



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México

“Modelo Composicional de las Dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno, México: Distribución de Tamaño de Grano, Petrografía, Geoquímica e Implicaciones de la Procedencia del Sedimento”

TESIS

que para obtener el grado académico de

Maestro en Ciencias del Mar y Limnología

(Geología Marina)

presenta

Ing. Hugo Zolezzi Ruiz

Director de Tesis:

Dr. Juan José Kasper Zubillaga

Comité Tutorial:

Dr. Liberto De Pablo Galán
Dr. Arturo Carranza Edwards
Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi
Dra. Patricia Moreno-Casasola Barceló



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.

Dedicado a mi familia:

Esperanza, Charlene, Lourdes y Hugo,

En especial a Esperanza,

Y a mi amada Irma Ixchel,

Todos ellos fuente de vida, amor, fuerza y esperanza.

“El estudio moderno de las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno, México, comenzó en los años 1950’s por un grupo de investigadores del Scripps Institution of Oceanography, de la Universidad de California en San Diego, Estados Unidos de Norte América. Dentro de dicho grupo, el Profesor Douglas Inman realizó estudios de las dunas y posteriormente él acompañado de Ralph Alger Bagnold, el padre de la arena eólica y de las dunas del desierto, visitaron las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno. Cincuenta y cinco años más tarde del citado estudio de Douglas Inman, mi asesor el Dr. Juan José Kasper Zubillaga y un servidor, estudiamos las dunas de la Bahía Sebastián Vizcaíno, en nombre del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Nacional Autónoma de México. Durante nuestro trabajo de campo, me pareció fascinante la majestuosa belleza de las formaciones eólicas, las lagunas y la biota de la Bahía Sebastián Vizcaíno. En el laboratorio, bajo el microscopio petrográfico, la diversidad de minerales marinos y terrestres de la arena de las dunas de la Bahía Sebastián Vizcaíno resulta fascinante para el observador.”

Hugo Zolezzi Ruiz

*Scripps Institution of Oceanography,
Universidad de California en San Diego,
Estados Unidos de Norte América.*

Noviembre 2006

“Resulta asombroso e increíble para nosotros pero no para la Naturaleza; ella crea con la mayor simpleza y sencillez las cosas que son un misterio infinito para nuestras mentes; y lo que para nosotros es muy difícil de comprender, para ella es muy fácil de hacer”.

Galileo

Diálogo Concerniente a los Sistemas de Dos Mundos (1630)

14. Agradecimientos

Agradezco al Dr. Juan José Kasper-Zubillaga por su apoyo, consejo y enseñanzas a lo largo de mis estudios de maestría, durante la investigación y durante el desarrollo de la presente disertación. A mis sinodales, Dra. Patricia Moreno-Casasola Barceló, Dr. Arturo Carranza Edwards, Dr. Liberto de Pablo Galán y Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, por las enseñanzas y críticas brindadas durante las asesorías y discusiones de la presente disertación, las cuales despertaron en mí nuevos intereses científicos y me ayudaron a producir un documento de mejor calidad. Al personal del laboratorio LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM y al M. en C. Eduardo Morales de la Garza del Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM que realizaron los análisis de fluorescencia de rayos-X y de granulometría respectivamente. Al Dr. Paterno Castillo del Scripps Institution of Oceanography, UCSD, por su invitación para realizar la estancia de investigación referente al tema del presente estudio dentro la reconocida institución a la que pertenece y por financiar los análisis EDX-SEM; su apoyo para la estancia y su asesoría relativa a la petrografía, mineralogía y geoquímica del sedimento fueron muy importantes para mejorar la calidad del trabajo. Al Dr. Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography, UCSD, por sus enseñanzas, opiniones y críticas sobre mis ideas, así como los materiales de archivo del sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno; de igual forma por sus anécdotas de las visitas a las dunas de Guerrero Negro, México, en compañía de R.A. Bagnold y de sus viajes relámpago a Isla San Benedicto, Archipiélago Revillagigedo, México, durante la erupción del volcán Barcena “El Boquerón”. A la Dra. Vivianne Solís Weiss y al Dr. Adolfo Gracia Gasca, por su apoyo para obtener la beca de la UNAM para la estancia de investigación en el Scripps Institution of Oceanography, UCSD. Tengo una deuda inconmensurable de gratitud con mi *alma mater*, la honorable Universidad Nacional Autónoma de México, por la infraestructura, el conocimiento, las oportunidades y el financiamiento que me brindó durante mis estudios de maestría dentro del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM. Agradezco también al Scripps Institution of Oceanography, UCSD, por la oportunidad que me brindó y por las facilidades que me presto durante mi estancia de investigación relativa al tema de la presente disertación. Finalmente, a CONACYT que financió mis estudios de posgrado.

Índice

	Pág.
1. Resumen.....	1
2. Introducción.....	3
3. Antecedentes.....	15
4. Objetivos.....	18
5. Hipótesis.....	20
6. Justificación.....	20
7. Área de Estudio.....	21
7.1. Desierto El Vizcaíno.....	22
7.2. Rasgos Generales.....	24
7.2.1. Vegetación.....	24
7.2.2. Edafología.....	25
7.2.3. Hidrología.....	25
7.2.4. Climatología.....	29
7.2.5. Vientos.....	31
7.3. Marco geológico.....	32
7.4. Sedimentos marinos.....	37
7.5. Sedimentología de la Laguna Ojo de Liebre.....	41
8. Método.....	44
8.1. Levantamiento de Muestras en Campo.....	44
8.2. Análisis Morfológico.....	44
8.3. Granulometría.....	44
8.4. Petrografía.....	45
8.5. Geoquímica.....	46
8.6. Análisis de conglomerados.....	47
9. Resultados.....	48
9.1. Morfología del Campo de Dunas.....	48
9.2. Distribución de Tamaño de Grano.....	72
9.3. Petrografía.....	77
9.4. Geoquímica.....	83
9.5. Análisis de Conglomerados.....	95
10. Discusiones.....	99
11. Conclusiones.....	123
12. Consideraciones Finales.....	127
13. Perspectivas Futuras del Estudio.....	130
14. Agradecimientos.....	132
15. Referencias.....	133

Lista de Figuras

	Pág.
1. Figura 1. Polígono de la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno y localidades muestreadas.	23
2. Figura 2. Hidrografía, Vientos dominantes y Localidades Muestreadas en el Área de Estudio....	26
3. Figura 3. Mapa del complejo lagunar en la Bahía Sebastián Vizcaíno.....	28
4. Figura 4. Patrones típicos de viento diarios para verano e invierno.....	31
5. Figura 5. Mapa Geológico Superficial (tomado de la Carta Geológica de la República Mexicana. Escala 1:1,000,000).....	33
6. Figura 6. Mapa Geológico Superficial a detalle del área de estudio (tomado de la Carta Geológica de la República Mexicana).....	ANEXO
7. Figura 7. Mapa Ipsométrico de la Bahía Sebastián Vizcaíno, México.....	38
8. Figura 8. Modelo tridimensional de la Bahía San Sebastián Vizcaíno, México.	39
9. Figura 9. Sistemas eólico sedimentarios de la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno.....	48
10. Figura 10. Complejo lagunar de la Bahía Sebastián Vizcaíno.....	49
11. Figura 11. Isla Conchas (Isla Creciente).....	50
12. Figura 12. Laguna Manuela y la costa al norte de la bahía.....	52
13. Figura 13. Transgresión de dunas y dorsales barcanes en proceso de sucesión de la marisma en la Laguna Guerrero Negro.	53
14. Figura 14. Transgresión de lechos arenosos en proceso de sucesión de la marisma en la Laguna Guerrero Negro.	54
15. Figura 15. Transgresión de sabkhas, lechos arenosos, dunas y dorsales barcanes en proceso de sucesión de la marisma en la Laguna Guerrero Negro.....	55
16. Figura 16. Transgresión de dunas barcanes en proceso de sucesión de la planicie aluvial.....	56
17. Figura 17. Unidad morfológica Costa Norte.....	57
18. Figura 18. Lechos arenosos semi-estabilizados de la Costa Norte.....	58
19. Figura 19. Lechos arenosos complejos semi-estabilizados al sur de Costa Norte.....	58
20. Figura 20. El cuadro rojo de las figuras 20a y 20b muestra la distancia que existe entre el lecho arenoso y la posa de lava.	59
21. Figura 21. En el cuadro rojo de las figuras 21a y 21b se aprecia la distancia que existe entre la dorsal deflacional y la depresión intradunar mayor; misma que ha permanecido sin cambios desde 1957.....	60

Lista de Figuras (continuación)

	Pág.
22. Figura 22. Duna lineal coalesciendo perpendicularmente a una dorsal barcan en la localidad de Guerrero Negro.....	61
23. Figura 23. Vegetación en la supraplaya de Isla de Arena.	62
24. Figura 24. Dorsales barcanes en la localidad de Laguna Manuela.....	62
25. Figura 25. Dorsales barcanes en la localidad de Guerrero Negro.....	63
26. Figura 26. Detalle de Isla de Arena mostrando los cambios que presenta la isla de barrera entre 1957 y 2002.	64
27. Figura 27. Campo de dunas barcanes en la localidad de Guerrero Negro.....	65
28. Figura 28. Espacio interdunar en la localidad de Laguna Manuela.....	65
29. Figura 29. Dorsales barcanes al suroeste de la laguna Ojo de Liebre..	66
30. Figura 30. Zona de transición entre la Laguna Ojo de Liebre y la planicie aluvial.	67
31. Figura 31. Zona de transición entre la Laguna Guerrero Negro y la planicie aluvial.....	68
32. Figura 32. Localización del campo de dorsales barcanes semi-estabilizadas ubicado cerca de la cabeza de la laguna Ojo de Liebre.....	68
33. Figura 33. Acercamiento sobre el brazo de la laguna Ojo de Liebre en donde se localiza el campo de dorsales barcanes semi-estabilizadas.	69
34. Figura 34. Campo de dorsales barcanes semi-estabilizadas localizado cerca de la cabeza de la Laguna Ojo de Liebre.	69
35. Figura 35. Dunas lineales vegetadas que yacen sobre la planicie aluvial.	70
36. Figura 36 Unidad aislada de lechos arenosos complejos dispuestos sobre dunas lineales vegetadas en la planicie aluvial.....	71
37. Figura 37. Nebkhas (dunas copo) yaciendo sobre lechos arenosos.	71
38. Figura 38. Tamaño gráfico promedio y clasificación.	74
39. Figura 39. Tamaño gráfico promedio y asimetría.	75
40. Figura 40. Tamaño gráfico promedio y curtosis.....	76
41. Figura 41. Fotografías de minerales accesorios en microscopio petrográfico.....	81
42. Figura 42. Composición mineralógica Qt-Ft-Lt.....	82
43. Figura 43. Composición de líticos	82
44. Figura 44. Discriminación de las localidades utilizando la concentración de K ₂ O, Ba y Rb.....	86

Lista de Figuras (continuación)

	Pág.
45. Figura 45. Discriminación de las localidades utilizando la concentración de CaO y Sr.....	87
46. Figura 46. Discriminación de las localidades utilizando las concentraciones de TiO ₂ y Zr.....	87
47. Figura 47. Correlación de óxidos mayores y elementos traza en muestras de arenas sin digestión de carbonatos.....	88
48. Figura 48. Diagrama ternario geoquímico comparando los sistemas de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y del Desierto de Altar.	89
49. Figura 49. Comparación regional de los sistemas de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno, Desierto de Altar, Valle del Arroz y Algodones.....	90
50. Figura 50. Imágenes de microscopio electrónico de cloritas y anfíboles.....	92
51. Figura 51. Fotografías de microscopio electrónico de granos opacos (Op).	94
52. Figura 52. Dendrograma de la distribución granulométrica.....	95
53. Figura 53. Dendrograma de la composición mineralógica.....	96
54. Figura 54. Dendrograma de la composición geoquímica.....	97
55. Figura 55. Dendrograma de la composición geoquímica semi-cuantitativa de minerales opacos.....	98
56. Figura 56. Diagrama [(Ti ₂ O/Zr) / (CaO /Sr)] – (Rb/Ba).....	109

Lista de Tablas

	Pág.
1. Tabla 1. Distribución de tamaño de grano.	73
2. Tabla 2. Conteo puntual de minerales.	79
3. Tabla 2.a. Claves de identificación de la Tabla 3.	80
4. Tabla 3. Índices de la Composición Mineralógica Normalizada.	80
5. Tabla 4. Composición de Óxidos Mayores.	84
6. Tabla 5. Composición de Elementos Traza.	84
7. Tabla 6. Composición (%) semi-cuantitativa de un mineral de glauconita en la localidad de Puerto Chaparrito.	91
8. Tabla 7. Composición (%) semi-cuantitativa en agregados de apatita.	91
9. Tabla 8. Composición (%) semi-cuantitativa de cloritas y minerales pesados.	92
10. Tabla 9. Composición (%) semi-cuantitativa de granos opacos con concentraciones de carbono.	94
11. Tabla 10. Composición (%) semi-cuantitativa de granos opacos sin concentraciones de carbono.	94
12. Tabla 11. Composición (%) semi-cuantitativa de un grano opaco rico en manganeso.	94

1. Resumen

El sistema eólico sedimentario de Bahía Sebastián Vizcaíno, México cubre una extensión de tierra de aproximadamente 7200 Km². Las fuentes de sedimento para el sistema eólico sedimentario son el área marina de la Bahía Sebastián Vizcaíno, el aluvión, y las lagunas Ojo de Liebre, Guerrero Negro y Manuela. La mezcla de los procesos costeros, eólicos y tectónicos en Bahía Sebastián Vizcaíno producen una morfología eólica sedimentaria singular y compleja, con características de desierto y de costa. El sistema eólico sedimentario de Bahía Sebastián Vizcaíno interacciona con el complejo lagunar de la bahía. El sistema eólico sedimentario comienza su desarrollo sobre las playas e islas de barrera que se extienden a lo largo de 45 Km sobre el litoral de la Bahía Sebastián Vizcaíno, desde su extremo norte en Playa Pacheco hasta la planicie costera oriental de la Península del Vizcaíno. En la zona del complejo lagunar la arena eólica se extiende sobre las islas de barrera, las marismas y los bajos de las lagunas dando origen a diversas formaciones como dunas, sabkhas y lechos arenosos. Tierra adentro en la dirección que fluye el viento, más allá de las cabezas de las lagunas, se extienden campos de dunas lineales vegetadas complejos. Fuera del complejo lagunar, en el extremo norte de la Bahía Sebastián Vizcaíno se desarrolla una provincia de lechos arenosos complejos semi-estabilizados, caracterizado por dunas parabólicas semi-estabilizadas dispuestas sobre lechos arenosos semi-estabilizados. La edad del sistema eólico sedimentario permanece incierta; y se sugiere que existen etapas de desarrollo de diferentes edades. El origen de las islas de barrera modernas es un línea base para referir el origen del sistema moderno de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno. Isla de Arena, las más grande de las islas de barrera sobre las que se desarrolla una de las provincias de dunas, ha progradado 1.852 Km durante al menos los últimos 1800 ± 200 años AP; y se presume que su formación comenzó durante el evento frío 8.2 Ka δ¹⁸O. La etapa reciente del sistema de dunas ha migrado tierra adentro desde la costa, por lo que se ha clasificado previamente como un sistema en transgresión. El grado de actividad del sistema varía de una

provincia de dunas a otra, en donde algunas de las provincias se encuentran activas mientras que otras permanecen inactivas. Dicha actividad episódica puede deberse al grado de estabilización, así como al transporte esporádico de sedimento en respuesta a las variaciones del clima en las décadas recientes, durante la Transgresión Flandriana los últimos 11,700 años ó durante el Pleistoceno Tardío. La composición del sedimento de las dunas refleja la composición de la roca fuente, así como los procesos que se llevan a cabo durante la entrada, el transporte y la depositación del sedimento. La composición del sedimento esta sujeta a variaciones a lo largo de la ruta de transporte subaéreo y subacuático. Las variaciones en la composición granulométrica, petrográfica y geoquímica del sedimento se deben a: (1) la clasificación granulométrica y mineralógica resultado de la selección de granos durante la saltación y el transporte de la carga suspendida y de arrastre en el ambiente acuático, producidas por la dinámica granular y por el esfuerzo cortante presente en las fronteras del flujo de arena; (2) la clasificación mineralógica ocasionada por el intemperismo de los granos, el cual produce la pérdida de los granos dentro del flujo de arena (dilución, aireación, abrasión e impactos balísticos); y (3) a entradas de sedimento durante la ruta de transporte. Por otro lado, la composición del sedimento de las dunas sugiere que las fuentes son de naturaleza marina y terrígena; reflejando la composición de la roca fuente, así como los procesos diagenéticos subacuáticos que se producen en la bahía y dentro del complejo lagunar. La madurez mineralógica de la arena de las dunas refleja su cercanía a las fuentes originales, así como el proceso de clasificación mineralógica resultado de la selección eólica y acuática durante el transporte tierra adentro. Con base en lo anterior, se propone un modelo composicional del sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno. La composición del sedimento de las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno representa un sistema: (1) de arenas finas bien clasificadas; (2) de arenas cuarzo-feldespáticas mineralógicamente maduras con influencia de rocas de emplazamiento profundo y supra-corticales y (3) transicionalmente bien mezclado.

2. Introducción

Uno de los primeros antecedentes del estudio moderno de la geomorfología eólica es presentado por Udden al final del siglo XIX. En los inicios del siglo XX, la idea de que el viento era un agente de erosión tan importante como el agua, en los desiertos al menos, fue promovida exhaustivamente (Hedin, 1903; Keyes, 1912). Sin embargo los “fluvialistas” dominaron la escena de la geomorfología durante la primera parte del siglo XX, con la excepción de Bagnold (1941) con su obra “*The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*”. Hacia los 1960’s el Programa Espacial de EUA reactivó el interés en los estudios de morfología eólica. Las similitudes entre las facetas eólicas de la Tierra y los ambientes sedimentarios de Marte (Greeley & Iversen, 1985), así como los impresionantes y a la vez extensos patrones de formaciones eólicas que se encontraron cubriendo aproximadamente el 25% de la superficie continental de la Tierra (McKee, 1979) fueron los principales temas que reactivaron dicho interés en la geomorfología eólica. Actualmente, el estudio de la morfología eólica, y en especial las dunas, de Marte (Edgett & Lancaster, 1993; Wilson & Zimbelman, 2004) y de otros cuerpos celestes como la luna Titán de Saturno (Lorenz *et al*, 2006) sigue atrayendo la atención de la geología y las ciencias planetarias. La física de la erosión, transporte y depositación por el viento son los aspectos centrales de la geomorfología eólica. La deflación, abrasión y atrición son los procesos que causan erosión por viento sobre sedimentos, suelos y superficies de rocas (Livingston & Warren, 1996). El sedimento eólico es una forma en que los sedimentos son puestos en movimiento bajo condiciones subaéreas. Los sedimentos constitutivos del polvo eólico comprenden un amplio rango de tamaños de partículas desde arena hasta coloides. Sin embargo, las formaciones eólicas originadas a partir de granos de arena son bastante diferentes de las formaciones originadas por granos del tamaño de partículas de limo y partículas más pequeñas (Livingston & Warren, 1996). Las acumulaciones de sedimento eólico implican un balance positivo entre las entradas y salidas de sedimento dentro de un sistema eólico (Lancaster, 1992). El cambio climático, los cambios eustáticos en el nivel del mar, y el tectonismo son los controles de los balances de sedimento eólico (Lancaster, 1992). Las dunas son acumulaciones de sedimento suelto, movido grano por grano, mayormente arena, el cual ha sido depositado por el viento y esculpido en una superficie por medio de diferentes procesos por ejemplo la deflación, depositación, esfuerzo cortante, y el crecimiento de vegetación. Las dunas están construidas de arena de mineral de roca, agregados de minerales arcillosos del tamaño de la arena, cristales de sal o hielo (Livingston & Warren, 1996), y detritus calcáreos biógenos. Las aglomeraciones de dunas de arena producen campos de dunas y mares de arena, y esta clasificación difiere en la extensión del sistema sedimentario. El proceso de iniciación de las dunas es complejo y varía de una morfología de duna a otra. Sin embargo, la provisión de sedimento, la disponibilidad del sedimento y la capacidad de transporte de los vientos son factores separados que en su conjunto definen el estado sedimentario de un sistema de dunas eólicas (Kocurek & Lancaster, 1999). El

estado sedimentario no solamente retrata al sistema de dunas mediante un diagrama, también fuerza a un pensamiento crítico de la dinámica del sistema de dunas, de sus interacciones con los ambientes adyacentes, y las reacciones a factores de forzamiento externo, tales como el clima, el nivel del mar y el tectonismo (Kocurek & Lancaster, 1999). Diferentes nombres entre ellos clonación, replicación, etc., son utilizados para describir el desarrollo sucesivo de dunas de la misma forma y con un espaciamento regular. Las dunas se pueden mover viento abajo, y la morfología de las dunas puede ser alterada durante el movimiento. La movilidad de las dunas ocurre en dunas no ancladas y no estabilizadas y se le denomina como migración de dunas, la cual indica el grado de la actividad de las dunas. El movimiento de arena sobre la superficie de las dunas, así como la replicación de las dunas, son también señales de la actividad de las dunas. Algunos autores han utilizado índices climáticos (Wasson, 1983; Lancaster, 1988; Wasson & Naninga, 1986; Goudie, 1992) para establecer el grado de actividad de las dunas sin embargo ahora son considerados bastante imprecisos (Livingston & Warren, 1996). La actividad de las dunas se clasifica como activa, episódicamente activa y estados relictos (Livingston & Thomas, 1993; Pye, 1993; Muhs *et al.*, 2003). La actividad de las dunas está asociada con el grado de estabilidad de las dunas, en donde la cubierta vegetal define la clasificación en dunas: estabilizadas, semi-estabilizadas y no-estabilizadas (Muhs *et al.*, 2003). Sin embargo, el movimiento de arena puede ser posible bajo condiciones de cubierta vegetal parcial; y el transporte de arena episódico en respuesta a fluctuaciones climáticas en escalas de tiempo de 10 a 100 años no debe ser ignorado en dunas semi-estabilizadas (Pye, 1993). La actividad fluvial o coluvial en las pendientes de las dunas, la formación de suelo, y la presencia de vegetación son indicadores potenciales de la actividad de las dunas aplicable a todo tipo de dunas (Livingston y Warren, 1996).

La vegetación, tanto en dunas costeras como desérticas, ejerce un control en la morfología de dunas costeras y/o que activa la formación de algunos tipos de ellas (Pye & Tsoar, 1990). Dentro de los grupos de especies vegetales que se encuentran en ecosistemas de dunas encontramos: plantas vasculares, líquenes, briofitas, hongos y algas. El entendimiento de los controles ecológicos y de la biología de las plantas que crecen en las dunas costeras es importante para entender las dunas en sí (Livingston & Warren, 1996). Un pequeño y selecto grupo de plantas superiores (vasculares) puede tolerar la alta salinidad y el efímero recubrimiento de semillas en la supraplaya, en donde están sujetas a altas tasas de enterramiento (Livingston & Warren, 1996). Las primeras plantas que colonizan son especies de estrategia - r (e.g. pastos pioneros: *Ammophila sp.*, *Agropyron sp.*), que atrapan arena durante sus cortos periodos de vida; y luego permiten la colonización de otras especies que atrapan más arena. La colonización de especies vegetales en un ambiente de dunas, produce competencia y por ende hay una sucesión en las comunidades tierra adentro (Livingston & Warren, 1996). Junto con la sucesión, se presenta un cambio en la composición de la arena, produciéndose suelo. La pérdida de ciertos nutrientes o

la inexistencia de ellos en la duna de arena, durante la formación de suelo o por la composición de la fuente inmediata del sedimento respectivamente, inhabilita la capacidad de soportar el crecimiento de vegetación en las dunas. Las dunas son hábitat no solo de especies vegetales sino también de múltiples especies animales (Randwell, 1972). Sin embargo, en esta introducción solo mencionamos la relación que guardan la vegetación y las dunas, por ser relativamente más importante que las interacciones duna-fauna en los procesos morfológicos y de formación de las dunas.

Las interacciones entre la vegetación y las dunas dependen en principio del grado de estabilidad de la arena y de la disponibilidad de nutrientes y humedad (al menos en la capa superficial), las cuales son condiciones críticas para la colonización de la vegetación sobre las dunas (Randwell, 1972). Cuando los residuos de plantas y semillas son depositados por las mareas sobre las playas, las condiciones arriba citadas son aminoradas y comienza el desarrollo de vegetación, lo que con lleva a la formación de embrio-dunas (Randwell, 1972). La formación de dunas costeras depende también de la provisión de sedimento de las zonas de playa (infraplaya, mesoplaya y supraplaya); y en especial depende del ancho, alto y orientación de la supraplaya (Randwell, 1972). Algunas plantas, como los pastos perennes (*perennial grasses*) presentan adaptaciones que les permiten colonizar la supraplaya, tales como la capacidad de ser perennes, de desarrollar sistemas rizomales verticales y horizontales de gran extensión, así como de propagarse a partir de rizomas fragmentados rápidamente (Randwell, 1972). Una vez que el pasto ha colonizado la supraplaya, los brotes comienzan a disminuir la fuerza del viento alrededor de ella y es entonces que la arena transportada por el viento se deposita alrededor del pasto (Randwell, 1972). Al acumularse la arena dentro de una colonia de pastos perennes, ésta forma montículos pequeños de escasos centímetros de altura y de extensión llamados embrio-dunas (Randwell, 1972). Cuando las embrio-dunas crecen, éstas son cubiertas por la vegetación en cierto grado y se denominan de varias formas: dunas de hamaca (*hummock dunes*), copo, nabkha o nebkha y dunas arbusto (Livingston & Warren, 1996); representando unidades bio-topográficas, las cuales son afectadas durante su evolución por periodos de acreción y de erosión de sedimento (Randwell, 1972). Otro caso de formación de dunas sucede cuando el flujo eólico de arena genera un vórtice alrededor de una mata de pasto, acumulando arena y forma las dunas sombra (Pye & Tsoar, 1990). La formación sucesiva de dunas sombra produce los cordones de dunas paralelos en la supraplaya (Pye & Tsoar, 1990). Los montículos de arena pueden ser producidos por procesos eólicos y aneólicos como lo son el efecto de la lluvia, la erosión fluvial, etc. (Livingston & Warren, 1996). Las características de crecimiento de la vegetación pionera, la energía de los vientos, la dotación de sedimento y las condiciones de oleaje determinan los patrones de sedimentación subsecuentes para ambos casos de dunas copo y cordones de dunas frontales (Pye & Tsoar, 1990). Otro caso, son las dunas parabólicas, las cuales se desarrollan a partir de puntos de deflación (*blowouts*) en zonas de arena cubiertas con vegetación, dominadas por vientos unidireccionales, en donde la vegetación

resiste la deflación y la duna incorpora sedimento de las capas inferiores sobre las que se desplaza (Pye & Tsoar, 1990). La vegetación remanente localizada a ambos lados del punto de deflación, resiste la erosión eólica y al mismo tiempo produce la sedimentación de arena formando los brazos de una duna parabólica (Livingston & Warren, 1996). Las formaciones deflacionales costeras (dorsales, puntos, cuencas, franjas, etc.), en algunos casos, pueden ser indicadores de balances negativos de sedimento, del decremento del suministro de arena o de un cambio en el clima de la región (Livingston & Warren, 1996). Cuando la duna no es abastecida con sedimento por la playa, en forma suficiente, ésta es gradualmente erosionada (Livingston & Warren, 1996). La presencia de vegetación influye en la formación de dorsales de precipitación, las cuales son cordones de dunas transversales con caras de caída en los extremos bordeadas por bosque u otro tipo de vegetación resistente al movimiento (Pye & Tsoar, 1990). Otro tipo de dunas caracterizadas por la vegetación que crece sobre ellas son las dunas luneta, las cuales además de arena pueden contener altas porciones de limo y arcilla; éste tipo de dunas se diferencia de las parabólicas por que no son transgresivas (Pye & Tsoar, 1990). Algunas dunas longitudinales se presentan con cubierta vegetal, a las cuales se les ha denominado como dorsales de arena y dorsales paralelas. Estas dunas lineales vegetadas presentan una sección transversal redondeada (Pye & Tsoar, 1990). Estas dunas lineales pueden llegar a medir varios cientos de kilómetros de longitud y presentan una bifurcación en “Y” con otras dunas lineales vegetadas. Cuando la vegetación de una duna lineal es destruida, se forman seifs (Pye & Tsoar, 1990). El origen de las dunas lineales vegetadas se asocia a formaciones residuales estacionarias, análogas a los yardangs, formadas por la erosión eólica de la arena en las depresiones interdunares (*gassi*) (Pye & Tsoar, 1990). La coalescencia de dunas parabólicas puede producir un tipo de dunas lineales vegetadas; algunas dunas vegetadas se originan a partir de dunas en rama y de dunas barcanes (Pye & Tsoar, 1990). La vegetación en los desiertos, prefiere la arena a otro tipo de superficie en el desierto, aglomerándose sobre los flancos y en los plintos, dadas las características de drenaje y retención de la humedad de las arenas.

La iniciación, replicación y migración de dunas son procesos que han sido explicados y modelados por muchos científicos. Muchos de estos modelos han sido propuestos para el transporte de arena eólica y la formación y evolución (Howard & Walmsley, 1985; Jensen & Zeman, 1985; Wipperman & Gross, 1986; Rubin, 1987; Werner, 1995). Sin embargo, cada sistema de dunas presenta características únicas y aún no se cuenta con un modelo universal que explique la complejidad de todos los sistemas de dunas eólicas. El modelo de Werner (1995) es el más sobresaliente respecto a las diversas morfologías de los campos de dunas compuestos pero que no da una solución para campos de dunas complejos. A principios de los 1940's Bagnold (1941) desarrolló la explicación clásica de cómo un parche se convierte en una duna. Grandes cantidades de arena son llevadas a una superficie rocosa por efecto del rebote de los granos de arena. La desaceleración de este flujo densamente cargado, cuando encuentra la orilla del

parche de arena, induce depositación, y el parche crece hasta convertirse en una duna. La sección transversal de esta nueva duna adquiere rápidamente una forma asimétrica. La morfología de las dunas eólicas es diversa y se han propuesto muchas clasificaciones basadas en la variedad de las formas y nombres, y en el propósito de la clasificación. Las dunas ancladas difieren de las dunas libres en tanto que las primeras crecen ancladas a algún elemento en el lecho mientras que las libres no lo hacen. Algunas de las facetas más comunes y nombres de morfologías de dunas simples son las dunas lineales, barcanes, las dorsales barcanoides, de estrella, reversibles, de domo, parabólicas, deflacionales, de rama, de cantil y de copo. Las morfologías anteriores pueden presentar variaciones y de ahí que puedan usarse diferentes nombres para describirlas. Por ejemplo, las variantes morfológicas de las dunas parabólicas fueron exhaustivamente descritas por Pye (1993a). Las morfologías compuestas de las dunas parabólicas son en nido, en-escalón, digitadas, y superimpuestas (Pye, 1993a). Las rayas lineales, los sabkhas y los lechos arenosos son acumulaciones de arena las cuales no presentan formas de dunas diferenciadas, y en donde las caras de caída están ausentes. Estas formaciones eólicas ocurren comúnmente en campos de dunas, mares de arena y en escenarios de clima frío (*coversands*), y pueden constituir el 40% de la extensión de desiertos deposicionales eólicos (Fryberger & Goudie, 1981). Las morfologías de dunas complejas y compuestas ocurren con mayor frecuencia que las formas simples. Las dunas compuestas consisten en un número de formas iguales superimpuestas o adyacentes; mientras que las dunas complejas consisten en una amplia variedad de elementos arquitectónicos y combinaciones variantes (McKee, 1979; Breed & Grow, 1979).

Se debe hacer una distinción entre las dunas costeras y las dunas desérticas, en tanto que las dunas costeras son controladas por procesos litorales y eólicos, las dunas desérticas son controladas por procesos eólicos (Livingston y Warren, 1996). Los paisajes de dunas costeras son el resultado de una infinidad y una mezcla compleja de procesos eólicos con geología estructural, y procesos marinos, costeros, estuarinos, fluviales, de relieve, pedológicos, ecológicos y culturales involucrados (Livingston y Warren, 1996). De ahí que exista un amplio marco de trabajo en campos de dunas costeras (Livingston y Warren, 1996). La morfología de las dunas costeras presenta una gran dependencia en el régimen de energía de las olas, la morfología de las playas y las características de la vegetación litoral como ha sido demostrado en el trabajo realizado en el Sureste de Australia (Pye, 1990). El desarrollo morfológico y la dinámica de las dunas costeras esta controlado por factores ambientales (Pye, 1993). Las zonas costeras sujetas a procesos de subsidencia frecuentemente presentan bahías, lagunas, y marismas (Muhs *et al.*, 1992), de ahí que el entender del régimen tectónico de las zonas costeras sea crítico para comprender el curso de su evolución geomorfológica (Muhs *et al.*, 1992) y la evolución de las dunas costeras. De igual forma, las tasas de levantamiento y los cambios del nivel del mar son importantes para responder las preguntas en cuanto a la evolución geomorfológica de las formaciones eólicas costeras. Los cambios en el

nivel del mar durante el Holoceno han tenido una gran influencia en el desarrollo de las costas (Phleger & Ewing, 1962; Trenhaile, 1997). La elevación del nivel del mar ha modificado el intervalo de mareas en algunas áreas, particularmente en mares semicerrados y en donde existen plataformas someras y extensas (Gehrels *et al.*, 1995). La elevación del nivel del mar fue el principal control en el origen de muchos de los procesos costeros modernos (Phleger & Ewing, 1962; Trenhaile, 1997), los cuales aportaron abundante sedimento a las costas y pudieron acelerar el desarrollo de dunas de arena (Phleger & Ewing, 1962; Trenhaile, 1997). La arena puede enterrar la vegetación y comenzar la formación de dunas similares a las dunas del desierto en el caso en que la dotación de arena para las dunas costeras sea lo suficientemente fuerte por medio de los vientos sobre la costa, o por una rápida dotación de arena costa afuera por la corriente litoral, o en donde la vegetación tiene un agarre tenue como lo es en líneas de costa áridas (Livingston & Warren, 1996). El término dunas en transgresión (Gardener, 1955; Davis, 1980; Pye, 1983, Livingston & Warren, 1996) ha sido aplicado desde dunas costeras activas a estabilizadas, las cuales pueden haberse movido tierra adentro sobre superficies compuestas por bosques, pantanos, marismas, lechos rocosos, matorrales o dentro de las lagunas. La mayoría de los campos de dunas costeras se encuentran en plataformas costeras extensas de relieve suave. Este tipo de plataformas son creadas por la erosión costera, por la subsidencia tectónica o cuando la elevación del nivel del mar encuentra áreas de bajo relieve previamente erosionadas por la actividad fluvial (Livingston & Warren, 1996). Las bahías normalmente acumulan dunas costeras sobre formaciones marinas sedimentarias como barras y barreras (Livingston & Warren, 1996). Existen casos en donde la arena es montada sobre los cantiles en las playas, este tipo de dunas se encuentran confinadas en ambientes con fuertes vientos y cantiles con pendientes que permiten el transporte de arena (Livingston & Warren, 1996). El estancamiento del nivel del mar durante ciertos periodos del Holoceno Tardío formó muchos de estos rasgos, preparándolos como plataformas para el desarrollo de dunas costeras (Livingston & Warren, 1996). La morfología de las dunas costeras puede variar de acuerdo al lecho sobre el que se desarrollan ya sea playas de grava, barras o barreras arenosas (Livingston & Warren, 1996). El entendimiento de las fuentes de sedimento, transporte, rutas y sumideros es crítico para la interpretación de la morfología costera, tasas de erosión y acreción, la naturaleza del ambiente sedimentarios así como para la ingeniería y el manejo costero (Saye y Pye, 2005). La disponibilidad de sedimento para la formación de dunas costeras puede ser influenciada por fluctuaciones pasadas en el nivel del mar, los cuales han permitido que el material de la plataforma continental migre hacia la costa; y en donde la presente erosión costera provee de material del tamaño de la arena (Carter *et al.*, 1990). Durante los periodos de elevación del nivel del mar, grandes cantidades de sedimento son liberados por la erosión costera, parte del cual es transportado a lo largo de la costa y acumulado como dunas (Carter *et al.*, 1990). Si la tasa de liberación de sedimento hacia la duna es alta y las dunas no son fijadas por la vegetación, entonces pueden formarse extensos lechos arenosos móviles (Carter *et al.*, 1990). Las dunas costeras inestables son móviles,

comúnmente migran tierra adentro como dunas parabólicas, transversales o barcanes, algunas veces como lechos arenosos (Hesp *et al.*, 1989). Sin embargo, algunos sistemas de dunas presentan mosaicos complejos de formas libres y fijas dispuestas sobre áreas relativamente pequeñas mientras que la arena es acumulada, perdida o redistribuida por los procesos de las olas o el viento (Carter *et al.*, 1990). Las interacciones entre la playa y la duna son comunes, algunas veces las dunas actúan como sumideros y otras veces como fuentes de sedimento para las playas (Livingston & Warren, 1996). Las costas atraviesan “sucesiones” y las dunas costeras responden a la dinámica de las playas. Cuando la dotación de arena a la duna es interrumpida, esta se degrada; o cuando vuelve a iniciarse, la duna se rejuvenece (Livingston & Warren, 1996). Las interacciones entre las playas y las dunas se han tratado de explicar mediante diferentes enfoques como por ejemplo, modelos de la morfodinámica duna-playa (Short & Hesp, 1982) y la clasificación por el balance de sedimentos (Putsy, 1992).

El estudio de las dunas ofrece las claves para entender el clima de una región (Muhs *et al.*, 2003). En los estudios paleoambientales las dunas relictas son útiles ya que registran los cambios climáticos y algunos registros paleontológicos (Liu *et al.*, 2003). La morfología de las dunas puede ser un indicador de los patrones de circulación atmosférica recientes y relictos (Muhs *et al.*, 2003). El cambio climático global puede activar sistemas de dunas actualmente estabilizados (Muhs *et al.*, 2003), y en sistemas costeros, las dunas pueden ser eliminadas por la elevación del nivel del mar (Livingston & Warren, 1996). Algunas personas piensan que el grado de actividad de las dunas es una función indirecta del clima (Muhs *et al.*, 2005). De ahí que la actividad de las dunas no dependa de la precipitación sino de la fuente de sedimento, la disponibilidad del sedimento y el transporte de sedimento de las fuentes coluviales, aluviales, fluviales, lacustres, lagunares, costeras, marinas y probablemente cosmogénicas (Lancaster, 1994; Muhs *et al.*, 1995; Lancaster & Tchakerian, 1996; Clark & Rendell, 1998; Tchakerian & Lancaster, 2002). Sin embargo, el grado de la actividad de las dunas es difícil de establecer. Datos recientes sugieren que existen diferentes rutas para las entradas de sedimento a un sistema de dunas (Zimelman *et al.*, 1995); lo anterior con base en interpretaciones paleoclimáticas de dotaciones de sedimento (Lancaster & Tchakerian, 1996). Las rutas eólicas para el sedimento de dunas han sido estudiadas utilizando datos mineralógicos, geoquímicos y magnéticos (Muhs *et al.*, 2003). En algunas regiones del mundo existen supersuperficies o superficies regionales que dividen sistemas de dunas genéticamente modernas y relictas (Kocurek, 1988). Estas superficies regionales se desarrollan en donde existe un balance neutral de sedimento, en donde el balance de sedimento es negativo (erosión), y en donde las dunas se encuentran estabilizadas por la cubierta de vegetación (Lancaster, 1992).

La forma, color, tamaño, mineralogía, y geoquímica del sedimento de las dunas, así como de la estructura interna de las dunas son evidencias de los procesos involucrados en la composición del

sedimento, las implicaciones en la procedencia del sedimento, y por ende del origen y la evolución del sistema de dunas. No obstante, la interpretación de la evidencia dada por las características del sedimento y su composición requiere considerar una amplia gama de información y de conceptos de muchas disciplinas, con la finalidad de ser objetiva, precisa y exacta. Como por ejemplo, clima y paleoclima, vientos, hidrografía, biología, geología y geografía, paleolimnología, paleogeografía, paleoceanografía, petrología, geoquímica, procesos de transporte hidráulico y eólico de sedimento, intemperismo físico y químico de minerales, y dinámica granular son algunos de los conceptos involucrados en la interpretación de los datos de los sistemas de dunas. Además de ello, se requiere trabajo de investigación de campo y de laboratorio para la interpretación de los datos (Muhs *et al.*, 2004).

La redondez de los cuarzos en la arena de las dunas, clasificada como subredonda, redonda, angular o subangular, indica la distancia de transporte de dichos granos y tiene implicaciones en la entrada, transporte y atrición del sedimento de las dunas. La textura de los granos revela los procesos que actúan sobre el sedimento de las dunas tales como la abrasión mecánica, la disolución química o la reprecipitación de sílice (Krinsley & Smalley, 1972; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005). El color del sedimento de las dunas puede ser endógeno o exógeno, y depende de la mineralogía (Muhs, 2003) y la cubierta (Wason, 1983) de los granos. Cada ambiente sedimentario tiene su propio sello en cuanto al tamaño de grano (Livingston & Warren, 1996). Algunas dunas han mostrado distribuciones de tamaño de grano bimodales (Taira & Scholle, 1979). Algunos autores piensan que simplemente no es posible discriminar ambientes sedimentarios utilizando distribuciones de tamaño de grano, cualquiera que sea el método estadístico utilizado para la transformación de los datos (Shepard & Young, 1961; Mogola & Weiser, 1968; McLaren, 1981). La naturaleza de las fuentes de sedimento y las formas de transporte están implicadas en las distribuciones del tamaño de grano de la arena de las dunas. A pesar de que las arenas de las dunas de desierto (Goudie *et al.*, 1987; Lancaster, 1987) y algunas arenas de dunas costeras (Saye *et al.*, 2006; Ahlbrandt, 1979) comúnmente son arenas finas a más finas, algunas dunas costeras presentan arenas medias (Lancaster, 1981; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005). Dentro de algunas dunas costeras el tamaño de grano de los sedimentos de la supraplaya no corresponde con el tamaño de grano del sedimento de las dunas (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005). Los patrones en las distribuciones en el tamaño de grano en perfiles de dunas y campos de dunas permanecen inciertos (Livingston & Warren, 1996); sin embargo, algunos autores han encontrado algunos patrones en perfiles de dunas (Watson, 1986; Livingston, 1987; Lancaster, 1989; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005) y campos de dunas (Lancaster, 1986).

