente invertida, es decir, lo más reciente se encuentra en la base de la columna sedimentaria y lo más viejo en la cima (Tabla 4.2; Figura 4.3). La presencia de UL abruptamente invertidas es una característica general típica de los deslizamientos rotacionales (Shanmugam, 2015).

Al remover los componentes biogénicos (Pichevin et al., 2005) y realizar un análisis del tamaño de grano tomando como base la clasificación de Udden (1914) y Wentworth (1992) y las ecuaciones de Folk y Ward (1957) (Tabla 4.3 y Figura 5.1), se observa que la distribución del tamaño de grano es limo con un tamaño promedio de 6.186 .

La desviación estándar inclusiva ( $\sigma_{1\phi}$ ) muestra un mal grado de clasificación con un valor promedio de 1.38  $\phi$ . El grado de asimetría ( $Sk_i$ ) muestra que el sedimento es muy asimétrico y orientado hacia los tamaños finos con un promedio de 0.197. Por lo tanto, se está hablando de sedimentos hemipelágicos de composición litogénica, donde el material más fino fue probablemente transportado eólicamente desde el continente durante cortos episodios de suspensión. Mientras que los materiales de mayor tamaño fueron transportados durante las tormentas y turbulencia, o episodios de entrada fluvial (Bozzano et al., 2002; Libes, 2011; Moreno et al., 1996; Rea, 1994; Sun et al., 2002).

La relación entre los foraminíferos planctónicos - bentónicos (FB/FP) (van der Zwaan et al., 1990), el índice de los foraminíferos fragmentados (FFI (%)) (Berger et al., 1982) (Figura 5.1) y la observación de frotis bajo el microscopio, muestran que los foraminíferos presentan en general una buena preservación a lo largo de la columna. Aunque, los foraminíferos planctónicos están ausentes en las U1 y U2.

Las estructuras sedimentarias identificadas en las U1 y U2 presentan una secuencia de laminaciones y estratos cuyos espesores varían entre 0.5 y 20 mm. Entre los microfósiles encontrados están los foraminíferos bentónicos en mayor abundancia y las diatomeas en muy baja proporción. Aunque en la U2 sólo se encuentran foraminíferos bentónicos (Figura 4.2). La datación por radiocarbono ( $^{14}C$ ) del material sedimentario en la U1 indica una edad de 4,162 años cal AP y una tasa de sedimentación de 0.09 mm/año (Tabla 4.2; Figura 4.3). En la U1 el componente más abundante es el CO entre con 11-14%, pero disminuye el  $CaCO_3$  entre 23-10.5%, lo cual coincide en parte con la ausencia de foraminíferos planctónicos. En la U2, el componente más abundante es el  $CaCO_3$  entre 18-24.5%, que se vincula en parte con un aumento en la proporción FB/FP entre 9 y 12. Sin embargo, disminuye el CO hasta 9.5-7.5% (Figura 5.1). Con base en la composición sedimentaria, las estructuras sedimentarias, y la edad del sedimento, se identificó que las unidades U1 y U2, así como la base de la secuencia se encuentran en el actual periodo interglaciar o del Holoceno (11.7-0 ka). De acuerdo con reconstrucciones paleoceanográficas, se sabe que, durante este

periodo, al sur de la península de BC se encontraba intensificada la OMZ del Pacífico NE (VanGeen et al., 2003). En la actualidad, la OMZ se forma gracias a los afloramientos costeros y surgencias eólicas que generan una alta productividad biológica y altas tasas de exportación de carbono de la columna de agua hacia los sedimentos. En las masas de agua subtropical subsuperficial (SSW) y el agua intermedia del Pacífico (NPIW), a profundidades entre 200-700 m se produce un excesivo consumo de oxígeno por organismos degradadores. La OMZ del Pacífico NE es además de las más extensas del océano dado que a la alta productividad de la zona eufótica se suman los cambios en la circulación de la NPIW (Reid, 1997; Talley, 1999; You, 2003). En consecuencia, los paquetes sedimentos son ricos en materia orgánica, presentan altas tasas de sedimentación y a menudo se encuentran laminados (Curray y Moore, 1982; VanGeen et al., 2003; Cartapanis et al., 2014; Ganeshram et al., 1999). Por otro lado, los altos valores de carbonatos sugieren que la producción y exportación de carbono es más eficiente en la actualidad por organismos calcáreos que por organismos silíceos (Arellano-Torres et al., 2019), lo cual podría explicar la baja proporción encontrada de diatomeas encontrada en los sedimentos.

Se sugiere que la ausencia de foraminíferos plantónicos en las U1 y U2 se debe al alto contenido de materia orgánica exportada a los sedimentos durante el Holoceno debido a la intensificación de la OMZ del Pacífico NE, lo que ocasionó a que los foraminíferos plantónicos tuvieran una mala preservación en el sedimento.

Las estructuras sedimentarias identificadas en la U3 y U4 son estratos, es decir, unidades masivas cuyo espesor varía entre 15 y 40 cm. Aunque en la U4 se identifican galerías de bioturbación (McKee y Weir, 1953). Los microfósiles encontrados son foraminíferos bentónicos en mayor abundancia, seguidos de foraminíferos planctónicos, así como restos de conchas de bivalvos en menor proporción (Figura 4.2). La datación por radiocarbono ( $^{14}C$ ) del material sedimentario para la transición U3 y la U4 es de 14,406 años cal AP, con una la tasa de sedimentación mayor a la U1 y U2 de 0.39 mm/año (Tabla 4.2; Figura 4.3). La U3 muestra una disminución en todos los componentes geoquímicos, el CO está presente entre 6.5-11 % y el  $CaCO_3$  entre 6.5-12 %.