En contraste con muchos otros sedimentos Cuaternarios como por ejemplo sedimentos aluviales, coluviales, agrícolas y de playa, los sedimentos eólicos tienen una homogeneidad relativa y una mineralogía simple (Muhs, 2004). De acuerdo con Muhs (2004), las arenas eólicas pueden clasificarse

como: (a) ricas en carbonatos, derivadas de sedimentos o rocas sedimentarias; (b) ricas en yeso; (c) volcanoclásticas, adyacentes, a largas parcelas, de basalto rico en minerales máficos; y (d) siliciclásticas o cuarzo-feldespáticas derivadas de rocas plutónicas y metamórficas. “Las arenas siliciclásticas son los sedimentos más abundantes a nivel mundial que dan formación a dunas” (Muhs, 2004). En los sedimentos siliciclásticos la composición mineral está dominada por cuarzo, en donde la composición del cuarzo es cercana o mayor al 90%, aunque son derivadas de fuentes graníticas (ejemplos, el Desierto del Kalahari en Namibia; el mar de arena Jafurah de Arabia Saudita; el gran desierto arenoso en la cuenca Canning en el Noroeste de Australia; Isla Norte en Nueva Zelanda; Planicie Moenkopi en el noreste de Arizona; el campo de dunas Monahans del suroeste de Texas). Una composición mineral inusual en dunas fue reportada por Parker (1999) en el desierto costero de Atacama, Perú, donde se registró una duna tipo domo compuesta por 46.3% de magnetita, superimpuesta sobre el flanco de una duna tipo barcán. La mineralogía puede ser utilizada para inferir la distancia de transporte de los granos desde la fuente de sedimento (Livingston & Warren, 1996); los minerales lábiles ocurren cerca de las fuentes de sedimento, tales como los granos de carbonatos y yeso. Mientras que los minerales más resistentes ocurren lejos de la fuente de sedimento tales como el cuarzo y algunos minerales pesados. La madurez mineralógica de la arena de las dunas fue utilizada por primera vez por Muhs (2004) y fue definida como el estado composicional de un cuerpo clástico sedimentario en donde existe una dominancia de cuarzo y una ausencia o minoría de partículas menos resistentes como feldespatos, carbonatos detríticos o fragmentos de roca (Blatt *et al.*, 1972; Pettijohn *et al.*, 1972). Los minerales pesados pueden estar presentes en la composición mineral de algunos sedimentos de dunas cuarzo-feldespáticos en bajas cantidades (Saye & Pye, 2006; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005; Parker, 1999; Phleger & Ewing, 1962; Inman *et al.*, 1966; Emery *et al.*, 1957). Las areniscas con al menos 95% de cuarzo son clasificados como cuarzo-arenitas u ortocuarzitas (Pettijohn *et al.*, 1972); de ahí que los sedimentos eólicos que cumplan con este requerimiento sean clasificados como cuarzo-arenitas. Tal como lo cita Muhs (2004): “La madurez mineral ha sido utilizada como una llave para la procedencia del sedimento, transporte, historia, e intemperismo por muchos sedimentólogos (Schwab, 1975; Potter, 1978, 1994; Potter *et al.*, 2001; Suttner *et al.*, 1981; Franzinelli & Potter, 1983; Suttner & Dutta, 1986; Jonson *et al.*, 1978; Nesbitt & Young, 1996; Nesbitt *et al.*, 1996, 1997). Sin embargo, la composición y el grado de madurez mineralógica de la arena de dunas no ha sido en general explotado en estudios de transporte de sedimentos y evolución de paisajes eólicos”. La madurez mineralógica de sedimento de dunas puede ser una llave en el entendimiento de la historia de la procedencia del sedimento, transporte e intemperismo (Muhs, 2004). Las diferencias en la madurez mineralógica entre campos de dunas podría sugerir diferentes procedencias del sedimento, así como la historia del transporte e intemperismo del sedimento (Muhs, 2004).

El primer objetivo de los análisis geoquímicos en sedimentos fue el establecimiento de una nueva clasificación para sedimentos (Pettijonh *et al.*, 1972). Más tarde, los análisis geoquímicos fueron utilizados para inferir las relaciones de la composición del sedimento con la química de la roca fuente, la procedencia del sedimento y el escenario tectónico (Bathia & Crook, 1986; Taylor & MacLennan, 1985; MacLennan, 1989). Otros estudios asociaron la composición química del sedimento con el grado de madurez mineralógica y diagénesis (Nesbitt & Young, 1982, 1989; Nesbitt *et al.*, 1990). La composición química de la arena de las dunas puede sugerir la procedencia del sedimento, la historia de transporte y la historia de intemperismo, así también refleja la composición mineral de la arena (Muhs, 2004; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2006; Saye y Pye, 2006). Algunos estudios han utilizado la concentración de elementos traza, elementos mayores y tierras raras en arenas de dunas para discriminar unidades de sedimento (Muhs & Holliday, 2001; Yang *et al.*, 2004; Saye & Pye, 2006; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2006). Muhs & Holliday (2001) interpretaron las concentraciones de Ti y Zr como la abundancia de minerales pesados tales como ilmenita, rutilio, titanomagnetita y esfena (Ti), así como circón (Zr); además utilizaron los valores Ti/Zr para diferenciar las fuentes de la fracción de minerales pesados en el sedimento de las dunas. Los ratios Rb/Sr, K/Na y Na/Ca pueden ser utilizados para evaluar el grado de intemperismo de los silicatos relativo a la tasa de intemperismo de los carbonatos de acuerdo a la diferente movilidad que presentan durante el intemperismo químico y su distinta ocurrencia en minerales (Yang *et al.*, 2004). Saye & Pye (2006) diferenciaron unidades sedimentarias en dunas costeras a partir de la composición geoquímica de tamaño de grano utilizando los ratios Al_2O_3/K_2O y Al_2O_3/Fe_2O_3 , así como la concentración de Rb, Ni, Cr, V, Sc, Zn, Pb, Ba, Zr y algunas tierras raras.

Dado que el viento ha estado activo a lo largo de la mayor parte del tiempo geológico, las dunas fósiles se encuentran presentes en los registros geológicos como formaciones petrificadas y algunas dunas relictas del Pleistoceno Tardío han sobrevivido. Los depósitos eólicos han sido reportados tan atrás en la columna geológica, como en el Precámbrico, en el territorio noroeste de Canadá (Ross, 1983) y en la India (Charkraborty, 1992). Sin embargo, la evidencia se vuelve cada vez más débil hacia atrás en la columna geológica (Livingston & Warren, 1996). Las dunas pueden ser datadas relativamente con base en su relación estratigráfica con otras formaciones. La datación absoluta de las dunas implica el uso de los métodos radiométricos, utilizando los elementos eólicos. Existe un gran debate en la precisión de las técnicas de datación aplicadas a los sedimentos eólicos (Livingston & Warren, 1996), tales como el ^{14}C , termoluminiscencia (TL) y luminiscencia estimulada ópticamente (OSL). Bristol *et al.* (2005) estudiaron las ventajas de combinar técnicas geofísicas y geocronológicas para investigar la edad, migración y acumulación de la arena eólica. Ellos utilizaron una combinación novedosa de radar de penetración de tierra (GPR) y datación por luminiscencia estimulada ópticamente (OSL). Para obtener evidencias de la migración reciente de dunas así como su edad en el límite norte del Mar de Arena de Namibia. El radar de

penetración de tierra ha sido utilizado exitosamente en la interpretación en dos y tres dimensiones de la estructura y estratigrafía somera de arenas eólicas en una variedad de escenarios de dunas eólicas (Bristol *et al.*, 2005). Las estructuras sedimentarias dentro de las dunas de arena, escaneadas utilizando GPR pueden ser utilizadas para determinar la morfología y orientación de las paleodunas para así permitir la reconstrucción de la dirección del paleoviento. La estructura interna de las dunas puede ser de valor considerable para elucidar las maneras en la formación de las dunas y provee analogías para el estudio del registro sedimentario antiguo (Livingston & Warren, 1996). La superficie entre sedimento viejo depositado y el sedimento más reciente es llamada superficie de unión, y es a menudo horizontal. Esta superficie de unión en la estructura interna de la duna construye la estratigrafía cruzada o lecho cruzado. Las superficies regionales o superficies antes mencionadas pueden existir en la estructura interna de las dunas (Kocurek, 1988, 1991). Tales observaciones pueden integrarse en modelos paleoclimáticos para investigar los factores de forzamiento integrados en la migración de dunas.

Las dunas son parte de los sistemas naturales y juegan un papel determinante dentro de los ecosistemas. Los sistemas de dunas interactúan con los sistemas naturales y con la infraestructura humana, de ahí que el manejo de las dunas sea necesario para resolver los asuntos de conservación, restauración y desarrollo sustentable de los problemas que resultan de dichas interacciones. El manejo de las dunas está ligado con el ambiente, la economía y el desarrollo sustentable de las regiones en donde ellas existen. La migración de las dunas en dichas regiones es un tema de gran relevancia, ya que puede causar problemas de salud, pérdida de terrenos urbanos, agrícolas e industriales, cubiertas de polvo y colmatación de la infraestructura urbana y de carreteras, así como la sedimentación de lagunas, estuarios y canales de navegación. Por otro lado, la calidad del ambiente de dunas puede ser amenazada por las actividades del hombre tales como la recreación, agricultura, industria, urbanización y comunicaciones. La pérdida de los sistemas de dunas por la minería de dunas y otras actividades humanas dentro de los campos de dunas puede afectar el equilibrio de los ecosistemas, la calidad del ambiente y la estética de los paisajes naturales. Por lo tanto, el manejo de las dunas debe realizarse con base en estudios interdisciplinarios de largo plazo, y en todos los casos, las soluciones son complejas e involucran altos costos internos y externos. Los costos internos se refieren a las inversiones en los proyectos de infraestructura, mientras que los costos externos se refieren al valor económico de los servicios proporcionados por el ecosistema del que forman parte las dunas. La importancia de las dunas en el contexto global puede verse en diferentes aspectos, todos ellos involucran importantes temas económicos, ecológicos y ambientales. Las playas son protegidas de la erosión costera por las dunas durante las tormentas, las dunas son hábitat de especies, son fuente de sedimento y por ende de nutrientes para los sistemas acuáticos. Las dunas son fuente de yacimientos minerales, son lugares para la recreación, pueden representar fuentes futuras de hidrocarburos (Fryberget *et al.*, 1990), las dunas constituyen acuíferos

(Lewis & McConchie, 1994), y son testimonio de las condiciones pasadas del clima. Las dunas eólicas son parte de la belleza de la Tierra, de Marte (Edgett & Lancaster, 1993; Wilson & Zimbelman, 2004), Titán (Lorenz *et al.*, 2006) y posiblemente de otros cuerpos celestes en el Universo. Las dunas y demás formaciones eólicas son parte del rompecabezas de la historia y futuro de la Tierra, y en este momento la geomorfología eólica, especialmente las dunas, juegan un papel determinante en la investigación de Lunas y Planetas de nuestro Sistema Solar.

3. Antecedentes

Emery *et al.* (1957) reportó por primera vez un estudio general de la distribución de tamaño de grano, mineralogía y geoquímica de los sedimentos de la Bahía de Sebastián Vizcaíno. Los análisis de tamaño de grano mostraron una clara subdivisión de los sedimentos dentro de las siguientes unidades: dunas, playas, costa proximal, bahía central y los estrechos (Emery *et al.*, 1957). Las dunas se presentaron únicamente en tierra firme, y consistieron en arena más fina ($\phi=2.73$) y mejor clasificada que la arena de las playas de las cuales se derivan. El carbonato de calcio se presenta principalmente en forma de fragmentos de conchas. La concentración de CaCO_3 del 23% y el contenido de materia orgánica fue menor al 10% en el sedimento de las dunas. Se encontraron concentraciones de minerales pesados mayores al 10% en las arenas detríticas de las playas de tierra firme y cerca de la línea de costa en tierra firme. Los minerales pesados son comunes en limos gruesos y arenas finas. Dentro de los minerales pesados, la hornblenda es el mineral dominante, comprendiendo aproximadamente el total de los granos. A continuación en orden decreciente, la biotita, la epidota y el zircón fueron los minerales más representativos de la fracción de minerales pesados. El resto de los granos fueron caracterizados como “*resistates*” tales como: magnetita, leucóxeno, granate, esfena y topacio. El movimiento del agua en la bahía que resulta más interesante con respecto a la distribución de sedimentos son las corrientes por mareas (~ 1.11 m/s) hacia adentro y afuera de los estrechos al sur de la Isla Cedros (Emery *et al.*, 1957).

Phleger & Ewing (1965) analizaron muestra de arena de las dunas de Guerrero Negro, las cuales se extienden sobre la isla de barrera llamada Isla de Arena. Las muestras de arena de dunas se agruparon con arena de las playas de dicha isla y fueron clasificadas como arenas finas bien clasificadas ($M_z = 2.7 \phi$ a 3.35ϕ ; Clasificación = 0.2ϕ a 0.6ϕ ; Asimetría = -0.2ϕ a $+0.2 \phi$). Los sedimentos de las lagunas aparentemente están relacionados genéticamente con los sedimentos de las dunas y playas de las islas de barrera (Phleger & Ewing, 1965). Otro grupo de sedimentos que resultó interesante en el estudio de Phleger & Ewing (1965) fueron aquellos sedimentos gruesos y pobremente clasificados, la mayoría de ellos confinados a los canales de las lagunas ($M_z = 3.0 \phi$ a 0.1ϕ ; Clasificación = 0.3ϕ a 2.5ϕ ; Asimetría = -0.9ϕ a $+0.24 \phi$). La composición mineral, reportada por Phleger & Ewing (1965), para la mayoría de los sedimentos incluyendo sedimento de dunas, fue mayormente cuarzo, con 5% de mineral oscuro con

hornblenda como el mineral más abundante, fragmentos de concha entre 0% y 70% y testas de foraminíferos en pequeñas cantidades. Quince especies de foraminíferos fueron encontrados en dos muestras de dunas, de las cuales todas eran de océano abierto e indicaban la fuente en el material de las inmediaciones del océano abierto (Phleger & Ewing, 1965). En general, testas de especies de foraminíferos relativamente grandes y redondas han sido transportadas dentro del ambiente de dunas (Phleger & Ewing, 1965). La concentración más alta de aptita se encontró en el sedimento de las dunas de la isla de barrera Isla de Arena. En donde puede representar hasta el 5% de la muestra (Phleger & Ewing, 1965). Phleger & Ewing, (1965), encontraron que la isla de barrera Isla de Arena ha progradado 1.852 Km en los últimos 1800 ± 200 años.

Las islas de barrera y los extensos campos de dunas de la Bahía Sebastián Vizcaíno, en la costa del Pacífico de Baja California, México, fueron formados a partir del transporte de arena sobre la costa, a través del somero piso marino de la bahía (Inman *et al.*, 1966). Observaciones a lo largo de 3.5 años mostraron que las dunas se desplazaron con una velocidad media de 18 m por año, y que la tasa de descarga de arena es compatible con el volumen de arena requerido para construir el campo de dunas a través de las lagunas durante 1,800 años de existencia de la playa de la isla de barrera Isla de Arena (Inman *et al.*, 1966). La arena de las dunas es muy fina y bien clasificada, con diámetro medio promedio de aproximadamente $150 \mu\text{m}$ ($\phi=2.7$) y una desviación estándar promedio de 0.24ϕ . Los minerales identificados por Inman *et al.* (1966), en el sedimento de las dunas, fue 80% cuarzo, con concentraciones decrecientes de hornblenda, apatita, feldespatos, epidota, magnetita y trazas de biotita y zircón. Los tamaños de grano de la hornblenda, magnetita y zircón en Guerrero Negro fueron finos (Inman *et al.*, 1966).

Fryberger *et al.* (1990), expandieron el modelo deposicional de Phleger & Ewing (1962) y de Inman *et al.* (1966), ilustrando los procesos de escala pequeña de la sedimentación por viento y por agua en el ambiente detrás de las barreras en Guerrero Negro; así como las suites resultantes de estructuras sedimentarias. Establecieron la extensión del sistema de barreras de arena en 45 Km y excavaron varias trincheras con la finalidad de documentar las estructuras sedimentarias y analizar el agua infiltrada. Fryberger *et al.* (1990), reportaron que el rango de mareas inundaba las superficies de la mayoría de los espacios inetrduares hasta una profundidad de 400 mm durante las mareas más altas en verano. Las dunas de arena migran activamente sobre todos los ambientes detrás de las barreras, incluyendo marismas, canales de marea,

sabkhas, y pequeñas bahías (Fryberger *et al.*, 1990). En las zonas de los canales de marea en donde las corrientes son débiles, las dunas han desplazado a los canales hacia el este; y en algunos lugares han interrumpido su cauce completamente. En donde las corrientes son lo suficientemente fuertes, cerca de la entrada del mar a las lagunas, las dunas no han sido capaces de progradar (Fryberger *et al.*, 1990). Los terrenos sedimentarios resultado de las interacciones eólicas con el ambiente detrás de las barreras son: (1) sabkhas eólicos, (2) dunas-interdunas, (3) planicies eólicas de marea y (4) canales de marea eólicos (Fryberger *et al.*, 1990). Los sabkhas eólicos en Guerrero Negro comúnmente se desarrollan en donde los campos de dunas han pasado a través de un área, pudiendo ser de naturaleza erosional o deposicional (Fryberger *et al.*, 1990).

Carranza-Edwards *et al.* (1998), caracterizaron los parámetros texturales y composicionales de cincuenta localidades de playa en la Península de Baja California, México. Las arenas del oeste están principalmente asociadas a una planicie costera con relieve suave y una alta energía de las olas (Carranza-Edwards *et al.*, 1998). Las arenas de playa de la costa oeste son más finas y mejor clasificadas que las arenas de playa de la costa este, lo cual está asociado a una planicie costera más ancha lo que favorece la formación de detritus más finos a partir de los fragmentos de roca suministrados por el continente, la plataforma continental y las corrientes a lo largo de la costa (Carranza-Edwards *et al.*, 1998). Las arenas de las playas del Pacífico de la Península de Baja California presentaron altos índices de madurez y procedencia. Se reportaron los perfiles de las playas de las lagunas Guerrero Negro y Manuela, con pendientes $m = 3.81\%$, y $m = 4.29\%$, respectivamente. El tamaño de grano promedio de la arena de las playas para Guerrero Negro fue $Mz = 2.79 \phi$, con Clasificación = 0.22ϕ ; y para laguna Manuela, $Mz = 1.28 \phi$, Clasificación = 0.78ϕ . El contenido de carbonatos en la arena de playas fue del 5% para la laguna Guerrero Negro y de 2% para laguna Manuela. Las arenas de supraplaya mostraron un contenido de 97% de cuarzo total, 2% de feldespatos totales, y 1% de fragmentos de roca para la laguna Guerrero Negro. Para laguna Manuela las arenas de supraplaya presentaron un contenido de 80% de cuarzo total, 15% de feldespatos totales, y 5% de fragmentos de roca (Carranza-Edwards *et al.*, 1998).

Posteriormente Carranza-Edwards *et al.* (2001) analizó arena gris de playas de Guerrero Negro, y otras arenas de playas del costa oeste de la República Mexicana, buscando algunas relaciones entre las variaciones en las concentraciones de metales y tierras raras con el contenido de minerales pesados. El alto contenido de minerales pesados en las arenas grises de playa fue correlacionado con el clima húmedo

(Carranza-Edwards *et al.*, 2001). La concentración de elementos traza y tierras raras estuvo más relacionada con la composición de la roca fuente, más que con el contenido de minerales pesados (Carranza-Edwards *et al.*, 2001). Sin embargo, algunos elementos como Zn, Hf, Th, Ni y Cr estuvieron más relacionados con el contenido de minerales pesados (Carranza-Edwards *et al.*, 2001). Los procesos sedimentarios, tales como la energía del oleaje, parecen tener un papel significativo en el contenido de minerales pesados (Carranza-Edwards *et al.*, 2001). Las arenas de playa de Guerrero Negro tuvieron un tamaño de grano $Mz = 3.06 \phi$, con una Clasificación = 0.46ϕ , el color de la arena era gris claro, en un clima árido, derivadas de rocas plutónicas, y alturas de olas mayores a 1.00m (Carranza-Edwards *et al.*, 2001). La composición mineral (%) a partir de un conteo de puntual de 300 granos de las arenas de playa de Guerrero Negro fue: cuarzo monocristalino 17%, cuarzo polycristalino 1%, cuarzo total 18%, feldespatos de potasio 0%, plagioclasas 26%, feldespatos totales 26%, fragmentos de roca 23%, pedernales 4%, micas 0%, minerales pesados 29%, índice de procedencia= 1.13, índice de madurez = 0.37% (Carranza-Edwards *et al.*, 2001). La composición química de elementos mayores de la arena de playas de Guerrero Negro (Carranza-Edwards *et al.*, 2001) presentó una mayor concentración de SiO₂ (68.3%) seguida en orden decreciente por Al₂O₃ (12.5%), CaO (5.93%), Na₂O (3.36%), Fe₂O₃ (2.77%), MgO (1.75%), K₂O (1.56%), P₂O₅ (1.26%), TiO₂ (0.49%), MnO (0.08%). La concentración de elementos traza en las arenas de playa de Guerrero Negro (Carranza-Edwards *et al.*, 2001) presentó las siguientes concentraciones en ppm (excepto donde se indica lo contrario): Au (<2 ppb), Ag <2, Zn (99), Mo (2), Ni(<10), Co (10), As(2.9), Sb(0.5), Ba(520), Cr(52), W(69), Cs (1.4), La (18), Ce(33), Sm(4.5), Eu<1, Tb(<0.5), Yb(3), Lu(0.2), Sc(11), Hf(6), Ta(1), Th(3.7), U(4.7), Br(19), Rb(27), Zr(200).

4. Objetivos

Objetivo General

Con base en la morfología de las dunas, así como en su composición granulométrica, petrográfica y geoquímica, determinar la composición de la roca fuente, las fuentes inmediatas del sedimento, las rutas de transporte y los procesos presentes durante la entrada, transporte y depositación del sedimento. Lo anterior define un modelo composicional que representa el estado actual del sistema de dunas y que explica las similitudes o diferencias morfológicas y composicionales encontradas entre las localidades muestreadas.

Objetivos específicos

1. Determinar la morfología de dunas del área de estudio. Ya que la morfología refleja la disponibilidad de sedimento de la fuente inmediata, el balance de sedimento entre la playa y la duna, la dirección dominante del viento, el grado de actividad del sistema y en algunos casos la localización de las fuentes inmediatas del sedimento. Con base en lo anterior, determinaremos: (1) el grado de actividad actual del sistema y que factor controla dicha actividad (disponibilidad de sedimento, vegetación o capacidad de transporte del viento), (2) si la fuente inmediata de sedimento es abundante o si se encuentra reducida y (3) si es que el aluvión influye en la composición del sedimento.

2. Determinar las características de la distribución de tamaño de grano de la arena de las dunas (tamaño gráfico promedio, clasificación, asimetría y la curtosis), ya que dichos parámetros reflejan la selectividad y los niveles de energía de los procesos eólicos, marinos y lagunares que actúan dentro del ambiente de depósito. Con base en lo anterior, estableceremos: (1) el nivel relativo de energía en cada zona del sistema, (2) la influencia relativa de los procesos eólicos, marinos y lagunares que producen la clasificación y mezcla de sedimento, (3) la localización de las fuentes inmediatas de sedimento y (4) la ruta de transporte.

3. Determinar la composición petrográfica de la arena de las dunas discriminando cuarzos monocristalinos, cuarzos policristalinos, feldspatos de potasio, plagioclasas de sodio y de calcio, líticos volcánicos, líticos sedimentarios, líticos metamórficos, líticos plutónicos, minerales opacos, minerales pesados, micas, cloritas y detritos calcáreos biógenos. La composición mineralógica del sedimento refleja la naturaleza y composición de las fuentes inmediatas y originales. Por otro lado, la composición mineral del sedimento refleja la mezcla de diferentes poblaciones de sedimento y la clasificación de los granos; lo que se produce durante la entrada, transporte y depositación del sedimento. La clasificación de los granos es producida por la selectividad y por el agotamiento y/o enriquecimiento de fragmentos de rocas y minerales durante el proceso de transporte. Con base en la composición petrográfica determinaremos: (1) la composición de la roca fuente, (2) la ruta de transporte del sedimento, (3) la localización de las fuentes inmediatas del sedimento, (4) así como la influencia relativa de los procesos eólicos, marinos y lagunares que producen la clasificación y mezcla de sedimento.

4. Determinar la composición geoquímica de la arena de las dunas en cuanto a sus elementos mayores y elementos traza. La composición química del sedimento esta relacionada con los minerales que componen a los granos de arena. De tal forma que las tendencias de la composición química están relacionadas con la madurez y composición de la fuente de los depósitos de arena, así como con los procesos de suministro, transporte y depositación de la arena. Con esta información y con los análisis previos de tamaño de grano y mineralogía estableceremos si existen unidades o celdas discretas de sedimento, o si el campo de dunas funciona como un sistema sedimentario bien mezclado, con un intercambio y mezcla de sedimento de largo alcance a través de los procesos costeros y eólicos del desierto.

5. Comparar los índices de madurez y procedencia mineralógica de la arena de las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y el Desierto de Altar; comparando su composición química: $SiO_2 - K_2O + Na_2O + Al_2O_3 - Fe_2O_3 + TiO_2 + MgO$, con la de los campos de dunas de Algodones y del Valle Rice de EUA. La madurez mineralógica en sedimentos de dunas refleja en que grado el sedimento se acerca al producto final al cual es llevado por los procesos que han operado sobre él; además de ser un registro combinado del tiempo y de la intensidad de los procesos, éstos últimos asociados a las condiciones geográficas y climáticas del ambiente de depósito. Por otro lado, la composición química arriba mencionada, se ha utilizado para establecer diferencias en la madurez mineralógica y la composición de la roca fuente de distintos sistemas de dunas en EUA. Con ello se pretende interpretar la influencia de la composición de las fuentes, de los procesos marinos, costeros, lagunares y eólicos, así como de las condiciones geográficas y climáticas en la procedencia, las historias de transporte e intemperismo del sedimento en los sistemas de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y el Desierto de Altar.

5. Hipótesis

1. ¿Esperamos encontrar la misma composición granulométrica, petrográfica y geoquímica en las arena de las dunas de las localidades muestreadas? Porque proceden de las misma fuente y porque los procesos de intemperismo son los mismos en todas las localidades.
2. De acuerdo con los mecanismos de transporte presentes en la costa, ¿esperaríamos encontrar más influencia del viento que de las corrientes litorales, o es que las corrientes litorales tienen mayor influencia en la composición de las dunas?
3. En arenas finas de dunas, ¿esperamos encontrar mayores concentraciones de feldespatos? Entonces, si la concentración de feldespatos es alta, el tamaño de grano fino es el resultado de la composición de la roca fuente y de la energía de los mecanismos de erosión y de transporte.
4. ¿Es posible establecer las implicaciones de procedencia de la arena de las dunas de Sebastián Vizcaíno a partir de los análisis granulométricos, petrográficos y geoquímicos? Y si es posible, ¿existen varias fuentes de suministro, o la movilidad de las dunas determina su composición?
5. ¿Cómo se refleja el transporte de sedimento en la composición de las dunas? Las dunas de Sebastián Vizcaíno son más inmaduras mineralógicamente que las dunas del Desierto de Altar, Sonora, México, por la composición de la roca fuente y por los procesos de erosión y transporte.

6. Justificación

La presente investigación científica, relativa al sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno, en la margen occidental de la Península de Baja California, México, se encuentra plenamente justificada debido a la importancia del sistema de dunas para el estudio de las condiciones pasadas y presentes del clima y del océano. Así como para conocer de que forma el sistema de dunas interacciona con el

ambiente actual, y que papel juega en el equilibrio natural del ecosistema dentro del que se circunscribe. El presente estudio ayudará a entender la importancia del sistema de dunas dentro de la economía local y regional desarrollada alrededor del complejo lagunar más extenso del país y uno de los sistemas acuáticos costeros más productivos biológicamente del mundo. La zona de estudio no solo constituye una zona estratégica para el país ecológicamente hablando; sino también constituye una zona industrial económicamente estratégica, ya que alberga a la segunda productora de sal solar a nivel mundial. La Laguna Ojo de Liebre, es por algunos meses, hábitat de miles de ballenas grises, siendo uno de los lugares a nivel mundial que alberga más ballenas grises durante el invierno boreal; representando uno de los mayores ingresos económicos a nivel nacional e internacional generados por el servicio ecosistémico del ecoturismo. En las lagunas Ojo de Liebre, Guerrero Negro y Manuela, todas ellas rodeadas, protegidas y alimentadas por campos de dunas, también se realizan actividades pesqueras y de acuacultura, que representan un ingreso económico importante en la economía de la población local. Por otro lado, el sedimento transportado en suspensión, tracción y saltación tiene implicaciones que pueden ser graves en la salud pública. El sistema de dunas, y en especial el flujo de arena eólica afecta la operación los sistemas urbanos de la ciudad de Guerrero Negro, así como otros centros de población localizados dentro del área de estudio; como lo son el sistema de drenaje y alcantarillado, el sistema de agua potable, los cultivos, la red vial y de carreteras, así como a las plantas en los parques y jardines. Con base en lo anterior, el presente trabajo integra un estudio básico sobre el sistema de dunas; el cual sirve de base para el desarrollo de futuros proyectos en la región, que van desde ingeniería básica, restauración, hasta salud pública. Los impactos que directa o indirectamente son generados por la actividad de las dunas sobre el hombre, tiene su contraparte por los impactos ecológicos que el desarrollo de las actividades del hombre genera sobre el sistema de dunas. Ya sea desde la perspectiva geológica, biológica, humana o económica, el estudio del sistema eólico sedimentario de la Bahía Sebastián Vizcaíno, es fundamental para dirigir nuestro esfuerzo en la construcción de una realidad armónica con la vida sobre la tierra, más allá del denominado desarrollo sustentable.

7. Área de Estudio

El área de estudio se localiza dentro del polígono delimitado por las coordenadas geográficas: 28° 30' N, 27° 00' N, 114° 35' W y 113° 13' W. Se localiza en la costa del Pacífico a la altura del tercio medio de la Península de Baja California, México (Figura 1). El área de estudio encuentra limitada al Oeste por la Bahía Sebastián Vizcaíno y por Punta Eugenia en la Península del Vizcaíno, al Norte y al Este por la Sierra Peninsular de Baja California, y al Sur por la Sierra de Vizcaíno de San Andrés. El campo de dunas en estudio queda parcialmente inscrito dentro de la Reserva de la Biosfera “El Vizcaíno” (Figura 1). El presente estudio no incluye los campos de dunas de la Laguna de San Ignacio y de Bahía

Asunción (Figura 1); sin embargo se encuentran conectados entre sí geográficamente y que probablemente están interrelacionados en cierto grado. Se seleccionaron nueve localidades para realizar los muestreos. La selección se realizó tratando de muestrear el mayor número de zonas cubiertas por dunas. Las localidades muestreadas fueron: Playa Pacheco Norte, Playa Pacheco Sur, La Bombita, Laguna Manuela, Puerto Chaparrito, El Vizcaíno, Exportadora de Sal, Isla de Arena y Guerrero Negro. Cabe mencionar, que cinco de las localidades muestreadas al norte del área de estudio se localizan fuera del polígono de la reserva (Figura 1). Sin embargo, ecológicamente hablando, estas localidades deberían de integrarse al polígono de la reserva. Dichas localidades son parte del sistema sedimentario, el cual forma parte de las componentes abióticas del ecosistema. Los ambientes presentes en las localidades muestreadas comprenden: playas, playas de barrera, islas de barrera, marismas, salinas, planicies de inundación, lagunas costeras y aluvión.

7.1. Desierto El Vizcaíno

El desierto “El Vizcaíno” es Área Natural Protegida con el carácter de Reserva de la Biosfera (Figura 1). Se ubica en el Municipio de Mulegé, Estado de Baja California Sur, establecida por Decreto Presidencial publicado en el Diario Oficial de la Federación el 5 de diciembre de 1988. Adicionalmente, la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno es tema de convenios internacionales, de la mayor trascendencia, como lo son el Comité del Patrimonio Mundial de la UNESCO, la Red Mundial de Reservas de la Biosfera del Programa “El Hombre y la Biosfera” de la UNESCO, el Comité Trilateral México, Estados Unidos y Canadá para la Conservación de la Naturaleza y la Comisión Ballenera Internacional entre otros. Estos tratados definen los compromisos de conservación que el Gobierno Mexicano y su sociedad han adquirido. De los cuales debemos responsabilizarnos, cada día con mayor conciencia, conocimiento y educación; transformando así los valores culturales de la nación mexicana.

El nombre de Desierto El Vizcaíno se aplicaba en tiempos de la colonia al desierto en el oeste de la región central de la Península de Baja California, al sur de la Bahía de Vizcaíno. En la actualidad el nombre se utiliza para designar un área más grande, la subdivisión del Desierto de Sonora, la cual se extiende desde el Norte de El Rosario, hacia el sur en la planicie de Magdalena y a lo largo en Barra de San Juan. Al este en la parte central de las sierra, se incluyen zonas con cordilleras montañosas como Cerro Matomí, Sierra San Luis Borja, Volcán las Tres Vírgenes y la Sierra de San Francisco.

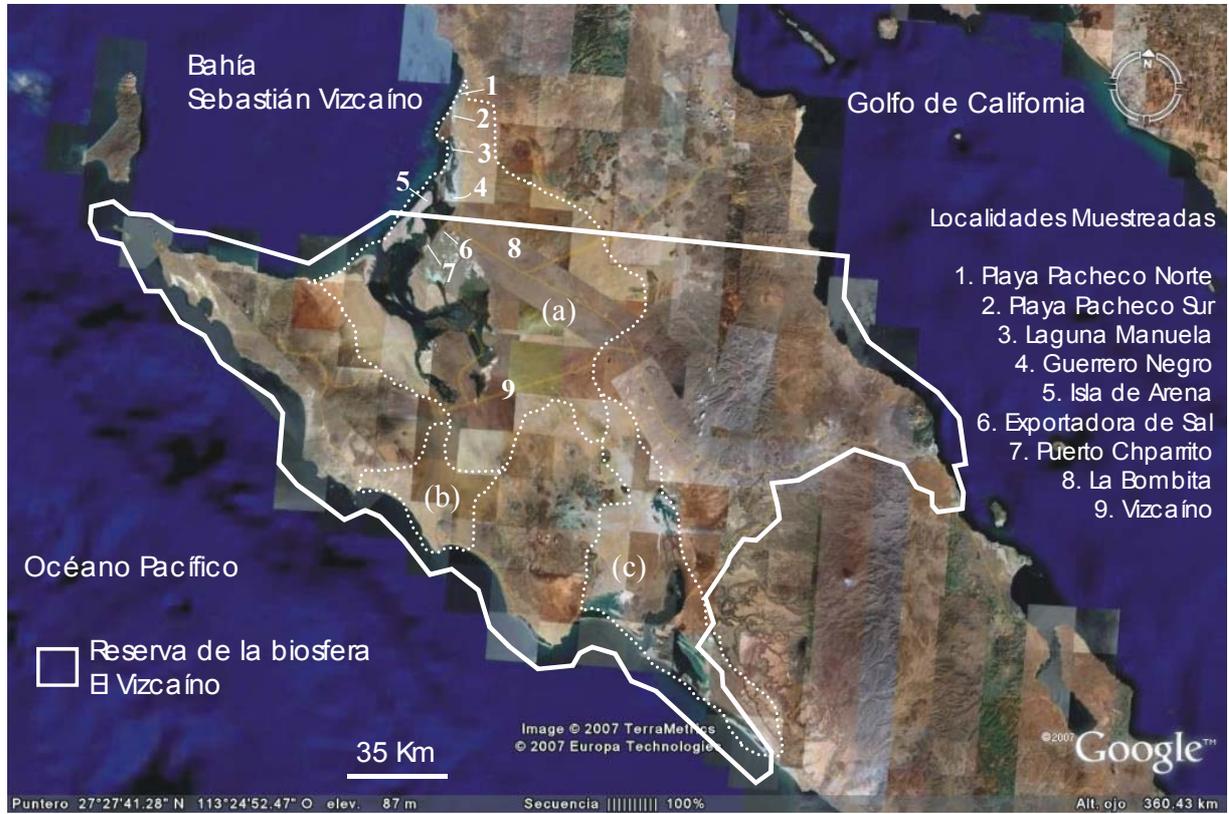


Figura 1. Polígono de la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno y localidades muestreadas. Imagen satelital tomada de Google Earth y trabajada en Corel Draw. V.11. por Hugo Zolezzi Ruiz.

⋯⋯⋯ Sistemas eólico-sedimentarios de la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno: (a) Bahía Sebastián Vizcaíno, (b) Bahía de la Asunción, (c) Laguna San Ignacio.

7.2. Rasgos Generales

El estado de Baja California Sur se localiza en la Península de Baja California. Su superficie es de 73,677 km² y cuenta con cinco municipios, entre los cuales se encuentra el municipio de Mulegé donde se localiza la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno. El municipio tiene una superficie de 3,309,220 hectáreas, equivalente al 34.56% del total del estado. La Reserva abarca el 76.96% del municipio ocupando 2,546,790.25 hectáreas del mismo. La Reserva incluye áreas que corresponden a dos provincias fisiográficas. Una es la planicie costera compuesta por lomeríos, mesetas y cañadas de poca profundidad; las sierras que se localizan en esta provincia son: La Sierra Placeres y la Sierra de Santa Clara, que representan los fenómenos orográficos más conspicuos. En la franja costera occidental de la Reserva se encuentran los esteros: La Bocana, El Coyote, El Cardón, El Dátil en la Laguna San Ignacio. Así mismo en las zonas de influencia de las lagunas Ojo de Liebre y San Ignacio existen varias llanuras desérticas y áreas anegables. La otra provincia comprende los grandes macizos montañosos del oriente de la península. Dentro de la Reserva se encuentran algunos cerros aislados como El Colorado, El Hermoso y la Sierra el Serrucho; otra formación es la Sierra de San Francisco que comprende un conjunto de elevaciones truncadas y alargadas de pendiente abrupta; en esta vertiente también se encuentran varias mesetas y lomeríos. En este macizo montañoso sobresalen el Volcán de las Vírgenes, el Volcán Partido y el Volcán del Azufre. Este último aún se encuentra activo y se pueden apreciar en sus inmediaciones fumarolas de vapor de agua y azufre. También se incluye la Sierra de la Reforma y finalmente, rodeando la población de Santa Rosalía, se representa una formación montañosa en la que destacan los cerros El Calvario y el Cerro Verde. En la Reserva hay 16 islas e islotes. Las más grandes e importantes se localizan en la vertiente del Pacífico y son: Isla Natividad, Isla Asunción e Isla San Roque. Dentro de la Laguna Ojo de Liebre se encuentran los islotes: Zacatoso, Conchas, Alambre, La Piedra, La Choya y Arena. En la Laguna San Ignacio los islotes: Arena, Delgadito, Abaroa, Pelicano y Garza. En la vertiente del Golfo de California se localizan dos pequeños islotes rocosos que son: Lobera y Racito.

7.2.1. Vegetación

Los vientos que azotan la costa son causantes de que las plantas en las planicies costeras sean de poca altura, ceñidas y bien espaciadas. Tierra adentro, el viento disminuye y la vegetación adquiere una altura y una distribución normal. Al norte de El Rosario, existe una transición de 160 km de longitud entre la Provincia Florística y la subregión del Desierto El Vizcaíno. En esta transición la vegetación varía de clima tipo Mediterráneo a clima desértico, exhibiendo características de hábitats tanto de Chaparral como de desierto. Al sur del Rosario las plantas Californianas desaparecen del paisaje y son remplazadas por plantas típicas del Desierto de El Vizcaíno. Las dunas de arena de la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno presentan una vegetación de matorral y de matorral desértico micrófilo inerte (especies herbáceas y

semi-arbustivas sin espinas). Las dunas costeras presentan vegetación de matorral halófilo (especies arbustivas y herbáceas).

7.2.2. Edafología

En la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno hay una gran variedad de paisajes, en los que se observa una estrecha relación entre la topografía, el clima y la vegetación. Los suelos que cubren la mayor parte del área de la región se caracterizan por ser predominantes de colores claros y tienen poca materia orgánica. En su mayoría son suelos jóvenes. En las sierras se presenta un proceso de constante formación y pérdida de suelo, en tanto que en la llanura del desierto permanentemente se depositan materiales por el viento y la lluvia. Por estas razones, los suelos de estas áreas tienen poco desarrollo, los procesos edáficos no han actuado suficientemente para lograr la formación de horizontes de acumulación. Los suelos predominantes en la región son los regosoles y se localizan en las llanuras del desierto y en las elevaciones montañosas aunque son morfológicamente diferentes en cada una de estas regiones. Los litosoles comparten el ambiente en las zonas montañosas. Otros tipos de suelos que se encuentran en la región son los solonchack y se localizan alrededor de las lagunas Ojo de Liebre y San Ignacio y en las cercanías de los esteros. Los yermosoles se encuentran ampliamente distribuidos en las partes bajas de la sierra que pertenece a los sistemas montañosos, al oriente de la reserva, así como en la cercanía de Bahía Asunción. Los fluvisoles se encuentran en las proximidades del Río San Ignacio, y se caracterizan por tener facies alternas de arena, arcilla y grava.

7.2.3. Hidrología

La baja precipitación anual, 50 a 70 mm, y la elevada evapotranspiración potencial en la región, ocasionan que exista un déficit medio anual de agua. Entendiendo que el déficit se produce cuando la humedad del suelo se ha agotado. Este déficit en el presupuesto hidrológico varía entre los 700 a 1200 mm para la zona de la Reserva. La baja precipitación ocasiona también que el escurrimiento medio anual sea de 0 a 20 mm al año, por lo que la infiltración global anual y la recarga de los acuíferos es de magnitud baja o nula. Las formaciones geohidrológicas de la región deben considerarse como frágiles y en peligro de sobre-explotación. Sin embargo, las zonas profundas de los campos de dunas pueden representar depósitos sustanciales de agua, como sucede en el norte de Europa; en este sentido queda por estudiarse este aspecto hidrológico del sistema de dunas en cuestión. La susceptibilidad de los suelos a la erosión eólica es en general media-baja y a la erosión hídrica media- alta. En la región el único arroyo permanente con caudal es el de San Ignacio, el cual tiene una influencia mínima sobre la hidrología del la Reserva.

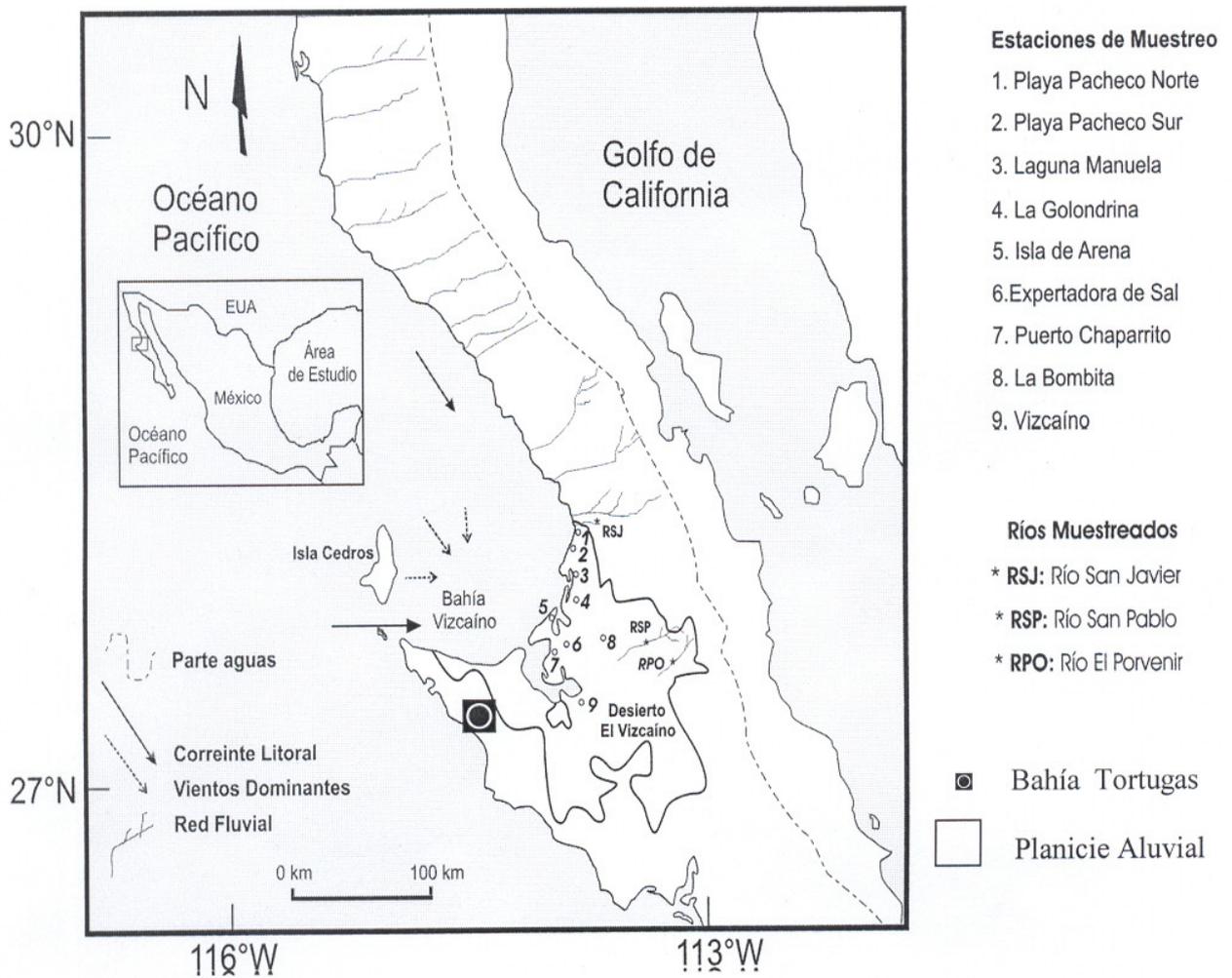


Figura 2. Hidrografía, Vientos dominantes y Localidades Muestreadas en el Área de Estudio. Dirección de vientos tomados de la carta de vientos de la República Mexicana, de la roseta de vientos en Bahía Tortugas. Instituto de Geografía, UNAM, 1989.

Otros arroyos como el de San Pablo, Santa Ana, Santa Agueda, desembocan en la vertiente del Golfo de California; Malarrimo, San José de Castro, Santa María El Vizcaíno, Vigía, San Benito y José de Gracia, desembocan en la vertiente del Pacífico, y son arroyos torrenciales que únicamente en temporada de lluvia tienen corrientes (Figura 2). Los recursos hidrológicos subterráneos están constituidos por aguas almacenadas en acuíferos que presentan diversos potenciales. La región centro del Desierto El Vizcaíno, cuenta con un acuífero de considerable magnitud, en ella se concentra un gran porcentaje de las disponibilidades del municipio, pero comparando el volumen de agua que se extrae con el que se infiltra, estos acuíferos se encuentran sobreexplotados ya que el volumen extraído es de magnitud superior al volumen de recarga. Las cuencas hidrológicas con participación volumétrica y aporte en la Reserva son: Cuenca de San Miguel, principalmente la Subcuenca de Scammon-Las Lagunas y la Cuenca de San Ignacio y Subcuenca del mismo nombre. El área se encuentra dentro de las regiones hidrológicas 2A y 2B y la 5A y 5B de la república Mexicana.

La corriente litoral en la Bahía San Sebastián Vizcaíno es en dirección norte-sur paralela a la costa y también se registra una corriente por mareas de 1 m/s en dirección W-E (Figura 2). El rango de oleaje dentro de la bahía oscila entre los 0.6 m y los 3.6 m dependiendo de la intensidad y dirección del viento en cada época del año (NOAA, 2006). La Bahía de San Sebastián Vizcaíno esta dominada por la corriente litoral anticiclónica producida por las mareas y el viento. En la parte NE de la bahía se localiza una surgencia, provocando el descenso de la temperatura superficial del agua en dicha zona. Durante el año 2000 se registró un flujo de 20 cm/s sobre la plataforma de la bahía con una extensión de 20 a 50 Km y 160 m de espesor. Este flujo presenta variaciones interanuales, registrándose para 2001 un flujo de 40 cm/s fuera de la plataforma de la bahía frente a Punta Eugenia. Dentro de la Bahía, para el año 2000, se registró un giro con una magnitud de 50 cm/s hacia el polo; para 2001, el mismo giro se registro con una magnitud de 40 cm/s en sentido contrario (García et al., 2003).

El complejo lagunar de la Bahía Sebastián Vizcaíno esta conformado por tres lagunas: Laguna Manuela, Laguna Guerrero Negro y Laguna Ojo de Liebre (Figura 3). Estas lagunas costeras son micromareales, negativas o antiestuarinas y bien mezcladas (Ortega-Rubio *et al.*, 2005; Gutiérrez-De Velasco & Winant, 2006). A pesar de no presentar un flujo de agua dulce superficial permanente, estos sistemas acuáticos están recibiendo flujos subterráneos de agua (Bartley, 2006). La salinidad dentro de la Bahía de Sebastián Vizcaíno oscila entre las 34 ppm y hacia la cabeza de las lagunas se presenta una salinidad promedio de 37 ppm (Ortega- Rubio *et al.*, 2005; Gutiérrez-De Velasco & Winant, C., 2006). El rango de mareas dentro del complejo lagunar es de 1.2m a 2.7m (Phleger & Ewing, 1962; Ortega-Rubio *et al.*, 2005; Gutiérrez-De Velasco & Winant, 2006). Las corrientes por marea dentro del complejo lagunar en la boca y en los canales someros, son turbulentas (Phleger & Ewing, 1962) y están en el rango

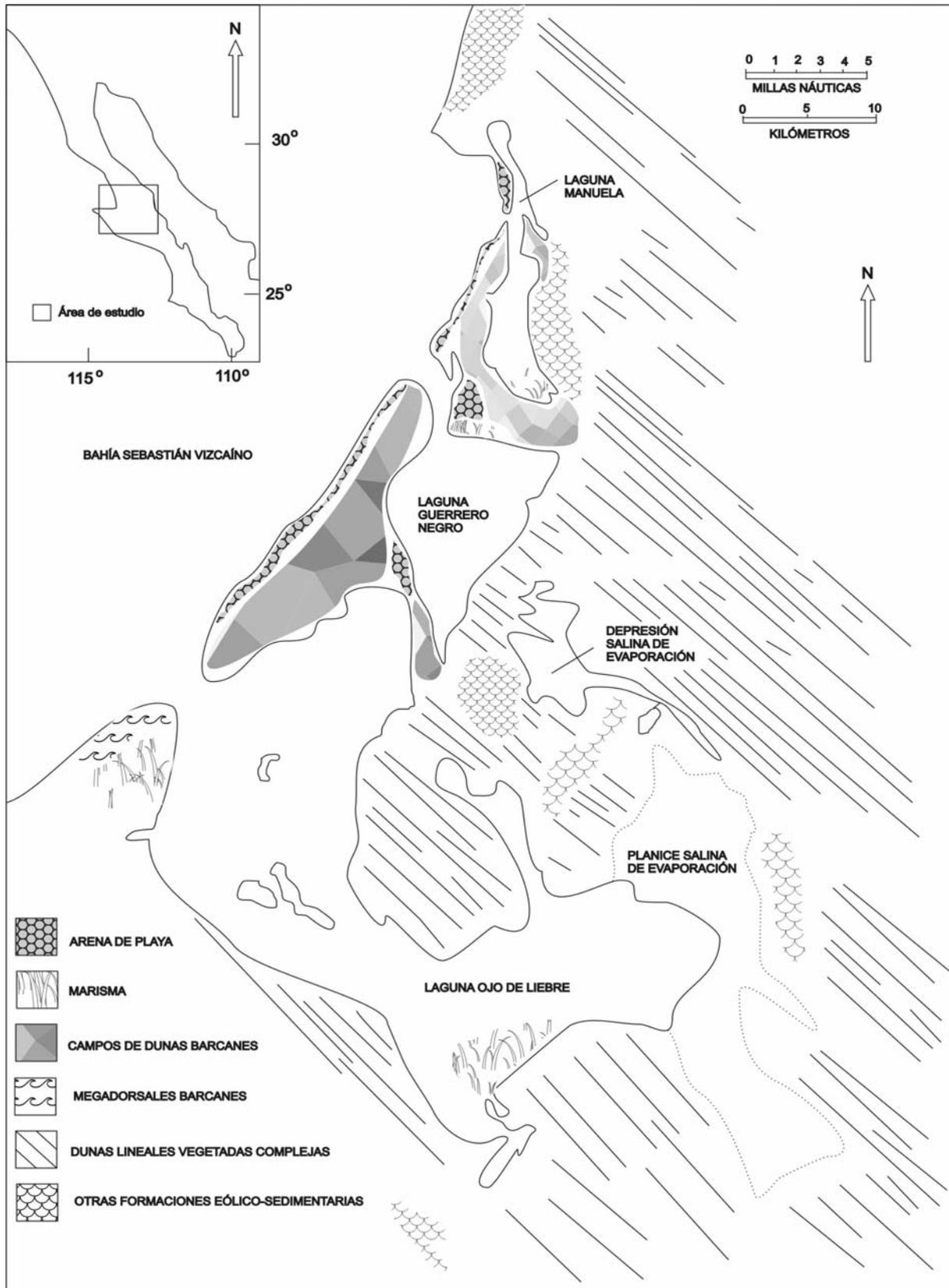


Figura 3. Mapa del complejo lagunar en la Bahía Sebastián Vizcaíno. Modificado de Inman *et al.* (1966).

de 1.00 m/s (Phleger & Ewing, 1962; Ortega-Rubio *et al.*, 2005; Gutiérrez-De Velasco & Winant, 2006). El retraso de la marea entre la boca y la cabeza de la laguna es de aproximadamente 3 horas. La evaporación es mayor a la precipitación en las tres lagunas, por ello el balance de sal se realiza por las corrientes de densidad, el forzamiento de los vientos que soplan del continente al mar y por el flujo de agua subterránea del continente al océano (Ortega-Rubio *et al.*, 2005; Gutiérrez-De Velasco & Winant, 2006).

7.2.4. Climatología

La Reserva está comprendida en un área que se ve afectada principalmente por dos sistemas climáticos diferentes. En la parte norte la característica templada la determina el sistema de alta presión semipermanente del Pacífico Nororiental, que produce lluvias en los meses invernales. En la porción sur, existe la influencia de la celda de alta presión de las Bermudas - Azores. También de manera indirecta, se ve afectada por los sistemas nubosos convectivos de grandes desarrollos verticales, que producen lluvias de considerable volumen en toda la región noroeste del país, principalmente durante los meses de verano y que pueden llegar a convertirse en perturbaciones atmosféricas. De igual manera la influencia marítima se hace sentir en la zona. La corriente oceánica fría de California condiciona las características templadas en la margen occidental del área (Figura 2). Por el otro lado, en el Golfo de California influye de manera diferente sobre la costa oriental de la Reserva. En general, el clima es muy seco, es decir que la precipitación es escasa durante todo el año. La Reserva se puede subdividir en cuatro subregiones climáticas, todas comprendidas dentro del grupo BW que agrupa a las zonas más secas o áridas.

Subtipo I.- En general predomina el subtipo BW_{hs} (X'), que se define como muy seco, semicálido, con temperatura media anual entre 18 y 22 °C, con régimen de lluvia intermedio, porcentaje de lluvia invernal menor de 36%.

Subtipo II.- En la porción central de la Reserva (estaciones de San Ignacio y Guadalupe) se identifica el subtipo climático BW_{hw}(x'), definido como muy seco, semicálido con régimen de lluvias intermedio, porcentaje de lluvia invernal mayor de 10.2%. Subtipo III.- En la vertiente del Pacífico, representada por la estación San José del Pacífico, ubicamos un área con clima BW_{hw}(x')(i'), el cual corresponde a muy seco, semicálido, con temperatura media anual entre 18 y 22 °C, porcentaje de lluvia invernal mayor de 18% y poca oscilación térmica a lo largo del año.

A pesar de ser uno de los lugares más secos del plantea, la costa oeste de la Península de Baja California se encuentra cubierta por nubosidad baja y niebla (NASA, 1994). Los cielos grises de las mañanas son cortesía del sistema de alta presión que domina en el Pacífico Este (NASA, 1994). La

circulación del viento en las zonas elevadas construye un inversión de temperatura fuerte que atrapa la humedad en los 2000 m más bajos de la atmósfera (NASA, 1994). La corriente fría de California fluye al sur a lo largo de la costa, disminuyendo la temperatura del aire, llevando a la atmósfera a la saturación (NASA, 1994). Los vientos preferentemente del NW, llevan las nubes a la costa. El sol es capaz de dispersar estas nubes para el medio día. Dependiendo de la alineación de la costa, algunas áreas de la Península de Baja California interceptan de mejor forma el flujo de aire húmedo procedente del océano. Punta Eugenia, en la Península Sebastián Vizcaíno, forma la gran Bahía Sebastián Vizcaíno, la cual recoge la humedad del océano precedente del NW y la dirige tierra adentro. Las imágenes satelitales muestran al Desierto El Vizcaíno cubierto por nubes bajas y niebla (NASA, 1994). La estadística de datos de 30 años muestran que las nubes baja no penetran usualmente hasta San Ignacio, pero alcanzar a llegar muy cerca de dicha región (NASA, 1994). Algunas de las regiones con mayor nubosidad baja, reporta niebla uno de cada tres días (NASA, 1994).

El clima en Guerrero Negro es árido (Phleger & Ewing *et al.*, 1962). Las temperaturas medias mensuales máximas y mínimas están entre los 20°C y los 29°C en verano y 8°C a 20°C en invierno, respectivamente. El rango anual de temperaturas no excede los 0°C a los 39°C (Phleger & Ewing *et al.*, 1962). Las temperaturas son frescas en invierno y cálidas en verano (Inman *et al.*, 1966). Durante tres años de muestreo intermitente la precipitación total fue de 66.9 mm y la evaporación total fue de 3,826.8 mm (Phleger & Ewing *et al.*, 1962). La precipitación anual dentro del complejo de la laguna fue de 30 mm y^{-1} a 40 mm y^{-1} , con evapotranspiración de 1200 mm y^{-1} a 1500 mm y^{-1} . El clima en Isla Cedros es árido con una precipitación promedio anual de tan solo 35mm y^{-1} durante un periodo de tres años de 1944 a 1946 (Osorio-Tafall, 1948).

7.2.5. Vientos

Los vientos dominantes en el área de estudio, a lo largo del año, son procedentes del NW (Osorio-Tafall, 1948; Orme & Tchakerian, 1986), seguidos en orden de importancia por vientos del W, en menor escala por vientos del N y esporádicamente por vientos del NE (Carta de Vientos de la República Mexicana, IG, UNAM, 2000). La velocidad promedio de los vientos en el área de estudio es de 5.6 a 6.0 m/s (U.S. Department of Energy, 2000). De acuerdo con Inman *et al.* (1966), el viento en Guerrero Negro está caracterizado por un patrón en verano (de marzo a octubre) y un patrón en invierno (Figura 4). El patrón del viento en verano es unidireccional (vientos del NW) soplando sobre la costa durante el día y la noche con los vientos más fuertes con velocidades de 12 m/s durante el medio día (Inman *et al.*, 1966). Phleger & Ewing (1962) reportaron, en verano, vientos del NW menos frecuentes con intensidades superiores a los 12 m/s. El patrón de vientos de invierno es bidireccional, con la brisa del mar más fuerte de aproximadamente 9 m/s durante el medio día, y una brisa suave proveniente de tierra firme que no excede los 5 m/s soplando costa afuera durante la tarde noche y temprano por la mañana (Inman *et al.*, 1966).

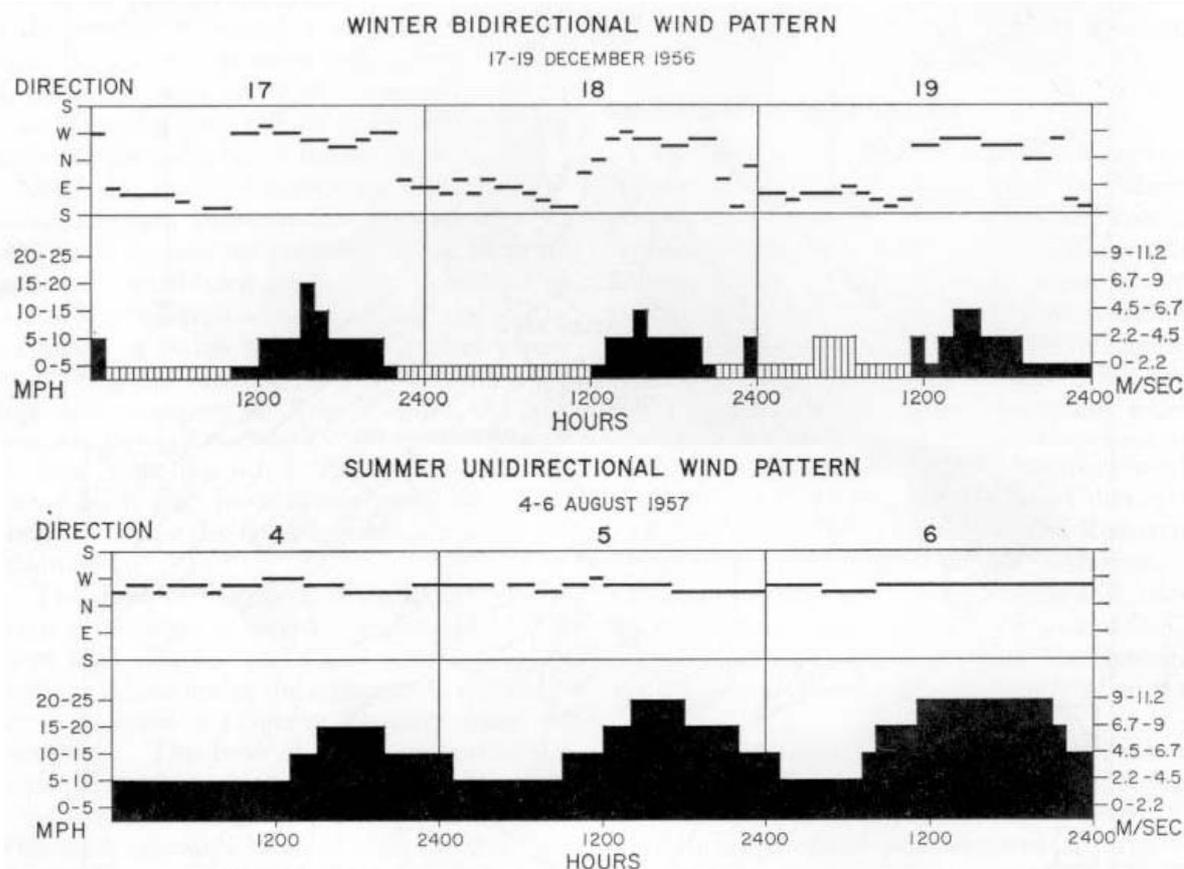


Figura 4. Patrones típicos de viento diarios para verano e invierno. Se indica la dirección de donde sopla el viento en la parte superior y en la parte inferior la velocidad en MPH y m/s. Los datos fueron medidos con un anemómetro de registro continuo en Guerrero Negro. Tomado de Inman *et al.* (1966).

7.3. Marco Geológico

La Península de Baja California presenta una alta complejidad estructural y de afloramientos rocosos (Figuras 5 y 6), por lo que es difícil la reconstrucción de las columnas estratigráficas de esta región y de los sucesos que le dieron origen. La provincia se subdivide en: Porción de Baja California Norte, Sierra de la Giganta, cuenca de Vizcaíno-Ballenas- Iray- Magdalena y Región del Cabo. En la región que abarca la Reserva, se pueden identificar tres áreas con características geomorfológicas distintas. La primera corresponde a las sierras, la segunda a las planicies que conforman las cuencas del Vizcaíno y la tercera que corresponde a la zona costera caracterizada por lagunas costeras. El relieve del área está conformado a partir de una acumulación de rocas sedimentarias y volcánicas Cenozoicas que sepultan parcialmente a una topografía preexistente labrada en rocas sedimentarias, intrusivas y metamórficas Mesozoicas (Figuras 5 y 6). El paquete de rocas Cenozoicas es sedimentario en su base y volcánicas en la zona de las Vírgenes. La erosión diferencial ha labrado en las rocas Cenozoicas mesetas y picachos. En la segunda área que conforma las cuencas del Vizcaíno se forman por rocas Cenozoicas, las cuales definen una pendiente general suave, al pie de la cual se inicia una planicie en la que se ha desarrollado la acumulación eólica del desierto del Vizcaíno, caracterizado por la presencia de dunas longitudinales. En la zona baja del área de la Reserva, se encuentran los complejos lagunares de Ojo de Liebre y San Ignacio donde se definen amplias zonas sujetas a inundación.

De acuerdo con la clasificación tectónica de costas de Inman y Nordstrom (1971), la margen occidental de la Península de Baja California representaría una costa de colisión continental de segundo orden. Sin embargo, la colisión afectó dicho margen continental durante el Mioceno y actualmente es considerada por Kiltgord y Mammerickx (1982) como un margen menos activo tectónicamente. La plataforma continental de la Península de Baja California representa parte del borde continental Californiano (traducido del término en inglés “*borderland*”; Nava-Sánchez *et al.*, 2001). Caracterizada por una morfología submarina irregular presentando una serie de islas separadas por cuencas y canales con una variedad de profundidades y patrones sedimentarios particulares (Figura 7 y 8). Frente a Punta Eugenia, bordeando Isla Cedros e Isla Natividad se localiza la falla submarina de San Benito (Nava-Sánchez *et al.*, 2001). Localmente, la Península de Vizcaíno se constituye por complejos levantados por subducción (Sedlock *et al.*, 1993).

La composición de la estructura geológica de la Península de Baja California está dominada por dioritas de cuarzo, graneodoritas, esquistos y gneissos (Emery *et al.*, 1957) (Figuras 5 y 7). El bloque de falla representado por la Península forma una cadena montañosa (Sierra Peninsular) que alcanza elevaciones entre 1500m y 3000 m (Emery *et al.*, 1957). En la Península de Vizcaíno se extiende una

Figura 6. Mapa Geológico Superficial a detalle del área de estudio (tomado de la Carta Geológica de la República Mexicana)

Nota importante: para ver la figura 6 consultar el plano
anexo a la tesis.

sierra en dirección NW de menor extensión y altura (1000m) a través de Isla Cedros y el Banco Serrano (Emery *et al.*, 1957), denominada Sierra Vizcaíno de San Andrés. Entre ambas sierras se desarrolla el Desierto de Santa Clara (El Vizcaíno), compuesto por aluvión y dunas del Cuaternario (Emery *et al.*, 1957). Este desierto estuvo cubierto por el mar, de acuerdo con la evidencia de terrazas marinas y evidencias botánicas; lo anterior favorece una antigua separación de la Sierra del Vizcaíno de la Sierra Peninsular (Gentry, 1950). La Bahía Sebastián Vizcaíno esta bordeada por rocas cristalinas antiguas, sedimentos Cuaternarios, y estratos Terciarios consistentes predominantemente en areniscas con algunos conglomerados, limos, tobas, y lavas (Beal, 1948). La presencia de amplias y someras lagunas conformando el borde de la Bahía de San Sebastián Vizcaíno sugiere que la planicie del desierto se ha ido formando principalmente por el repetido azolve de las lagunas detrás de las playas de las barreras (Emery *et al.*, 1957).

La cuenca El Vizcaíno se extiende 80 Km a través de la Península de Baja California y 200 Km a lo largo de la costa, se localiza entre la Sierra Peninsular y la Sierra Vizcaíno de San Andrés (Orme & Tchakerian, 1986) (Figuras 7 y 8). La cuenca El Vizcaíno es una planicie aluvial dispuesta sobre una cuenca sedimentaria presumiblemente Cretácica y Terciaria cubierta por aluvión del Pleistoceno (Phleger & Ewing, 1962)(Figura 6). Los sedimentos suministrados del continente son modificados por los procesos marinos para formar las barras e islas de barrera (Phleger, 1965). Una vez formada la barrera, la laguna actúa como una trampa para el sedimento. A lo largo del margen Este de la cuenca El Vizcaíno, terrazas marinas indican el levantamiento durante el Cuaternario el cual incrementa hacia el norte (Woods, 1978; Orme, 1980). La Sierra Vizcaíno de San Andrés se encuentra flanqueada por terrazas similares que se elevan hasta 250 m, lo que sugiere una tasa de levantamiento de 0.07 mm a^{-1} (Ortleb, 1978). Las terrazas marinas de 5 m a 7 m, datan de aproximadamente 120,000 años AP y se encuentran relativamente indeformadas al rededor de la cuenca, lo que sugiere que el levantamiento marginal cesó tiempo atrás, aunque cierta subsidencia de la cuenca ha continuado (Orme & Tchakerian, 1986). La cuenca El Vizcaíno contiene depósitos Cuaternarios eólicos, lagunares y aluviales interesantes, los cuales se mezclan dentro del desierto El Vizcaíno (Orme & Tchakerian, 1986). Estudios de rasgos del Holoceno reciente han mostrado que las presentes lagunas comenzaron su formación hace 6000 – 7000 años A.P., mientras las presentes playas de barrera sobre las que ocurren dunas activas hasta de 3 Km de ancho, se formaron hace 1800 años A.P. (Phleger & Ewing, 1962; Inman *et al.*, 1965). También se extienden dunas costeras al norte de la cuenca sobre salientes de la costa en Punta Rosalillita, Punta Rocosa, Punta Negra y Punta Maria (Orme & Tchakerian, 1986). La planicie aluvial del Vizcaíno se encuentra sobre una cuenca sedimentaria que contiene 4 km de sedimentos, todos ellos presumiblemente del periodo Cretácico y Terciario cubiertas por un aluvión Pleistocénico (Mina, 1957). La planicie aluvial que bordea la Laguna Ojo de Liebre presenta un relieve de 30 m de altura y está compuesto por areniscas Mesozoicas y rocas calizas Mio-Pliocénicas, las cuales están cubiertas por un grueso calcreto (Pierre *et al.*, 1984). En el

margen noreste de las planicies evaporíticas de la Laguna Ojo de Liebre se encuentran algunos brazos de la laguna cubiertos por lechos de conchas y depósitos de yesos discontinuos del Pleistoceno tardío (Pierre *et al.*, 1984). Salvo por dichas parcelas calcáreas, los sedimentos en donde los minerales autigénicos se desarrollan son arenas compuestas principalmente por cuarzos, feldespatos y hornblenda. La fracción de carbonato no autigénico de estas arenas (menor al 1% del total del peso seco del sedimento) consiste en fragmentos de concha altamente corroídos (Pierre *et al.*, 1984).

A lo largo de la costa en la Bahía Sebastián Vizcaíno se extienden playas de arena excepto en la línea de costa acantilada en la parte norte de la bahía y en la Península Vizcaíno al sur de Isla Cedros (Emery *et al.*, 1957). Formando el borde SW de la bahía Sebastián Vizcaíno se encuentra la Isla montañosa de Cedros y la pequeña Isla Natividad (Emery *et al.*, 1957) (Figuras 7 y 8). Estas islas se encuentran separadas una de otra y de tierra firme por los canales Kellet y Dewey (Emery *et al.*, 1957). El canal de Kellet es el más ancho (15 km) y el más profundo (45 m) y contiene una terraza submarina de 20 m que se extiende al sur de Isla Cedros (Emery *et al.*, 1957). Al oeste de Isla Cedros, cerca del borde de la plataforma continental, se encuentran las Islas San Benito (Hanna, 1927) y el Banco Serrano (Emery, 1948). Al norte del Banco Serrano, el borde de la plataforma continental limita la planicie central de la Bahía Sebastián Vizcaíno a una profundidad promedio de 170 m (Emery *et al.*, 1957). A partir del borde de la plataforma continental, hacia el mar, el talud continental descende a profundidades mayores de 4,000 m (Shepard, 1950; Figuras 7 y 8). La planicie aluvial del Vizcaíno yace entre la Sierra de San Borja en la Sierra Peninsular al noreste y la Sierra de Vizcaíno de San Andrés al suroeste (Phleger & Ewing, 1962). La Sierra de Vizcaíno se extiende hacia la península de Vizcaíno y continúa hacia el mar en una dorsal submarina (Cadena Cedros), la cual descende cerca de 4,000 m formando parte del talud continental hacia el piso oceánico profundo (Abismo de Cedros; Kilmer, 1984). Dentro del extremo sur de la Cadena de Cedros (*i.e.* el Banco Serrano, las Islas San Benito y la Isla Cedros), y para la mayor parte de la península del Vizcaíno, existe una gran similitud en términos de los depósitos Mesozoicos geosinclinales, depósitos marinos Cenozoicos, rocas ígneas y metamórficas, así como la naturaleza y el grado de complejidad estructural (Kilmer, 1984). No se han reportado basamentos Mesozoicos a todo lo largo de la Cadena de Cedros, al norte del Banco Serrano, pero podrían estar enterrados profundamente. Las únicas unidades que pueden reconocerse son rocas volcánicas Cenozoicas (Krause, 1965) y depósitos clásticas del Pleistoceno-Holoceno (Doyle & Bandy, 1972). En 1948, Emery reportó rocas volcánicas Miocénicas en el Banco Serrano. Debajo de la Bahía Sebastián Vizcaíno solamente se encuentran depósitos clásticos del Mioceno y Pleistoceno, así como rocas volcánicas de edad desconocida (Moore, 1969; Normak, 1974).

La zona marina de la Bahía Sebastián Vizcaíno, es de gran interés porque provee parte de la dotación inmediata de arena para las dunas costeras y por otro lado, porque algunas islas experimentaron depositación eólica recurrente con la subsecuente formación de paleosoles y eolanitas calcáreas (Orme & Tchakerian, 1986). Las dorsales limitadas por fallas y cuencas del borde continental californiano se desarrollaron en un escenario tectónico del Neógeno, en la margen en evolución entre las placas del Pacífico y de América (Figuras 7 y 8). Al irse levantando las dorsales arriba de un nivel del mar durante el Cuaternario, fueron cubiertas por arena eólica rica en fragmentos de conchas y otros materiales calcáreos. Las Islas San Miguel, Santa Rosa, San Nicolás, Santa Bárbara y San Clemente, todas ellas cargan eolanitas o paleodunas, en variados estados de intemperismo y disección. Mientras que las Islas Santa Cruz y Santa Catalina escaparon a tales procesos de depositación, posiblemente por su relativa emergencia tardía (Orme & Tchakerian, 1986). La determinación de la edad en ensambles de terrazas marinas de algunas de estas islas indica diferentes tasas de levantamiento y de cambio entre cada isla durante los pasados 0.5 m.a. (Orme & Tchakerian, 1986). Dentro de éste desarmónico escenario tectónico, la presencia o ausencia de depósitos eólicos puede dar la clave de la historia Cuaternaria de alguna isla (Orme & Tchakerian, 1986).

7.4. Sedimentos Marinos

De acuerdo con la carta de sedimentos marinos de Carranza-Edwards y Aguayo-Camargo (1991), la textura de los sedimentos marinos dentro de La Bahía Sebastián Vizcaíno se encuentra representada por arenas y limos en la parte más somera de la bahía y cercana a la costa; arena y lodos en la zona central de la Bahía; y lodos hacia la punta de la Península Vizcaíno en los alrededores de Isla Cedros. Los sedimentos de estas zonas están compuestos principalmente por material terrígeno proximal y sedimento silíceo en la zona central de la bahía; así como por oozes y sedimento calcáreo en la zona peninsular. Mas afuera de la bahía, en dirección norte, encontramos lodos compuestos por terrígenos distales (Carranza-Edwards y Aguayo-Camargo, 1991). En la zona al Norte del área de estudio, sobre la costa de Baja California, fuera del área de la Bahía Vizcaíno, junto a la costa, encontramos arenas compuestas por terrígenos proximales; adyacente a esta banda de material, encontramos arenas y lodos compuestos también por terrígenos proximales. Costa afuera, sobre esta misma latitud, encontramos lodos compuestos por sedimentos calcáreos (Carranza-Edwards y Aguayo-Camargo, 1991). Circundando el área de estudio, costa afuera, encontramos arcillas compuestas por sedimento pelágico, detritos volcánicos, sedimentos calcáreos, y terrígenos distales (Carranza-Edwards y Aguayo-Camargo, 1991). La morfología de la Bahía Sebastián Vizcaíno muestra que la parte central es una superficie ligeramente cóncava con una pendiente promedio de $0^{\circ} 7'$ (Emery *et al.*, 1957). El sedimento marino de Bahía Sebastián Vizcaíno representa la composición más gruesa y con mayor contenido de carbonatos del

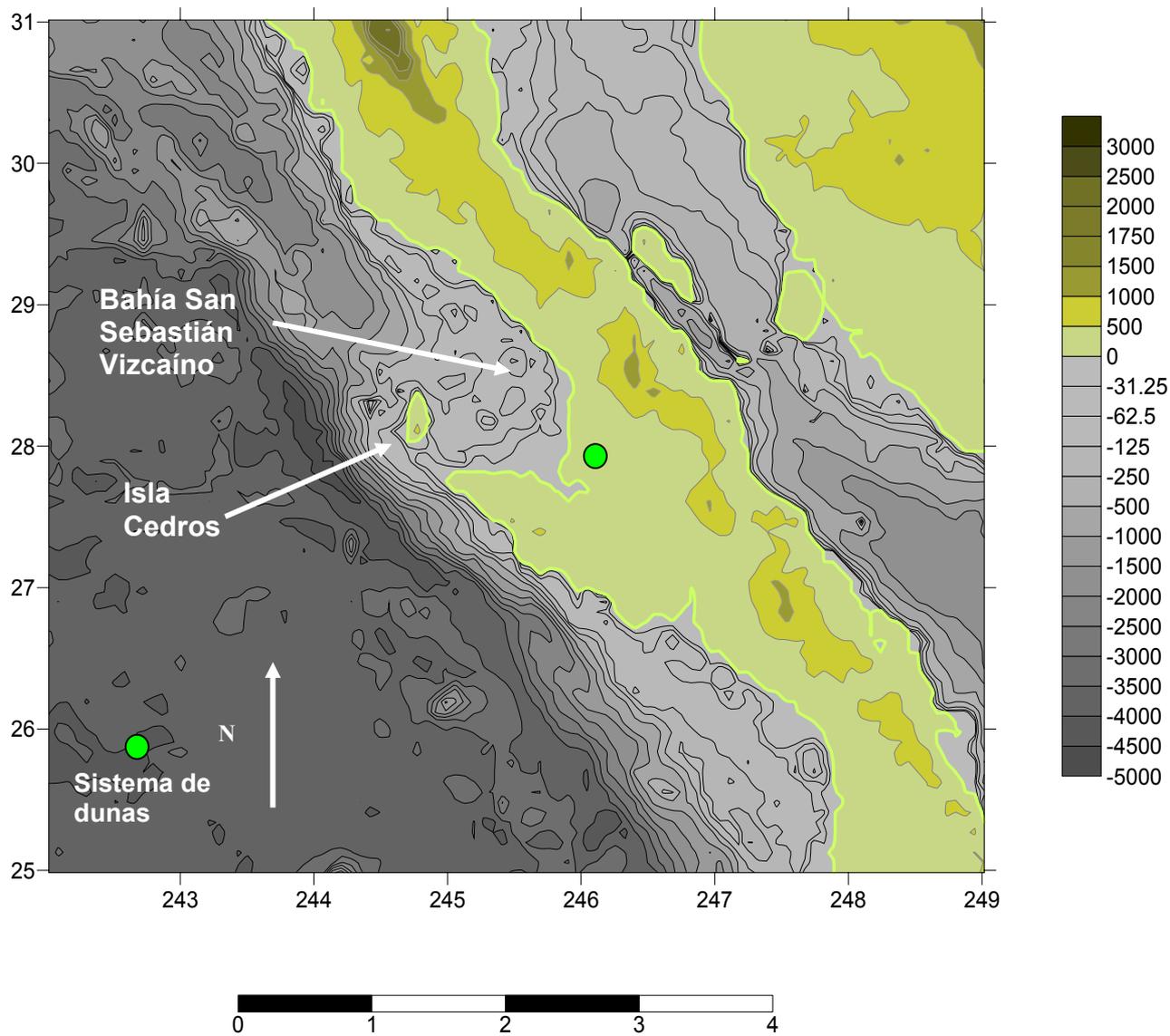


Figura 7. Mapa Ipsométrico de la Bahía Sebastián Vizcaíno, México. Base de datos ASCII tomada del Satélite Topex de la UCSD. Procesamiento de datos en Golden Surfer Software por Hugo Zolezzi Ruiz. Escala de color de altitudes y profundidad en metros. Escala gráfica en grados de coordenadas geográficas. $1^\circ = 60' = 111.12 \text{ Km}$.

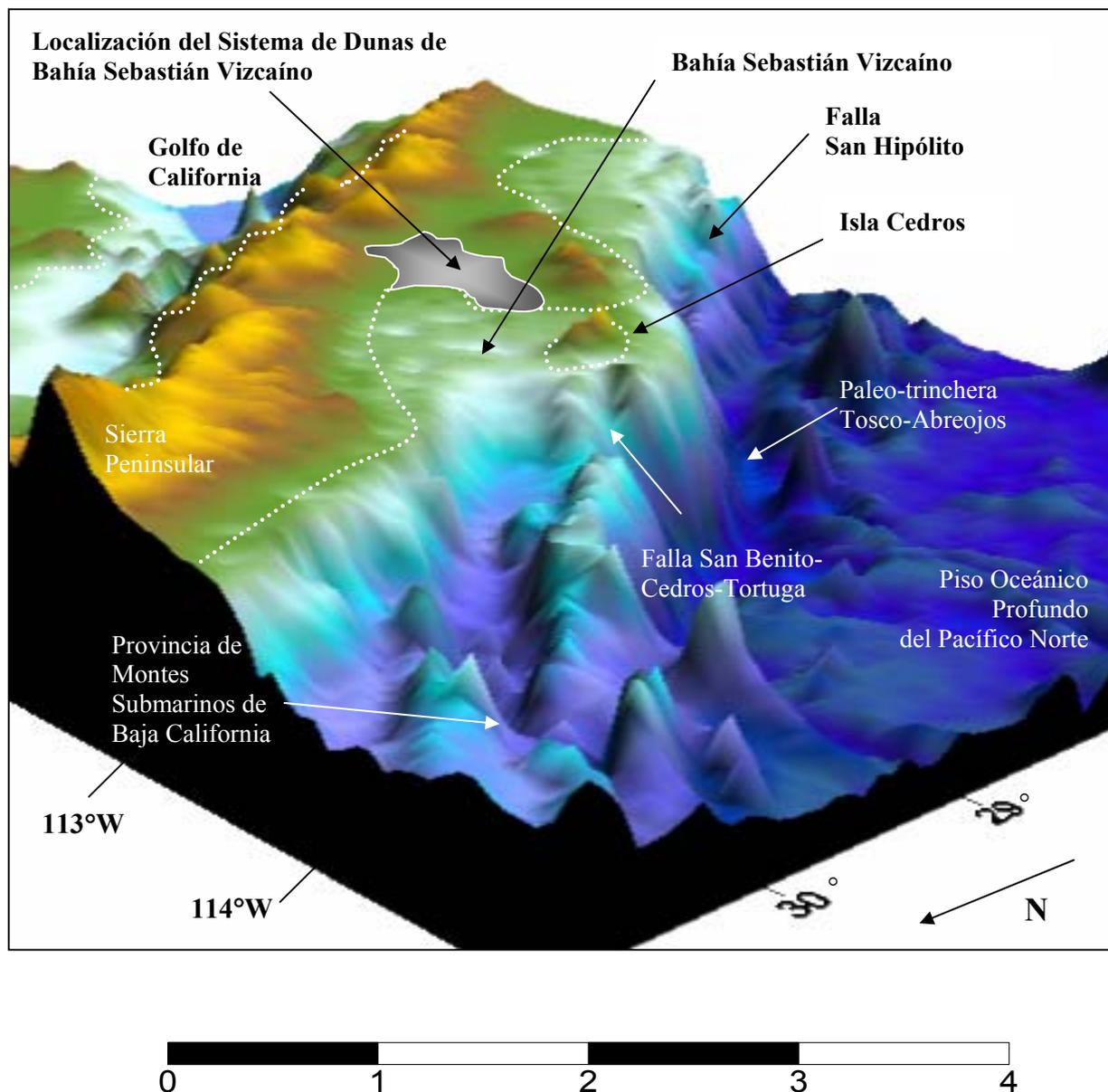
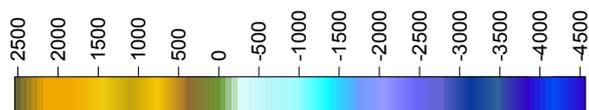


Figura 8. Modelo tridimensional de la Bahía San Sebastián Vizcaíno, México. Vista NW-SE de la costa occidental de la península. Base de datos ASCII tomada del Satélite Topex UCSD. Procesamiento de datos en Golden Surfer Software por Hugo Zolezzi-Ruiz. Escala gráfica en grados de coordenadas geográficas. 1° = 60' = 111.12 Km.