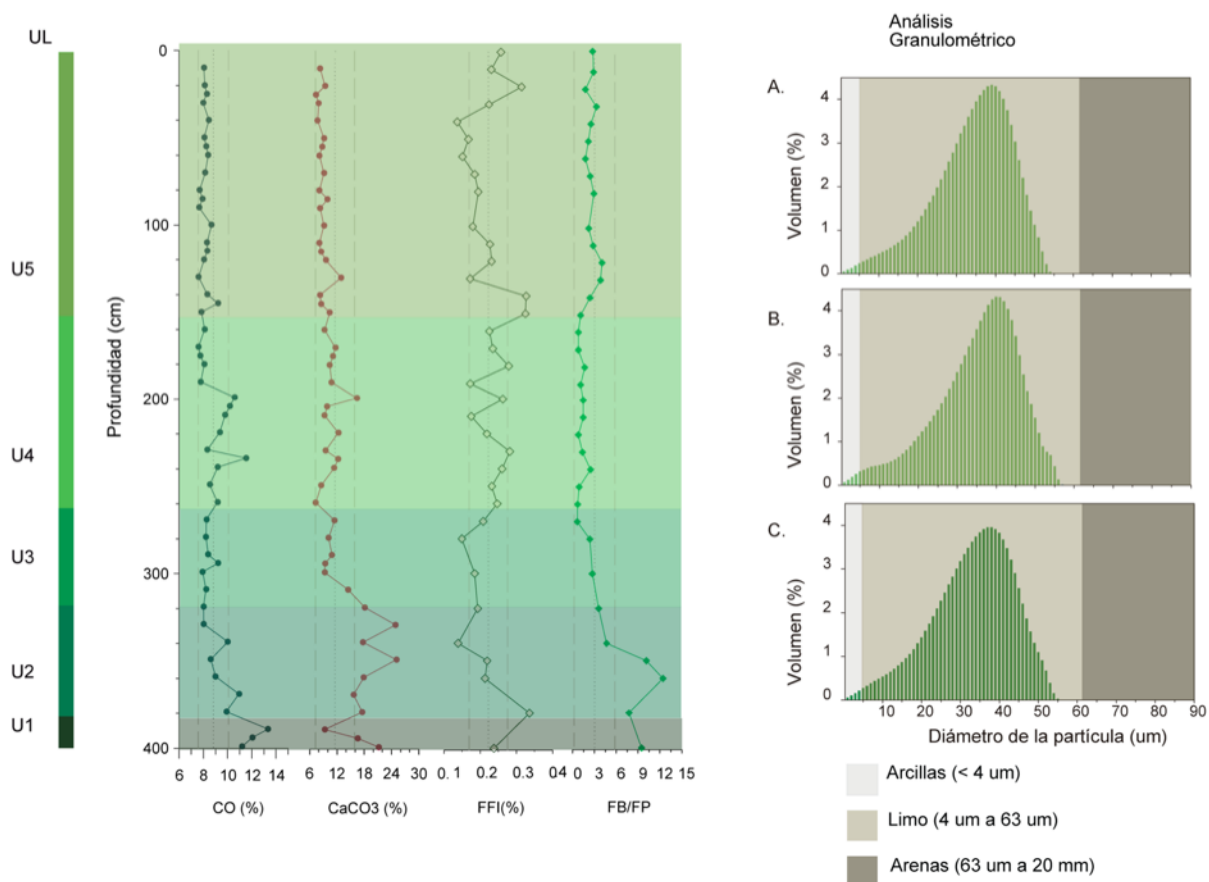


Figura 5.1: Análisis del contenido de CO (%),  $CaCO_3$  (%), FFI (%). Análisis granulométrico de las distribuciones unimodales del tamaño de grano a lo largo de A: U4 donde la distribución del tamaño de grano del sedimento es a los 160 cm, B: U4 donde la distribución del tamaño de grano del sedimento es a los 249 cm y C: U3 donde la distribución del tamaño de grano del sedimento es a los 304 cm.

En la U4, el componente más abundante es el  $CaCO_3$  con valores entre 5-18.5%, que se vincula con el aumento en proporción de ind/g entre 2,000-12,000 y disminuye el CO entre 8-12% (Figura 5.1). De acuerdo con VanGeen et al. (2003) durante el último periodo glaciario (40-20 ka), en el Pacífico NE se encuentran estructuras de bioturbación, asociado a la baja productividad en la columna de agua. Se sugiere, que lo anterior fue causado por una disminución del aporte de materia orgánica hacia los sedimentos, lo que disminuyó su consumo por organismos degradadores y permitió que el contenido de oxígeno fuera suficiente para los organismos del bentos (como anélidos y/o bivalvos) (Cary et al., 1989; Levin et al., 2001, 2002). Lo que favoreció la formación de secuencias bioturbadas, que en general son el resultado del forrajeo por los organismos que se alimentan del depósito. Se sugiere, que el aumento de ind/g se debe a la disminución de la materia orgánica hacia los sedimentos, lo que favoreció una mejor preservación de las testas de los foraminíferos en el sedimento (Cary et al., 1989; VanGeen et al., 2003).

Por último, se identificó en la U5 una estructura secundaria con espesor de 144 cm, identificado como una perturbación de los 130 - 0 cm causada durante el proceso de recuperación y colecta del núcleo. La datación por radiocarbono ( $^{14}C$ ) del material sedimentario en la U5 es de 18,759 y 19,445 años cal AP (Tabla 4.2; Figura 4.3), con una tasa de sedimentación de 1.60 mm/año. Los microfósiles encontrados son foraminíferos bentónicos y planctónicos, y no se observan variaciones en el contenido de CO y  $CaCO_3$ .

La perturbación en la columna sedimentaria durante la colecta afectó la estructura original del núcleo sedimentario y se formó una estructura secundaria vertical de coloración oscura (Figura 5.2). De acuerdo con Jutzeler et al. (2014), el proceso asociado a dicha alteración o estructura secundaria pudo generarse al momento de colocar horizontalmente el núcleo sobre la cubierta del barco (Figura 5.2-B), justo inmediatamente después de sacar el tubo de la superficie del agua. Por lo tanto, la ausencia de variaciones en el contenido de microfósiles y de CO (%) y  $CaCO_3$  (%), pueden explicar la homogenización de la parte superior de la U5-superior. Para fines