Escala de color de profundidad en metros

margen occidental de la Península de Baja California (Emery *et al.*, 1957). En los márgenes del estrecho de la bahía, se encuentran depósitos más finos resultado de velocidades menores del agua (Emery *et al.*, 1957). Los sedimentos del mismo tamaño de grano en la bahía no presentan el mismo porcentaje de carbonato de calcio o materia orgánica necesariamente por los diferentes controles del microambiente (Emery *et al.*, 1957). La naturaleza de los sedimentos marinos de la Bahía de San Sebastián de Vizcaíno depende del abastecimiento y de la demanda de sedimento (Emery *et al.*, 1957). El abastecimiento, que se refiere del transporte del continente al mar depende de las descargas fluviales, el oleaje en acantilados, el viento y otros (Emery *et al.*, 1957). La demanda de la tasa a la que el sedimento se distribuye fuera de la costa hacia el continente esta relacionada con la capacidad de transporte (Emery *et al.*, 1957). Los agentes principales que controlan el transporte de sedimento dentro de la Bahía Sebastián Vizcaíno son movimientos locales de agua de gran intensidad por oleaje con sus respectivas corrientes litorales y además por corrientes de marea (Emery *et al.*, 1957). Las corrientes oceánicas generales aparentemente no juegan un papel importante en el transporte de sedimentos (Emery *et al.*, 1957).

La textura de los sedimentos de Bahía Sebastián Vizcaíno marca una clara distinción entre los sedimentos de dunas, playa, litoral, centro de la bahía y estrechos. El sedimento de dunas es más fino y mejor clasificado que el sedimento de las playas (Emery *et al.*, 1957). La parte protegida (central) de la bahía se caracteriza por presentar sedimento lodoso, mientras que los litorales presentan sedimentos gruesos. La composición de carbonatos en los sedimentos de la bahía probablemente se deriva de fragmentos conchas (pelecípodos, gasterópodos), algas rojas calcáreas (*Halimeda*) y foraminíferos. Los fragmentos de concha dominan en los sedimentos de duna y de playa. Hacia la Boca de la Laguna Ojo de Liebre (*Scammon Lagoon*) domina la especie de pelecípodo *Donax*, mientras que al centro de la bahía se presenta una composición predominante de foraminíferos (Emery *et al.*, 1957). Se determinó un 10% de minerales pesados en las arenas del litoral, mientras que en la parte central de la Bahía menor al 5%, y en algunos parches, se encontraron porcentajes del 5% al 10% (Emery *et al.*, 1957). Dentro de los minerales pesados encontrados en los sedimentos de la bahía la hornblenda fue el mineral dominante (50%). Biotita, epidota y zircón fueron los siguientes minerales en orden decreciente de abundancia (Emery *et al.*, 1957). El resto de la composición de minerales pesados son resistatos: magnetita, leucoxeno, granate, esfena (titanita) y topacio. Los minerales ligeros son cuarzos y feldspatos con abundancia de cuarzos (Emery *et al.*, 1957). La materia orgánica en la mitad este de la bahía constituye aproximadamente el 5% del total de las muestras secas; dicha materia orgánica procede de la zona de surgencias en la parte NE de la bahía (Emery *et al.*, 1957).

De acuerdo con Schwalbach (1985), el presupuesto de sedimentos marinos de las cuencas del Territorio Boreado Californiano, incluyendo una porción de la Península de California en su margen

occidental, presenta un balance negativo. El resultado de este balance negativo es un transporte neto de sedimento, que probablemente es transportado al sur de la Península, hacia la Bahía Sebastián Vizcaíno y más al sur de ella (de 1 a 3×10^{10} Ton; Schwalbach, 1985).

7.5. Sedimentología de la Laguna Ojo de Liebre

La laguna Ojo de Liebre se encuentra localizada frente a una planicie aluvial localizada sobre una cuenca sedimentaria presumiblemente Cretácica y Terciaria cubierta por aluvión del Pleistoceno (Phleger & Ewing 1962). La laguna Ojo de Liebre, es del tipo de lagunas construidas a partir del desarrollo de barras de arena (Dyer, 1997). La laguna Ojo de Liebre se formó por el desarrollo de barreras de arena durante los periodos estables del ascenso del nivel del mar durante la Transgresión Flandriana (Phleger & Ewing 1962; Inman *et al.*, 1965). La fuente inmediata de sedimento más importante para la formación de las barreras de arena fue abastecida por el continente, conformando el depósito aluvial pleistocénico. Prueba de ello, son los cauces de antiguos ríos, actualmente secos, que se extienden desde las tierras altas de las sierras, tierra adentro, hacia la planicie aluvial y las lagunas. Adicionalmente existen indicios biológicos de un ciclo lagunar previo al sistema lagunar actual en Ojo de Liebre, datándolo más atrás que 30,000 años A.P. (Phleger & Ewing, 1962). Por otro lado, a pesar del actual clima árido en la región y de que no existe flujo de agua permanente hacia las lagunas por estos ríos (Postma, 1965), los cauces son reactivados en temporada de tormentas aportando sedimento del aluvión y las sierras a las lagunas. Durante la Transgresión Flandriana, el ascenso del nivel del mar provocó que el sedimento aluvial cercano a la costa quedara sumergido. Posteriormente, el sedimento aluvial fue transportado y depositado formando diversos tipos de barreras a lo largo de la bahía (Phleger, 1965). De acuerdo con Inman *et al.* (2005), las barreras se formaron por el transporte litoral de sedimento a través de la costa, esto es, por el transporte litoral perpendicular a la línea de costa. La barrera principal de la laguna Ojo de Liebre, llamada Isla de Arena, conforma una isla de barrera que mide aproximadamente 2 Km de ancho y 25 Km de largo, la cual presenta sobre ella dunas barcanes y dorsales barcanes. Se piensa que Isla de Arena comenzó como una playa marginal en una planicie costera suave cuando el nivel del mar se encontraba 12 m más abajo que en el presente (Phleger & Ewing 1962). De acuerdo con Phleger & Ewing (1962), Isla de Arena ha progradado aproximadamente 1.852 Km en los últimos 1800 ± 200 años A.P. Durante su evolución, la laguna se ha fragmentado por la formación de particiones de arena, dando origen a las lagunas Guerrero Negro y Manuela. Las bocas de las lagunas se desarrollaron como resultado de la carga hidráulica debido al retraso de la marea. Por las bocas de las lagunas ingresan simultáneamente las corrientes de marea, en donde resulta reducida la corriente y se produce una sedimentación rápida (Phleger & Ewing, 1962). Las lagunas en Bahía Sebastián Vizcaíno presentan el patrón general de las planicies intermareales interconectadas por canales de marea (Postma, 1965). La laguna Ojo de Liebre

presenta canales relativamente profundos, con paredes bastante inclinadas y planicies intermareales extensas. Los canales principales del complejo lagunar están localizados directamente detrás de las islas de barrera (Phleger & Ewing 1962), los cuales tienden a mantenerse sin azolvar. La depositación principal que ocurre en las planicies intermareales y dentro de las lagunas esta asociada a la pérdida de turbulencia en el agua (Postma, 1965). El retraso de la marea a la profundidad media de la laguna, engrosa el fondo de la laguna y ensancha el canal principal.

La mayor parte del sedimento de la laguna es arena fina a muy fina, bien clasificada y ligeramente asimétrica (Phleger & Ewing, 1962). Las fuentes inmediatas de sedimento para la laguna Ojo de Liebre son las barreras de arena, la playa abierta al mar, la zona marina de la bahía cercana a la orilla (Phleger & Ewing 1962) y las islas dentro de la laguna. La presencia de arena y de gravas menos clasificadas, localizadas dentro de algunos canales, esta relacionada con la depositación originaria producida por los ríos que descargaban en el pasado en la laguna (Phleger & Ewing, 1962). Los limos y arcillas que se localizan dentro de la laguna y las marismas en parte se derivan de sedimento antiguo (Phleger & Ewing, 1962). La composición promedio de de la arena de la laguna es 95% cuarzo, 4% minerales opacos y pesados y 1% conchas de moluscos y testas de foraminíferos (Phleger & Ewing, 1962). La mayoría de las muestras de sedimento contienen apatita, presumiblemente de origen autigénico, procedente de la zona marina proximal (Phleger & Ewing, 1962). Se identificaron diferentes ensamblajes de minerales en el sedimento, asociados a diferentes ambiente tales como: océano abierto proximal, duna, laguna baja, laguna alta y marisma (Phleger & Ewing, 1962). Dentro de la fracción de bioclastos se reconocieron tres ensamblajes de moluscos en los sedimentos de la laguna (Phleger & Ewing, 1962).

De acuerdo con Aguilar *et al.* (2003), el sustrato estuarino poco profundo del fondo de la laguna Ojo de Liebre es arenoso en la boca, rocoso con islas en la parte central y arenoso y lodoso en la cabeza de la laguna. En el tercio central, sobre el margen este de la laguna, el sustrato es predominantemente arena, con una profundidad promedio en la zona proximal a la isla de 0.7 m; encontrándose también conchas, areniscas y matatenas regadas a lo largo de la playa de la isla (Aguilar *et al.*, 2003). Más al sur, sobre la misma margen, el sustrato es arenoso con zonas de grava, con una profundidad promedio de 1m en el borde; en donde se presentan parches de conchas y matatenas a lo largo de la playa (Aguilar *et al.*, 2003). Isla Brosas, la más grande de las islas dentro de la laguna se localiza en el centro de ésta y comprende una extensión de 500 ha (Aguilar *et al.*, 2003). Isla Brosas se encuentra formada por dos porciones de tierra unidas por una marisma que cruza de norte a sur (Aguilar *et al.*, 2003). El sustrato de la laguna en Isla Brosas es principalmente roca, con zonas arenosas y una profundidad promedio de 3 m (Aguilar *et al.*, 2003). La Isla Piedra se localiza en el estrecho de la laguna, en donde el agua retrocede hasta 200 m durante la bajamar. El sustrato de la laguna en la punta norte de Isla Piedra esta compuesto

por matatenas y arena gruesa en las zonas someras con profundidades promedio de 1.5m. La punta sur de Isla Piedra presenta un sustrato rocoso con una profundidad promedio de 6 m. En la cabeza de la laguna, sobre la margen norte, la profundidad promedio en la orilla es de 0.4 m y presenta un sustrato lodoso-arenoso (Aguilar *et al.*, 2003).

A partir de los patrones de distribución de las concentraciones de metales traza y a partir de un análisis de componentes principales de datos de sedimentos superficiales de la laguna Ojo de Liebre, se pueden distinguir tres grupos de elementos (Grajeda-Muñoz *et al.*, 2003). El Grupo I (Mg, Cu, Cd, As, Ni, Cr, Fe, U, Mn, Co, V y Hg) relacionado con sedimentos finos y con altas concentraciones de sal (Grajeda-Muñoz *et al.*, 2003). El Grupo II (Al, Sc, Ba y Pb), el cual presenta una distribución relativamente más homogénea dentro de la laguna; la cual esta controlada probablemente por la abundancia de minerales pesados (Grajeda-Muñoz *et al.*, 2003). Y el Grupo III (Ca y Sr), concentrado en los sedimentos calcáreos gruesos de origen biógeno en la parte central de la laguna (Grajeda-Muñoz *et al.*, 2003).

Marismas, matas de algas, planicies salinas y pozas de salmuera se presentan sobre los márgenes mesomareales, intermareales y supramareales de las lagunas (Phleger & Ewing, 1965). Las planicies supramareales evaporíticas bordean la Laguna Ojo de Liebre, algunas de las cuales se han transformado en pozas salinas para la producción industrial de sal (Pierre *et al.*, 1984). La laguna Ojo de Liebre se ha clasificado como un sistema hipersalino, con posas de salmuera separadas por pequeños canales y extensas planicies de sal (Phleger & Ewing 1962). En el extremo sur del complejo evaporítico de la laguna Ojo de Liebre, en las planicies evaporíticas supramareales, se presenta un sitio de formación de dolomita (Pierre *et al.*, 1984). Los datos químicos e isotópicos de las soluciones intersticiales demuestran que existe una mezcla entre salmueras ricas en Mg^{2+} de origen marino y aguas continentales ricas en bicarbonato de calcio, las cuales se concentran por evaporación capilar. La ausencia de minerales de carbonato de calcio en la matriz sedimentaria indica que la dolomita se forma por cristalización directa a partir de las soluciones acuosas. La composición isotópica de oxígeno de la dolomita es consistente con la depositación bajo condiciones de equilibrio a temperatura ambiente y con la composición de $\delta^{18}O$ del agua de las soluciones intersticiales. Más aún, los bajos valores de $\delta^{13}C$ de las dolomitas y la ausencia de plantas u otros organismos vivos en la cuenca, indican que una fracción de la reserva de carbón inorgánico disuelto total es biogénico y es en su mayor parte abastecido por aguas subterráneas continentales. De ahí que la cristalización de la dolomita ocurra dentro de arenas infiltradas por soluciones, en las que el estado de saturación relativo para dolomitizar esta principalmente controlado por la química de las aguas subterráneas continentales que se mezclan con salmueras que ingresan del mar.

8. Método

8.1. Levantamiento de muestras en campo

El levantamiento de muestras en campo consistió en tomar arena recién depositada por el viento sobre la cresta y flancos de las dunas, levantando el sedimento del primer centímetro de la capa superficial de ellas. Utilizando, para éste fin, una espátula de plástico y depositando el sedimento en bolsas de polietileno con cierre plástico tipo “ziplock” para resguardarlas de la humedad u otro agente que alterará la muestra *a posteriori*. Se registro el posicionamiento global de cada muestra levantada mediante un GPS portátil utilizando el sistema de coordenadas UTM. Se levantaron un total de 86 muestras de sedimento; algunas de ellas, corresponden a arroyos efímeros, las cuales se levantaron para tener un control de la procedencia del sedimento de las dunas (Figura 1 y 2). Las muestras de arena se recolectaron aleatoriamente en nueve localidades de dunas de arena no estabilizadas y semi-estabilizadas. Las muestras se recolectaron en los ambientes de isla de barrera y de planicie aluvial. En el caso de las dunas semi-estabilizadas el sedimento se recolectó en donde no existía cubierta vegetal.

8.2. Análisis morfológico

El análisis morfológico del sistema de dunas se realizó utilizando imágenes actuales e imágenes de archivo, así como mediante la visita al campo. Dentro de las imágenes recientes y de archivo que se utilizaron para el análisis morfológico se encuentran: (a) fotografías digitales tomadas en campo, (b) imágenes satelitales de Google Earth, (c) fotografías aéreas de los archivos personales del Profesor Inman, localizadas en el Scripps Institution of Oceanography, UCSD, (d) imágenes aéreas publicadas por Fryberger *et al.*, 1990 y (e) imágenes de transbordador espacial propiedad de la NASA.

8.3. Granulometría

Los análisis de granulometría se realizaron en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM. Se utilizó un analizador de partículas láser marca Beckman tipo Coulter Counter modelo LS 230, el cual mide las partículas indirectamente mediante la difracción láser que realiza en forma automática de la distribución de tamaño de partículas, en un rango de 0.04 μm hasta 200 μm , esto es de arcillas a arenas gruesas. Se utilizaron las fórmulas propuestas por Folk (1974) para el cálculo del tamaño de grano gráfico promedio (Mz), clasificación (σ), asimetría (Ski) y curtosis (K_G) y se calcularon las correlaciones Mz - σ , Mz - Ski y Mz - K_G .

8.4. Petrografía

Se discriminó la composición mineral de las arenas de las dunas utilizando el análisis modal petrográfico (Rooney & Basu, 1994). Se determinó el contenido de cuarzos monocristalinos (Qm), cuarzos policristalinos (Qp), feldespatos de potasio (Fk), plagioclasas de sodio y calcio (P), líticos volcánicos (Lv), líticos sedimentarios (Ls), líticos metamórficos (Lm), líticos plutónicos (Lp), minerales opacos (MO), minerales pesados (MP), micas y cloritas (M) y detritos biógenos (B). Para el análisis de las muestras se utiliza el Método de Conteo Puntual Standard de la escuela de Indiana (Weltje, 2002). Se contabilizaron 250 granos primarios por muestra (Qp, Qm, K, P, Lv, Ls, Lm, Lp) y 50 granos accesorios (MO, MP, M, B). Cabe mencionar que la escuela de Indiana, a diferencia de la escuela Gazzi-Dickinson, considera a los granos plutónicos como una unidad. Se adopta la escuela de Indiana dado que el tamaño de grano de las arenas de dunas es fino. Por otro lado si consideráramos el método Gazzi-Dickinson para nuestro análisis, sobreestimaríamos la composición de cuarzos, feldespatos y plagioclasas de las muestras, toda vez que los líticos plutónicos son fragmentos de roca y no monominerales (Weltje, 2002). En sedimento de dunas, el método Indiana puede usarse ya que el tamaño de grano es homogéneo, sin embargo, en otro ambiente pueden existir problemas cuando hay fragmentos de roca de gran tamaño y no se alcanza a contar el número de granos requeridos por lo que se utiliza el método Gazzi-Dickinson.

Se elaboraron diagramas ternarios de la composición de cuarzos totales ($Qt = Qm+Qp$), feldespatos totales ($Ft = F+P$) y líticos totales ($Lt = Lv+Ls+Lm+Lp$). Con ello se establece una comparación de la procedencia y la madurez mineral de los sistemas de dunas del Desierto de Altar y de Bahía Sebastián Vizcaíno. Por otra parte, análogamente con los tipos de areniscas definidos por Folk (1974), se clasifica al sedimento eólico de ambos sistemas. Además, se establecen los ambientes tectónicos en los que el sedimento queda clasificado (Folk, 1974; Pettijhon, 1975; Dickinson *et al.*, 1983; Potter, 1994; Carranza-Edwards *et al.*, 1998) y se analiza si dicha clasificación concuerda con el marco tectónico presente en el área de estudio. Se presentan dos diagramas ternarios Qt-Ft-Lt, en el primero se presentan el total de las estaciones muestreadas y en el segundo se presentan los valores promedio indicando la dispersión de los datos utilizando las regiones de los límites logísticos de confianza (Weltje, 2002). Los puntos que definen las regiones de los límites logísticos de confianza se calcularon utilizando el programa de computo de Weltje (2002); el cual se basa en el algoritmo descrito por el mismo autor (Weltje, 2002). Los diagramas ternarios, así como las regiones de los límites logísticos de confianza se graficaron utilizando el programa de computo Sigma Plot v. 2001. Se calculan los índice de madurez y de procedencia (Pettijhon, 1975) de los valores promedio de las localidades muestreadas para establecer diferencias en los procesos involucrados durante la entrada, transporte y depositación del sedimento.

Se elaboraron dos histogramas de la composición Qt-Ft-Lt, en el primer histograma se presentan los valores del total de las muestras analizadas y en el segundo histograma se presentan los valores promedio de cada localidad. A partir de la composición de la fracción de minerales accesorios (MO, MP, M y B), se elaboró un histograma representando la variación de bioclastos (B) y del resto de minerales accesorios no biógenos ($Acc = MO+MP+M$); además se calcularon las correlaciones B - MO, B - MP y B - M. A partir de los valores promedio para cada localidad, se calculó la relación de plagioclasas contra feldespatos totales (P/K) y la relación de bioclastos contra minerales accesorios no biógenos (B/Acc). Finalmente se calculó la composición normalizada de los siguientes grupos de minerales: (Ls-Lv-Lm+Lp) y (Mo-MP-M). Los índices e histogramas se calcularon con el objeto de establecer las diferencias composicionales entre las localidades muestreadas y así establecer la relación que guarda la composición mineralógica con los procesos de entrada, transporte y depositación del sedimento.

8.5. Geoquímica

La concentración de elementos mayores y elementos traza en la arena de las dunas se determinó realizando análisis por fluorescencia de rayos X (Muhs, 2001, 2003, 2004; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005). Las muestras se analizaron en el Laboratorio de Lugis del Instituto de Geología de la UNAM. La concentración de elementos mayores se presentan en porcentaje y la concentración de elementos menores se presenta en partes por millón. Las muestras se analizaron incluyendo todas las fracciones de tamaño de grano y no se realizaron digestiones de carbonatos u otros minerales.

Con base en la composición química de elementos mayores, se elaboraron diagramas ternarios de la concentración de sílice (SiO_2), óxidos de potasio, sodio y aluminio ($K_2O+Na_2O+Al_2O_3$) y óxidos de fierro, titanio y magnesio ($Fe_2O_3+TiO_2+MgO$). Utilizando estos diagramas, se establece una comparación de la procedencia y la madurez de los sistemas de dunas del Desierto de Altar y de Bahía Sebastián Vizcaíno. Se presentan dos diagramas ternarios de la composición geoquímica, en el primero se presentan el total de las muestras y en el segundo los valores promedio con la dispersión de los datos utilizando la regiones de los límites logísticos de confianza (Weltje, 2002). Los puntos que definen las regiones de los límites logísticos de confianza se calcularon utilizando el programa de computo de Weltje (2002); el cual se basa en el algoritmo descrito por el mismo autor (Weltje, 2002). Los diagramas ternarios, así como las regiones de los límites logísticos de confianza se graficaron utilizando el programa de computo Sigma Plot v. 2001.

Se elaboraron los diagramas bivariados $K_2O - Ba$, $K_2O - Rb$, $CaO - Sr$, $TiO_2 - Zr$ y se calcularon los índices respectivos a partir de los valores promedio para cada localidad. Se calcularon las correlaciones $Fe_2O_3 - TiO_2$, $Fe_2O_3 - MgO$, $K_2O - Ba$, $K_2O - Rb$, $CaO - Sr$, $TiO_2 - Zr$, $TiO_2 - V$ y $Ba - Rb$. Los diagramas divariados anteriores son utilizadas para establecer si existen unidades o celdas discretas de sedimento, o si el sedimento se encuentra mezclado y en que grado; de acuerdo con la composición de los minerales portadores y de la movilidad de dichos elementos en condiciones de intemperismo acuoso. Las correlaciones se calculan para asociar la concentración de los elementos a diferentes minerales pesados y opacos, así como a micas y feldespatos; y con ello ver si existen diferentes asociaciones minerales en las localidades muestreadas producto de los procesos en la entrada, transporte y depositación del sedimento.

La composición química semicuantitativa de algunos granos de arena representativos de apatitas, glauconitas, cloritas, anfíboles y minerales opacos se determinó realizando análisis por energía dispersiva de rayos X (EDX). El análisis EDX se realizó utilizando una microsonda acoplada a un microscopio de barrido electrónico (EDX-SEM). Se realizaron mapas para identificar y analizar los granos seleccionados dentro del microscopio de barrido electrónico. Los mapas se elaboraron utilizando fotografías de microscopio óptico y petrográfico de las láminas delgadas. Se tomaron algunas fotografías de granos representativos de apatitas, glauconitas y cloritas utilizando el microscopio petrográfico de transmisión; mientras que algunos granos representativos de minerales opacos fueron fotografiados en el microscopio petrográfico de reflexión. También se fotografiaron granos representativos de minerales opacos, hornblendas y cloritas en el microscopio de barrido electrónico. Los análisis EDX-SEM y las fotografías en microscopio óptico y petrográfico se realizaron en el laboratorio ambiental de microscopía electrónica del Scripps Institution of Oceanography de la Universidad de California en San Diego.

8.6. Análisis de conglomerados (*cluster*)

Se realizaron análisis de conglomerados a los resultados de granulometría, mineralogía y geoquímica por separado. Los resultados se presentan utilizando dendrogramas verticales y las distancias de vinculación se calculan a partir de las distancias euclidianas. Los análisis de conglomerados se realizaron utilizando el programa de computo Statistica versión 6.

9. Resultados

9.1. Morfología del Campo de Dunas

La morfología del campo de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno ha sido descrito previamente por Phleger & Ewing (1962), Inman *et al.* (1976) y Fryberger *et al.* (1990). Estos estudios se ha enfocado en las dunas y dorsales barcanes, así como en los sabkhas eólicos que yacen sobre las islas de barrera y sobre sus márgenes respectivamente. En el presente estudio, extendemos la descripción morfológica de las dunas y sabkhas de las zonas de barreras hacia las formaciones eólicas sedimentarias presentes sobre la planicie aluvial y sobre la costa al norte de la bahía. Las formaciones eólicas sedimentarias descritas en el presente estudio incluyen: dunas y dorsales barcanes, sabkhas, lechos arenosos semi-estabilizados, franjas de arena, dunas parabólicas semi-estabilizadas, dorsales y cuencas de deflación, nebkhas o dunas de copo, dunas en rama semi-estabilizadas y dunas lineales vegetadas. Las formaciones eólicas sedimentarias del área de estudio se extienden desde la línea de costa hasta el pie de la Sierra Peninsular y de la Sierra Vizcaíno de San Andrés cubriendo la planicie aluvial del Vizcaíno (Figura 9).

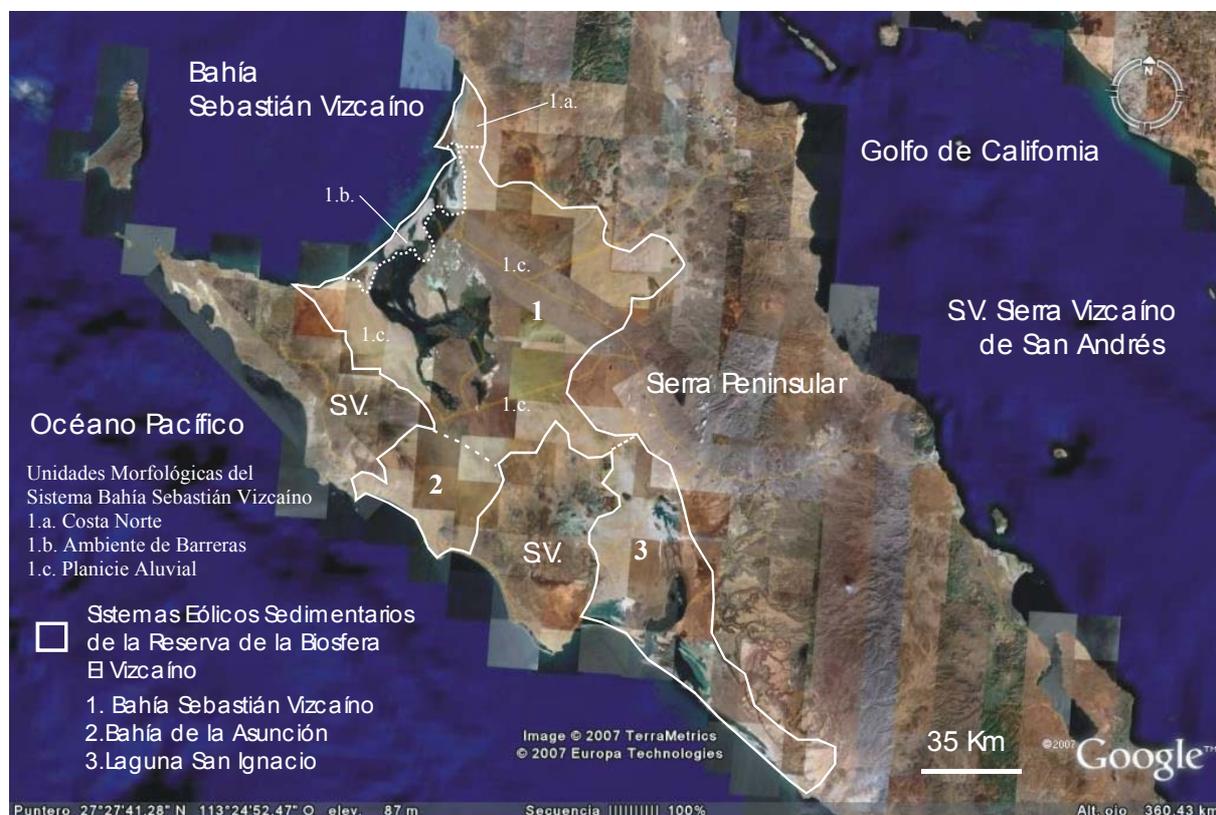


Figura 9. Sistemas eólicos sedimentarios de la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno.

El sistema eólico sedimentario circunscribe un complejo lagunar conformado por las lagunas Ojo de Liebre, Guerrero Negro y Manuela (Figura 10). Dentro de la laguna Ojo de Liebre, se presenta un banco de conchas de bivalvos el cual da origen a Isla Conchas (Figuras 11 y 12).



Figura 10. Complejo lagunar de la Bahía Sebastián Vizcaíno integrado por las lagunas (1) Ojo de Liebre, (2) Guerrero Negro y (3) Manuela. Imagen de transbordador espacial (NASA, 1997). (a) Islas de barrera, (b) planicie aluvial, (c) planicies de evaporación, (d) posas de evaporación, (e) marismas, (f) sabkhas, (g) Isla Conchas.

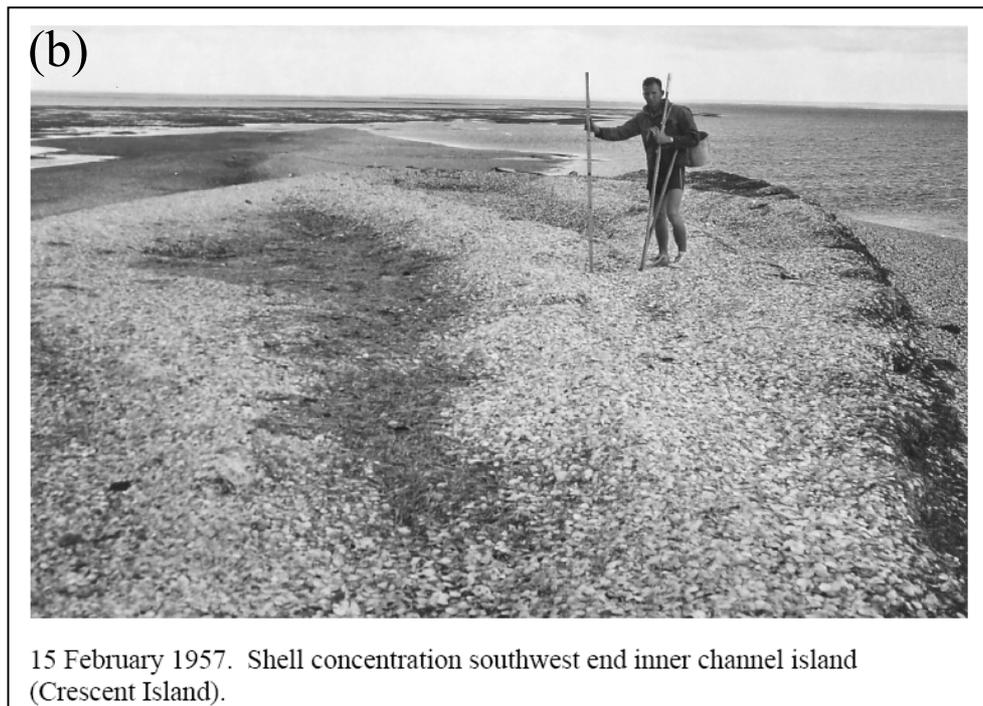
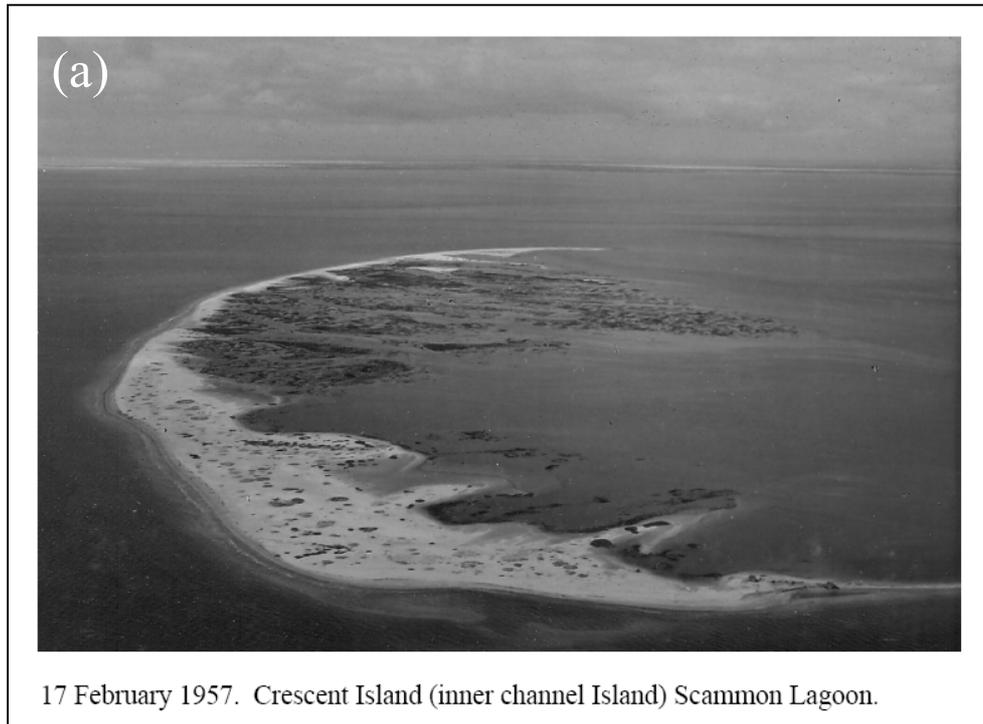


Figura 11. (a) Isla Conchas (Isla Creciente), se localiza dentro de la Laguna Ojo de Liebre a 6.5 Km de la boca. Presenta una forma creciente, alargada y estrecha, con el lado convexo hacia la boca y esta compuesta por abundantes conchas. (b) Concentración de conchas de bivalvos en Isla Creciente. Fotografías tomadas de los archivos de Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography, UCSD.

La línea de costa que limita al sistema eólico sedimentario con la Bahía Sebastián Vizcaíno esta representada en los tercios sur y medio por una serie de islas y playas de barrera intercaladas con las bocas de las lagunas Ojo de Liebre, Guerrero Negro y Manuela (Figura 10). Detrás del ambiente de barreras se presentan marismas y depósitos marginales de sedimento denominados de sabkhas (Figura 10). El tercio norte se encuentra delimitado por una discontinuidad que se presenta entre el ambiente de barreras y la costa al norte de la bahía. Dicha discontinuidad esta marcada por un escalonamiento de la configuración de la línea de costa, ocasionado por la presencia de un cono volcánico, el cual conforma una saliente rocosa localizada entre dos ambientes de playa (Figura 12). Es notable la formación de una caleta al sur del cono volcánico en el extremo norte de la isla de barrera de Laguna Manuela (Figura 12). Los márgenes de las lagunas están representados por planicies de inundación intermareales, posas y planicies de evaporación y sabkhas (Figura 10). Dentro de Laguna Manuela, el margen de la cabeza de la laguna representa una línea convexa hacia el mar; detrás de ella, tierra adentro, se observan los restos de un cauce de río seco cubierto con sedimento (Figura 12). Sobre la planicie aluvial se observan lechos secos de ríos que nacen en la Sierra Peninsular y la Sierra Vizcaíno de San Andrés y desembocan sobre la planicie aluvial, la costa y las lagunas. En la localidad de La Bombita se aprecia el lecho de río con mayor desarrollo, el cual nace en la Sierra Peninsular y desemboca sobre la planicie aluvial al NE del área de estudio.

La transgresión y evolución del sistema eólico sedimentario produce una sucesión de ambientes y de dunas, dando origen a tres unidades morfológicas con arquitecturas complejas distintas. Las unidades morfológicas están representadas por: (1) la costa al norte de la bahía, (2) el ambiente de barreras y (3) la planicie aluvial (Figura 9). En el ambiente detrás de las barreras, las marismas han sido remplazadas por sabkhas, lechos arenosos, dunas y dorsales barcanes en transgresión (Figuras 13, 14, 15). Tierra adentro, la planicie aluvial es remplazada por lechos arenosos simples y complejos y por dunas barcanes en transgresión (Figura 16). Los diferentes tipos de formaciones eólicas sedimentarias presentes dentro del área de estudio coalescen y se superponen presentando diferentes grados de deformación, lo que produce la arquitectura compleja del sistema. Dentro del área de estudio encontramos formaciones eólicas sedimentarias tanto libres de cubierta vegetal como parcialmente cubiertas con vegetación (semi-estabilizadas). La cubierta vegetal de las formaciones eólicas sedimentarias es mas densa en la costa norte y en la planicie aluvial que en el ambiente de barreras.



Figura 12. Laguna Manuela y la costa al norte de la bahía. Transición con la planicie aluvial Guerrero Negro. Al centro, los lechos arenosos semi-estabilizados de Guerrero Negro. La configuración de la línea de playa de dichos lechos arenosos y el cauce relicto al lado opuesto sugieren un delta relicto enterrado. Al lado derecho de los lechos arenosos, la partición de arena de Guerrero Negro conectando la isla de barrera sur de la laguna Manuela con tierra firme. Al centro arriba, la línea blanca representa el frente de una supuesta barrera Pleistocénica (Phleger & Ewing, 1962; Inma *et al.*, 1966, Fryberger *et al.*, 1990).



14 February 1957. Marsh southwest of Turtle Camp #1.

Figura 13. Transgresión de dunas y dorsales barcanes en proceso de sucesión de la marisma en la Laguna Guerrero Negro. Fotografía tomada de los archivos de Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography, UCSD.



14 February 1957. Sand migration across marsh near entrance to Guerrero Negro looking southwest.

Figura 14. Transgresión de lechos arenosos en proceso de sucesión de la marisma en la Laguna Guerrero Negro. Fotografía tomada de los archivos de Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography, UCSD.



14 February 1957. Sand migration across marsh near entrance to Guerrero Negro looking southwest.

Figura 15. Transgresión de sabkhas, lechos arenosos, dunas y dorsales barcanes en proceso de sucesión de la marisma en la Laguna Guerrero Negro. Fotografía tomada de los archivos de Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography Archives, UCSD.



19 May 1960. Barchan dunes on southeast projection of dunes.

Figura 16. Transgresión de dunas barcanes en proceso de sucesión de la planicie aluvial. Las dunas barcanes se presentan en diferentes estados de desarrollo, mostrando el proceso de replicación el cual ocurre sincrónicamente con la migración de las dunas. Fotografía tomada de los archivos de Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography Archives, UCSD.

Costa Norte

Las formaciones eólico-sedimentarias que caracterizan la unidad morfológica de la costa norte de la Bahía Sebastián Vizcaíno (Figura 17) están representadas por superficies deflacionales localizadas a lo largo de la supraplaya y lechos arenosos complejos semi-estabilizados (cubiertos con vegetación). Tierra adentro, sobre la planicie costera se presentan formaciones eólicas menores como lechos arenosos semi-estabilizados, dunas lineales vegetadas y dunas en rama.



Figura 17. Unidad morfológica Costa Norte. (a) Lechos arenosos, (b) cauces secos de ríos, (c) depresión intradunar mayor, (d) cono volcánico y (e) posa de lava.

Las superficies deflacionales al sur de la unidad morfológica están representadas por dorsales, mientras que en el norte están representadas por dorsales y cuencas. Las dorsales y cuencas deflacionales presentan diferentes grados de cubierta vegetal y se localizan en la supraplaya en la transición con los lechos arenosos (Figura 18 y 19). Los lechos arenosos al norte de la unidad morfológica presentan una arquitectura simple (Figura 18); mientras que al sur, los lechos arenosos se caracterizan por presentar una arquitectura compleja (Figura 19). Sobre los lechos arenosos del sur de la unidad morfológica yacen dunas parabólicas elongadas que coalescen y superponen presentando diferentes grados de deformación y de cubierta vegetal (Figura 19). Al sur de la unidad morfológica se observan depresiones intradunares bordeadas por los lechos

arenosas, ubicadas cerca de la costa; las cuales presentan planicies de evaporación (Figura 19). En la transición con la planicie aluvial, los lechos arenosos presentan una estratificación expuesta escalonada (Figura 18 y 19). El horizonte superficial presenta un color gris claro mientras que el horizonte subyacente presenta un color pardo claro (Figura 18); ambos horizontes se encuentran parcialmente cubiertos con vegetación (semi-estabilizados).



Figura 18. Lechos arenosos semi-estabilizados de la Costa Norte. (a) cuenca deflacional, (b) horizonte superficial, (c) horizonte subyacente, (d) carretera estatal.



Figura 19. Lechos arenosos complejos semi-estabilizados al sur de la Costa Norte. (a) Cuenca deflacional, (b) dorsal deflacional, (c) dunas parabólicas elongadas coalescentes y superimpuestas con diferentes grados de deformación, (d) estratificación expuesta.

En las Figuras 20a y 20b podemos observar la distancia que existe entre el borde del lecho arenoso y el margen de la posa de lava localizada al norte de la unidad morfológica. Dicha distancia ha permanecido constante al menos a partir de de 1957.