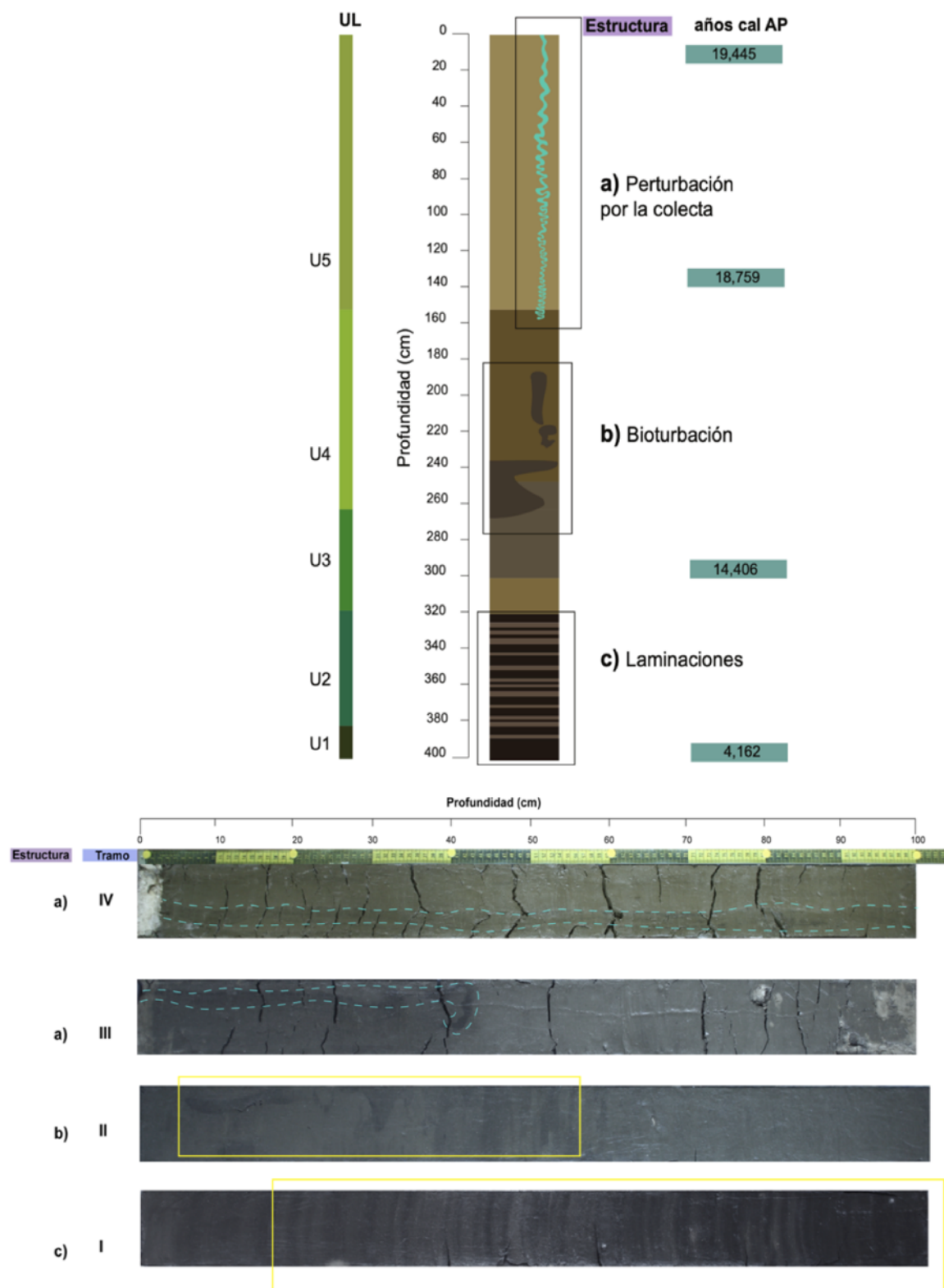


Figura 5.2: (Ver página anterior). Caracterización e identificación de las estructuras en el núcleo BB03. En la parte superior se encuentra la columna sedimentaria y en la parte inferior la fotografía del núcleo sedimentario marino BB03, la longitud del núcleo es de 400 cm divididos en 4 tramos. Se observan las siguientes estructuras: a) perturbación por la colecta (U5) que corresponde a los tramos IV y III (línea discontinua azul turquesa), b) bioturbación (U3 y U4) que corresponde al tramo II y c) laminaciones (U1 y U2) que corresponde al tramo I (cuadrados amarillos).



de la reconstrucción, se decidió descartar estos datos (i.e., los últimos 130 cm de la U5) ya que no representan un proceso natural de sedimentación.

## 5.2. Análisis del Modelo Digital de Elevación

En el MDE (Figura 4.1) se observa que la recuperación del núcleo se obtuvo en la zona del talud continental (profundidad de 764 m). Asimismo, en el MDE se observa la trayectoria del buque o el derrotero (línea blanca) que indica con mayor precisión el lugar donde se colectó el núcleo sedimentario marino BB03 (i. e., cuando el buque se detuvo para colectar el núcleo, se posicionó a la deriva y como consecuencia la trayectoria de la navegación se observa en forma de moño en el mapa). Para definir el tipo de PRM correspondiente se trabajó con las descripciones de Helwing (1970), Maltman (1987), Greene et al. (2006) y Shanmugam (2015). Tras el análisis del MDE con sistemas de información geográfica (software QGIS), se logró identificar estructuras asociadas a un deslizamiento rotacional (Figura 5.3). (1) La corona del PRM se identificó a una profundidad de 750 m, con una pendiente de 20 % (Figura 5.4). (2) La zona de inestabilidad se encontró a una profundidad de 750 m, con una pendiente entre 5-10 %. Y (3) la zona de acumulación del sedimento, donde se incluyen el pie del deslizamiento a una profundidad de 800 m, con una pendiente de 5 % (Figura 5.4). (4) Así como la base del deslizamiento a una profundidad de 825 m, con una pendiente entre 1.5-5 % (Figura 5.4).

De acuerdo con Spencer y Normark (1979), Fletcher et al. (2007), Michaud et al. (2004) y Plattner et al. (2009) a partir de las investigaciones que realizaron con perfiles de reflexión sísmica y batimetría del relieve en el Pacífico NE encontraron numerosos cañones submarinos y escarpes que son más profundos y accidentados en la cuenca sur y en la cuenca de Todos los Santos asociados a la actividad tectónica de las fallas Santa Margarita-San Lázaro. Se observó las mismas características de relieve reportadas, por lo que se sugiere que la morfología del relieve se asocia a la actividad tectónica de las fallas.

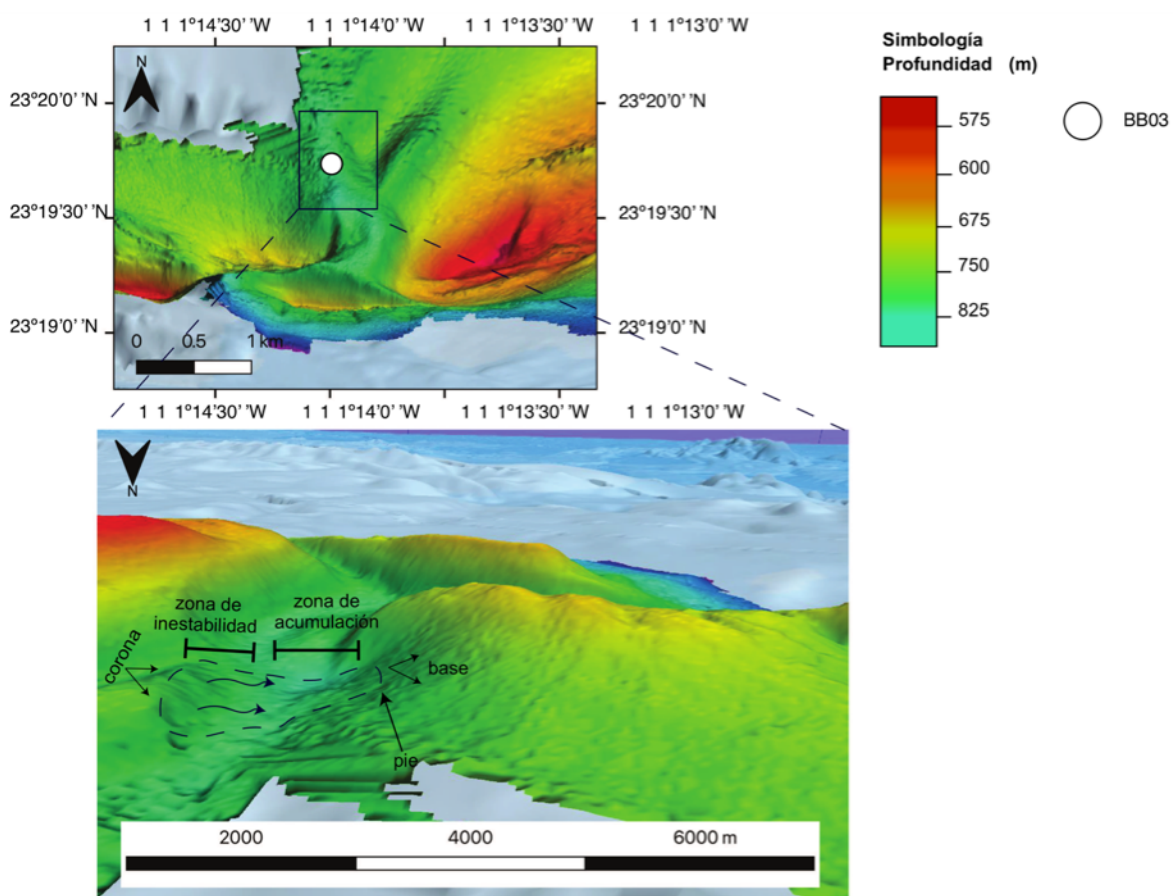


Figura 5.3: Caracterización e identificación de las estructuras asociadas al PRM está identificación está basada en la localización del núcleo sedimentario marino BB03 en el MDE del Pacífico NE frente a la península de Baja California. Nótese que la imagen inferior esta rotada 180 respecto a la imagen superior.

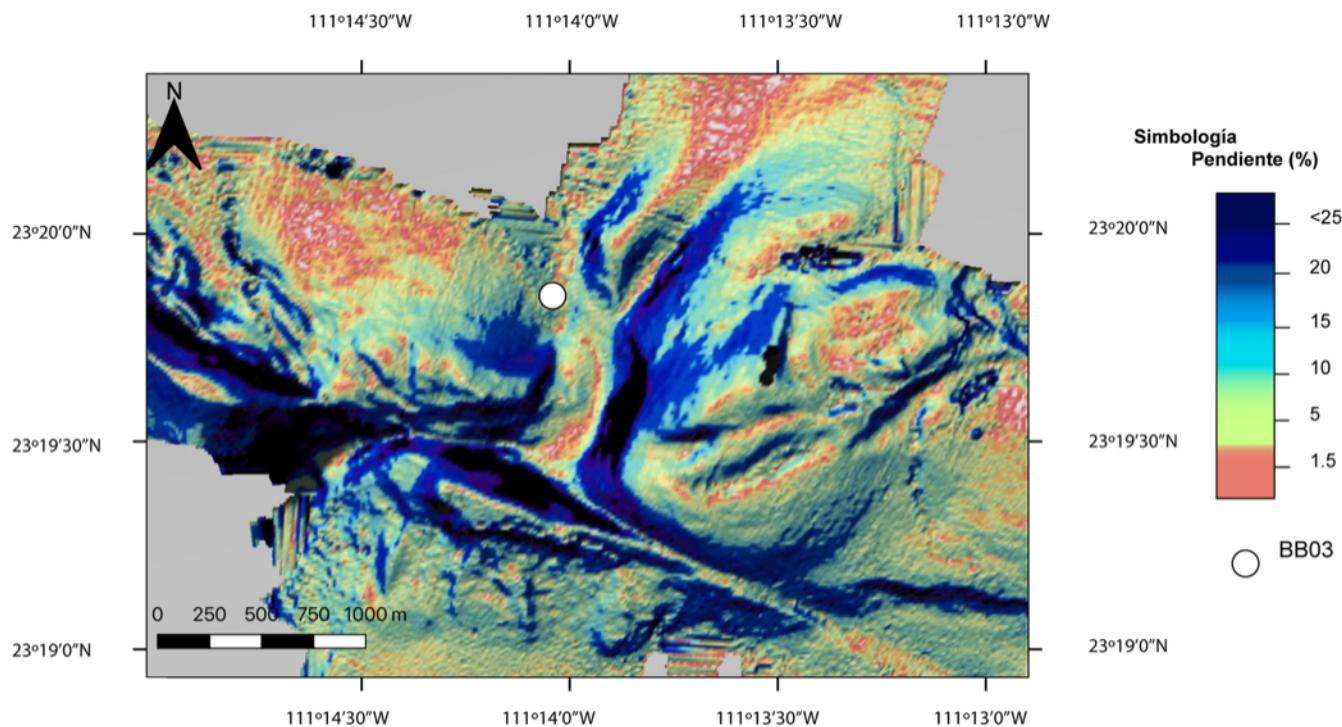


Figura 5.4: Pendientes del MDE que se encuentran en unidades de (%) con un intervalo de 25-0% de pendiente.

### 5.3. Reconstrucción del paleoderrumbe

Con base en los análisis de las unidades litoestratigráficas, la datación por radiocarbono y el MDE se reconstruyó un paleoderrumbe que incluye información sedimentaria de dos momentos paleoclimáticos: el último periodo glacial (40-20 ka) y el actual periodo interglacial o del Holoceno (11.7-0 ka). Dichas etapas se compararon con los registros paleoceanográficos y tectónicos encontrados a lo largo de la región del Pacífico NE. Finalmente, se identificó un deslizamiento rotacional.

Durante el último periodo glacial (40-20 ka) se han descrito secuencias sedimentarias a lo largo del margen del Pacífico NE donde han encontrado estructuras de bioturbación. Dichas estructuras se preservan por la baja productividad en la columna de agua, una mayor oxigenación en la columna de agua suficiente para los organismos del bentos y una disminución en el aporte de la materia orgánica hacia

a los sedimentos. Lo anterior es relacionando con el debilitamiento de la OMZ, debilitamiento de la surgencia costera asociada a la CC y el debilitamiento del agua intermedia del Pacífico (NPIW), asociado a una reorganización en la circulación del Pacífico Norte (VanGeen et al., 2003). Se encontró en el núcleo BB03 estructuras de bioturbación y una baja producción del contenido de materia orgánica en la U3 y la U4, que coinciden en las características sedimentológicas y en la temporalidad de los depósitos encontrados en el margen del Pacífico NE.

Durante el actual periodo interglaciar o del Holoceno (11.7-0 ka) se han estudiado secuencias sedimentarias desde la cuenca de Santa Barbara hasta la punta de la península de Baja California Sur en el Pacífico NE donde han encontrado laminaciones y alto contenido de materia orgánica en las secuencias sedimentarias. Las laminaciones se forman gracias a la elevada productividad biológica en la superficie, el excesivo consumo de oxígeno por organismos degradadores y las bajas concentraciones de oxígeno del agua intermedia del Pacífico. Esto es relacionado con la intensificación de la OMZ de la NPIW y los afloramientos por la CC (VanGeen et al., 2003). Se encontró en el núcleo BB03 la preservación de laminaciones y altos valores de materia orgánica en las U1 y U2 que coinciden en las características sedimentológicas y en la temporalidad de los depósitos encontrados en el margen del Pacífico NE.

Desde finales del Mioceno y hasta el presente (6-0 Ma) se han encontrado una serie de montes submarinos, canales y escarpes a lo largo de la zona tectónicamente activa de las fallas Santa Margarita-San Lázaro que se localizan al sur de la península a partir de los estudios batimétricos (Spencer y Normark, 1979, Fletcher et al., 2007; Michaud et al., 2004, 2007; Plattner et al., 2009). Asimismo, se han observado deformaciones en los sedimentos recientes asociados a la actividad tectónica de la falla Tosco-Abreojos a partir de los estudios en perfiles sísmicos (Michaud et al., 2007). Y recientemente, en 1969 se registró un sismo con una magnitud de 5.3 (Fletcher y Munguía, 2000). Se encontró en la batimetría perteneciente a la zona de colecta del núcleo BBO3 una serie de montes submarinos, canales y escarpes, que coinciden con los estudios del relieve marino de la región. A partir del análisis del MDE se identificó y caracterizó un PRM.