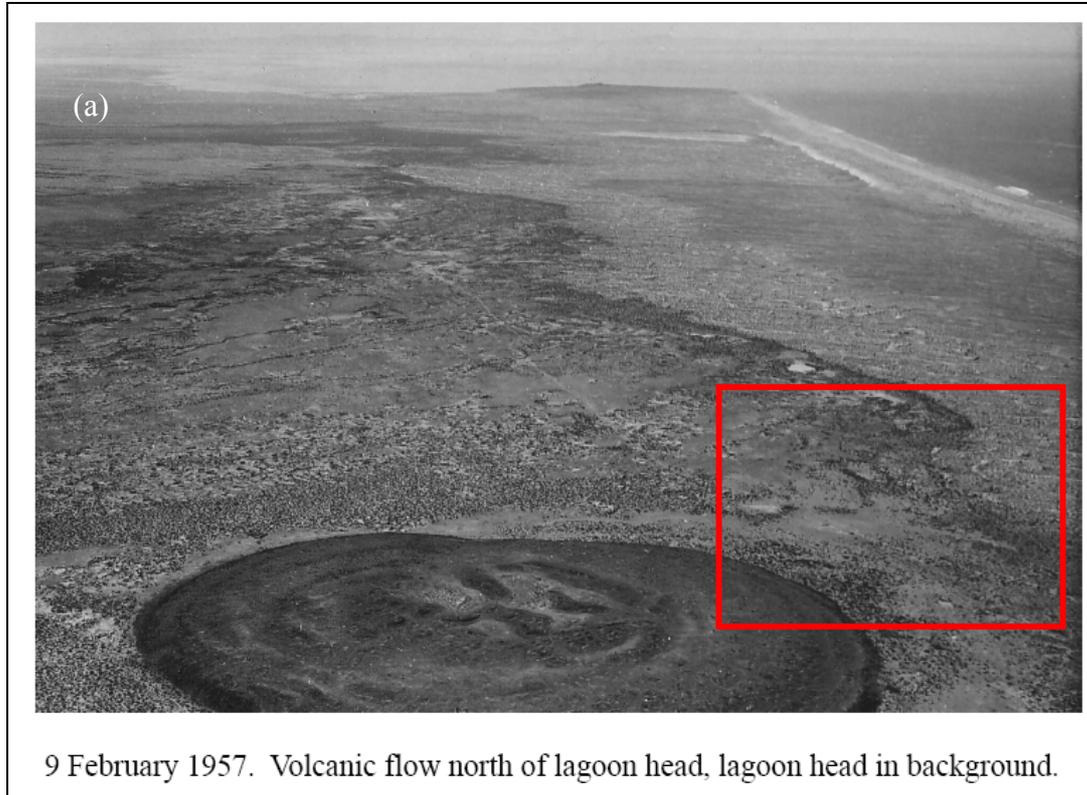


Figura 20. El cuadro rojo de las figuras 20a y 20b muestra la distancia que existe entre el lecho arenoso y la posa de lava. Fotografía (a) tomada de los archivos de Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography, UCSD.

La distancia que existe entre la dorsal deflacional y la depresión intradunar mayor ha permanecido sin cambios por lo menos a partir de 1957 (Figuras 21a y 21b), indicando que la dorsal deflacional no ha migrado tierra adentro significativamente.

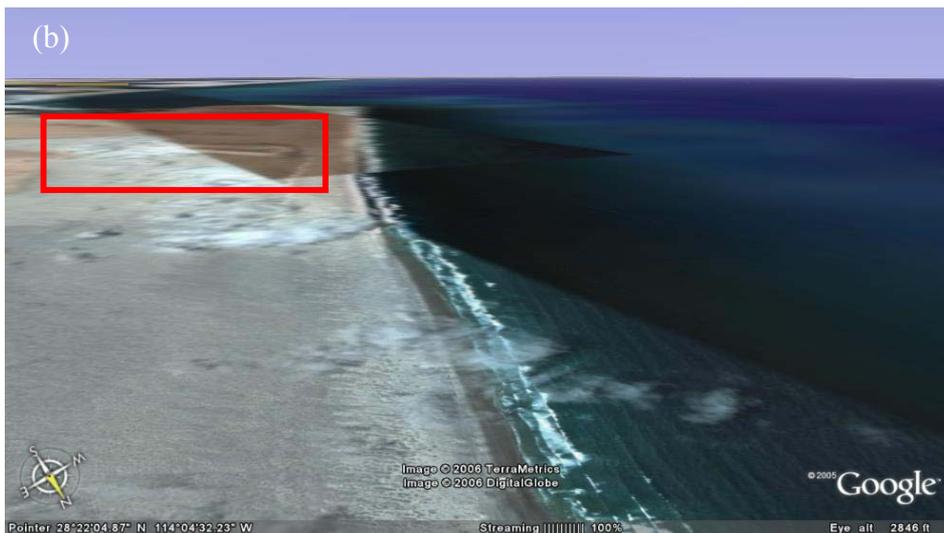
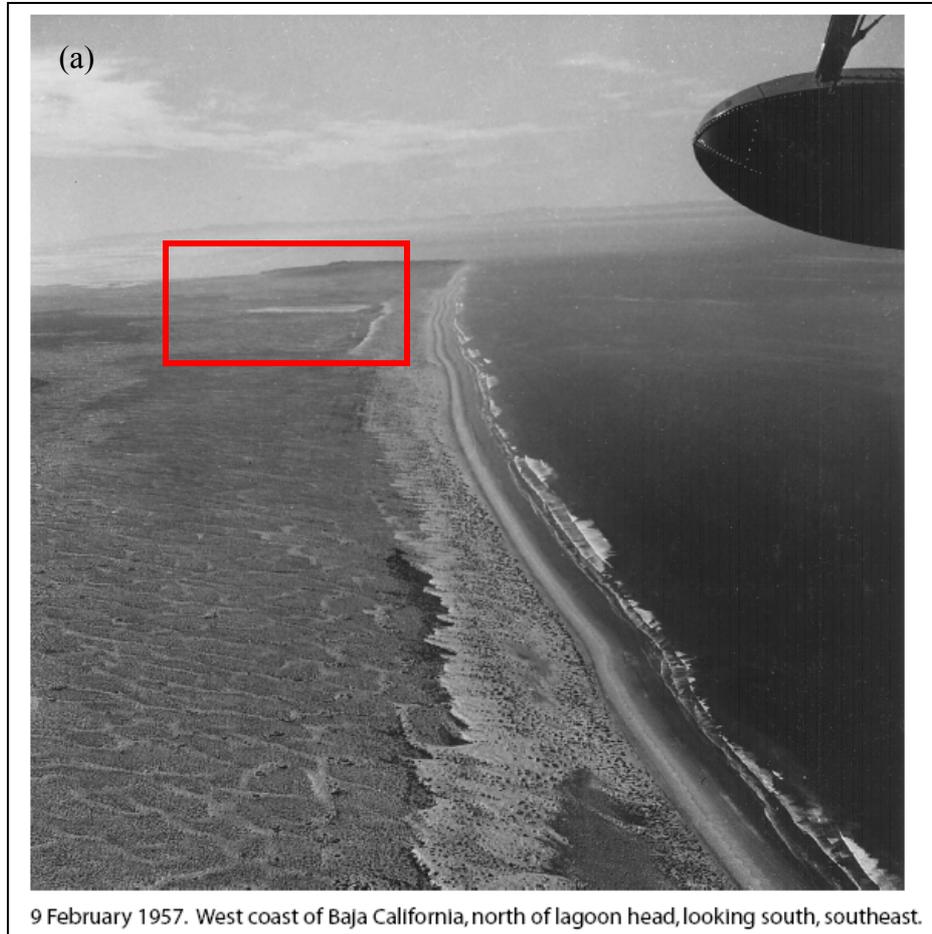


Figura 21. En el cuadro rojo de las figuras 21a y 21b se aprecia la distancia que existe entre la dorsal deflacional y la depresión intradunar mayor; misma que ha permanecido sin cambios desde 1957. Fotografía (a) tomada de los archivos de Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography Archives, UCSD.

Ambiente de Barreras

La unidad morfológica del ambiente de barreras está representada por campos de dunas barcanes complejos que yacen sobre las islas de barrera, playas de barrera y particiones de arena localizadas en las lagunas Ojo de Liebre, Guerrero Negro y Manuela. La complejidad de la arquitectura se debe a la presencia de superficies deflacionales, dunas y dorsales barcanes (Figuras 24 y 25), lechos arenosos y dunas lineales dentro del campo de dunas. Dichas formaciones, en algunos casos, coalescen y se superimponen presentando diferentes grados de deformación. Las dunas presentes en el ambiente de barreras prácticamente se encuentran libres de cubierta vegetal y ocasionalmente se encuentran parches de vegetación sobre ellas (Figura 22). La vegetación presenta su mayor densidad en la supraplaya y en las superficies deflacionales localizadas sobre ésta (Figura 23).



Figura 22. Duna lineal coalesciendo perpendicularmente a una dorsal barcán en la localidad de Guerrero Negro. Sobre algunas crestas se aprecian parches incipientes de vegetación. Fotografía viendo al NW. Por Hugo Zolezzi Ruiz, Archivos del ICMYL, UNAM, 2005.



17 February 1957. Ocean beach between Scammon and Guerrero Negro.

Figura 23. Vegetación en la supraplaya de Isla de Arena. Fotografía tomada de los archivos de Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography, UCSD.



Figura 24. Dorsales barcanes en la localidad de Laguna Manuela. Fotografía viendo al NE. Por Hugo Zolezzi Ruiz, Archivos del ICMYL, UNAM, 2005.



9 February 1957. Dunes at Guerrero Negro.

Figura 25. Dorsales barcanes en la localidad de Guerrero Negro. Fotografía tomada de los archivos de Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography, UCSD.

Los sabkhas eólicos se presentan en Laguna Manuela en los bajos de las lagunas bordeando los campos de dunas barcanes. Los campos de dunas se encuentran limitados hacia el mar por superficies deflacionales vegetadas representadas por cuencas y dorsales (Figura 26). Isla de Arena presenta algunos rasgos indicativos de erosión. Las fotografías recientes y de 1957 muestran que un brazo de la laguna Ojo de Liebre se ha internado en Isla de Arena. Además, las superficies de deflación en Isla de Arena han dejado expuestas antiguas líneas de costa (Fig. 26).



Figura 26. Detalle de Isla de Arena mostrando los cambios que presenta la isla de barrera entre 1957 y 2002. (a) Fotografía de transbordador espacial (NASA, 2002), (b) Fotografía tomada de de los archivos de Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography, UCSD. (1) Antiguas líneas de costa, (2) dorsal deflacional, (3) cuenca deflacional, (4) brazo de la Laguna Ojo de Liebre.

Los lechos arenosos que actualmente yacen sobre las islas de barrera difieren de los lechos arenosos observados en los ambientes detrás de las barreras en las fotografías de 1957 y de los lechos arenosos de la costa norte y de la planicie aluvial. Los lechos arenosos actuales localizados en el ambiente de barreras son resultado de la deformación de dunas y dorsales barcanes sobrepuestas y coalescientes (Figura 27).



Figura 27. Campo de dunas barcanes en la localidad de Guerrero Negro. (1) Lechos arenosos, (2) dunas barcanes coalescientes. Fuente www.acmphoto.com (2006).

Durante la pleamar, en los casos en donde el nivel del terreno de las islas de barrera y de los espacios interdunares lo permiten, el agua inunda los espacios interdunares afectando los flancos de las dunas (Figura 28).

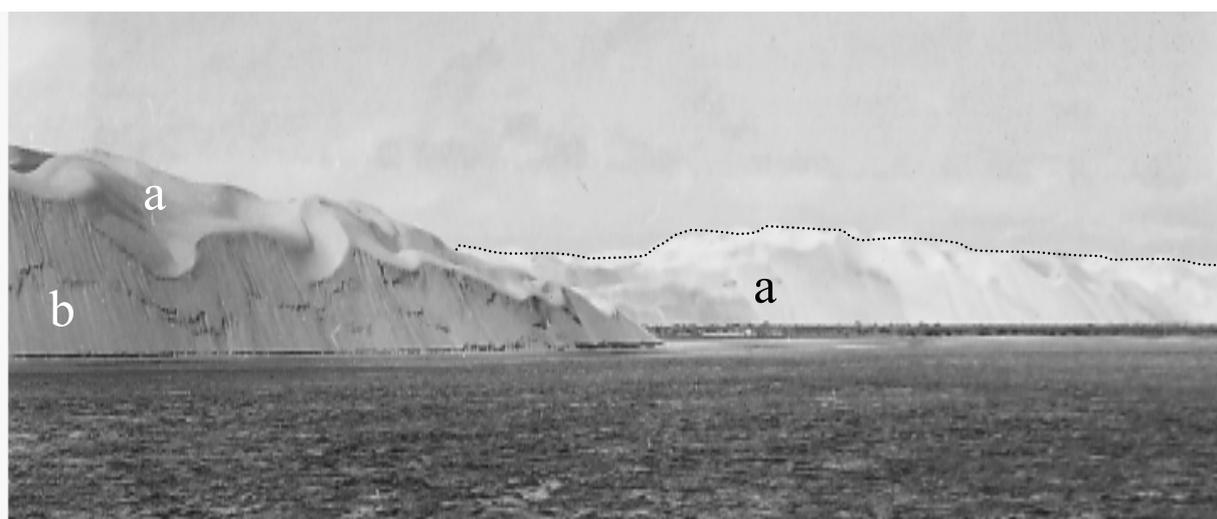


Figura 28. Espacio interdunar en la localidad de Laguna Manuela. El espacio interdunar, en color oscuro (1), está sujeto a inundación durante la pleamar. Fotografía viendo al N. Por Hugo Zolezzi Ruiz, Archivos del ICMyL, UNAM, 2005.

Planicie Aluvial

La planicie aluvial está caracterizada por campos de dunas lineales vegetadas complejas, los cuales presentan diferentes grados de estabilización (cubierta vegetal). El sistema de dunas lineales vegetadas se encuentra delimitado tierra adentro por la Sierra de Vizcaíno de San Andrés y por la Sierra Peninsular. Además presenta zonas de transición con el ambiente de lagunas y con el ambiente de barreras al SW de la planicie aluvial.

La zona de transición con el ambiente de barreras define la región SW, la cual se distingue del resto de la planicie aluvial ya que solamente en ésta región se presenta un campo de megadorsales barcanes de hasta 30m de altura (Figura 29). Las megadorsales barcanes se extienden sobre la planicie costera del margen oriental de la Península Vizcaíno, desde el ambiente de barreras en la boca de la Laguna Ojo de Liebre hasta el tercio medio de la Sierra Vizcaíno de San Andrés. Las megadorsales barcanes no presentan una cubierta vegetal significativa, presentando parches mínimos sobre algunas de las crestas. Las megadorsales barcanes presentan cierto grado de actividad (migración), lo que se aprecia por la presencia de superficies de deslizamiento de arena que muestran sobre sus flancos orientados hacia en el margen de la Laguna Ojo de Liebre (Figura 29).



15 February 1957. Dunes south of entrance of Scammon Lagoon.

Figura 29. Dorsales barcanes al suroeste de la laguna Ojo de Liebre. Altura de las dorsales ~ 30m. Tomada de los archivos de Douglas Inman del Scripps Institution of Oceanography, UCSD. (a) Dorsales barcanes, (b) superficies de deslizamiento.

Sobre los márgenes de las Laguna Ojo de Liebre, Guerrero Negro y Manuela, en las cabezas de las lagunas, se presentan en mayor o menor grado y en diferentes combinaciones marismas, planicies intermareales, planicies de evaporación, posas de evaporación y sabkhas (Figura 30). En la transición con el sistema de dunas lineales vegetadas se presentan lechos arenosos cubiertos con dunas parabólicas elongadas (Figura 30) u otros tipos de dunas (Figura 31), las cuales presentan diferentes grados de deformación. En algunos casos los lechos arenosos semi-estabilizados que se localizan en la transición con el sistema de dunas lineales vegetadas presentan arquitecturas simples. En ambos casos, los lechos arenosos semi-estabilizados, ya sean simples o complejos, evolucionan morfológicamente viento abajo dando origen al sistema de dunas lineales vegetadas de la planicie aluvial (Figura 30). Tierra adentro, al alejarse de las cabezas de las lagunas, los lechos arenosos masivos van desvaneciéndose desarrollándose franjas de arena (Figura 31) hasta que las franjas se desvanecen y la arena eólica se integra al sistema de dunas lineales vegetadas complejas de la planicie aluvial.

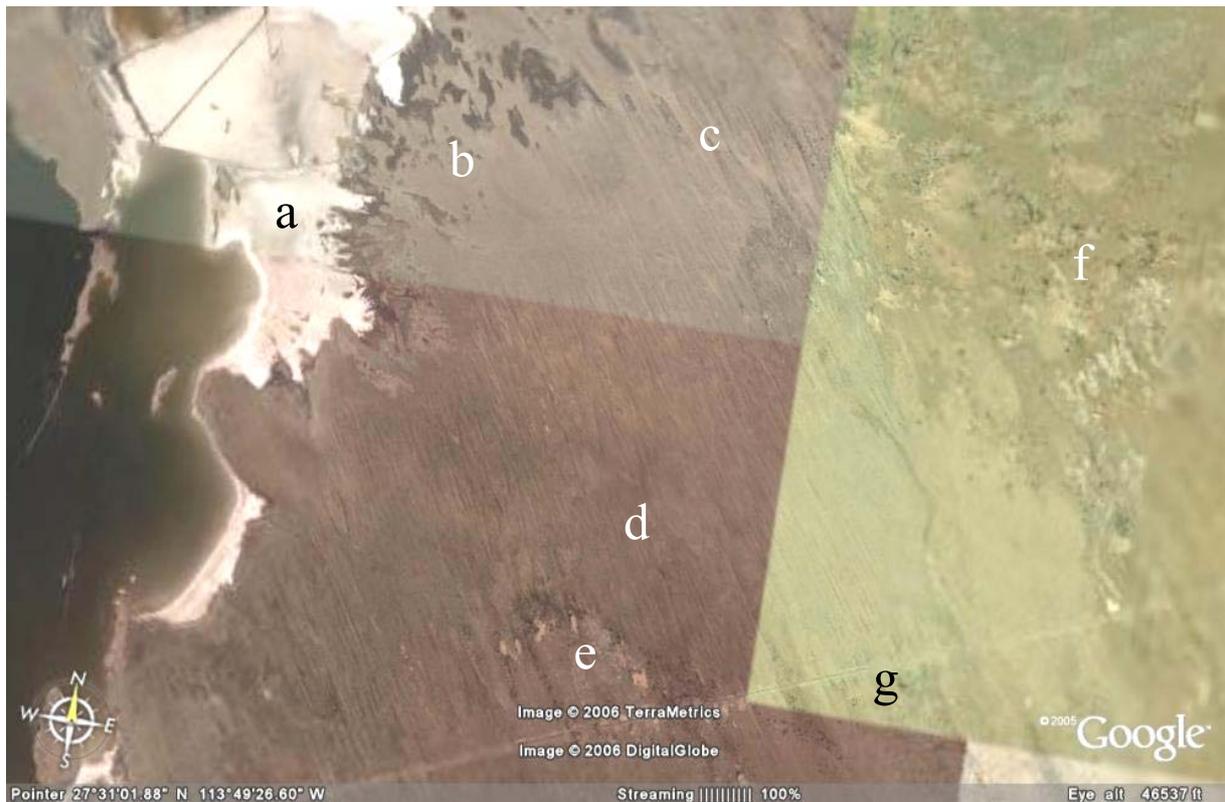


Figura 30. Zona de transición entre la Laguna Ojo de Liebre y la planicie aluvial. (a) Planicie de evaporación, (b) sabkhas, (c) dunas parabólicas alongadas semi-estabilizadas con diferentes grados de deformación, (d) dunas lineales vegetadas, (e) depresión intradunar, (f) piso de la planicie, (g) carretera.

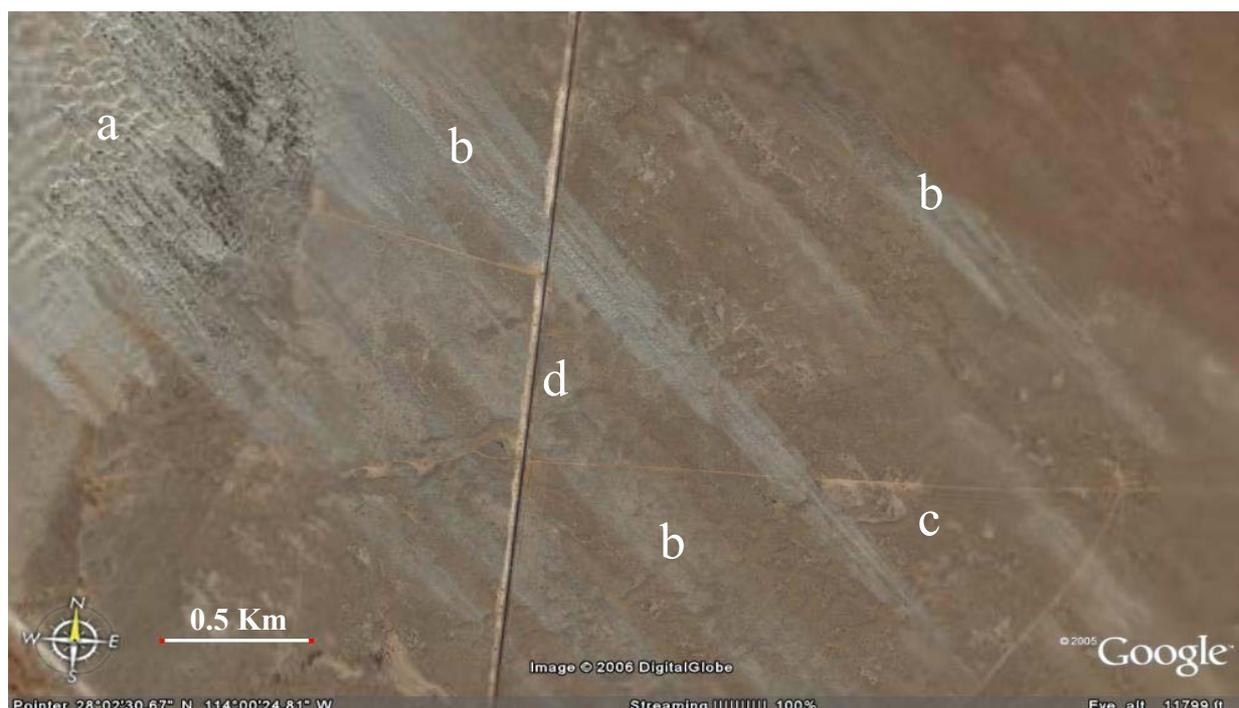


Figura 31. Zona de transición entre la Laguna Guerrero Negro y la planicie aluvial. (a) Lechos arenosos complejos semi-estabilizados presentando dorsales barcanes semi-estabilizadas con diferentes grados de deformación, (b) franjas de arena, (c) piso de la planicie aluvial, (d) carretera.

Resulta notable la presencia de un campo de dorsales barcanes semi-estabilizadas que se desarrolla sobre lechos arenosos semi-estabilizados en el extremo de uno de los brazos de la Laguna Ojo de Liebre (Figuras 32, 33 y 34), el cual no ha sido reportado previamente y que presentan una extensión aproximada de 1.2 Km².



Figura 32. Localización del campo de dorsales barcanes semi-estabilizadas ubicada cerca de la cabeza de la laguna Ojo de Liebre. El cuadro rojo indica la localización del campo de dunas dentro del área de estudio.



Figura 33. Acercamiento sobre el brazo de la laguna Ojo de Liebre en donde se localiza el campo de dorsales barcanes semi-estabilizadas. El cuadro rojo indica la localización del campo de dunas en el extremo del brazo de la laguna. (a) Campo de dorsales barcanes semi-estabilizadas, (b) lechos arenosos semi-estabilizados, (c) lecho seco del extremo del brazo de la laguna, (d) dunas lineales vegetadas complejas, (e) cauce de seco de río, (f) vertiente de la Sierra de Vizcaíno de San Andrés.



Figura 34. Campo de dorsales barcanes semi-estabilizadas localizado cerca de la cabeza de la Laguna Ojo de Liebre. El campo de dunas presenta una extensión de 1.2 Km². (a) Campo de dorsales barcanes semi-estabilizadas, (b) lechos arenosos semi-estabilizados, (c) lecho seco del extremo del brazo de la laguna.

El resto de planicie aluvial está caracterizada por campos de dunas lineales vegetadas complejas, intercaladas con el piso de la planicie sobre el que se depositan y erosionan sincrónicamente efímeras capas de sedimento eólico. Las dunas lineales vegetadas caracterizan la superficie de la planicie aluvial, dándole una textura rayada (Figura 35). Los campos de dunas lineales se presentan cubriendo la mayor parte de la extensión de la planicie aluvial, sin embargo existen zonas de la planicie en donde no se presentan éstas dunas. Las dunas lineales vegetadas alcanzan longitudes de hasta 20 Km y presentan su perfil transversal típico redondeado con alturas y desarrollos transversales de hasta 6m y 10m respectivamente (Figura 35). Algunas dunas lineales vegetadas convergen, mientras que algunas otras divergen, presentando las típicas formas de ramificación en “Y” de las dunas lineales vegetadas (Figura 35). Los campos de dunas lineales vegetadas complejas presentan diferentes arquitecturas, en donde las formaciones eólico-sedimentarias que los integran coalescen y se superponen presentando diferentes grados de deformación. Los campos de dunas lineales vegetadas complejas se encuentran integrados en diferente grado y en diferentes combinaciones por dunas lineales vegetadas, lechos arenosos semi-estabilizados (vegetados), dunas en rama y nebkhas.



Figura 35. Dunas lineales vegetadas que yacen sobre la planicie aluvial. (a) Dunas lineales vegetadas, (b) piso de la planicie aluvial, (c) intersecciones en “Y”.

En algunas zonas de la planicie aluvial en donde se presentan trampas de sedimento eólico, representadas por la presencia de vegetación, se forman parches o unidades aisladas de lechos arenosos complejos semi-estabilizados que yacen sobre dunas lineales vegetadas. Estos lechos arenosos complejos semi-estabilizados están integrados por dunas en rama y nebkhas (Figuras 36, 37).



Figura 36. Unidad aislada de lechos arenosos complejos dispuestos sobre dunas lineales vegetadas en la planicie aluvial. (a) Dunas lineales vegetadas, (b) lechos arenosos, (c) piso de la planicie aluvial, (d) dunas en rama.

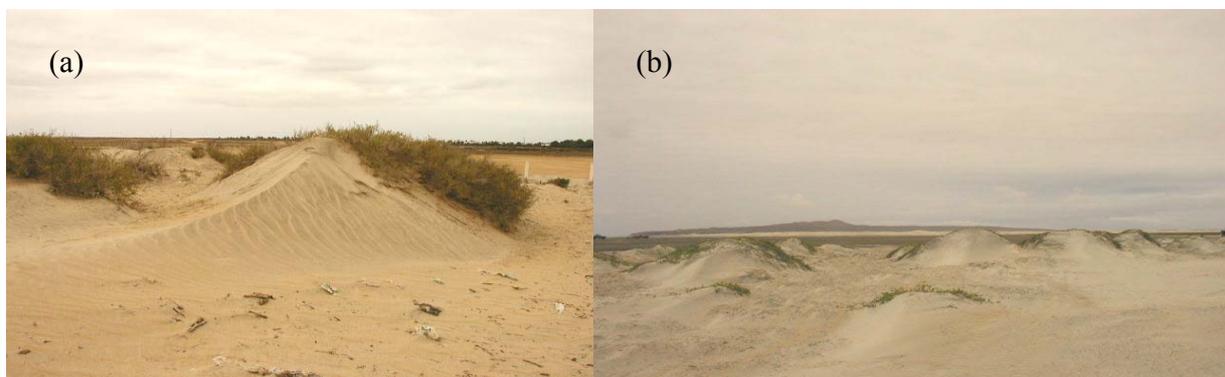


Figura 37. Nebkhas (dunas copo) yaciendo sobre lechos arenosos. (a) Localidad de Exportadora de Sal, (b) localidad del Vizcaíno. Máximas dimensiones de las nebkhas: altura 1m, longitud 3m, ancho 2m. Fotografía por Hugo Zolezz-Ruiz (2005). Archivos del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

9.2. Distribución de Tamaño de Grano

Las características de la distribución de tamaño de grano (Tabla 1) indican que la arena de las dunas se encuentra dentro del rango de arenas finas a medias, en el intervalo de 1.539ϕ a 2.769ϕ (0.344 mm a 0.147 mm), con clasificaciones en el rango de bien a mal clasificadas dentro del intervalo de 0.3620ϕ a 1.005ϕ , con asimetrías muy gruesas a muy finas en el intervalo de -0.491 a $+0.164$ y curtosis en el rango de muy platicúrticas a muy leptocúrticas en el intervalo de 0.6620 a 1.582 . El gran promedio de las características de la distribución de tamaño de grano de la arena de las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno son: tamaño gráfico promedio 2.4899ϕ (0.161 mm); arenas bien clasificadas $\sigma = 0.4609 \phi$; simétricas $S_{ki} = -0.0152$; y mesocúrticas $K_G = 1.0227$ (Tabla 1). Los valores promedio de los parámetros de la distribución granulométrica de cada localidad marcan diferencias entre ellas. En la región de la costa norte los valores promedio indican que la localidad de Playa Pacheco Norte (PPN) presenta tamaños de grano más finos que la localidad de Playa Pacheco Sur (PPS), y los valores de clasificación son más finos en PPN que en PPS (Tabla 1). El ambiente de barreras y la costa norte se diferencian entre sí mostrando una transición entre las localidades de Playa Pacheco Sur y Laguna Manuela, en donde los valores promedio muestran tamaños de grano relativamente más gruesos y asimetrías relativamente más finas en PPS (Tabla 1). En el ambiente de barreras, sobre la línea de costa, los valores promedio muestran que la localidad de Laguna Manuela presenta tamaños de grano relativamente más finos que la localidad de Isla de Arena (Tabla 1). Por otro lado, Isla de Arena presenta valores de asimetría negativos y una clasificación moderada, mientras que Laguna Manuela presenta valores de asimetría positivos y una buena clasificación (Tabla 1). Viento abajo, alejándonos de la costa, la localidad de Guerrero Negro presenta tamaños de grano relativamente más finos y mejor clasificados que la localidad de Laguna Manuela ubicada más cerca de la costa (Tabla 1). La localidad de Puerto Chaparrito, localizada sobre una partición de arena detrás de Isla de Arena presenta tamaños de grano relativamente más gruesos que Isla de Arena (Tabla 1). Algunas localidades de la planicie aluvial presentaron tamaños de grano relativamente más finos que las localidades del ambiente de barreras (Tabla 1). La Bombita, ubicada viento debajo de la localidad de Guerrero Negro, presento tamaños de grano relativamente más gruesos, con simetrías más finas y menos clasificados que Guerrero Negro (Tabla 1). Exportadora de Sal, ubicada relativamente más cerca de la costa que el resto de las localidades de la planicie aluvial, presento tamaños de grano relativamente más gruesos que las localidades La Bombita y Vizcaíno (Tabla 1). La localidad del Vizcaíno presentó el tamaño de grano más fino de las localidades de la planicie aluvial (Tabla 1).

Tabla 1. Distribución de Tamaño de Grano

Localidades	Mz	Clasificación	SKi	K _G
PLAYA PACHECO NORTE				
PPN1F	2.5960	0.3970	0.0690	0.9900
PPN1C	2.5360	0.3910	0.0530	0.9870
PPN2F	2.5260	0.4030	0.0630	1.0000
PPN2C	2.5420	0.3990	0.0600	0.9950
PPN3F	2.5610	0.3910	0.0610	0.9850
PPN3C	2.5690	0.3760	0.0570	0.9970
Promedio	2.5550	0.3928	0.0605	0.9923
PLAYA PACHECO SUR				
PPS1F	2.3590	0.3910	0.0130	0.9690
PPS1C	2.3140	0.4000	0.0070	0.9650
PPS3F	2.2010	0.4410	0.0170	0.9710
PPS3C	2.3770	0.4480	0.0120	1.0290
PPS5F	2.4360	0.4050	0.0200	0.9920
PPS5C	2.4520	0.4010	0.0270	0.9830
PPS7F	2.4460	0.4000	0.0360	0.9840
PPS7C	2.4830	0.4050	0.0520	1.0050
Promedio	2.3835	0.4114	0.0230	0.9873
LAGUNA MANUELA				
LM1W	2.4860	0.4360	-0.0390	1.0290
LM1C	2.5370	0.4620	-0.0240	1.0160
LM1S	2.4070	0.4320	-0.0510	1.0400
LM3W	2.6990	0.3690	0.0490	0.9650
LM3C	2.5880	0.3850	0.0400	0.9710
LM3S	2.6570	0.3720	0.0430	0.9640
LM5W	2.5710	0.4050	0.0230	0.9850
LM5C	2.5800	0.3940	0.0450	0.9770
LM5S	2.5200	0.4020	0.0020	0.9790
LM7W	2.5540	0.4030	0.0130	0.9780
LM7C	2.5870	0.3920	0.0370	0.9700
LM7S	2.5860	0.3790	0.0250	0.9620
Promedio	2.5643	0.4026	0.0136	0.9863
PUERTO CHAPARRITO				
PC1W	1.8750	0.7760	-0.2400	0.9360
PC1C	2.2810	0.5550	-0.1320	1.1700
PC1S	2.2400	0.4910	-0.0970	1.0830
PC3W	2.2080	0.5900	-0.1720	1.1470
PC3C	2.0260	0.7160	-0.2220	1.1470
PC3S	2.2510	0.5150	-0.1450	1.1630
PC4W	2.4870	0.3830	0.0150	0.9760
PC4C	2.5060	0.3870	0.0090	0.9810
PC4S	2.4130	0.3830	0.0090	0.9540
Promedio	2.2541	0.5329	-0.1083	1.0619
ISLA DE ARENA				
IA1W	2.0940	0.9040	-0.4550	0.9910
IA1C	2.4510	0.5430	-0.1840	1.2590
IA1S	2.0280	1.0010	-0.4910	0.8470
IA3W	2.4030	0.6360	-0.2690	1.4240
IA3C	2.4980	0.4660	-0.0890	1.0840
IA3S	2.5930	0.4000	-0.0090	0.9850
IA4W	2.2890	0.7990	-0.4170	1.5070
IA4C	2.1970	0.7720	-0.3480	1.1430
IA4S	2.6080	0.4050	-0.0110	0.9910
IA5W	2.6230	0.4000	0.0000	0.9870
IA5C	2.5910	0.4160	-0.0250	1.0060
IA5S	2.6190	0.3970	-0.0040	0.9870
Promedio	2.4162	0.5949	-0.1918	1.1009

Tabla 1 (continuación). Distribución de Tamaño de Grano

Localidades	Mz	Clasificación	SKi	K _G
GUERRERO NEGRO				
LG1INTER	1.7400	1.1290	-0.4090	0.6620
LG1W	2.6740	0.3620	0.0250	0.9520
LG1C	2.6590	0.3740	0.0240	0.9600
LG3W	2.6220	0.3920	0.0170	0.9780
LG3C	2.5280	0.4330	-0.0240	1.0090
LG3S	2.5330	0.3970	-0.0050	0.9710
LG6W	2.6570	0.3800	0.0060	0.9710
LG6C	2.5970	0.3950	0.0030	0.9750
LG6S	2.6140	0.3900	-0.0070	0.9830
LG7F	2.7100	0.3640	0.0330	0.9570
LG7C	2.7470	0.3630	0.0420	0.9720
Promedio	2.6341	0.385	0.0114	0.9728
EL VIZCAINO				
V1F	2.6460	0.3950	0.0510	0.9910
V1C	2.7020	0.3990	0.0670	0.9840
V5F	2.6190	0.3820	0.0530	0.9750
V5C	2.6320	0.3920	0.0370	0.9840
V7F	2.6790	0.4070	0.0620	0.9910
V7C	2.6700	0.4260	0.0430	1.0080
V9F	2.6770	0.3780	0.0460	0.9590
V9C	2.6320	0.4130	0.0470	1.0000
V11F	2.4510	0.4560	0.0350	1.0280
V11C	2.4320	0.3910	0.0420	0.9630
V13F	2.6790	0.3950	0.0570	0.9760
V13C	2.7430	0.4040	0.0720	0.9930
Promedio	2.6302	0.4032	0.0510	0.9877
EXPORTADORA DE SAL				
ES1F	2.500	0.395	0.029	0.985
ES1C	2.530	0.383	0.029	0.968
ES3F	2.475	0.398	0.032	0.974
ES3C	2.398	0.408	0.011	0.978
ES5F	2.412	0.390	0.016	0.956
ES5C	2.442	0.393	0.031	0.964
ES6F	2.260	0.548	-0.129	1.242
ES6C	2.688	0.493	0.164	1.205
Promedio	2.4631	0.4260	0.0229	1.0340
LA BOMBITA				
LB1F	1.539	1.005	0.160	0.950
LB1C	2.536	0.945	0.111	1.582
LB3F	2.570	0.448	0.003	1.014
LB3C	2.694	0.450	0.023	1.012
LB5F	2.498	0.497	0.041	1.018
LB5C	2.769	0.398	0.055	1.002
Promedio	2.434	0.624	0.0655	1.0963
Gran Promedio	2.4899	0.4609	-0.0152	1.0227

Tamaño Gráfico Promedio y Clasificación

La mayoría de las muestras se clasifican como arenas finas bien clasificadas. Sin embargo, dos de las localidades, Isla de Arena y Puerto Chaparrito presentan una tendencia hacia arenas media moderadamente sorteadas (Figura 38). Las dos muestras en la esquina superior izquierda corresponden a una muestra de interduna en la localidad de Guerrero Negro. Es importante mencionar que las dos muestras de dunas de la localidad de La Bombita que presentan una clasificación pobre son de la misma duna, ésta duna fue la más alejada de la costa viento abajo en dicha localidad. Se calculó un coeficiente de correlación de -0.78 entre el tamaño gráfico promedio y la clasificación.

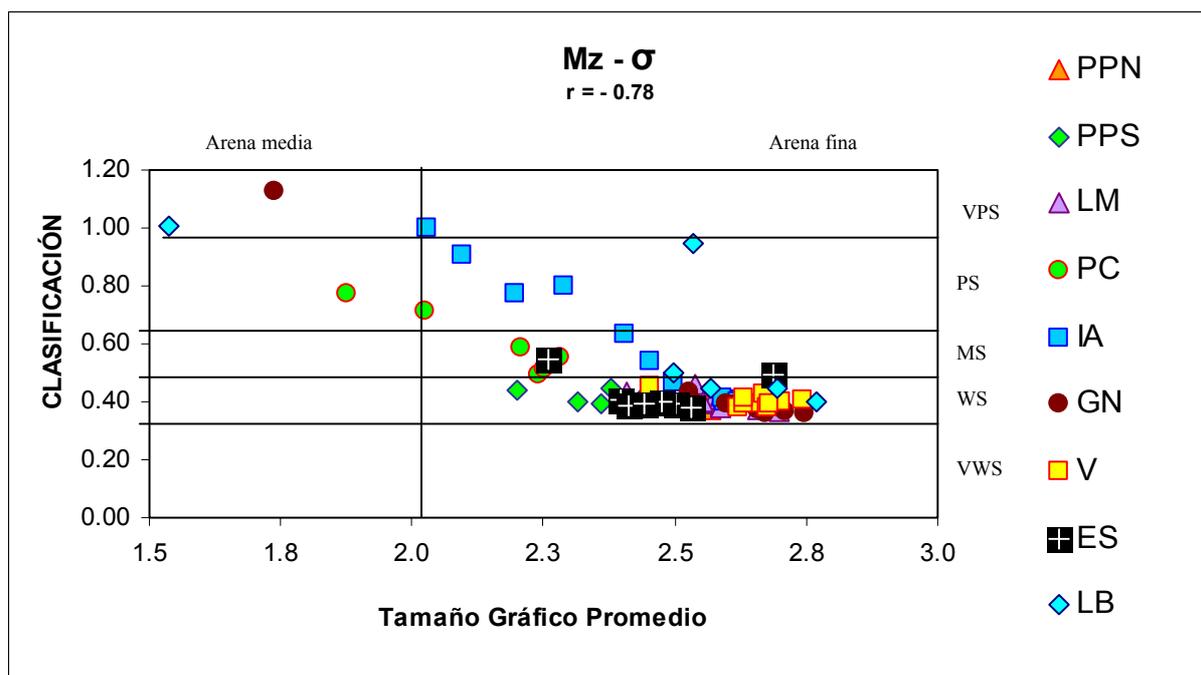


Figura 38. Tamaño gráfico promedio y clasificación. r = Coeficiente de Correlación. V: Vizcaíno; PPN: Playa Pacheco Norte; PPS: Playa Pacheco Sur; LM: Laguna Manuela; GN: Guerrero Negro; ES: Exportadora de Sal; PC: Puerto Chalrito; IA: Isla de Arena; LB: La Bombita. VPS = Muy mal clasificada, PS = Clasificación Pobre; MS= Clasificación Moderada; WS = Buena Clasificación; VWS = Muy Buena Clasificación.

Tamaño Gráfico Promedio y Asimetría

La mayoría de las muestras de la arena de dunas se encuentra dentro del rango simétrico (Figura 39). Mientras que dos de las localidades, Puerto Chaparrito e Isla de Arena muestran una tendencia hacia la asimetría negativa o gruesa. Ambas localidades también se distinguieron en el diagrama tamaño gráfico promedio y clasificación. Una estación en la localidad de La Bombita presenta asimetrías arriba del rango fino o positivo. La muestra de la esquina inferior izquierda corresponde a la muestra de interduna en la localidad de Guerrero Negro. Se calculó un coeficiente de correlación de 0.61 entre el tamaño gráfico promedio y la asimetría.