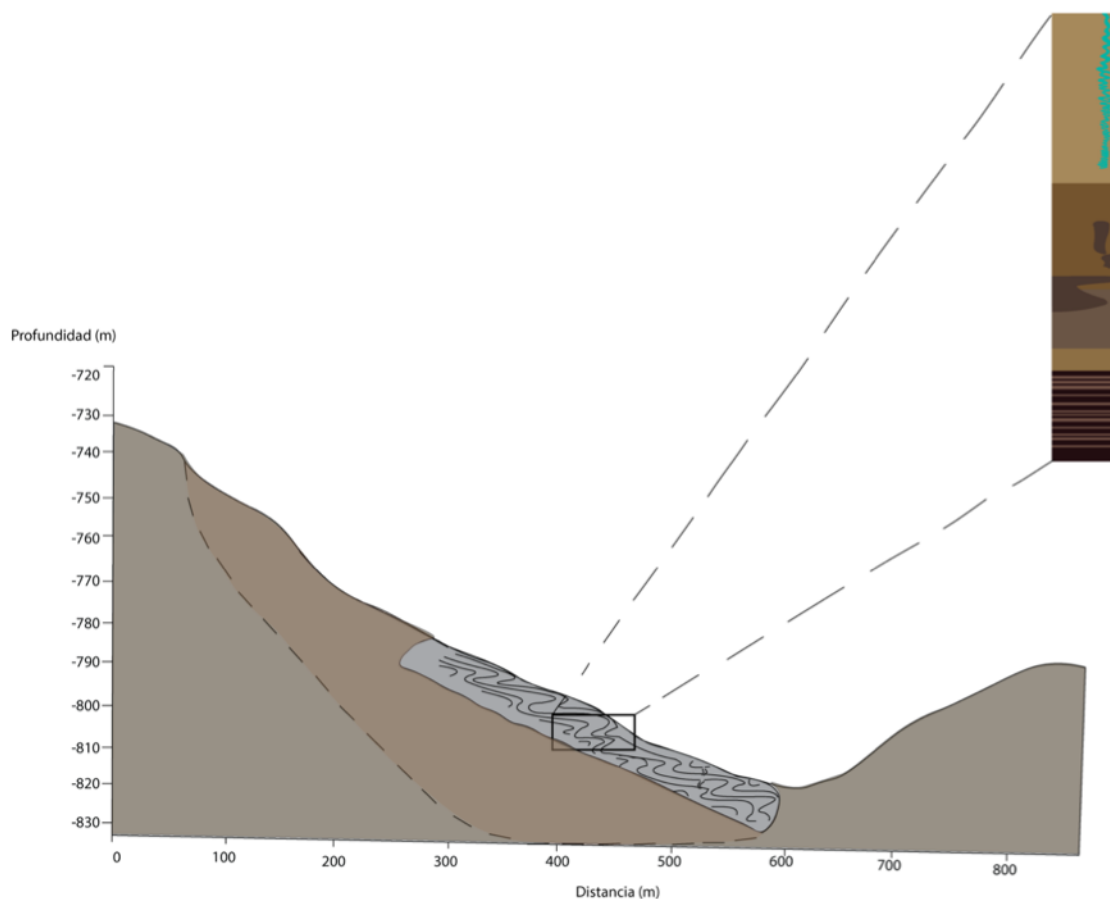


Figura 5.5: Modelo en corte vertical del deslizamiento rotacional (slump) (Tomado y modificado de Strachan, 2008).

Se sugiere que el PRM está asociado a las características de la actividad tectónica de la región porque a pesar de que los sedimentos del núcleo BB03 se depositaron en un régimen transformante. Tiempo atrás, la región se caracterizaba por tener esfuerzos compresionales, pero cuando la dorsal Pacífico-Farallón se acercó a la trinchera marco el fin de la subducción y el inicio a un nuevo régimen tectónico marcado por esfuerzos extensionales. Este cambio ocasionó el desarrollo del sistema de fallas San Benito Tosco-Abreojos que acomodó parte de la cizalla entre las placas Pacífico y Norteamérica, por lo tanto deformó los sedimentos (Normark et al., 1991). Estudios geofísicos en la península de BCS y la placa del Pacífico indican que este sistema de fallas aún acomoda la deformación entre la península de Baja California y la placa del Pacífico

(Michaud et al., 2006; Dixon et al., 2000) y parte de la deformación afecta el registro sedimentario de la región y favorece los PRM (Lonsdale, 1991).

Con base en los estudios estratigráficos y el análisis del MDE se identificó que el depósito de la secuencia sedimentaria del núcleo BB03 es un deslizamiento rotacional porque se encontró la rotación de capas sin deformar, la datación de las diferentes unidades indican que la secuencia se encuentra invertida, la morfología de la zona presenta una pendiente suave ( $4-0.25^\circ$ ) y altas tasas de sedimentación ( $>0.09$  mm/años). Aunque, la secuencia recuperada por el núcleo no incluye el contacto basal del PRM y al no contar con perfiles sísmicos no se tiene una certeza de cuando ocurrió dicho evento, sin embargo, las edades sugieren que debe de tener una edad máxima de 4,162 años cal AP ya que es la edad obtenida en la base de la secuencia (Figura 5.5).

# Capítulo 6

## Conclusiones

A partir de la descripción estratigráfica del núcleo sedimentario marino BB03, la datación por radiocarbono ( $^{14}C$ ), las tasas de sedimentación, el análisis granulométrico, el análisis del contenido de carbono, los análisis de los componentes biogénicos y el análisis del MDE, se encontró un PRM tipo deslizamiento rotacional. Estratigráficamente, se identificaron cinco unidades litoestratigráficas (UL) a partir del cambio en la coloración del sedimento con distribuciones de tamaño de grano limo a largo de la secuencia. La U1 y U2 tienen una edad de 4,162 años cal AP, se caracterizan por presentar laminaciones y un alto contenido de materia orgánica, así como una mala preservación de foraminíferos planctónicos, estas características coinciden con lo encontrado en otros registros sedimentarios de la región para el actual periodo interglaciar o del Holoceno (11.7-0 ka). La U3 y la U4 con una edad de 14,406 años cal AP, se caracterizan por presentar estructuras de bioturbación, estas características igualmente coinciden con estudios paleoceanográficos previos de la región durante el último periodo glacial (40-20 ka). Finalmente, la U5 tiene dos edades de 18,759 y 19,445 años cal AP, y se caracteriza por presentar una estructura de perturbación por colecta, así como homogeneidad en los porcentajes carbono y componentes biogénicos, por lo tanto, no se analizaron como material naturalmente depositado.

A partir de la reconstrucción del paleoderrumbe y tras analizar del MDE, se identificaron tres características principales.

i) La preservación de las estructuras sedimentarias originales de la U1 a la U4, las cuales coinciden temporalmente con estudios previos en la región. El deslizamiento rotacional no alteró los estratos, sólo se invirtieron, por lo tanto, preserva características del depósito original.

ii) Se encontró una inversión en la cronología estratigráfica y se sugiere que el mecanismo que desencadenó la rotación de los estratos fue asociado a la actividad tectónica de la región.

iii) Con base en los estudios estratigráficos y el análisis del MDE, se identificó las características principales del deslizamiento rotacional son: la rotación de capas sin deformar, las capas que se encuentran abruptamente volteadas, las edades invertidas del sedimento, la presencia de una pendiente suave ( $4-0.25^\circ$ ) y altas tasas de sedimentación. Por lo tanto, se concluye que el deslizamiento rotacional se depositó posterior a los 4,162 años cal AP.



# Capítulo 7

## Referencias

Arellano-Torres, E. (2010). *Paleoceanography of the Eastern Tropical North Pacific on Millennial Timescales* [Ph. D. thesis], The University of Edinburgh.

Arellano-Torres, E., Ganeshram, R. S., Pichevin, L. E., y Salas-de-Leon, D. A. (2015). Persistent millennial-scale climate variability in the eastern tropical North Pacific over the last two glacial cycles, *Paleoceanography*, 30, 682-701, doi:10.1002/2014PA002714.

Arellano-Torres, E., Álvarez-Covelli, C., Kasper-Zubillaga, J. J., y Lozano-García, M. d. S. (2019). A 14-ka record of dust input and phytoplankton regime changes in the subtropical NE Pacific: Oceanic and terrestrial processes linked by teleconnections at suborbital scales. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34, 35-53, doi:10.1029/2018PA003479.

Atwater, T., y Molnar, P. (1973). Relative motion of the Pacific and North American plates deduced from sea-floor spreading in the Atlantic, Indian, and South Pacific Oceans, in *Tectonic problems of the San Andreas Fault system, California*. Stanford University Publications in the Geological, p. 136-148.

Bakun, A., y Nelson, C. S. (1991). The seasonal cycle of wind stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 1815-1834.

Barron, J. A., Heusser, L., Herbert, T., y Lyle, M. (2003). High-resolution climatic evolution of coastal north California during the past 16,000 years *Paleoceanography*,

18, doi: 10.1029/2002PA000768.

Barry, R. G., y Chorley, R. J. (2003). *Atmosphere, Weather and Climate*, Routledge, New York.