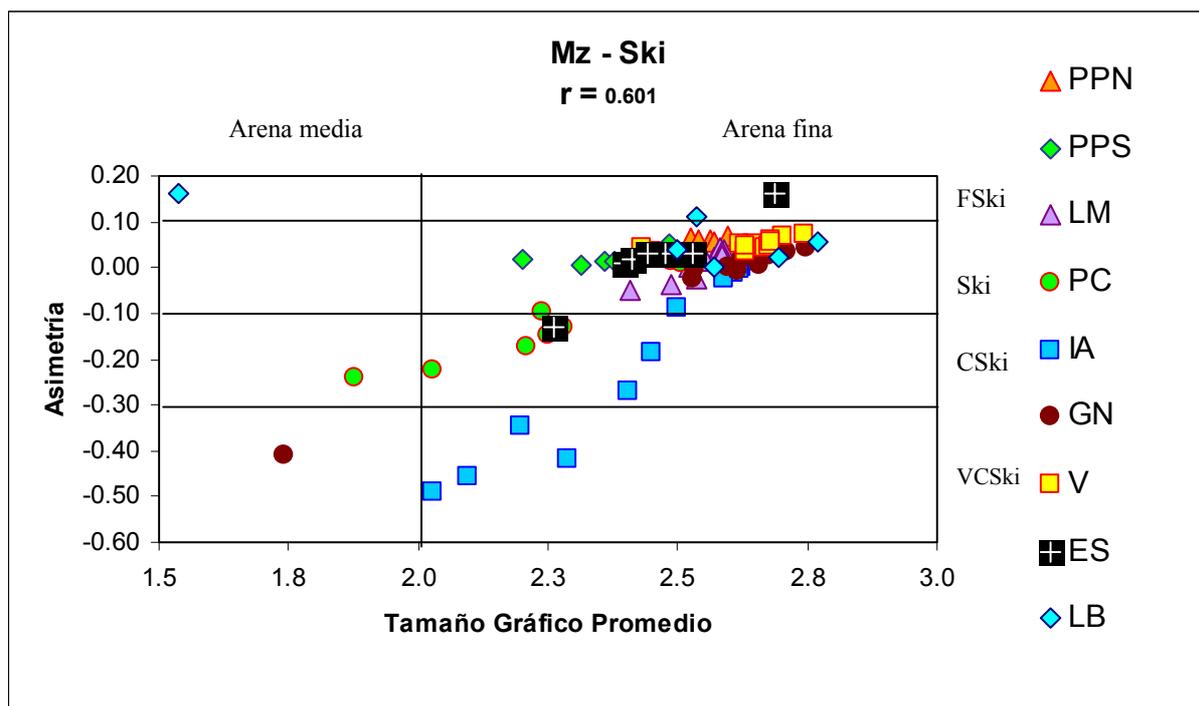


Figura 39. Tamaño gráfico promedio y asimetría. r = Coeficiente de Correlación. V: Vizcaíno; PPN: Playa Pacheco Norte; PPS: Playa Pacheco Sur; LM: Laguna Manuela; GN: Guerrero Negro; ES: Exportadora de Sal; PC: Puerto Chaparrito; IA: Isla de Arena; LB: La Bombita. FS_K = Asimetría Fina; S = Simétrica; CS_K = Asimetría Gruesa; VCS_K = Asimetría Muy Gruesa.

Curtosis

La arena de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno tiende a ser mesocúrtica (Figura 40). Sin embargo, las localidades Isla de Arena, Puerto Chaparrito, Exportadora de Sal y La Bombita presentan muestras con un comportamiento distinto. Cabe mencionar que dichas localidades también mostraron comportamientos distintos en los diagramas anteriores de tamaño de grano contra clasificación y asimetría. Puerto Chaparrito y Exportadora de Sal presentan valores de curtosis en el intervalo de leptocúrticas a mesocúrticas. Mientras que Isla de Arena muestra valores de muy leptocúrticas a platicúrticas. Una muestra de flanco y una de cresta de la misma estación en la localidad de La Bombita presentan valores de curtosis muy diferentes entre ellas (muy leptocúrtica y mesocúrtica respectivamente), las cuales son muy distintas a las demás muestras de la misma localidad. Dichas muestras de La Bombita corresponden a la duna con el flanco y la cresta diferenciadas por el tamaño de grano, por una muy mala clasificación y una asimetría muy fina. Se calculó un coeficiente de correlación de -0.14 para el tamaño gráfico promedio y la curtosis.

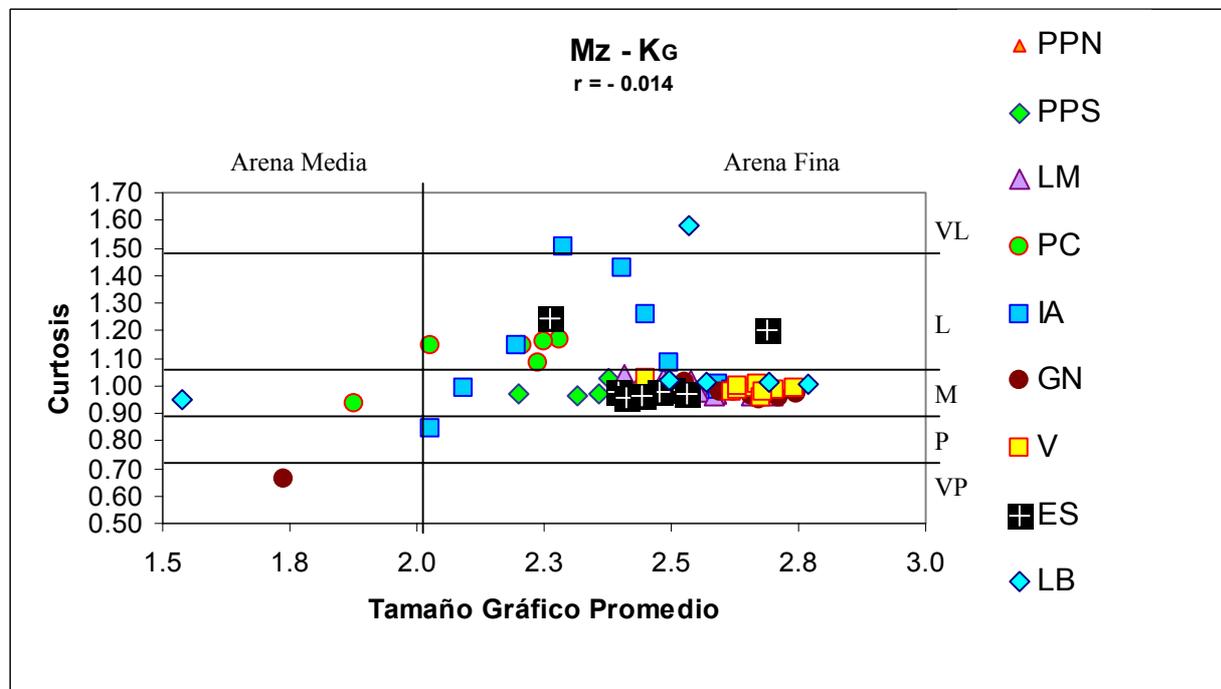


Figura 40. Tamaño gráfico promedio y curtosis. r = coeficiente de correlación. V: Vizcaíno; PPN: Playa Pacheco Norte; PPS: Playa Pacheco Sur; LM: Laguna Manuela; GN: Guerrero Negro; ES: Exportadora de Sal; PC: Puerto Chaparrito; IA: Isla de Arena; LB: La Bombita. VL = Muy Leptocúrtica; L = Leptocúrtica; M = Mesocúrtica; P = Platicúrtica; VP = Muy Platicúrtica.

9.3. Petrografía

Cuarzos totales (Qt), Feldespatos totales (Ft) y Líticos totales (Lt)

La composición mineralógica de la arena de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno refleja su naturaleza cuarzo-feldespática, con influencia una fuerte influencia de líticos (Tabla 2). Análogamente a la clasificación petrológica de areniscas (Folk, 1974), la arena de las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno queda comprendida en la transición de las areniscas subarkosas y sublitarenitas. Por otro lado, de acuerdo al régimen tectónico que representan la composición petrográfica de areniscas (Dickinson, 1983), la arena de Bahía Sebastián Vizcaíno refleja un ambiente de orógenos reciclados y de cratón continental estable. El contenido de cuarzoes totales está dominado por cuarzoes monocristalinos y concentraciones mínimas de cuarzoes policristalinos (Tabla 2). El contenido de feldespatos totales esta dominado por plagioclasas de calcio y sodio, presentando contenidos mínimos de feldespatos de potasio (Tabla 2). El contenido de líticos totales esta dominado por líticos sedimentarios y solamente en las localidades de la costa norte el contenido de líticos totales se encuentra en competencia con los líticos volcánicos (Tabla 2). Los valores promedio de la composición Qt-Ft-Lt son Qt = 82.70 %, Ft = 8.96 % y Lt = 8.34 % (Tabla 3). El índice de plagioclasa de Na y Ca contra feldespatos-K distingue a las localidades más alejadas de la costa tierra adentro, La Bombita y Vizcaíno (Tabla 3). Las localidades de La Bombita, Vizcaíno, Guerrero Negro y Exportadora de Sal presentan mayores índices de madurez (Tabla 3). Las localidades de La Bombita y de Vizcaíno presentan mayores índices de procedencia (Tabla 3). El contenido de cuarzoes totales, feldespatos totales y líticos totales en las localidades de la costa norte de la bahía y del ambiente de barreras muestra un patrón regular. Mientras tanto, al alejarnos de la costa viento abajo, el contenido de cuarzoes totales aumenta y los líticos totales disminuyen proporcionalmente. Las localidades de la planicie aluvial (Exportadora de Sal, La Bombita y Vizcaíno), así como Guerrero Negro son las más alejadas de la costa y presentan menor contenido de líticos totales (Tabla 3). La localidad de Guerrero Negro presenta una disminución considerable en el contenido de feldespatos totales con respecto a la localidad de Laguna Manuela localizada viento arriba (Tabla 3). La localidad de La Bombita presenta un aumento de feldespatos totales con respecto a la localidad de Guerrero Negro localizada viento arriba (Tabla 3). La localidad del Vizcaíno presenta un aumento en la concentración de feldespatos totales en comparación a las localidades del ambiente de barreras localizadas viento arriba (Tabla 3).

Fragmentos de Roca

El contenido de la fracción de líticos sedimentarios en el sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno está compuesta por fragmentos de areniscas, pedernales y en menor cantidad por calizas. La fracción de líticos volcánicos en las dunas de Bahía Sebastián Vizcaínos esta compuesta por fragmentos

de basaltos, los cuales presentan diferentes grados de alteración mostrando la matriz remplazada por minerales arcillosos. Los fragmentos de rocas plutónicas están compuestos por rocas intermedias y ácidas, presentando bajos contenidos de feldespatos de potasio. La fracción de líticos metamórficos está compuesta principalmente por fragmentos de esquistos. Las localidades del ambiente de barreras presentan el mayor contenido de líticos sedimentarios, seguidas en orden decreciente por las localidades de la costa norte y en tercer lugar las localidades de la planicie aluvial (Tabla 2). El contenido de líticos volcánicos es mayor en las localidades de la costa norte, seguidas en orden decreciente por las localidades del ambiente de barreras y con menor contenido de éstos las localidades de la planicie aluvial (Tabla 2). El contenido de líticos metamórficos es mayor en las localidades de Isla de Arena y Playa Pacheco Norte (Tabla 2). La localidad de La Bombita presentó el mayor contenido de líticos plutónicos, mientras que la localidad de Isla de Arena presentó el menor contenido (Tabla 2). La composición normalizada de líticos muestra que el contenido de líticos volcánicos es mayor en las localidades de Playa Pacheco Norte, Playa Pacheco Sur. Por otro lado el contenido normalizado de líticos volcánicos en las localidades de la planicie aluvial es mayor que en el ambiente de barreras (Tabla 3). La composición normalizada de líticos sedimentarios es la mayor en la localidad de Guerrero Negro, además es mayor a la composición de líticos sedimentarios de las localidades que presentan mayor distancia de transporte como La Bombita y Vizcaíno (Tabla 3). La composición normalizada de líticos metamórficos y plutónicos es mayor en las localidades de la planicie aluvial y en Playa Pacheco Norte (Tabla 3).

Minerales Accesorios

La fracción de minerales accesorios está compuesta principalmente por minerales opacos y pesados, cloritas y bioclastos (Tabla 2). El contenido de minerales accesorios no biógenos fue dominado por cloritas (Figura 41). Las cloritas y micas se identificaron por su clivaje basal perfecto y formas de hojuela delineadas irregularmente; en ningún caso se observaron sustituciones de clorita por biotita. La fracción de minerales pesados fue dominada por hornblenda de color verde; además se observaron cantidades mínimas de piroxenos y de actinolita. Se identificaron también apatita y glauconita en concentraciones mínimas (Figura 41). Los granos de apatita se observaron en las localidades sobre la línea de la costa y sobre la planicie aluvial. Los granos de apatita presentaron una forma de agregado, con superficie granular, hábito coloforme, matriz criptocristalina y un color rojo oscuro a opaco; representando la variedad del mineral denominada colofanita. Uno de los granos de apatita fue clasificado durante el análisis modal petrográfico como un mineral opaco y posteriormente se confirmó como apatita mediante los análisis de EDX-SEM. Dentro de la fracción de minerales opacos se identificaron ilmenita, cuarzos hematizados y carbonatos de calcio remplazados con óxidos metálicos (Figura 41). La identificación de minerales opacos, aptita, glauconita, clorita y hornblenda se apoyó con el análisis semicuantitativo EDX-SEM.

Modelo Composicional de las Dunas de Bahía Sebastián Vizcaino, México:
Distribución de Tamaño de Grano, Petrografía, Geoquímica e Implicaciones de la Procedencia del Sedimento

Tabla 2. Conteo puntual de granos (ver tabla anexa 2.a. de claves de identificación)

Localidades	Qm	Qp	Fk	P	Lv	Ls	Lm	Lp	Total	MO	MP	M	B	Total
PPN1F	194	2	0	22	11	10	6	5	250	7	2	40	1	50
PPN1C	192	8	3	23	9	8	4	3	250	8	1	36	5	50
PPN3F	201	2	1	26	4	12	2	2	250	6	1	42	1	50
PPN3C	210	4	3	12	5	12	2	2	250	6	5	38	1	50
Promedio	199	4	1.8	21	7.25	10.5	3.5	3	250	6.75	2.25	39	2	50
PPS1F	201	2	3	19	10	12	2	1	250	8	0	36	6	50
PPS1C	214	0	1	16	6	9	1	3	250	0	4	35	11	50
PPS7F	190	7	0	23	7	18	3	2	250	3	2	37	8	50
PPS7C	198	5	0	22	6	16	1	2	250	3	4	34	9	50
Promedio	201	3.5	1	20	7.25	13.8	1.75	2	250	3.5	2.5	35.5	8.5	50
LM1W	200	3	1	22	2	15	3	4	250	7	0	32	11	50
LM1C	196	3	2	17	7	21	0	4	250	6	2	21	21	50
LM1S	213	3	1	14	5	13	0	1	250	5	3	34	8	50
LM5C	201	6	0	17	5	19	0	2	250	8	4	32	6	50
LM7W	205	2	1	20	2	16	0	4	250	5	4	31	10	50
LM7C	197	7	0	25	4	12	1	4	250	5	4	34	7	50
LM7S	191	3	2	26	1	22	4	1	250	2	3	38	7	50
Promedio	200	3.86	1	20	3.71	16.9	1.14	2.9	250	5.43	2.86	31.7	10	50
LG1W	195	7	0	18	4	23	2	1	250	5	0	33	12	50
LG1C	212	2	1	22	1	12	0	0	250	4	0	37	9	50
LG3W	198	4	1	22	2	19	1	3	250	13	2	27	8	50
LG3C	194	5	1	19	6	24	0	1	250	12	0	27	11	50
LG3S	215	4	1	15	2	10	1	2	250	5	1	34	10	50
LG7F	213	4	1	11	3	14	2	2	250	5	3	35	7	50
Promedio	205	4.33	0.8	18	3	17	1	1.5	250	7.33	1	32.2	9.5	50
IA1W	190	18	1	20	2	14	0	5	250	0	0	5	45	50
IA1C	190	14	2	25	3	16	0	0	250	0	0	7	43	50
IA1S	199	11	0	17	4	15	3	1	250	2	0	4	44	50
IA3W	189	12	4	22	4	17	0	2	250	1	0	8	41	50
IA3C	192	15	0	21	7	13	2	0	250	1	1	7	41	50
IA3S	195	14	2	19	4	16	0	0	250	0	0	12	38	50
IA5W	197	13	0	21	3	14	2	0	250	3	0	6	41	50
IA5C	187	12	2	18	8	19	3	1	250	6	0	11	33	50
IA5S	183	18	0	26	6	15	1	1	250	4	1	11	34	50
Promedio	191	14.1	1.2	21	4.56	15.4	3	1.1	250	1.89	0.22	7.9	40	50
ES1C	189	4	1	23	6	22	2	3	250	4	1	28	17	50
ES3F	204	4	2	21	0	15	2	2	250	8	3	24	15	50
ES5F	214	4	0	16	2	11	1	2	250	2	1	20	27	50
ES5C	200	2	2	28	2	10	4	2	250	3	0	21	26	50
ES6C	213	2	0	22	3	8	2	0	250	15	0	25	10	50
Promedio	204	3.2	1	22	2.6	13.2	2.2	1.8	250	6.4	1	23.6	19	50
PC1W	199	1	4	26	3	14	0	3	250	0	1	6	43	50
PC1C	212	3	1	11	4	17	0	2	250	0	0	6	44	50
PC3C	196	3	1	19	4	24	1	2	250	2	1	7	40	50
PC3S	199	7	5	20	3	13	1	2	250	0	1	8	41	50
PC4C	185	12	2	27	3	17	1	3	250	1	0	17	32	50
PC4S	189	5	2	31	2	18	2	1	250	0	0	11	39	50
Promedio	197	5.17	2.5	22	3.17	17.2	0.83	2.2	250	0.5	0.5	9.2	40	50
V1 F	211	3	3	22	0	11	0	0	250	2	3	33	12	50
V1 C	201	3	4	23	4	8	2	5	250	0	6	34	10	50
V5 F	214	6	7	19	1	2	0	1	250	0	3	29	18	50
V5C	201	1	2	31	1	5	3	6	250	1	0	32	17	50
V9F	216	1	6	14	4	6	1	2	250	5	1	38	6	50
V9C	215	1	2	18	2	8	1	3	250	7	4	31	8	50
V13F	198	3	1	30	4	4	4	6	250	5	0	44	1	50
V13C	207	3	2	28	1	4	3	2	250	11	5	30	4	50
Promedio	208	2.63	3.4	23	2.13	6	1.75	3.1	250	3.88	2.75	33.9	9.5	50
LB1F	192	3	5	20	5	3	7	15	250	6	2	37	5	50
LB1C	207	4	1	22	4	5	1	6	250	8	4	34	4	50
LB3C	223	8	1	15	0	3	0	0	250	5	3	36	6	50
LB5F	213	4	1	20	2	10	0	0	250	13	1	33	3	50
LB5C	213	9	8	16	2	0	0	2	250	11	2	33	4	50
Promedio	210	5.6	3.2	19	2.6	4.2	1.6	4.6	250	8.6	2.4	35.1	4.4	50

Tabla 2.a. Claves de identificación de la Tabla 2

Localidades

PPN: Playa Pacheco Norte, PPS: Playa Pacheco Sur, LM: Laguna Manuela, LG: Guerrero Negro, IA: Isla de Arena, PC: Puerto Chaparrito, ES: Exportadora de Sal, V: Vizcaíno, LB: La Bombita.

Modas Minerale

Qm: cuarzos monocristalinos, Qp: cuarzos policristalinos, Fk: feldespatos de potasio, P: plagioclasas de Na y Ca, Ls : líticos sedimentarios, Lv: líticos volcánicos, Lm: líticos metamórficos, Lp: líticos plutónicos, MO: minerales opacos, MP: minerales pesados, M: micas y cloritas, B: bioclastos.

Tabla 3. Índices de la composición mineralógica normalizada

LOCALIDAD	Qt - Ft - Lt			Lv - Ls - Lm+Lp			P/K	MI (Q/F+L)	PI (F/L)	MO - MP - M			B/Acc
	%Qt	%Ft	%Lt	Lv%	Ls%	Lm+Lp%				%MO	%MP	%M	
LB	86.08	8.72	5.20	21.65	44.94	33.42	0.85	6.18	1.68	18.86	5.26	75.88	0.09
V	84.20	10.60	5.20	16.25	48.87	34.88	0.87	5.33	2.04	9.57	6.79	83.64	0.19
LG	83.53	7.47	9.00	12.67	75.95	11.38	0.96	5.07	0.83	18.11	2.47	79.42	0.19
ES	82.88	9.20	7.92	12.97	66.29	20.73	0.96	4.84	1.16	20.65	3.23	76.13	0.38
IA	82.18	8.89	8.93	19.96	69.92	10.12	0.95	4.61	1.00	18.89	2.22	78.89	0.80
LM	81.71	8.46	9.83	15.35	68.29	16.35	0.95	4.47	0.86	13.57	7.14	79.29	0.20
PPS	81.70	8.40	9.90	29.73	54.84	15.43	0.95	4.46	0.85	8.43	6.02	85.54	0.17
PPN	81.30	9.00	9.70	28.92	45.43	25.65	0.92	4.35	0.93	14.06	4.69	81.25	0.04
PC	80.73	9.93	9.33	13.71	73.14	13.15	0.90	4.19	1.06	4.92	4.92	90.16	0.80
Promedio	82.70	8.96	8.34	18.25	60.45	21.30	0.92	4.83	1.16	14.12	4.75	81.13	0.32

Qt = Cuarzos totales, Ft = feldespatos totales, Lt = líticos totales, Lv = líticos volcánicos, Ls = líticos sedimentarios, Lm = líticos metamórficos, Lp = líticos plutónicos, P/K = índice de plagioclasas a feldespatos totales, MI = índice de madurez, PI = índice de procedencia, MO = minerales opacos, MP = minerales pesados, M = micas y cloritas, B/Acc = índice de bioclastos a minerales accesorios no biógenos (MO+MP+M). LB: La Bombita; V: Vizcaíno; LG: Guerrero Negro; ES: Exportadora de Sal; IA: Isla de Arena; LM: Laguna Manuela; PPS: Playa Pacheco Sur; PPN: Playa Pacheco Norte; PC: Puerto Chaparrito.

En Isla de Arena y Puerto Chaparrito la fracción de minerales accesorios esta dominada por los bioclastos, mientras que en las demás localidades la fracción de minerales accesorios no biógenos domina la composición (Tabla 2). La correlación entre bioclastos y micas y cloritas fue $r = - 0.97$, entre bioclastos y minerales opacos fue $r = - 0.64$ y entre bioclastos y minerales pesados $r = - 0.57$. Isla de Arena, Puerto Chaparrito y Exportadoras de Sal presentan el mayor contenido de bioclastos, mientras que Playa Pacheco Norte y La Bombita presentan el menor contenido (Tabla 2). Se aprecia una marcada diferencia en el contenido de bioclastos entre Playa Pacheco Norte y Playa Pacheco Sur (Tabla 2). La fracción de minerales accesorios no biógenos muestra que existen localidades en donde los minerales pesados y los opacos se encuentran en competencia como es el caso de Puerto Chaparrito, Playa Pacheco Sur y Vizcaíno; mientras que en el resto de las localidades los minerales opacos dominan sobre la composición de minerales pesados (Tabla 3).

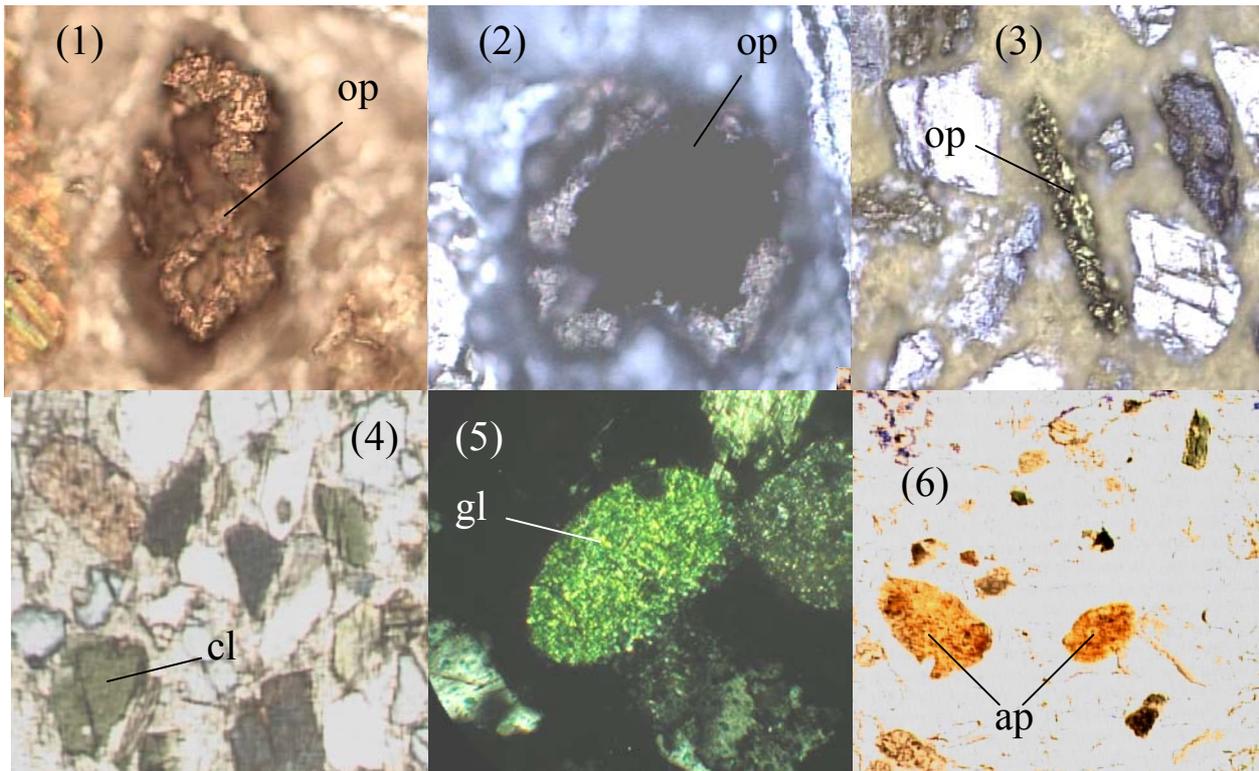


Figura 41. Fotografías de minerales accesorios en microscopio petrográfico. (1) Grano opaco subhedral (op) (microscopio de reflexión), (2) grano de carbonato de calcio sustituido con minerales opacos (op) en luz plana polarizada (LPP), (3) grano opaco elongado (op) (microscopio de reflexión), (4) clorita (cl) (LPP), (5) glauconita (gl) en luz cruzada polarizada (LXP), (6) apatita coloforme (ap) (LPP).

Dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y del Desierto de Altar

La madurez mineralógica del sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y del Desierto de Altar es muy cercana, presentando índices de madurez mineralógica (IM) cercanos a 4.8 (Figura 42a). Por otro lado, los sistemas de dunas Bahía Sebastián Vizcaíno y del Desierto de Altar muestran diferentes dispersiones hacia los polos Ft y Lt (Figura 42a), presentando índices de procedencia (IP) de 1.16 y 0.90 respectivamente. Análogamente a la clasificación de areniscas (Folk, 1974), con base en los valores promedio Qt-Ft-Lt, la arena de las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno se clasifica como arena subarkosa; mientras tanto la arena de las dunas del Desierto de Altar se clasifica como sublitanita. Tectónicamente (Dickinson, 1983), de acuerdo con los valores promedio Qt-FT-Lt, las arenas de ambos sistemas se clasifican como sedimentos orogénicos reciclados. La dispersión del sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno dentro del diagrama Qt-Ft-Lt es muy cerrada y se desplaza hacia el polo de los feldespatos totales (Figura 42b). Mientras tanto, la dispersión del sistema de dunas del Desierto de Altar es más amplia y se desplaza hacia el polo de los líticos totales (Figura 42b).

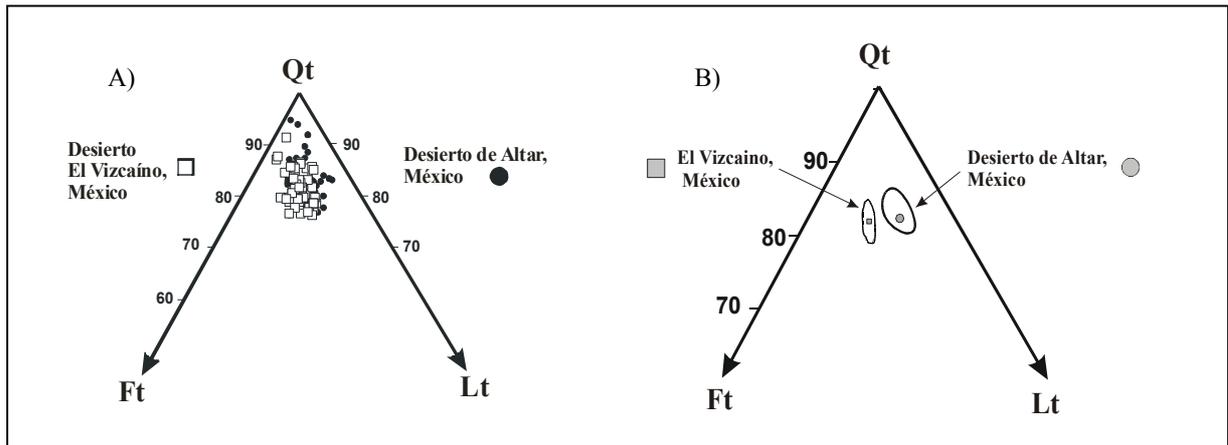


Figura 42. Composición mineralógica Qt-Ft-Lt. (A) Cuarzos totales (Qt), feldespatos totales (Ft) y líticos totales (Lt). (B) Valores promedio y regiones normales aditivas de los límites logísticos de confianza.

La composición de líticos en los sistemas de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y del Desierto de Altar esta dominada por líticos sedimentarios de origen clástico y químico, mostrando una influencia de líticos volcánicos, plutónicos y metamórficos (Figura 43a). La fracción de líticos sedimentarios se encuentran principalmente compuesta por areniscas y pedernales con concentraciones mínimas de granos de roca calizas. La dispersión de los líticos sedimentarios de ambos sistemas se traslapa; presentando el sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno una mayor dispersión hacia el polo de los líticos sedimentarios (Figura 43b). El contenido promedio de líticos en el sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno se desplaza más cerca de los polos Lv y Lm+Lp, en comparación al contenido promedio del sistema de dunas del Desierto de Altar.

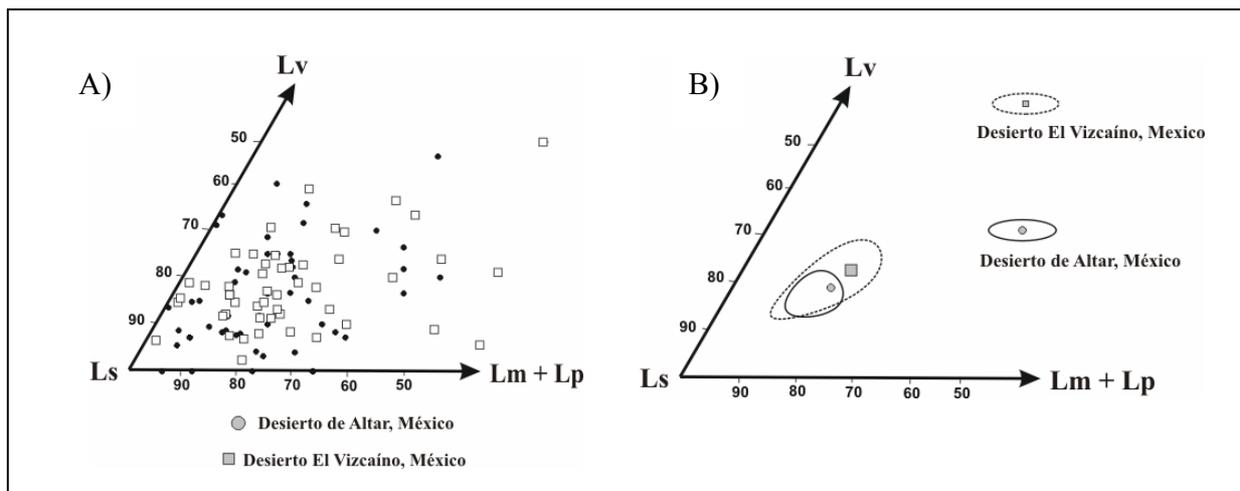


Figura 43. (A) Composición de líticos. Comparación de los sistemas de dunas de Sebastián Vizcaíno y el Desierto de Altar. Ls: Líticos Sedimentarios; Lv: Líticos Volcánicos; Lm: Líticos Metamórficos; Lp: Líticos Plutónicos. (B) Valores promedio y regiones normales aditivas de los límites logísticos de confianza.

9.4. Geoquímica

La composición de óxidos mayores (Tabla 4) de la arena de dunas en principio refleja su composición y madurez mineralógica. La arena de dunas presenta mayores concentraciones de SiO_2 , seguida de Al_2O_3 , con concentraciones menores de Na_2O , CaO , Fe_2O_3 , K_2O y MgO en orden decreciente, así como concentraciones mínimas de P_2O_5 , TiO_2 y MnO en orden decreciente. Las concentraciones de estos óxidos reflejan el alto contenido de cuarzos, la relación feldespatos de potasio contra plagioclasas de calcio y sodio, así como el contenido de minerales accesorios (bioclastos, minerales pesados, minerales opacos y cloritas). Las localidades de Puerto Chaparrito e Isla de Arena presentaron el menor contenido de Ti_2O ($< 0.2\%$), mientras que una muestra de la localidad de Playa Pacheco Norte (0.91%) y una de Exportadora de Sal (0.78%) presentaron la mayor concentración de Ti_2O . Por otro lado las localidades de la planicie aluvial ubicadas lejos de la costa (La Bombita y Vizcaíno), así como las localidades de Isla de Arena y Puerto Chaparrito presentaron relativamente menores concentraciones de Fe_2O_3 ($< 2\%$). Las localidades de Puerto Chaparrito e Isla de Arena no presentaron concentraciones de MnO y solo una muestra de la localidad de Laguna Manuela no presentó concentraciones de MnO . Algunas muestras de Isla de Arena y Puerto Chaparrito presentaron mayores concentraciones de CaO ($> 5\%$). Algunas muestras de las localidades de Laguna Manuela, La Golondrina, Puerto Chaparrito, Isla de Arena y La Bombita presentaron concentraciones relativamente más altas de P_2O_5 ($> 0.5\%$) reflejando la entrada de colofanita en estas localidades.

La composición de elementos traza de la arena de las dunas (Tabla 5) muestra relativamente menores concentraciones de Rb en las localidades de la planicie aluvial y de la costa norte. Las concentraciones de Sr son relativamente mayores en las localidades de Isla de Arena y Puerto Chaparrito. Una muestra de la localidad de La Bombita presentó la mayor concentración de Ba (745 ppm), la cual fue muy parecida a la concentración de Ba (814 ppm) de una muestra de río localizado al SE del área de estudio. Las localidades más alejadas de la línea de costa ubicadas sobre la planicie aluvial (La Bombita y el Vizcaíno) y la localidad de Playa Pacheco Norte presentaron relativamente menores concentraciones de Nb, Co (< 100 ppm) y Cu, mientras que las demás localidades presentan un fuerte enriquecimiento de Co y en menor grado de Nb y Cu. Una localidad de Playa Pacheco Norte presentó la mayor concentración de Cr (85 ppm); y en general Playa Pacheco Norte presentó la mayor concentración de V. Las localidades de Isla de Arena y Puerto Chaparrito presentaron relativamente menores concentraciones de Cr y Zn. La localidad de Puerto Chaparrito presentó una menor concentración de Cr comparada con Isla de Arena; y respecto al V y al Zn Puerto Chaparrito presentó la menor concentración de todas las localidades. Al disminuir el Zn y el Cr en la localidad de Puerto Chaparrito e Isla de Arena, los valores de las concentraciones de Co, Cu, Ni no presentan alteraciones significativas con respecto a la concentración de estos metales en las demás localidades enriquecidas en Co.

Tabla 4. Composición de Óxidos Mayores

LOCALIDADES	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	F ₂ O _{3t} %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	PXC %	TOTAL %
Ríos												
SP1 (sur)	67.82	0.53	14.81	3.58	0.023	1.55	4.57	3.53	1.86	0.262	0.810	99.34
RSJ (norte)	67.07	0.93	13.17	5.40	0.116	2.81	6.10	2.93	0.89	0.186	0.640	100.24
Vizcaíno												
V1F	71.66	0.28	14.56	1.64	SD	0.89	4.66	3.63	1.31	0.246	0.820	99.69
V5C	72.04	0.36	14.59	1.91	0.009	1.00	4.81	3.56	1.33	0.302	0.850	100.76
V13C	69.48	0.47	15.02	2.66	0.034	1.43	5.03	3.63	1.29	0.285	0.640	99.97
Playa Pacheco												
PPN1F	67.18	0.91	13.00	5.91	0.077	1.95	4.28	2.47	1.99	0.132	1.430	99.32
PPN3C	68.44	0.54	13.40	4.26	0.076	2.41	5.58	3.03	0.92	0.145	0.660	99.46
PPS7F	74.73	0.24	12.99	1.65	0.001	0.77	3.77	3.27	1.27	0.137	0.870	99.70
Laguna Manuela												
LM1W	70.52	0.38	12.99	2.44	0.020	1.24	5.42	3.28	1.23	0.653	1.020	99.19
LM5C	71.27	0.52	13.27	2.81	0.030	1.47	4.82	3.37	1.22	0.247	0.690	99.73
LM7S	73.57	0.30	13.30	2.14	0.007	1.14	4.32	3.30	1.19	0.159	0.740	100.17
Guerrero Negro												
LG1W	72.12	0.25	13.70	1.57	SD	0.89	4.01	3.45	1.35	0.167	2.960	100.46
LG3C	71.69	0.40	13.69	2.05	0.002	1.09	4.94	3.44	1.37	0.520	0.680	99.88
LG7F	70.62	0.45	14.52	2.35	0.021	1.26	4.73	3.56	1.33	0.180	0.600	99.63
Exportadora de Sal												
ES1C	71.32	0.37	13.60	2.23	0.017	1.36	4.92	3.36	1.15	0.243	0.830	99.39
ES5F	73.96	0.19	13.57	1.41	SD	0.87	4.55	3.42	1.24	0.272	0.890	100.37
ES6C	68.08	0.78	13.76	3.36	0.066	1.76	5.78	3.34	1.15	0.297	1.370	99.73
Puerto Chaparrito												
PC1W	62.56	0.09	9.89	0.55	SD	0.36	11.95	2.75	1.20	0.556	6.660	96.58
PC3C	68.97	0.15	11.83	0.79	SD	0.56	8.30	3.24	1.31	0.454	4.200	99.80
PC4S	72.51	0.12	13.88	0.89	SD	0.74	5.14	3.74	1.28	0.319	1.720	100.33
Isla de Arena												
IA1W	67.42	0.17	12.79	1.01	SD	0.54	8.37	3.49	1.41	0.646	3.960	99.81
IA3C	69.51	0.17	14.21	1.03	SD	0.64	6.49	3.70	1.55	0.300	2.610	100.19
IA5S	72.48	0.17	14.14	1.09	SD	0.61	4.79	3.78	1.46	0.189	1.430	100.13
La Bombita												
LB1F	71.95	0.28	14.41	1.73	SD	0.71	3.85	3.67	1.87	0.311	0.870	99.64
LB3C	72.59	0.32	13.83	1.79	0.001	0.80	4.35	3.35	1.47	0.452	0.870	99.82
LB5F	70.53	0.38	13.05	1.81	0.011	0.82	5.72	3.26	1.35	1.370	1.240	99.54
Gran promedio	70.39	0.37	13.54	2.23	0.032	1.14	5.43	3.37	1.34	0.347	1.541	99.73

PXC = Pérdida por calcinación

PPN: Playa Pacheco Norte; PPS: Playa Pacheco Sur; LM: Laguna Manuela, LG: Guerrero Negro; IA: Isla de Arena; ES: Exportadora de Sal; PC: Puerto Chaparrito; V: Vizcaíno; LB: La Bombita; SP1 & RSJ: Ríos; ND: sin datos

Tabla 5. Composición de Elementos Traza

LOCALIDADES	Rb ppm	Sr ppm	Ba ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	V ppm	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zn ppm	Th ppm	Pb ppm
Ríos														
SP1	53	661	814	26	158	13	82	105	51	52	41	59	4	164
RSJ	31	376	360	65	207	26	129	63	97	36	12	95	4	7
Vizcaíno														
V1F	42	464	535	25	148	15	40	17	55	19	10	25	<3	8
V5C	42	463	537	28	198	16	48	25	62	21	9	29	<3	6
V13C	37	473	547	30	194	14	67	44	51	24	11	42	<3	9
Playa Pacheco														
PPN1F	59	267	593	29	137	11	204	85	49	33	30	58	<3	6
PPN3C	35	386	378	55	115	19	116	48	93	33	12	83	<3	9
PPS7F	58	425	500	41	119	26	48	18	122	31	18	38	<3	8
Laguna Manuela														
LM1W	60	493	505	67	135	27	57	35	144	37	22	59	<3	7
LM5C	74	488	472	90	174	39	62	34	212	48	27	75	<3	6
LM7S	87	511	496	92	110	51	58	26	275	60	34	63	<3	6
Guerrero Negro														
LG1W	66	457	557	45	122	23	35	18	129	32	21	36	<3	9
LG3C	71	530	548	69	184	34	49	26	168	37	23	46	<3	7
LG7F	60	471	547	54	194	25	66	27	126	35	19	54	<3	8
Exportadora de Sal														
ES1C	54	494	485	56	155	25	53	31	142	36	21	55	<3	7
ES5F	53	478	520	37	111	17	29	18	108	27	17	29	<3	7
ES6C	50	475	428	63	316	27	71	42	121	36	17	77	5	8
Puerto Chaparrito														
PC1W	60	992	437	33	150	28	13	1	186	32	27	<1.5	<3	7
PC3C	56	736	496	35	144	22	13	10	137	25	22	12	<3	7
PC4S	70	583	502	42	106	24	16	9	170	32	28	25	<3	8
Isla de Arena														
IA1W	66	667	520	43	127	22	17	16	146	28	25	23	<3	7
IA3C	81	621	587	46	119	22	32	13	161	35	26	31	<3	8
IA5S	65	517	571	36	107	14	27	19	116	26	19	27	<3	10
La Bombita														
LB1F	63	562	745	32	150	13	50	29	74	24	18	31	<3	11
LB3C	42	425	558	27	152	9	36	31	41	16	10	30	<3	11
Gran promedio	57.40	520.6	529.52	46.64	153.28	22.48	56.72	31.6	121.44	32.6	20.76	45.92	4.33	14.04

ppm = parte por millón

PPN: Playa Pacheco Norte; PPS: Playa Pacheco Sur; LM: Laguna Manuela, LG: Guerrero Negro; IA: Isla de Arena; ES: Exportadora de Sal; PC: Puerto Chaparrito; V: Vizcaíno; LB: La Bombita; SP1 & RSJ: Ríos; ND: sin datos

K_2O , Ba y Rb

En el diagrama K_2O -Rb (Figura 44a), las muestras de las localidades de Playa Pacheco Norte, La Bombita y Vizcaíno se separan del grupo central integrado por las localidades del ambiente de barreras, Exportadora de Sal y Playa Pacheco Sur. En el diagrama K_2O -Ba (Figura 44b) Playa Pacheco Norte y una muestra de La Bombita salen del grupo central. La dispersión del contenido de K_2O y Ba en las muestras es más restringida que la dispersión de la concentración de K_2O y Rb. En el diagrama K_2O - Rb, las localidades del ambiente de barreras presentaron relativamente mayores concentraciones de Rb.