Bennett, E. B. (1963). An atlas of the eastern tropical Pacific (EastroPac). *Bulletion of the Inter-American Tropical Tuna Commission* 8, 33-165.

Berger, W. H., Bonneau, M. C., y Parker, F. L. (1982). Foraminifera on the deep-sea floor: lysocline and dissolution. *Oceanography Acta* 5, 249-258.

Boggs, S. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Fourth Edition. Pearson ISBN 0-13-154728-3.

Bornhold, B.D., Fine, I. V., Rabinovich, A. B., Thomson, R.E., y Kulikov, E. (2003). The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: Analysis and numerical modeling. *Geophysical Research Abstracts*, 5: 01775.

Booth, J. S., O'Leary D. W., Popenoe, P., y Kenyon, N. H. (1993). US Atlantic continental slope landslide: Distribution, general attributes, and implications. In: Schwab, W.C., Lee, H. J., y Twichell, D. C (eds.) *Submarine landslides: selected studies in the US exclusive economic zone*, pp 14-22. Washington, DC: Government Printing Office US Geological Survey Bulletin 2002.

Bozzano, G., Kunlmann, H., y Alonso, B. (2002). Storminess control over African dust input to the Moroccan Atlantic margin (NW Africa) at the time of maxima boreal summer insolation: A record of the last 220 kyr. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 183(1-2), 155-168, doi: 10.1016/S0031-0182(01)00466-7.

Bugge, T., Befring, S., Belderson, R. H., Eidvin, T., Jansen, E., Kenyon, N. H., Holtedhal, H., y Sejrup, H. P. (1987). A giant three-strage submarine slide off Norway. *Geo-Marine Letters*, 7: 191-198.

Blott, S. J. y Pye, K. (2001). Gradistrat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.

Carranza-Edwards, A., y Aguayo-Camargo. (1992). *Sedimentología Marina*. Carta de Geología Marina (esc. 1: 12,000,000) del Atlas Nacional del Instituto de Geografía,

Vol. II, Naturaleza.

Carlson, P. R., y Molina, B. F. (1977). Submarine faults and slides on the continental shelf, northern Gulf of Alaska. In: Richards, A. F. (ed). *Marine Geotechnology, Marine Slope Stability 2*. New York: Crane, Russak and Company, 275-290.

Cartapanis, O., Tachikawa, K., y Bard, E. (2011). Northeastern Pacific oxygen minimum zone variability over the past 70 kyr: Impact of biological production and ocean ventilation, *Paleoceanography*, 26, PA4208, doi: 10.1029/2011PA002126.

Cartapanis, O., Tachikawa, K., Romero, O. E., y Bard, E. (2014). Persistent millennial-scale link between Greenland climate and northern Pacific Oxygen Minimum Zone under interglacial conditions. *Climate of the Past*, 10, 405-418.

Cary, S. C., Vetter, R. D., y Felbeck, H. (1989). Habitat characterization and nutritional strategies of the endosymbiont-bearing bivalve *Lucinoma aequizonata*, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 55, 31-45.

Covault, J. A. (2011). Submarine Fans and Canyon-Channel Systems: A Review of Processes, Products, and Models. *Nature Education Knowledge* 3(10):4.

Curray, J. R., y Moore, D. G. (1982). Tectonics and Geological History of Passive Continental Margin at the Tip of Baja California. *DSDP*, 64: Washington, doi: 10.2973/dsdp.proc.64.150.1982.

Damuth, J. E., Flood, R. D., Kowsmann, R. O., Gorini, M. A., Belderson, R. H., y Gorini, M.A. (1988). Anatomy and growth-pattern of Amazon deep-sea fan revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *APPG Bulletin*. 72: 885-911.

Dingle, R.V. (1977). The anatomy of a large submarine slump on a sheared margin (SE Africa). *Geological Society of London Journal*, 134: 293.210.

Dingle, R. R. (1980). Large allochthonous sediment masses and their role in the construction of the continental slope and rise off southwestern Africa. *Marine Geology*, 37: 333-354.

Dixon, T., Farina, F., DeMets, C., Suarez-Vidal, F., Fletcher, J., Marquez-Azua y Umhoefer, P. (2000). New kinematic models for Pacific-North America Motion from 3

Ma to Present, II: Evidence for a "Baja California Shear Zone". *Geophysical Research Letter*, 27(23), pp. 3961-3964.

Dott, R. H. (1963). Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *AAPG Bulletin*, 47: 104-128

Driscoll, N. W., Weissel, J. K., y Goff, J.A. (2000). Potential for largescale submarine slope failure and tsunami generation along the U.S. mid-Atlantic coast. *Geology*, 28: 407-410.

Eakins, B. W. (2000). Interaction of the Pacific-North America-Rivera triple junction with the Pacific margin of Baja California Sur. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 32.no. 7, p. 381-382.

Embley, R. W. (1976). New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea. *Geology*, 4: 371-374.

Embley, R. W. y Jacobi, R. D. (1977). Distribution and morphology of large submarine sediment slides and slumps on Atlantic Continental Margins. In: Richards, A. F., (ed). *Marine Geotechnology, Marine Slope Stability*. New York: Crane, Russak Companu, Inc: 2: 205-228.

Fletcher, J. M., y Munguía L. (2000). Active continental rifting in southern Baja California, Mexico; implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. *Tectonics*, v.19.p.1107-1123, doi:10.1029/1999TC001131.

Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., y Gehrels. (2007). Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America*, v.119; no. 11/12; p. 1313-1336, doi: 10.1130/b26067.1.

Frey-Martinez, J., Cartwright, J., y Hall, B. (2005). 3D seismic interpretation of slump complexes: Examples from the continental margin of Israel. *Basin Research*, 17: 83.108.

Folk, R. L., y Ward, W. C. (1957). Brazos River bar a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sediment Petrology*, 27:3-26.

Ganeshram, R. S., Pedersen, T. F., Calvert, S. E., y Murray J. W. (1995). Large changes in oceanic nutrient inventories from glacial to interglacial periods. *Nature*, 376(6543), 755-758.

Ganeshram, R. S., Calvert, S. E., Pedersen, T. F., y Cowie, G. L. (1999). Factors controlling the burial of organic in laminated and bioturbated sediments of NW Mexico: Implications for hydrocarbon preservation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(11-12), 1723-1734.

Gee, M. J. R., Masson, D. G., Watts, A. B., y Allen, P. A. (1999). The Saharan debris flow: An insight into the mechanics of long runout submarine debris flows. *Sedimentology*, 46: 317-335.

Gee, M. J. R., Uy, H. S., Warren, J., Morley, C. K., y Lambiase, J. J. (2007). The Brunei slide: A giant submarine landslide on the North West Borneo Margin revealed by 3D seismic data. *Marine Geology*, 246: 9-23.

Geertsema, M., Schwab, J. W., Blais-Stevens, A., y Sakals, E. (2009). Landslides impacting linear infrastructure in west central British Columbia. *Natural Hazards*, 48: 59-72.

Gómez, O., Castro-Gaxiola, C., y Durazo, R. (2017). Approach for estimating the physical thresholds of phytoplankton production and biomass in the tropical-subtropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research. Biogeoscience*, 122, 1385, doi: 10.1002/2016JG003636.

Gornitz, V. (2007). *Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments*. Springer, Netherlands, pp 1061, 27.

Greene, H. G., Murai, L. Y., Watts, P., Maher, N. A., Fisher, M. A., Paull, C. E., y Eichhubl, P. (2006). Submarine landslides in the Santa Barbara Channel as potential tsunami sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union, 2006, 6(1) pp. 63-88. hal-00299251.