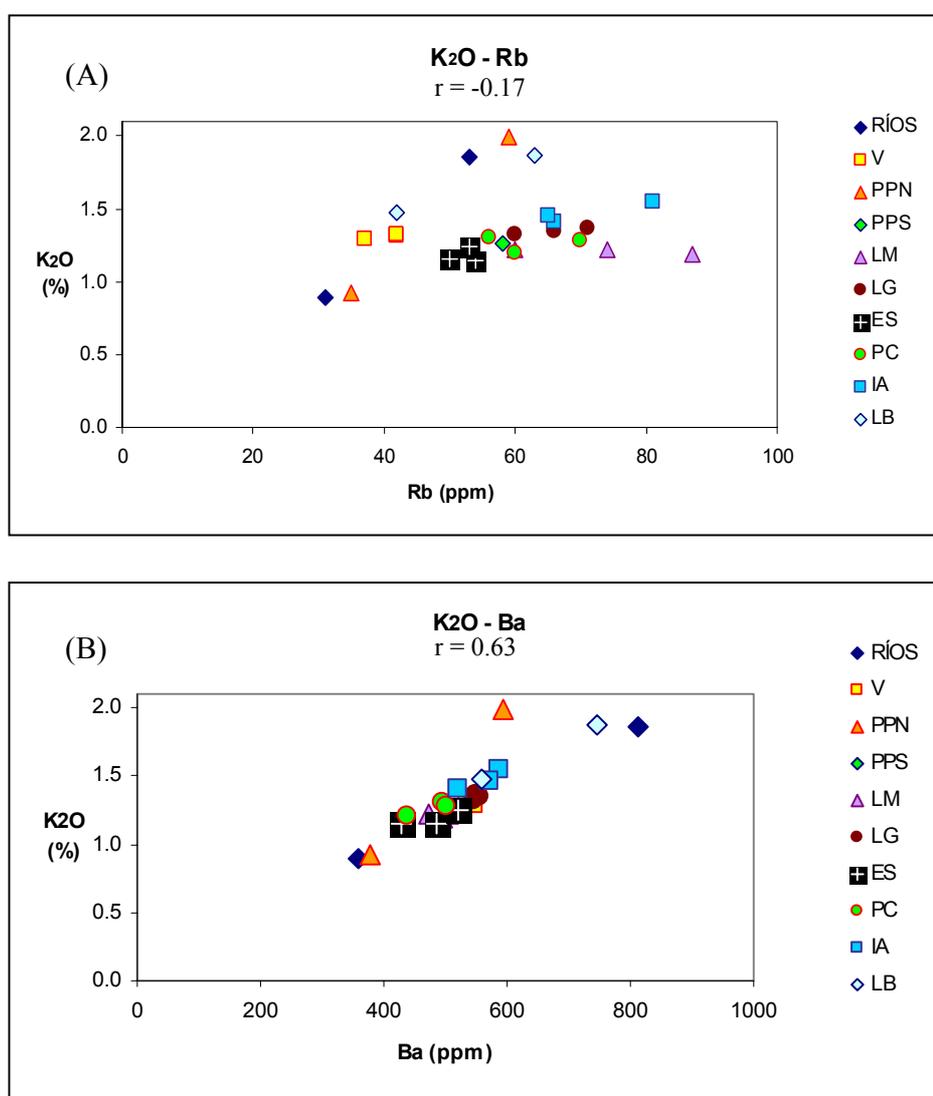


Figura 44. Discriminación de las localidades utilizando la concentración de K_2O , Ba y Rb. (A) Concentraciones de K_2O y Rb. (B) Concentraciones de K_2O y Ba. V: Vizcaíno; PPN: Playa Pacheco Norte; PPS: Playa Pacheco Sur; LM: Laguna Manuela; LG: Guerrero Negro; ES: Exportadora de Sal; PC: Puerto Chaparrito; IA: Isla de Arena; LB: La Bombita.

CaO y Sr

Las muestras de las localidades de Isla de Arena y Puerto Chaparrito presentaron la dispersión más amplia hacia mayores concentraciones de CaO y Sr (Figura 45). Las muestras de la localidad de Playa Pacheco Norte presentaron las concentraciones más bajas de Sr.

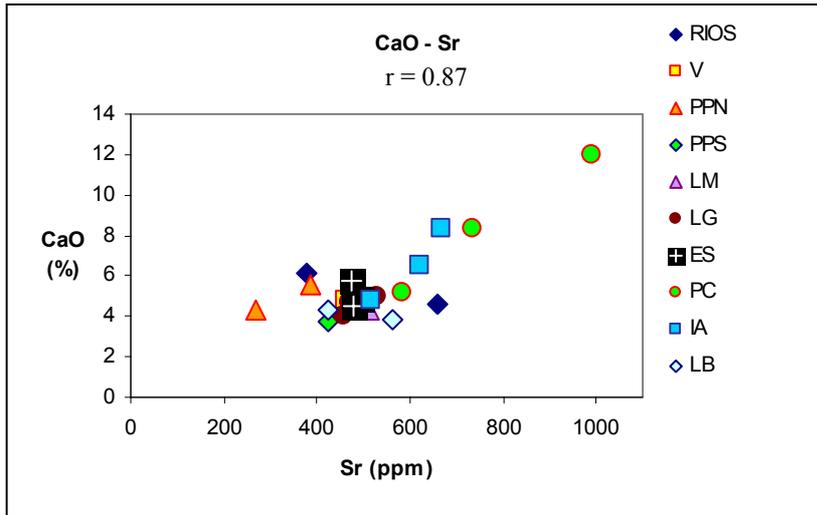


Figura 45. Discriminación de las localidades utilizando la concentración de CaO y Sr. V: Vizcaíno; PPN: Playa Pacheco Norte; PPS: Playa Pacheco Sur; LM: Laguna Manuela; LG: Guerrero Negro; ES: Exportadora de Sal; PC: Puerto Chaparrito; IA: Isla de Arena; LB: La Bombita.

TiO₂ y Zr

Playa Pacheco Norte presentó altas concentraciones de TiO₂ (Figura 46). Una muestra de la localidad Exportadora de Sal presentó un comportamiento anómalo con respecto a las demás muestras de esta misma localidad, mostrando una concentración alta de TiO₂ y Zr, además de Zn, V e Y (Tabla 6). Las muestras de las localidades Puerto Chaparrito e Isla de Arena presentaron las concentraciones más bajas de de TiO₂ (Figura 46).

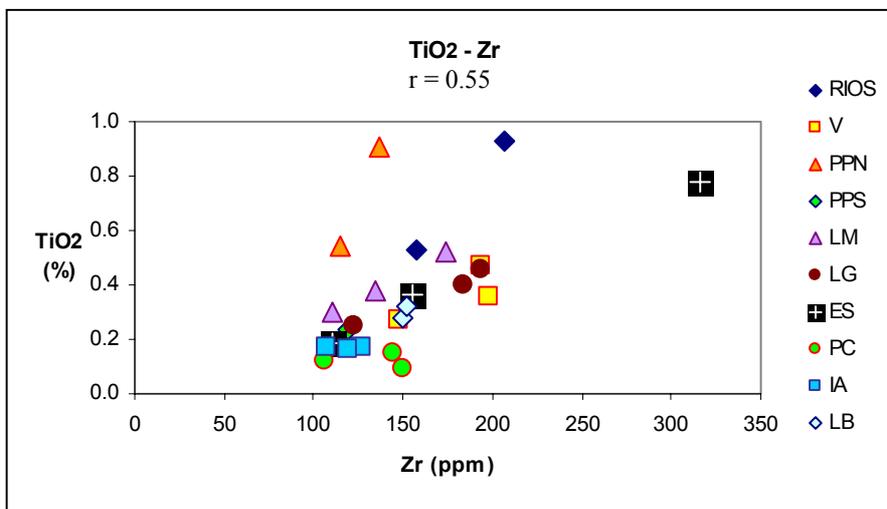


Figura 46. Discriminación de las localidades utilizando las concentraciones de TiO₂ y Zr. V: Vizcaíno; PPN: Playa Pacheco Norte; PPS: Playa Pacheco Sur; LM: Laguna Manuela; LG: Guerrero Negro; ES: Exportadora de Sal; PC: Puerto Chaparrito; IA: Isla de Arena; LB: La Bombita.

La correlación de elementos asociados a minerales ferromagnesianos y óxidos de hierro y titanio (Figura 47) resultaron estadísticamente significativas obteniéndose los siguientes valores: TiO_2 - Fe_2O_3 ($r = 0.93$), MgO - Fe_2O_3 ($r = 0.91$), V y TiO_2 ($r = 0.86$). En el caso de las correlaciones de Zr - TiO_2 ($r = 0.55$) y Rb-Ba ($r = 0.19$) se obtuvieron valores bajos (Figura 47).

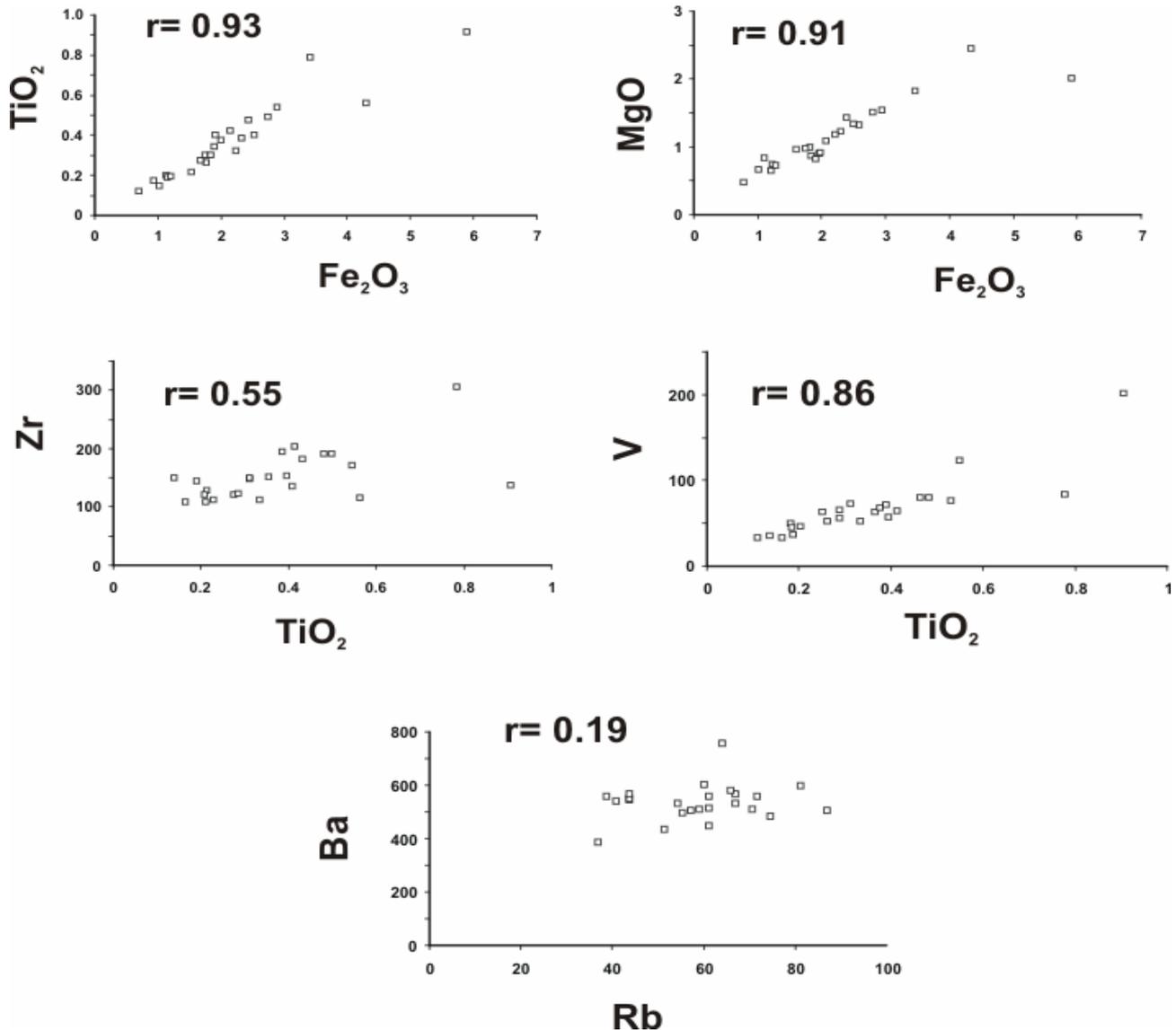


Figura 47. Correlación de óxidos mayores y elementos traza en muestras de arenas sin digestión de carbonatos.

Dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y el Desierto de Altar

Con base en el análisis modal mineralógico, el sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y del Desierto de Altar presentan una madurez mineralógica similar (IM ~ 4.8), lo cual se refleja en la concentración de SiO₂ arriba del 70% para ambos sistemas (Figura 48a). En el diagrama ternario geoquímico SiO₂ - K₂O+Na₂O+Al₂O₃ - Fe₂O₃+TiO₂+MgO, las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno se desplazan hacia los polos K₂O+Na₂O+Al₂O₃ - Fe₂O₃+TiO₂+MgO, mientras que las dunas del Desierto de Altar se desplazan hacia el polo SiO₂ (Figura 48a). A pesar de que la concentración de cuarzos totales en ambos sistemas de dunas es muy parecida, la concentración promedio de SiO₂ en el sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno es menor al 80% y en el Desierto de Altar es mayor al 80% (Fig. 48a). La arena de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno presenta una mayor dispersión hacia el polo Fe₂O₃+TiO₂+MgO, comparado con el sedimento de dunas del Desierto del Altar (Figura 48a). Las concentraciones promedio ubican a las arenas de dunas del Desierto de Altar ligeramente desplazadas hacia el polo Fe₂O₃+TiO₂+MgO, mientras que las concentraciones promedio desplazan a las arenas de dunas de San Sebastián Vizcaíno hacia el polo K₂O+Na₂O+Al₂O₃ (Fig. 48b). La dispersión para la arena de las dunas del Desierto de Altar es más cerrada que en la arena de las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno; en donde las arenas de Bahía Sebastián Vizcaíno presentan una dispersión más abierta hacia los polos K₂O+Na₂O+Al₂O₃ y Fe₂O₃+TiO₂+MgO (Figura 48b).

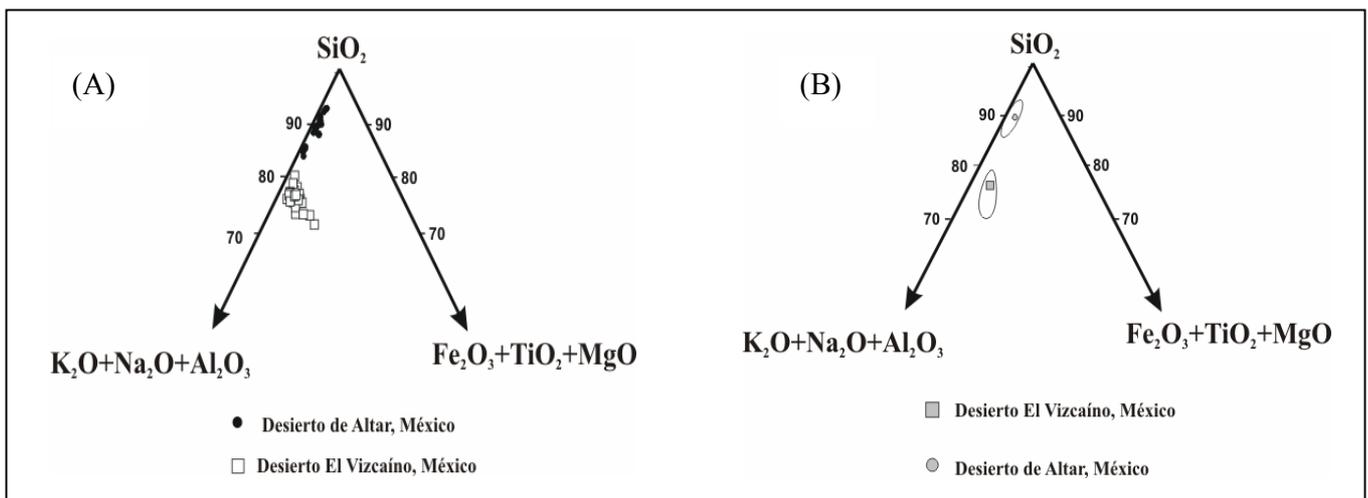


Figura 48. Diagrama ternario geoquímico comparando los sistemas de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y del Desierto de Altar. (A) Total de estaciones muestreadas. (B) Valores promedio y regiones normales aditivas de los límites logísticos de confianza.

La comparación regional entre los sistemas de dunas de Algodones, Valle Rice, Desierto de Altar y Bahía Sebastián Vizcaíno, utilizando el diagrama divariado $SiO_2 - K_2O+Na_2O+Al_2O_3$, muestra una similitud composicional entre las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y las dunas del Valle del Arroz y de del Desierto de Altar con las dunas Algodones. Las diferencias composicionales mostradas en el diagrama divariado $SiO_2 - K_2O+Na_2O+Al_2O_3$, entre las dunas del Desierto de Altar y de Bahía Sebastián Vizcaíno (Figura 49), reflejan las diferencias de la composición de la roca fuente entre ambos sistemas; dado que la composición mineralógica Qt-Ft-Lt es muy similar.

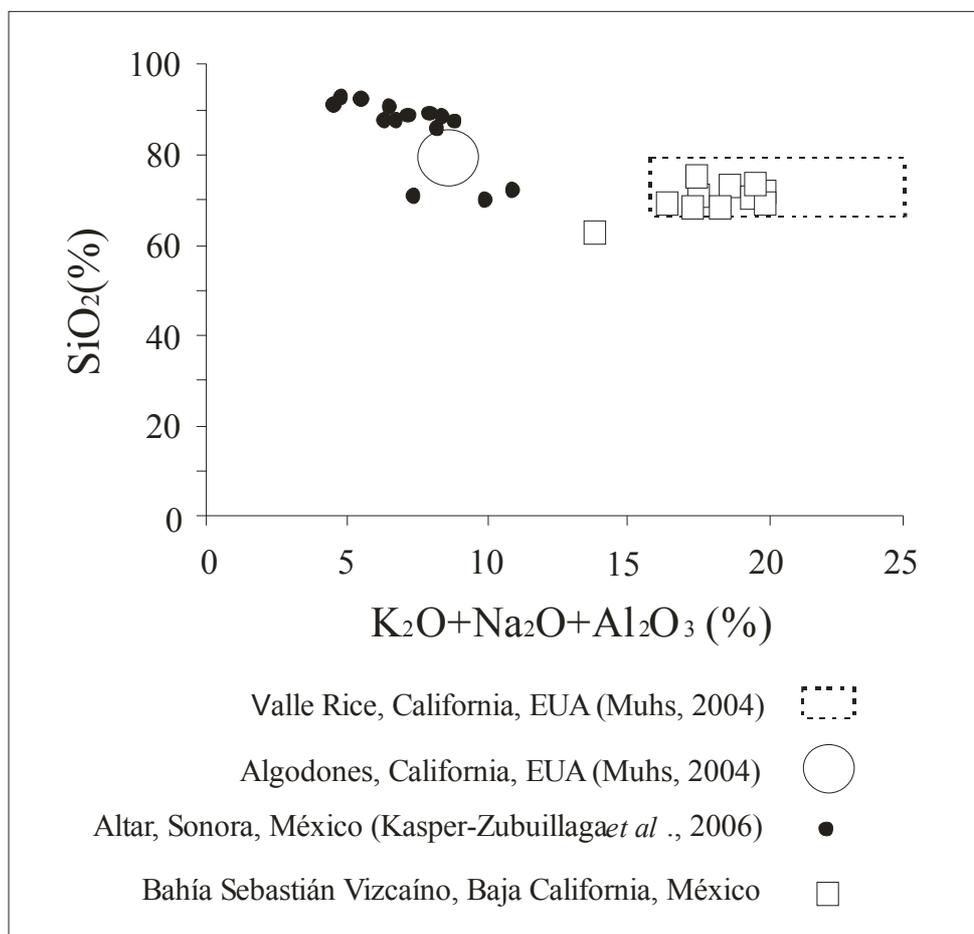


Figura 49. Comparación regional de los sistemas de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno, Desierto de Altar, Valle del Arroz y Algodones.

Análisis EDX-SEM

Glaucionita

Mediante el análisis EDX-SEM se determinó la composición semi-cuantitativa de la glauconita observada durante el análisis modal petrográfico, corroborando así la identificación del hidro-aluminosilicato de hierro y potasio (Tabla 6).

Tabla 6. Composición (%) semi-cuantitativa de un mineral de glauconita en la localidad de Puerto Chaparrito.

Localidad	O	Mg	Al	Si	K	Fe	Total
PUERTO CHAPARRITO	33.96	2.88	4.65	28.39	8.46	21.65	100

Apatita

La composición semi-cuantitativa de cinco granos de apatita, variedad colofanita, fue determinada por análisis de energía dispersiva de rayos X (EDX-SEM) (Tabla 7). Uno de los granos de apatita, de la localidad de La Bombita, presentó concentraciones de flúor, tungsteno y platino. Un grano opaco de apatita presentó las más altas concentraciones de Al (0.63%) y de Fe (5.37%) dentro los granos de apatita analizados. La concentración de calcio y fósforo en los granos de apatita, fue cercana al 40% y 15% respectivamente.

Tabla 7. Composición (%) semi-cuantitativa en agregados de apatita.

Localidad	O	F	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Fe	W	Pt	Total
Isla de Arena	33.34	ND	0.87	0.72	0.29	1.03	15.31	0.55	1.25	0.27	41.71	4.66	ND	ND	100
Isla de Arena	31.35	ND	0.66	0.82	ND	2.96	15.92	0.44	ND	0.76	43.52	3.59	ND	ND	100
Isla de Arena	35.06	ND	0.81	0.86	0.50	2.01	15.77	ND	ND	0.53	42.40	2.06	ND	ND	100
La Bombita	31.59	1.89	0.54	0.30	0.30	ND	17.28	ND	0.51	0.21	40.75	2.54	2.37	1.71	100
La Bombita	35.00	ND	0.85	0.24	0.63	0.76	16.72	ND	0.81	0.25	39.38	5.37	ND	ND	100

Cloritas

La composición química semi-cuantitativa de granos identificados como biotita y cloritas en el análisis modal petrográfico, revela una baja concentración de K y Mg, así como una alta concentración de Ca. De esta forma se confirma que en el caso de las cloritas, éstas se derivan de la alteración de anfíboles; y que en el caso de algunos de los granos identificados como biotitas, éstos son resultado de la alteración de los piroxenos. La composición semi-cuantitativa de las cloritas y de algunos minerales pesados (Figura 50), analizados por energía dispersiva de rayos X (EDX-SEM), se presenta en la Tabla 8.

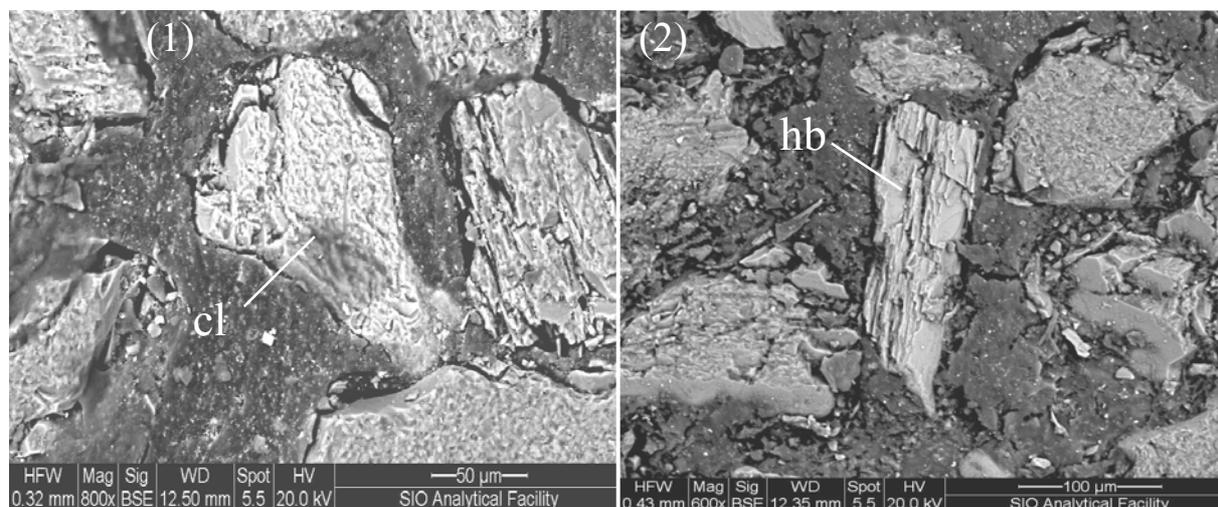


Figura 50. Imágenes de microscopio electrónico de cloritas y anfíboles. **(1)** Clorita (cl) en la localidad de La Bombita. **(2)** Anfíbol (hb) de la localidad de Isla de Arena.

Tabla 8. Composición (%) semi-cuantitativa de cloritas y minerales pesados

LOCALIDAD	MINERAL / COLOR	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Ti	Mn	Fe	TOTAL
PUERTO CHAPARRITO	MP/ PARDO	18.98	0.75	6.19	3.33	28.59	SD	1.07	14.46	1.85	0.89	23.89	100
PUERTO CHAPARRITO	MP/ PARDO	20.00	0.73	6.94	4.00	31.11	SD	0.93	12.76	1.78	ND	21.75	100
PUERTO CHAPARRITO	CLORITA/ VERDE	34.03	0.63	4.44	5.80	23.68	0.53	1.35	9.14	0.99	0.40	19.01	100
PUERTO CHAPARRITO	MP/ AMARILLO	36.06	0.79	6.69	5.01	25.97	SD	0.57	9.01	0.75	0.31	14.84	100
PUERTO CHAPARRITO	MP/ AMARILLO	37.92	0.99	7.33	4.92	25.38	SD	0.49	7.97	1.01	ND	13.99	100
ISLA DE ARENA	CLORITA/ VERDE	15.07	0.44	4.56	5.14	26.35	SD	1.57	14.34	1.02	0.88	30.64	100
ISLA DE ARENA	ANFÍBOL/ VERDE	40.97	0.80	6.66	4.50	24.38	SD	0.34	7.97	0.64	0.40	13.33	100
LA BOMBITA	ANFÍBOL/ VERDE	36.68	0.85	8.00	4.77	26.07	SD	0.56	8.69	0.54	0.43	13.39	100
LA BOMBITA	ANFÍBOL/ VERDE	34.70	1.11	6.40	4.78	24.97	SD	1.06	9.21	0.71	0.43	16.61	100
LA BOMBITA	CLORITA/ VERDE	34.11	1.01	5.67	5.65	23.62	SD	0.85	9.29	0.65	0.51	18.64	100

MP = mineral pesado; SD = sin datos.

Minerales opacos

Los minerales opacos de la arena de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno se discriminan en dos grupos por su concentración de carbono: los minerales opacos libres de carbonato y los minerales opacos ricos en carbonato (Tablas 9, 10 y 11, Figura 51). Algunos de los minerales opacos analizados presentan altas concentraciones de Fe y Ti por arriba del 30%, este tipo de composición indica un origen a partir de óxidos de Fe y Ti de alguna fase dentro del sistema FeO-Fe₂O-TiO₂, con sedimentación química secundaria como se sugiere para ciertos depósitos sedimentarios ricos en Fe, por la concentración de carbono y otros elementos. Un grano opaco de la localidad de La Bombita mostró altas concentraciones de Mn (15.59%). Este mismo grano presentó una composición semicuantitativa con altas concentraciones de Ti, Fe, Mn, O y C en orden decreciente; y menores concentraciones de Zn, Na, Rb y Ba en orden decreciente (Tabla 11, Figura 51-1). Algunos de los minerales opacos encontrados en las arenas de dunas en las localidades de Isla de Arena y Playa Pacheco Sur presentaron características de granos de carbonato de calcio remplazados por minerales opacos amorfos y textura granular. Lo anterior sugiere que las concentraciones de Mn en granos ricos en Mn, pueden tener un origen químico secundario por remplazamiento. En otros casos en donde el grano opaco presenta bajas concentraciones de Mn y altas concentraciones de óxidos Fe y Ti, las concentraciones de Mn y C pueden estar cubriendo a los granos tal y como sucede en los micromódulos cubiertos de Fe y Mn. Los yacimientos de minerales ricos en Mn en sedimentos generalmente consisten en concreciones irregulares, nódulos y masas de tierra de óxidos y carbonatos dentro de una matriz (Craigh & Vaughan, 1994). Sin importar la concentración de carbonato, algunos minerales opacos mostraron bajas o nulas concentraciones de Fe, Mg y Ti, o de algún otro elemento asociado a los yacimientos de los minerales opacos más que S en uno de los granos. Un grano opaco de la localidad de Isla de Arena (código de mapa del grano opaco: COR) no mostró concentraciones de Fe, Mg y Ti. Sin embargo, mostró bajas concentraciones de S y altas concentraciones de C, Si y Al en orden decreciente. Al respecto de lo anterior, se pueden desarrollar cubiertas concéntricas de sulfuros en los granos de sedimento por procesos de depositación secuencial a partir de fluidos cargados con metales y azufre que circulan a través de los espacios intergranulares en los sedimentos, resultando en la formación de yacimientos de mineral opacos (Craigh & Vaughan, 1994). En el caso en el que las concentraciones de Si y C son altas, y las concentraciones de Fe, Mg y Ti son bajas o nulas, la precipitación durante la sedimentación química puede cubrir los carbonatos o silicatos por remplazamiento, hematización o precipitación de otros minerales opacos.

Tabla 9. Composición (%) semi-cuantitativa de granos opacos con concentraciones de carbono

Localidad	Código de mapa	C	O	Na	Mg	Al	Si	S	Ca	Ti	V	Mn	Fe	Total
Isla de Arena	CO3	12.10	19.30	0.00	0.00	0.00	2.29	0.00	0.00	9.78	0.00	0.00	56.54	100
Puerto Chaparrito	WO2	10.30	5.49	0.00	0.00	0.22	0.51	0.00	0.00	35.13	0.00	1.84	46.51	100
Puerto Chaparrito	WO1	6.62	28.98	0.00	0.34	0.00	0.20	0.00	0.00	34.22	0.40	1.21	28.02	100
Isla de Arena	COR	68.46	11.87	1.150	0.00	3.93	12.88	0.47	1.24	0.00	0.00	0.00	0.00	100
La Bombita	FO3	19.64	41.70	0.00	0.20	0.00	38.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100

Tabla 10. Composición (%) semi-cuantitativa de granos opacos sin concentraciones de carbono

Localidad	Código de mapa	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Ti	V	Mn	Fe	Br	Total
La Bombita	FO2	17.84	0.00	0.00	0.00	0.60	0.00	0.00	0.00	32.60	0.61	0.99	47.37	0.00	100
Isla de Arena	CO1	20.23	0.52	0.84	0.54	1.86	0.00	0.33	0.57	35.34	0.00	2.44	37.34	0.00	100
La Bombita	2FOR1	38.24	0.31	0.81	13.43	15.22	0.44	0.46	0.97	0.24	0.00	0.00	29.88	0.00	100
Isla de Arena	CO2	34.16	0.89	1.59	5.25	47.59	0.68	3.08	2.44	0.00	0.00	0.00	4.31	0.00	100
La Bombita	FO1	43.48	0.29	0.00	0.00	54.31	0.52	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.70	100

Tabla 11. Composición (%) semi-cuantitativa de un grano opaco rico en manganeso

Localidad	C	O	Na	Ti	V	Mn	Fe	Zn	Rb	TOTAL
La Bombita	10.16	16.43	0.52	31.20	0.32	15.59	24.50	0.77	0.51	100.00

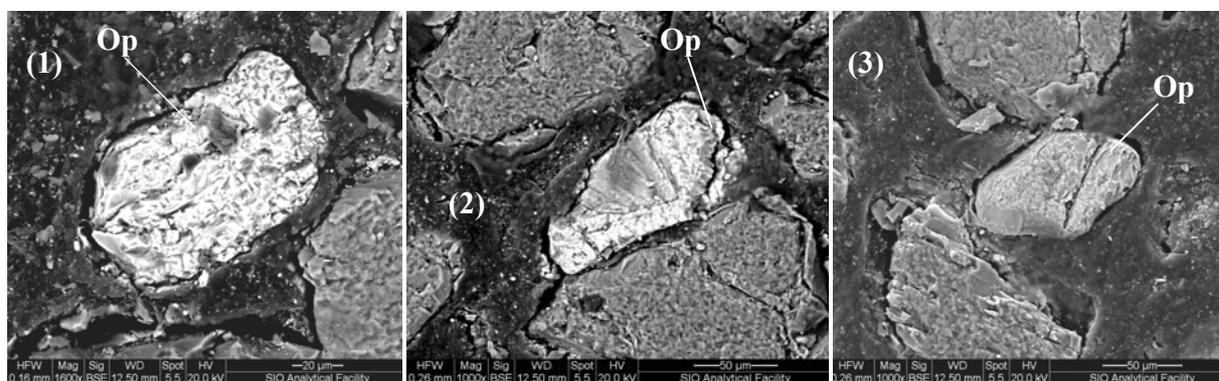


Figura 51. Fotografías de microscopio electrónico de granos opacos (Op). (1) grano opaco (CO1) rico en Mn, Fe y Ti de la localidad de Isla de Arena, (2) grano opaco (2FOR1) de la localidad de La Bombita, (3) grano opaco (FO2) de la localidad de La Bombita con forma subhedral – rombohedral compuesto por ilmenita.

9.5. Análisis de Conglomerados

Conglomerado de la Distribución de Tamaño de Grano

El análisis de conglomerados de la distribución granulométrica asocia las muestras en los grupos (1) y (2) (Figura 52). El grupo (2) presentó las subagrupaciones (2.a), (2.b) y (2.c) (Figura 52). El grupo (1) incluye muestras de las localidades de Exportadora de Sal, Isla de Arena, Puerto Chaparrito y La Bombita; así como una muestra de piso interdunar de Laguna Manuela. Las muestras del grupo (1) se diferencian del resto de las muestras de sus respectivas localidades porque presentan rangos de clasificaciones mayores y/o asimetrías negativas. Las muestras del grupo (1) integran las tres muestras de cada duna, siendo éstas cresta (c), flanco (w) y cara de caída (s); salvo en el caso de la estación IA4, en donde la muestra de la cara de caída (IA4s) queda en el grupo (2). En el grupo (2), el subgrupo (2.c) asocia el total de las muestras de Playa Pacheco Norte. Las muestras de dicha localidad de la costa norte presentaron el valor promedio de clasificación más bajo (0.3928ϕ) y el valor promedio de asimetría más fina (0.0605) del resto de las localidades. El subgrupo (2.b) integra algunas muestras de la localidad de Laguna Manuela con valores de tamaño de grano y clasificación muy cercanos. El subgrupo (2.a) presenta muestras de intercaladas de las localidades de la planicie aluvial, el ambiente de barreras y del sur de la costa norte (Playa Pacheco Sur).

Dendrograma de la Distribución Granulométrica

Vinculación simple

Distancias Euclidianas

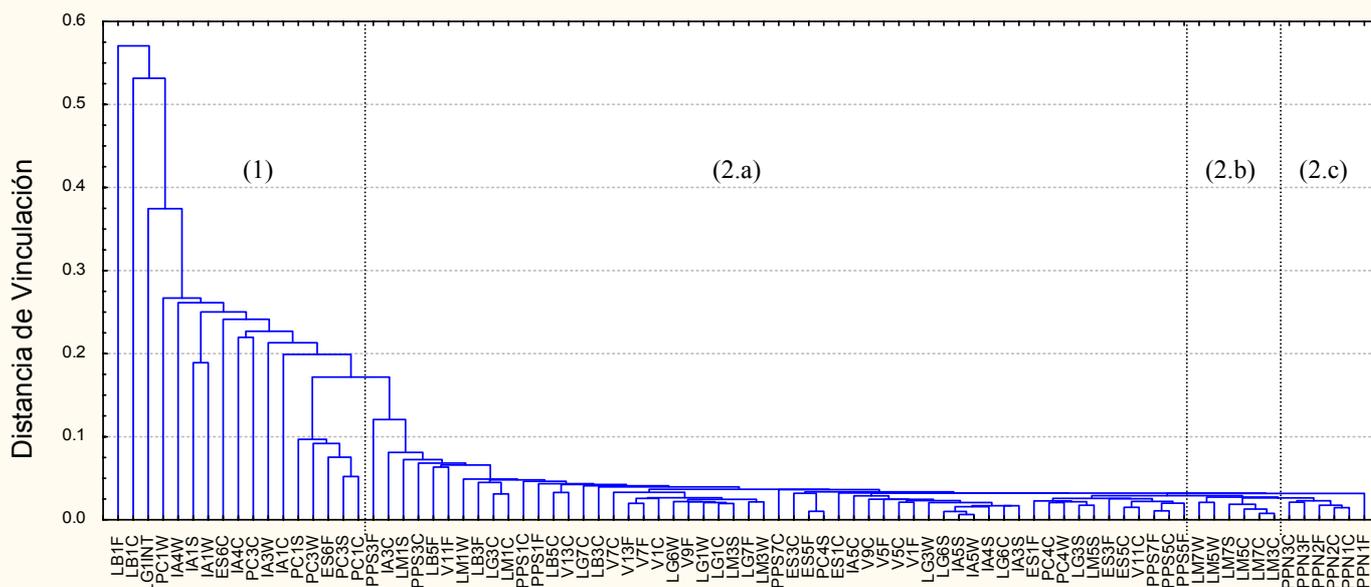


Figura 52. Dendrograma de la distribución granulométrica.

Conglomerado de la Composición Mineralógica

El análisis de conglomerados de la composición mineralógica (Figura 53) asocia las muestras en los grupos (1) y (2). En el grupo (1) se asocian las muestras de Puerto Chaparrito e Isla de Arena, en el grupo (2) se asocian el resto de las localidades del ambiente de barreras, planicie aluvial y costa norte. El rasgo más distintivo de las muestras de Isla de Arena y Puerto Chaparrito (grupo 1) es la alta concentración de bioclastos en comparación con el resto de las localidades.

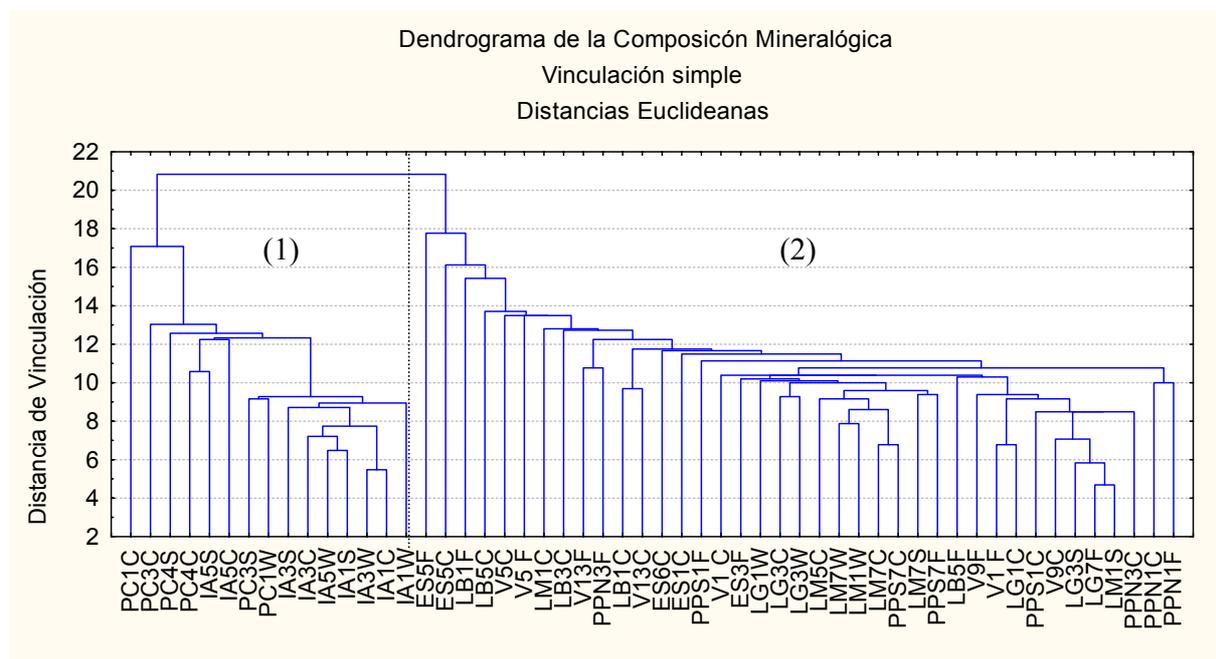


Figura 53. Dendrograma de la composición mineralógica.