Hafidason, H. L., Reidar-Sejrup, H.P., Forsberg, C. F., y Bryn, P. (2005). The dating and morphometry of the storega slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22:

123-136.

Helwing, J. (1970). Slump folds and early structures, northeastern Newfoundland and Appalachians. *The Journal of Geology*, 78:172-187.

Heezen, B. C., y Ewing, M. (1952). Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks earthquake. *American Journal of Science*, 250: 849-873.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2019). Anuario estadístico y geográfico por entidad federativa, p 631. México.

Jutzeler, M., White, J., Talling, P., Mccanta, M., Morgan, S., Friant, A. L., y Ishizuka, O. (2004). Coring disturbances in IODP piston cores with implications for offshore record of volcanic events and the Missoula megafloods. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, AGU and the Geochemical Society*, 15 (9), pp.3572-3590.

Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress in Oceanography.*, p 181-217.

Laberg, J. S., Kawamura, K., Amundsen, H., Baeten, N., Forwick, M., Rydmigen, T. A., y Vorren, T. O. (2014). A submarine landslide complex affecting the Jan Mayen Ridge, Norwegian-Greenland Sea: Slide-car morphology and processes of sediment evacuation. *Geo-Marine Letters*, 34: 51-58. DOI: 10.1007/S00367-013-0345-z.

Lavin, M. F., Gaxiolacastro, G., Robles, J. M., y Richter, K. (1995). Winter water masses and nutrients in the northern Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*. 100(C5), 8587-8605, doi: 10.1029/95JC00138.

Lee, H. J. (2009). Timing of occurrence of large submarine landslides on the Atlantic Ocean margin. *Marine Geology*, 264: 53-64.

Levin, L. A., Etter, R. J., Rex, M. A., Gooday, A. J., Smith, C. R., Pineda J., Stuart, C. T., Hessler, R. R., y Pawson, D. (2001). Environmental influences on regional deep-sea species diversity, *Annual Review of Ecology and Systematics*, 32, 51-93.

Levin, L. A., Gutierrez D., Rathburn, A., Neira, C., Sellanes, J., Munoz, P., Gallardo, V., y Salamanca, M. (2002). A transect across the oxygen minimum zone during the 1997-98. El Niño, *Progress in Oceanography*, 53(1), 1-27.

Libes, S. (2011). Introduction to marine biogeochemistry, London, UK: Academic Press.

Locat, J., Lee, H. J., ten Brink, U. S., Twichell, D., Geist, E., y Sandansoucy, M. (2009), Geomorphology, stability, and mobility of the Currituck slide. *Marine Geology*, 264: 28-40.

Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California, in Winterer, E.L., et al., eds., *The Easter Pacific Ocean and Hawaii*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, v. M, p. 499-521.

Lonsdale, P. (1991). Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, in Dauphin, J.P., and Simoneit B.R.T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of California*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 87-125.

Lyle, M., Mix, A., Ravelo, C., Andreasen, D., Heusser, L., y Annette, O. (2000). Millennial-scale CaCO<sub>3</sub> and Corg events along the northern and Central California Margins: Stratigraphy and origins. In M. Lyle, I., Koizumi, C. Richter, T. C. J. Moore (eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results (Vol. 167, pp. 163-182)*. College Station, TX: Ocean Drilling Program.[doi.org/10.2973/opd.proc.ir.167.1997](https://doi.org/10.2973/opd.proc.ir.167.1997).

Manual. Simrad EM300 Multibeam Echo sounder. Kongsberg Maritime AS. Maintenance manual, 2004.

Maltman, A. J. (1987). Mass movements on Venus: Preliminary results from Magellan Cycle I observations. *Journal of Geophysical Research*, 97(E10): 16,337-16,352.

Martínez-Almeida, V. M., Gaxiola-Castro, G., Durazo, R., y Lara-Lara, J.R. (2014). Tamaño de fitoplancton y clorofila fraccionada en Baja California durante el invierno, la primavera y el verano de 2008. *Hidrobiológica*, 24, 191 – 206.

Marsaglia, K. M. (1991). Provenance of sands and sandstones from rifted continental arc, Gulf of California, Mexico in Fisher, R.V., and Smith, G.A., eds., *Sedimentation in volcanic settings*. Society for Sedimentary Geology. Special Publication 45, p. 237-248.

Michaud, F., Calmus T., Royer. J. H., Sosson M., Bandy B., Mortera C. G.,

Dyment J., Cormier F. B., Chabert A., y Bourgois J. (2007). Right-lateral active faulting between southern Baja California and the Pacific plate: The Tosco-Abreojos fault. *The Geological Society of America* 442, 287-300.

Michaud, F., Royer, J. Y., Bourgois, J., Dyment, J., Calmus, T., Bandy, W., y Pontoise, B. (2006). Oceanic-ridge subduction vs slab break off: Plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma. *Geology*, 34(1), pp. 13-16.

Michaud, F., Sosson, M., Royer J. Y., Chabert, A., Bourgois, J., Calmus, T., Mortera C., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Dyment, J., Pontoise, B., y Sichler, B. (2004). Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California, and the North America plate: The Tosco-Abreojos fault revisited. *Geophysical Research Letter*, v. 31, p. L08604, doi: 10.1029/2004GL0119965.

Middleton, G. V., y Hampton, M. A. (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V., and Bouma, A.H., (eds.) *Turbidites and deep-water sedimentation*, pp. 1-38. Anaheim, C.A: SEPM Pacific Section Short Course.

MODIS-Aqua, N. (2014). Centro de vuelo espacial Goddard de la NASA, Laboratorio de ecología oceánica, Grupo de procesamiento de biología oceánica. Datos de espectroradiómetro de imagen de resolución moderada (MODIS) Aquí clorofila, procesamiento de 2014. Obtenido [05/06/2019], 2019, doi: 10.5067/AQUA/MODIS/L3B/CHL/2014.

Moreno, J., Lince, S., y Santoyo, H. (1996). Diatomeas del Golfo de California, Universidad Autónoma de Baja California Sur.

Moore, D. G., Curray, J. R., y Emmel, F. J. (1976). Large submarine slide (olistostrome) associated with Sunda arc subduction zone, northeast Indian Ocean. *Marine Geology*, 21: 211-226.

Moore, J. G., Normark, W. R., y Holcomb, R. T. (1994). Giant Hawaiian landslides. *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences*, 22: 119-144.

Moscardelli, L., Wood, L., y Mann, P. (2006). Mass-transport complexes and asso-



ciated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. American Association of Petroleum Geologists Memoir Bulletin, 90: 1059-1088.

Mulder, T. y Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299.

Munsell. (1994). *Sol Color Charts*. Revised Edition. New York: 12553.

McAdoo, B. G., Pratson, L. F., y Orange, D. L. (2000). Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology*, 169: 103-136.

McGregor, B. A., Rothwell, R. G., Kenyon, N. H., y Twichell, D. C. (1993). Salt tectonics and slope failure in an area of salt domes in the northwestern Gulf of Mexico. In: Schwab, W.C., Lee, H. J., d Twichell, D. C., (eds). *Submarine Landslides: Selected Studies in the U.S. Exclusive Economic Zone*. U. S. Geological Survey Bulletin, 2002: 92-96.

McKee, E., y Weir, G.W. (1953). Terminology for Stratification and Cross-Stratification in Sedimentary Rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 64, 381-390.

Newton, C. S., Shipp, R. C., Mosher, D.C., y Wach, G. G. (2004). Importance of mass transport complexes in the Quaternary development of the Nile Fan, Egypt. *Offshore Technology Conference*, 3-6 May, 2004. Houston, Texas.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Hoboken, USA: Wiley-Blackwell.419 p.

Normark, W. R., y Curray, J. R. (1968). Geology and structure of the tip Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 69: 1589-1600.

Normark, W. R. (1974). Ranger Submarine Slide, Northern Sebastian Bay, Baja California, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 781-784.

Normark, W. R., Spencer, J. E., y Ingle, J. (1987). Geology and Neogene history of the Pacific continental margin of Baja California Sur, Mexico, in Scholl, D.W, et al., eds., *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins-Beaufort Sea to Baja California*: Houston, Texas, Circum-Pacific Counsel for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series Volume 6, p. 449-472.

Normark, W. R., Spencer, J. E., y Ingle, J. C. (1991). Geology and neogene history of the pacific continental margin of Baja California Sur, Mexico., in Dauphin, 79.

Normark, W. R., Moore, J. G., y Torresan, M. E. (1993). Giant volcano related landslides and the development of the Hawaiian Islands. In: Selected Studies in the U.S. Exclusive Economic Zone. U.S. Geological Survey Bulletin, 2002: 184-196.

Plattner, C., Malservisi, R., y Govers, E. (2009). On the plate boundary force that drive and resist Baja California motion. Geological Society of America. 37(4): 359-362. doi: 10.1130/G25360A.1.

Pichevin, L. E., Cremer, M., Giraudeau, J., y Bertrand, P. (2005). A 190 kyr record of lithogenic grain-size on the Namibian slope: Forging tight between past wind-strength and coastal upwelling dynamics. Marine Geology, 218 (1-4), 81-96.

Piper, D. J. W., y Aksu, A. E. (1987). The source and origin of the 1929 Grand Banks turbidity current inferred from sediment budgets. Geo-Marine Letters, 7: 177-182.

Piper, D. J. W., Pirmez, C., Manley, P. L., Long, D., Flood, R. D., Normark, W.R., y Showers, W. (1997). Mass-transport deposits of the Amazon Fan. In: Flood, R. D., Piper, D. J. W., Klaus, A., y Peterson, L. C., (eds). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 155: 109-143.

Popenoe, P., Schmuck, E. A., y Dillon, W. P. (1993). The cape fear landslide; slope failure associated with salt diapirism and gas hydrate decomposition. In: Schwab, W. C., Lee, H. J., Twichell, D. C., (eds), Submarine Landslides: Selected Studies in the U. S. Exclusive Economic Zone. U. S. Geological Survey Bulletin, 2002: 40-53.

Rea, D. K. (1994). The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. Reviews of Geophysics, 32, 159-195, doi: 10.1029/93RG03257.

Reid, J. L. (1997). On the geostrophic circulation of the Pacific Ocean. Flow patterns tracers and transports. Progress in Oceanography, v. 43. p. 261-271.

Reyes, A. C., y Lavin, M. F. (1997). Effects of the autumn-winter meteorology upon the surface heat loss in the Northern Gulf of California, Atmosfera, 10(2), 101-

123.

Ricci, L. F. (1995). *Sedimentographic. A Photographic Atlas of Sedimentary Structures*. 2nd ed. x 255 pp. New York: Columbia University Press. ISBN 0 231 10018 3.

Rodriguez, M., Chamot-Rooke, N., Hébert, H., Fournier, M., y Huchon, P. (2013). Owen Ridge deep-water submarine landslides: Implications for tsunami hazard along the Oman coast. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13: 417-424.

Salinas-Zavala, C. A., Lluch Belda, Hernández Vázquez S., y Lluch Coya D. B. (1998). La aridez del noreste de México. Un análisis de su variabilidad espacial y temporal. *Atmósfera*, 11(1).

Schurrenberger, D., Russell, R., y Kelts, K. (2003). Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleoclimatology*, 29, 141-154.

Schwab, W. C., Danforth, W. W., y Scanlon, K. M. (1993). Tectonic and stratigraphic control on a giant submarine slope failure: Puerto Rico Insular Slope. In: Schwab, W. C., Lee, H. J., y Twichell, D. C. (eds.) *Submarine landslides: selected studies in the US Exclusive Economic Zone*, pp. 60-78. Washington, DC: Government Printing Office US Geological Survey Bulletin 2002.

Shanmugam, G. (2012a). New perspective on deep-water sand-stones: Origin, recognition, initiation, and reservoir quality. Amsterdam. Elsevier, *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, 9:524.

Shanmugam, G. (2012b). Process sedimentological challenges in distinguishing paleo-tsunami deposits. In: Kumar, A., y Nister, I., (eds). *Paleo-tsunamis. Natural Hazards*, 63:5-30.

Shanmugam, G. (2015). The landslide problem. *Paleogeography*, 4, doi: 10.3724/SP.J.1261.2015.00071.

Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT). (2018). Programa de Ordenamiento Ecológico Marino y Regional del Pacífico.

Spencer, J. E., y Normark, W.R. (1979). Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexi-

co. *Geology*, v.7, p 554-557, doi: 10.1130/0091-7613(1979)7<554:TFZANT>2.0.CO;2.

Strachan, J. L. (2008). Flow transformations in slumps: a case study from the Waitemata Basin, New Zeland. *Sedimentology* 55, 1311-1332. doi: 10.1111/j.1365-3091.2007.00947.

Stock, J. M., y Hodges, K.V. (1989). Pre-Pliocene extensional around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate: *Tectonics*, v. 8. p. 99-115, doi: 10.1029/TC008i001p00099.

Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D. K., Vanderberghe, J., Jian, F., An, Z., y Su, R. (2002). Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology*, 152(3-4), 263-277. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00082-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00082-9).

Talley, L. D. (1999). Some aspects of ocean heat transport by the shallow, intermediate and deep overturning circulations, in Clark, E., Webb, R. S., y Keigwin, L., eds., *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*, Volume 112. *Geophys, Mono. Ser.*, 112, American Geophysical Union, p, 1-22.

Udden, J. A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 25, 655-744.

VanGeen, A., Zheng, Y., Bernhard, M. J., Cannariato, G.K., Carriquiry, J., Dean W.E., Eakins, B.W., Ortiz, J. D., y Pike, J. (2003). On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography* Vol. 18, No. 4, 1098, doi: 10.1029/2003PA000911,2003.

Varnes, D. J. (1958). Landslide types and process. In: Eckel, E.D., (ed.) *Landslide and engineering practice*, pp.20-47. Washington, DC: Highway Research Board Special Report 29.

Van dar Zwaan, J. G., Jorissen, F.J., y Stigter, de H. C. (1990). The depth dependency of planktonic/ benthicforaminiferal ratios: Constraints and applications *Marine Geology* 95, doi: 0025-3227/90.

Wang, C., y Fiedler, P. C. (2006). ENSO variability in the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography* 69(2-4), 239-266.

Wentworth, C. K. (1992). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments, *The journal of Geology*, 30(5), 377-392.

Wynn, R. B., Masson, D. G., Stow, D. A. V., y Weaver, P. P. E. (2000). The Northwest African slope apron: A modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 253-265.

Wyrтки, K. (1965). The Annual and semi-annual variation of sea surface temperature in the north Pacific Ocean, *Limnology and Oceanography*., 10(3), 307-313.

You, Y. (2003). The pathway and circulation of North Pacific Intermediate Water, *Geophysical Research Letters*, v. 30, p. 2291.

Zervas D., Hall R., Murtagh, F., Nichols, G., y Burgess P. (2015). SedLog 3.1., recuperado de <http://www.sedlog.com/> el 29 Julio 2019.