Conglomerado de la Composición Geoquímica

El análisis de conglomerados de conglomerados de la composición geoquímica asocia las muestras en los grupos (1), (2) y (3) (Figura 54). El grupo (1) se encuentra menos vinculado con los grupos (2) y (3); y las muestras que lo integran presentan menos vinculación entre sí. Los grupos (2) y (3) presentan una vinculación más cercana entre sí y hacia adentro, entre sus respectivas muestras. En el grupo (1) se presentan muestras de la localidad de la costa norte (Playa Pacheco Norte), del ambiente de barreras (Puerto Chaparrito) y de la planicie aluvial (La Bombita y Exportadora de Sal) y de un río localizado al SE del área de estudio. El grupo (2) presenta los subgrupos 2.a, 2.b, 2.c. El subgrupo (2.a) asocia exclusivamente muestras de las barreras Isla de Arena y Puerto Chaparrito. El subgrupo (2.b)

asocia el resto de muestras de las localidades del ambiente de barreras (Isla de Arena, Laguna Manuela y La Golondrina), de la localidad de la planicie aluvial ubicada más cercana a la línea de costa (Exportadora de Sal) y de la localidad transitoria entre el ambiente de barreras y la costa norte (Playa Pacheco Sur). El grupo (3) asocia una muestra de Playa Pacheco Norte y una muestra de un río localizado al Norte del área de estudio.

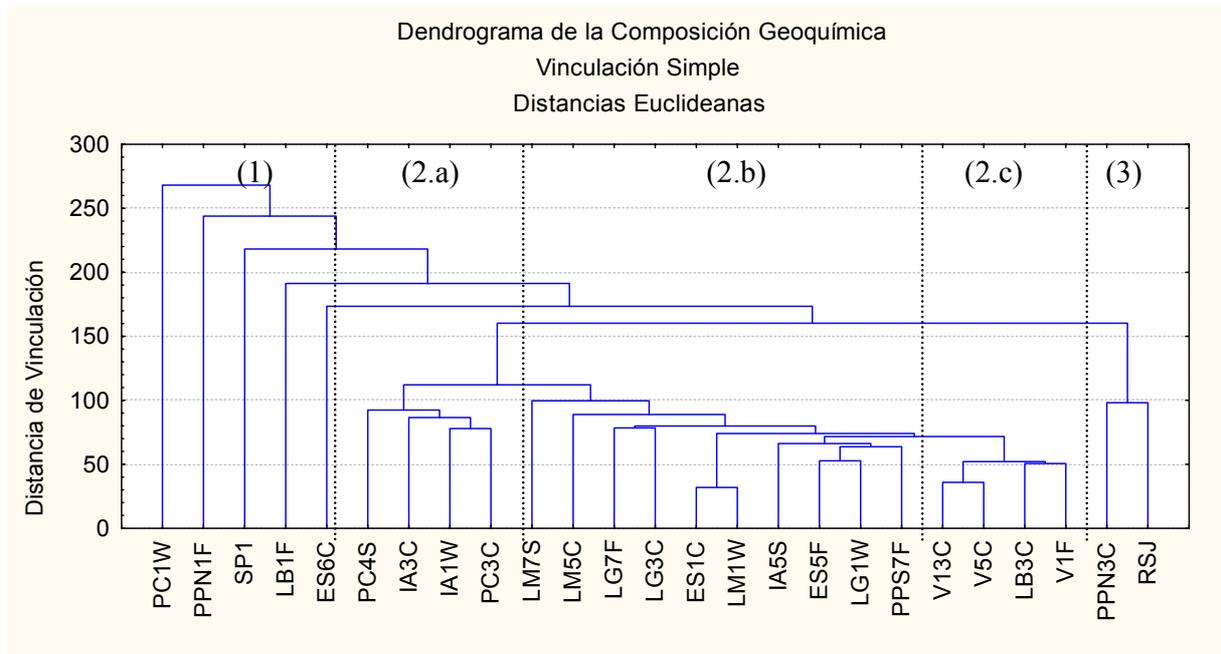


Figura 54. Dendrograma de la composición geoquímica.

Composición de la Composición Geoquímica Semi-cuantitativa de Minerales Opacos

El análisis de conglomerados de la composición geoquímica-semicuantitativa de minerales opacos asocia los granos en dos grupos (Figura 55). Los granos analizados que presentaron concentraciones de C se encuentran indicados con un cuadro rojo. Dentro del dendrograma, al lado izquierdo de la línea punteada, se encuentran los granos opacos con baja o nula concentración de Fe y Ti; del lado derecho de la línea punteada se encuentran los granos opacos ricos en Fe y en algunos casos ricos también en Ti. En ambos grupos, se encuentran granos con y sin concentraciones de carbono. En el conglomerado de la derecha, se forma un subgrupo al centro integrado por los granos ricos tanto en Fe como en Ti. A ambos lados de este subgrupo de grano ricos en Fe y Ti, se localizan dos granos ricos en Fe y pobres en Ti, los cuales se diferencian entre sí por sus concentraciones de carbono.

10. Discusiones

Morfología

La morfología de las dunas refleja la variación de la disponibilidad de sedimento durante la evolución del sistema, a lo largo de la costa y tierra adentro sobre la planicie aluvial. Por otro lado, la morfología del sistema de dunas indica una dirección del viento predominantemente unimodal (NW) durante la formación del sistema. La actual morfología de las dunas y de las playas refleja que la disponibilidad de sedimento en el pasado fue significativamente mayor que en el presente. En el pasado, la disponibilidad de sedimento a lo largo de la costa fue mayor en el sur que en el norte; y mayor que en la planicie aluvial. En el norte de la bahía, la menor disponibilidad de sedimento con respecto al sur y centro de la bahía produjo la unidad morfológica de la costa norte (lechos arenosos complejos semi-estabilizados). Al centro y sur de la bahía, la mayor disponibilidad de sedimento dentro del área de estudio produjo la unidad morfológica del ambiente de barreras (campos de dunas y dorsales barcanes complejos). Finalmente, tierra adentro la menor disponibilidad del área de estudio de sedimento produjo la unidad morfológica de la planicie aluvial (dunas lineales vegetadas complejas). Sin embargo, a pesar de la menor disponibilidad de sedimento en la planicie aluvial, la larga historia de evolución del sistema y la fisiografía de la cuenca del Vizcaíno han propiciado que la unidad morfológica de la planicie aluvial presente la mayor extensión de las tres. En el extremo sur de la bahía la presencia de las megadorsales barcanes de la planicie costera reflejan la gran disponibilidad de sedimento necesaria para su formación. Mientras que al centro de la bahía la formación de las islas de barrera durante el último ascenso del nivel del mar consumió gran parte del depósito original. Al quedar reducida la fuente inmediata de sedimento del ambiente de barreras, se produjeron formaciones eólicas sobre las islas de barrera (dorsales y dunas barcanes) que podrían indicar una menor disponibilidad de sedimento. Sin embargo la disponibilidad de sedimento que dio origen a la formación del sistema en el sur y centro de la bahía fue muy parecida. En la actualidad, la dotación de la costa sur y del ambiente de barreras se encuentra muy decrementada, ya que se aprecian rasgos deflacionales sobre las playas indicando un balance negativo entre la playa y la duna. Por otro lado, la cubierta de dunas sobre Isla de Arena ha disminuido considerablemente desde 1957; además se ha desarrollado un brazo de la laguna sobre la barrera. Sin embargo la migración de las dunas y dorsales barcanes en Isla de Arena continúa, indicando cierto grado de actividad menor que en décadas pasadas. La presencia de los lechos arenosos complejos semi-estabilizados (vegetados) en las cabezas de las lagunas refleja el transporte de sedimento fino en suspensión dentro de las lagunas. Por otro lado, los lechos arenosos complejos semi-estabilizados (c-s) de la costa norte y de la cabeza de las lagunas reflejan una disminución en la disponibilidad de sedimento con relación al ambiente de barreras y al sur de la bahía. La capacidad de colonización de la vegetación en los lechos arenosos (c-s) está asociada a una baja

tasa de depositación de sedimento. Posteriormente, la formación de dunas parabólicas sobre los lechos arenosos es el reflejo de la disminución de la cantidad de sedimento disponible; ya que para que se desarrollen dunas parabólicas debe existir erosión eólica de la supraplaya y del lecho arenoso, así como la presencia de vegetación. Al reducirse aún más la disponibilidad de sedimento, las dunas parabólicas son deformadas produciendo formas elongadas, las cuales son transformadas finalmente en lechos arenosos simples semi-estabilizados. La migración de los lechos arenosos (c-s) en la costa norte se ha interrumpido, al menos a partir de 1957; indicando que la actividad en dicha localidad es muy baja. El sedimento que es transportado eólicamente tierra adentro, más allá de los lechos arenosos (c-s) (en las cabezas de las lagunas y la costa norte) y que alcanza la planicie aluvial, da origen a dunas lineales vegetadas complejas. Las dunas lineales vegetadas complejas reflejan la disminución de la disponibilidad de sedimento, en comparación con la disponibilidad en los lechos arenosos. Las dunas lineales vegetadas además indican que existe cierta erosión de la planicie aluvial; la cual es mitigada parcialmente por el sedimento que llega de la costa y que se deposita sobre el aluvión. La presencia de la unidad de dunas barcanes, localizada dentro de los lechos arenosos en la cabeza de uno de los brazos de la laguna Ojo de Liebre (actualmente seco), indica que en ese punto existió una disponibilidad de sedimento relativamente mayor que en el resto de la cabeza de la laguna. Este punto dentro de la planicie aluvial se localiza muy cerca de la Sierra de Vizcaíno de San Andrés (a 20 Km). El levantamiento de la cuenca producido por el tectonismo de la zona (Ortíleb *et al.*, 1978) explica que la disponibilidad de sedimento relativamente mayor en dicho punto, se produjo por la desecación del brazo de la laguna ocasionado por el levantamiento del terreno.

Granulometría

En la costa los tamaños de grano son relativamente más gruesos que en la planicie aluvial. Esto indica que el nivel de energía en la planicie aluvial es menor que en la costa, lo cual está asociado a que en la planicie aluvial el único agente de erosión y transporte es el viento; mientras que en la costa las corrientes por marea, la corriente litoral de Baja California y el viento producen un ambiente de mayor energía. A mayor distancia de transporte tierra adentro dentro del sistema, los granos gruesos van quedando atrás durante el proceso de saltación y durante el transporte de la carga suspendida dentro de las lagunas. Los diagramas de tamaño de grano contra clasificación, asimetría y curtosis reflejan el grado de mezcla de sedimento entre las localidades de la costa con el ambiente de barreras, así como de éstas con la planicie aluvial. La costa norte, dominada por una morfología de lechos arenosos, presenta sedimento relativamente más fino en la entrada de la bahía (Playa Pacheco Norte) que en el extremo sur de esta localidad (Playa Pacheco Sur). Indicando que el transporte litoral, a lo largo de la costa, producido por la corriente de Baja California suministra sedimento a la bahía por este punto y posteriormente el sedimento

es mezclado con el sedimento que dio origen a los lechos arenosos de la costa norte durante el último ascenso del nivel del mar. Al sur de la costa norte, la morfología de las dunas cambia y entramos al ambiente de barreras de arena, en este punto (Laguna Manuela) el sedimento es más fino que en Playa Pacheco Sur y que las localidades más al sur en el ambiente de barreras (Isla de Arena y Puerto Chaparrito). Las diferencias del tamaño de grano entre las localidades del ambiente de barreras se encuentran relacionadas con el grado de erosión del lecho de las lagunas y el piso de las barreras durante la bajamar, el grado de erosión eólica de las playas (indicado por los rasgos deflacionales de la supraplaya), así como por el aporte de sedimento litoral a través de la costa por la corriente de marea producida en el estrecho entre Isla Cedros y la Península Vizcaíno. El volumen del prisma de mareas de las lagunas (volumen de agua intercambiado durante la pleamar y la bajamar) está relacionado con la extensión y profundidad de las lagunas. Durante la bajamar, la corriente de salida produce erosión del lecho de la laguna en la profundidad de desgaste dentro de la zona de influencia de la boca de la laguna (Inman *et al.*, 2005). A mayor profundidad mayor carga hidráulica y mayor fricción en el fondo; a mayor extensión mayor tiempo de desgaste. Isla de Arena y Puerto Chaparrito se localizan entre las lagunas más grandes y profundas: Ojo de Liebre y Guerrero Negro en orden decreciente. Mientras que Laguna Manuela se localiza a la entrada de la laguna más pequeña y relativamente igual de profunda que Laguna Guerrero Negro. En otro sentido, Isla de Arena presentó los rasgos más notables de erosión eólica en la supraplaya (rasgos deflacionales). Podemos pensar que durante la bajamar la erosión hidráulica en el piso de las barreras y fondos de las lagunas es relativamente mayor en Isla de Arena y Puerto Chaparrito, lo que produce sedimento más grueso que en Laguna Manuela. Además la erosión de la supraplaya (piso de la barrera) de Isla de Arena también suministra sedimento relativamente más grueso. La corriente generada por la pleamar distribuye el sedimento de sur a norte dentro de la bahía, en dirección contraria que la corriente litoral de Baja California, mezclando el sedimento y llevando el sedimento relativamente más fino hacia la Laguna Manuela. En este punto convergen las dos corrientes: la corriente litoral de Baja California y la corriente de mareas del estrecho Isla Cedros-Península del Vizcaíno; produciéndose una mezcla de sedimento entre las localidades del ambiente de barreras (Laguna Manuela) y la costa norte (Playa Pacheco Norte y Playa Pacheco Sur). Podemos establecer, en función de los procesos anteriores y del tamaño de grano, que en el ambiente de barreras se presenta un ambiente de mayor energía en comparación al ambiente de la costa norte. Una vez que el sedimento se deposita sobre las barreras y la costa norte, el sedimento es transportado tierra adentro por el viento e hidráulicamente por efecto de las corrientes de marea dentro de las lagunas. En la isla de barrera de Laguna Manuela, una parte del sedimento es transportado 10 Km tierra adentro sobre la partición de arena (barrera transversal) que conecta la barrera con la planicie aluvial. En este punto (localidad Guerrero Negro), el transporte eólico sobre de la barrera produce una clasificación del sedimento y el tamaño de grano disminuye. A 40 Km de distancia viento abajo de la localidad de Guerrero Negro, se ubica la localidad de La Bombita, la cual presenta un tamaño

de grano ligeramente más grueso, menos clasificado y con asimetría más fina que la localidad de Guerrero Negro. El aumento de tamaño de grano y la morfología de dunas lineales vegetadas complejas de la localidad, sugieren que se produce una mezcla de sedimento de la costa con sedimento de la planicie aluvial. En el caso de Isla de Arena, el sedimento que alcanza la planicie aluvial (Exportadora de Sal) recorre menos distancia que en el caso de Laguna Manuela-La Bombita; sin embargo, también se produce una ligera disminución del tamaño de grano, mejora la clasificación y la arena se vuelve más simétrica. De esta forma se presenta una clasificación del sedimento durante el transporte tierra adentro por la selectividad de del viento y del transporte hidráulico dentro de la laguna Guerrero Negro, prefiriendo los granos relativamente más finos. La morfología de dunas vegetadas complejas en Exportadora de Sal sugiere que también se presenta la mezcla de sedimento costero con sedimento aluvial. En la localidad del Vizcaíno, el tamaño de grano es menor que Isla de Arena y Puerto Chaparrito; indicando que el viento y el transporte de la carga suspendida hacia la cabeza de la laguna Ojo de Liebre (Postma, 1965) seleccionan los granos relativamente más finos suministrándolos posteriormente a la planicie aluvial. El análisis de conglomerados de la distribución granulométrica refleja los siguientes procesos: (1) mezcla a lo largo de la costa de sur a norte y de norte a sur; (2) mezcla de sedimento de la costa con sedimento aluvial tierra adentro; y (3) la entrada de sedimento en el ambiente de barras.

Petrografía

El contenido normalizado de cuarzos totales, feldespatos totales y líticos totales refleja la clasificación producida durante el transporte eólico de la costa hacia la planicie aluvial; de la misma forma que el tamaño de grano lo refleja al presentarse granos relativamente más finos en la planicie aluvial que en la costa. El viento selecciona los granos ligeros (cuarzos totales y feldespatos totales) y deja detrás los granos pesados (líticos) (Carranza-Edwards *et al.*, 1998; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2006). Las localidades de la costa presentaron contenidos de feldespatos totales y de líticos totales en competencia; mientras que las localidades de la planicie aluvial presentaron menores contenidos de líticos totales en comparación con el contenido de feldespatos totales. El índice de madurez mineralógica refleja los procesos anteriores, en donde las localidades de la planicie aluvial presentaron los mayores valores. El dominio de feldespatos totales sobre líticos totales se presenta en rocas sedimentarias clásticas en donde al disminuir el tamaño de grano entre 2ϕ y 3ϕ se produce esta sucesión de minerales (Blatt *et al.*, 1990). Lo anterior hace pensar que no solo el viento produce dicha clasificación mineralógica, sino que el transporte hidráulico de la carga suspendida (sedimento fino) hacia la cabeza de las lagunas también produce dicha clasificación mineralógica. En condiciones de alta energía del viento (velocidad > 10 m/s), se produce una pérdida de feldespatos totales por el impacto entre los granos (Muhs, 2004). Durante el verano, el 50% del día las velocidades del viento en Bahía Sebastián Vizcaíno exceden dicha velocidad.

Sin embargo, las localidades de la planicie aluvial no muestran una pérdida significativa de feldespatos totales, solo se pierden los líticos totales. La localidad de Guerrero Negro (localizada en el extremo del ambiente de barreras en la transición con la planicie aluvial) es la única que presenta la pérdida de feldespatos totales y de líticos totales. Para este mismo caso, el valor del índice P/K de Guerrero Negro (0.96) es similar al de Laguna Manuela (0.95) ya que el sedimento nunca deja el ambiente de barreras y por ende no se mezcla con sedimento aluvial. Viento abajo, La Bombita presenta un índice P/K (0.85) menor (0.96) y un contenido de feldespatos totales mayor que Guerrero Negro. Por lo anterior, podemos suponer que entre mayor distancia recorra el sedimento costero sobre la planicie aluvial, se producirá una mayor mezcla con sedimento aluvial. Lo anterior concuerda con la interpretación de que el tamaño de grano ligeramente más grueso en la Bombita que en Guerrero Negro es resultado de la mezcla de sedimento costero con aluvial. De igual forma la morfología de dunas lineales vegetadas sugiere erosión de la planicie aluvial (Pye & Tsoar, 1990) y por tanto mezcla de sedimento costero con aluvial. Para las localidades de La Bombita y el Vizcaíno el radio P/K se encuentra cerca de los radios reportados por Patterson (1984) para areniscas de la Formación Valle en la Península del Vizcaíno (0.76 - 0.86). Lo que refuerza la idea de que el radio P/K refleja la mezcla de sedimento costero con aluvial; ya que la Formación Valle y otras unidades litológicas de tipo granítico (ricas en plagioclasas de Ca y Na en relación al bajo contenido de feldespatos de potasio) presentes en la cuenca alimentaron parcialmente de sedimento el aluvión en épocas pasadas. En el caso de Exportadora de Sal, el índice P/K (0.96) indica que la mezcla con sedimento aluvial es baja, lo que se encuentra asociado con la corta distancia de transporte del sedimento sobre la planicie aluvial. El índice de procedencia, además de reflejar la influencia de fuentes supra-corticales y de emplazamiento profundo, refleja los procesos de clasificación y mezcla los cuales son más intensos en la planicie aluvial. La composición Qt-Ft-Lt, así como el índice P/K, reflejan preferencialmente los procesos de clasificación mineralógica y mezcla de sedimento que se llevan a cabo de la costa hacia tierra adentro; de la misma forma que la morfología de las dunas lineales vegetadas indica la erosión del aluvión y por consiguiente la mezcla con sedimento costero.

Las localidades del ambiente de barreras presentan el mayor contenido de líticos sedimentarios (areniscas, pedernales y calizas en orden decreciente). Las areniscas de grano fino y el pedernal son resistentes a la abrasión química durante los ciclos de transporte (Harrell & Blatt, 1978; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2006). La concentración alta de líticos sedimentarios en el ambiente de barreras coincide con la alta concentración de bioclastos y tamaños de grano relativamente grandes en estas mismas localidades, especialmente en Puerto Chaparrito e Isla de Arena. Lo anterior puede estar relacionado al proceso de erosión de playas y lagunas en las anteriores localidades por efecto del ambiente de mayor energía producto de la interacción de las corrientes de marea en el mar y las lagunas, la corriente litoral de Baja California y el viento. En la costa norte, la concentración de líticos volcánicos es más alta que en el

ambiente de barreras, reflejando la influencia de los aparatos volcánicos Cenozoicos presentes en la zona y al norte de la bahía. Playa Pacheco Norte presenta un mayor contenido de líticos metamórficos y plutónicos que Playa Pacheco Sur; por otro lado, el contenido de líticos sedimentarios en la costa norte aumenta hacia el sur. Lo anterior muestra influencia del transporte litoral de sedimento producido por la corriente de Baja California en Playa Pacheco Norte, así como la mezcla de sedimento entre la costa norte y el ambiente de barreras. Las localidades de la planicie aluvial contienen el mayor contenido de líticos metamórficos y plutónicos de todas las localidades, reflejando la mezcla del sedimento costero con sedimento aluvial, ya que se presumen una composición granítica de la roca fuente dominante del aluvión y dentro de la cuenca se presentan unidades de esquistos Mesozoicos. La Bombita presentó altas concentraciones de líticos volcánicos, que de acuerdo con los procesos de selección mineralógica producidos durante el transporte eólico (en donde quedarían los volcánicos atrás), indica la mezcla con sedimento aluvial. La litología de la zona de influencia de La Bombita presenta abundantes unidades Cenozoicas volcánicas de tipo basáltico. La mezcla de sedimento aluvial con costero en La Bombita se refleja también en la granulometría y la morfología.

La presencia de bancos de conchas dentro de las lagunas (e.g. Isla Conchas) y en las playas de las barreras (Phleger & Ewing, 1965), indica que la alta concentración de conchas en Isla de Arena y Puerto Chaparrito se debe a la erosión del lecho de las lagunas y del piso de las barreras; y refleja la alta productividad del ambiente de lagunas en relación al mar abierto. Lo anterior está apoyado con la composición granulométrica y los rasgos deflacionales de Puerto Chaparrito e Isla de Arena, que indican también una mayor erosión del lecho lagunar y del piso de las barreras por efecto de los prismas de marea y por la erosión eólica de la playa en Isla de Arena. La casi nula concentración de bioclastos en Playa Pacheco Norte refleja la poca influencia del ambiente lagunar y por ende la mayor influencia del transporte litoral producido por la corriente de Baja California. La influencia de la corriente de Baja California en la localidad de Playa Pacheco Norte, así como la mezcla con el sedimento de Playa Pacheco Sur, se aprecia también por el tamaño de grano y por la composición de líticos totales a lo largo de la costa. Para el caso de las localidades de la planicie aluvial, la disminución del contenido de bioclastos en relación al ambiente de barreras es producto de la clasificación mineralógica, resultado de la pérdida del mineral por impactos balísticos durante el transporte eólico (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2006). La clasificación y pérdida de bioclastos por impactos balísticos están en función de la distancia de transporte eólico sobre la planicie aluvial desde la costa. De esta forma, el contenido de bioclastos en orden decreciente se presenta en: Exportadora de Sal, Vizcaíno y La Bombita. El proceso de clasificación y pérdida de bioclastos que se produce durante el transporte eólico de la costa hacia la planicie aluvial es análogo a la pérdida de minerales (líticos totales y feldspatos totales) que se presenta durante el mismo proceso.

La composición de minerales accesorios no biógenos varía en relación a la distancia de transporte y a los múltiples ciclos en los que el sedimento puede ser retrabajado. Un mayor contenido de minerales opacos en relación al contenido de minerales pesados refleja una historia mas larga de transporte o de recirculación; dado que los minerales pesados son menos estables en comparación con los minerales opacos (Pettijhon *et al*, 1975). El sedimento de la costa norte refleja que Playa Pacheco Norte tiene una gran influencia del transporte litoral de la corriente de California, ya que en comparación con Playa Pacheco Sur, presenta menor contenido de minerales pesados reflejando una larga ruta de transporte a lo largo de la costa de la Península de Baja California; mientras que en Playa Pacheco Sur se presenta una competencia entre minerales pesados y opacos reflejando poco transporte y/o recirculación. La influencia de sedimento transportado por la corriente litoral de Baja California en Playa Pacheco Norte, indicada por la relación minerales opacos-pesados, se refleja también en la granulometría, la composición de líticos y de bioclastos a lo largo de la costa. La competencia entre minerales opacos y pesados en Playa Pacheco Sur refleja que gran parte de su sedimento procede de la fuente original que le dio origen durante el último ascenso del nivel del mar; ya que al no existir un ambiente lagunar con barreras, la relación minerales pesados-opacos se encuentra en competencia indicando una historia de transporte y/o recirculación relativamente menor a Playa Pacheco Norte y al ambiente de barreras. Las localidades del ambiente de barreras presentan bajos contenidos de minerales pesados en relación a los opacos, salvo por el caso de Puerto Chaparrito en donde existe una competencia de los minerales pesados y opacos. De acuerdo con la morfología del ambiente de barreras, suponemos que existe un proceso de recirculación del sedimento dentro del circuito playa-duna-laguna-playa (Postma, 1965). Sin embargo en Puerto Chaparrito este proceso no ocurre, ya que la partición de arena (barrera transversal) se encuentra conectada a la planicie y alineada con la dirección NW del viento; entonces el sedimento que se deposita sobre la barrera es transportado hacia la planicie aluvial directamente sin pasar por la laguna como en el caso de Isla de Arena y Laguna Manuela. Esto indica que el sedimento de Puerto Chaparrito, con una corta historia de transporte y/o recirculación, procede de la fuente original que dio origen al sistema durante el último ascenso del nivel del mar y que es incorporado durante los procesos de erosión de lecho de la laguna y del piso de la barrera por la hidrodinámica de la laguna en la bajamar y la erosión del viento. Dicho proceso se relaciona también con la granulometría, composición de líticos y la composición de bioclastos a lo largo de la costa. El contenido dominante de micas y cloritas sobre minerales pesados y opacos a lo largo de la costa, refleja por un lado la influencia de fuentes metamórficas y graníticas alteradas; y por otro lado puede reflejar la alteración de las micas y minerales pesados dentro del sistema acuático. También refleja bajas condiciones de energía del vaivén de las olas en la zona de surf y el transporte litoral a lo largo y a través de la costa de la costa. En el caso de las localidades de la planicie aluvial, las variaciones entre los minerales opacos, pesados, micas y cloritas son resultado de la selección de granos finos, la pérdida de micas y cloritas por impactos balísticos durante el

transporte de la costa a la planicie aluvial; así como por la mezcla de sedimento costero con sedimento aluvial. El contenido de minerales opacos y pesados de la localidad del Vizcaíno refleja el transporte de la carga en suspensión dentro de la laguna Ojo de Liebre, asociado al tamaño de grano relativamente más fino que en la boca de la laguna. Tanto en Puerto Chaparrito como en el Vizcaíno se presenta una composición de minerales pesado-opacos en relativa competencia. Sin embargo, el contenido de micas y cloritas en el Vizcaíno es menor que en Puerto Chaparrito, reflejando la destrucción de las mismas por impactos balísticos durante el transporte eólico. Consecuentemente aumentan los opacos y los pesados, indicando que no existe una mezcla considerable con sedimento de la planicie aluvial. El caso de Exportadora de Sal también se produce una pérdida de cloritas y micas y un aumento de pesados y opacos en comparación con la localidad viento arriba (Isla de Arena), reflejando el proceso de pérdida de cloritas y micas por impactos balísticos durante el transporte eólico. En el caso de la localidad de Guerrero Negro comparada con Laguna Maunela, no se aprecia la pérdida de micas, reflejando que se produce un proceso de mezcla y de clasificación que no se observó en la composición Qt-Ft-Lt, de líticos, ni tampoco en el tamaño de grano. Entre la localidad de Guerrero Negro y La Bombita, si se aprecia la pérdida de micas y cloritas; sin embargo, solo aumenta el contenido de minerales pesados, reflejando que existe un proceso de mezcla y clasificación durante el transporte eólico. El proceso de mezcla de sedimento costero y aluvial en La Bombita se observó también en la granulometría, la composición Qt-Ft-Lt, en el índice P/K, el índice de procedencia y la composición de líticos totales.

El análisis de conglomerados mineralógico indica que el proceso de mezcla al sur de la bahía en Isla de Arena y en Puerto Chaparrito es de mayor energía, el cual es resultado del aporte de sedimento por la corriente de marea procedente del estrecho entre Isla Cedros y la Península de Vizcaíno, así como la erosión eólica y por el prisma de mareas en el ambiente lagunar y de barreras. Mientras que la mezcla de norte a sur a lo largo de la costa, hacia la cabeza de las lagunas y dentro de la planicie aluvial es un proceso de menor energía, producto de la corriente litoral de Baja California, las corrientes por mares y viento hacia la cabeza de las lagunas y el transporte del viento respectivamente.

Geoquímica

La composición geoquímica refleja la mineralogía de los granos derivada de la composición de la roca fuente dominante de tipo granítica baja en contenido de feldespatos de potasio y rica en plagioclasas de Na y Ca. Con influencias menores de líticos y mínimas concentraciones de minerales pesados, opacos, cloritas, micas, colofanita, glauconita y bioclastos. La concentración de elementos traza y elementos mayores en la arena de las dunas de la Bahía Sebastián Vizcaíno resulta de la influencia en competencia de: la composición de las fuentes, el intemperismo, la diagénesis, la clasificación de granos y la

geoquímica acuosa de cada elemento (Rollinson, 1992). Visto de otra forma, las tendencias químicas están relacionadas a la madurez y/o a la fuente de los depósitos de arena (Zimbelman & Williams, 2002).

La correlación Ba/Rb ($r = 0.19$) es muy baja, indicando el distinto grado de movilidad de cada elemento dentro de cada tipo de mineral portador en condiciones de intemperismo acuoso. En el caso de los óxidos de fierro y titanio el Rb es inmóvil y el Ba se moviliza; en el caso de silicatos y minerales ferromagnesianos el Rb se moviliza durante la primera etapa y el Ba se moviliza en una etapa secundaria. La correlación negativa K_2O/Rb ($r = -0.17$) refleja por la sustitución de K por Rb producida durante el intemperismo de los minerales portadores en contacto con el agua de mar; y a la vez la baja correlación indica una baja concentración de Rb en los silicatos portadores de K (feldespatos de potasio y micas) y una alta concentración de Rb en los minerales opacos. Dado que el Ba presenta una buena correlación con el K_2O , ($r=0.63$) suponemos que tanto el K_2O como el Ba se concentran principalmente en los silicatos (feldespatos de potasio y micas) y minerales ferromagnesianos; y en menor medida en los óxidos de fierro y titanio.

El índice K_2O/Rb fue mucho mayor en las localidades del Vizcaíno y La Bombita indicando que existe un proceso de clasificación y mezcla del sedimento, distinto al de las localidades de la costa. El diagrama K_2O-Rb refleja que a pesar de la alta concentración de feldespatos de potasio en la localidad de El Vizcaíno (indicado por la composición Qt-Ft-Lt y el índice P/K), ésta localidad presenta menor contenido de K_2O que La Bombita e igual contenido que el ambiente de barreras, indicando una mezcla de sedimento costero con aluvial en las localidades de la planicie aluvial. El Vizcaíno presenta menor contenido de Rb que la Bombita, Exportadora de Sal y que las demás localidades del ambiente de barreras, indicando que el sedimento ha sido transportado dentro de la laguna Ojo de Liebre desde la boca durante el cual el Rb ha sido movilizado de los silicatos. Playa Pacheco Norte presenta la mayor y la menor concentración de K_2O y de igual forma diferentes concentraciones de Rb, indicando una influencia de sedimento transportado por la corriente litoral de Baja California. El índice K_2O/Ba es ligeramente mayor en el Vizcaíno que en el resto de las localidades y es el menor en Playa Pacheco Norte; de igual forma el diagrama K_2O-Ba distingue las localidades Playa Pacheco Norte y una muestra de La Bombita, reflejando los procesos de clasificación y mezcla al norte de la bahía y sobre la planicie aluvial respectivamente. De esta forma, las variaciones en los diagramas K_2O-Rb y K_2O-Ba reflejan los procesos de interpretados a partir de la morfología, granulometría y petrografía que son: la clasificación y mezcla de sedimento costero con sedimento aluvial durante el transporte eólico de la costa hacia la planicie aluvial, ligeramente mayor en La Bombita que en el Vizcaíno y Exportadora de Sal; la influencia de sedimento transportado por la corriente litoral de Baja California en Playa Pacheco Norte; y la

influencia de sedimento transportado por la corriente de mareas del estrecho Isla Cedros-Península del Vizcaíno, así como la mezcla de este sedimento en sentido contrario a la corriente de Baja California.

Las concentraciones de Ca y Sr residen en los carbonatos y silicatos tales como calcita, dolomita y plagioclasas de Ca respectivamente (Yang *et al.*, 2004). Dado que las muestras analizadas no fueron digeridas para remover carbonatos, la correlación CaO-Sr ($r = 0.87$) representa los carbonatos, calcita, dolomita y plagioclasas de Ca. El radio CaO/Sr fue mayor en Playa Pacheco Norte, reflejando la influencia de sedimento transportado por la corriente litoral de Baja California. El diagrama CaO-Sr discrimina las localidades de Playa Pacheco Norte, Puerto Chaparrito e Isla de Arena. A pesar de que Playa Pacheco Norte presentó el menor contenido de bioclastos, el contenido de CaO es similar al de localidades con mayor contenido de bioclastos. Por otro lado, no se observaron concentraciones significativas de calcita o dolomita en las muestras. Indicando que el Ca y Sr de Playa Pacheco Norte se encuentran contenidos principalmente en las plagioclasas de Ca. Lo anterior refleja la influencia del sedimento transportado por la corriente de Baja California en Playa Pacheco Norte, indicadas también por la granulometría, la composición de líticos y de minerales accesorios no biógenos lo largo de la costa. Las mayores concentraciones de CaO y Sr en Puerto Chaparrito e Isla de Arena, coinciden con el mayor contenido de bioclastos; reflejando los procesos de erosión de alta energía en estas localidades, indicadas también en la granulometría y el contenido de bioclastos. El grupo central conformado por localidades del ambiente de barreras y de la planicie aluvial presentan relativamente menor concentración de CaO y Sr; en donde La Bombita muestra una diferencia marcada en el contenido de Sr entre sus muestras. Lo anterior coincide con la disminución del contenido de bioclastos de sur a norte a lo largo de la costa y hacia tierra adentro sobre la planicie aluvial, así como con la disminución del contenido de plagioclasas de Ca tierra adentro, indicada por el índice P/K (0.85). De esta forma, el grupo central refleja el proceso de selección y mezcla de sedimento generada por la corriente por marea del estrecho Isla Cedros-Península de Vizcaíno a lo largo de la costa, así como el proceso de clasificación y mezcla de sedimento durante el transporte de la costa hacia la planicie aluvial.

La correlación Zr-TiO₂ fue muy baja ($r = 0.55$), reflejando las diferentes asociaciones de minerales pesados en cada localidad, tal y como se observa en la variación del contenido de minerales pesados y opacos entre las localidades. El radio TiO₂/Zr en Playa Pacheco Norte fue el más alto, mientras que en Isla de Arena y Puerto Chaparrito fue el más bajo. El diagrama TiO₂-Zr es congruente con las diferencias observadas en el índice TiO₂/Zr. Dado que el TiO₂ y Zr se encuentran principalmente en la fracción de minerales opacos y pesados, las variaciones están relacionadas con el contenido de bioclastos. Para el caso de Puerto Chaparrito e Isla de Arena el bajo contenido de TiO₂ y Zr es resultado de la entrada significativa de bioclastos y como resultado un bajo contenido de minerales opacos y pesados

principalmente; reflejando el proceso de erosión hidrodinámica y eólica de alta energía en el lecho de las lagunas y del piso de la barreras, interpretado también a partir de la composición de tamaño de grano y de la entrada de bioclastos por la alta bio-productividad de las lagunas en comparación con el mar abierto. En el caso de Playa Pacheco Norte, la alta concentración de TiO_2 y Zr esta asociado parcialmente a la clasificación mineralógica producida por el menor contenido de bioclastos. Sin embargo al comparar con La Bombita que presentó un contenido similar de minerales accesorios (bioclastos, opacos, pesados, micas y cloritas), los valores de TiO_2 en son mayores en Playa Pacheco Norte. Comparando el contenido de TiO_2 y Zr de La Bombita, con localidades que presentan un mayor contenido de bioclastos de la planicie aluvial (Vizcaíno, y Exportadora de Sal) y viento arriba en el ambiente de lagunas (Guerrero Negro y Laguna Manuela), los valores en La Bombita son relativamente mas bajos. Lo anterior indica que en Playa Pacheco Norte existe una influencia de sedimento transportado literalmente por la corriente de Baja California; y que el sedimento del ambiente de barreras es mezclado de sur a norte; y hacia tierra adentro sobre la planicie aluvial, el sedimento costero se mezcla con sedimento aluvial en la medida en que se aleja de la costa.

Al conjuntar os valores de los índices K_2O/Rb , K_2O/Ba , TiO_2/Zr y CaO/Sr en una sola figura (figura 56), las muestras se agrupan de acuerdo a las hipótesis presentadas hasta este momento a partir de la morfología y la composición granulométrica, petrográfica y geoquímica. La composición del sedimento refleja tres unidades sedimentarias: (a) el sedimento entrante a la bahía por la costa norte; (b) la mezcla presente al sur de la costa norte, en el ambiente de barreras y en la zona proximal detrás de las barreras y

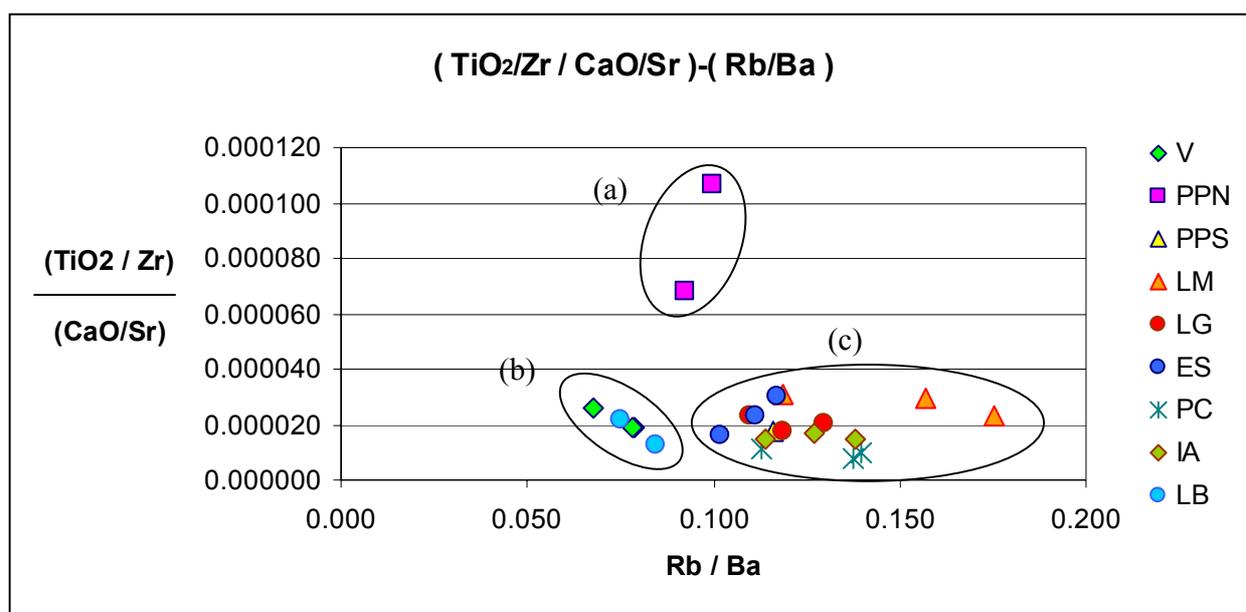


Figura 56. Diagrama $[(Ti_2O/Zr) / (CaO /Sr)] - (Rb/Ba)$. V: Vizcaíno; PPN: Playa Pacheco Norte; PPS: Playa Pacheco Sur; LM: Laguna Manuela; LG: Guerrero Negro; La Golondrina; ES: Exportadora de Sal; PC: Puerto Chaparrito; IA: Isla de Arena; LB: La Bombita.

(c) el sedimento de la planicie aluvial relativamente lejos de la línea de costa. Sin embargo, estas unidades sedimentarias no son discretas; tal y como lo indica el dendrograma geoquímico en donde se observan muestras con una vinculación estrecha entre las unidades sedimentarias arriba identificadas.

Las correlaciones $\text{TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ($r = 0.93$), $\text{MgO-Fe}_2\text{O}_3$ ($r = 0.91$), V-TiO_2 ($r = 0.86$), reflejan la composición de los óxidos de hierro y titanio contenidos en los minerales opacos, principalmente: ilmenita, magnetita y hematita; así como la composición de los minerales ferromagnesianos principalmente: anfíboles y en menor grado piroxenos. Ya que dichos minerales fueron los más representativos que se identificaron en el análisis EDX. La ocurrencia de dichos minerales es parcialmente el resultado de la composición de la roca fuente de mayor influencia, la cual es granítica rica en plagioclasa de Na y Ca y pobre en feldespatos de potasio (tonalitas, graneodioritas y dioritas). El vanadio resulto relativamente enriquecido exclusivamente en la localidad de Play Pacheco Norte; reflejando la influencia del sedimento transportado por la corriente litoral de Baja California.

En las localidades de Puerto Chaparrito e Isla de Arena, no se observaron concentraciones de MnO, al mismo tiempo presentaron las menores concentraciones de Cr y Zn; si embargo, los contenidos de Co, Ni y Cu no presentan variación con relación a la concentración de estos elementos en las demás localidades enriquecidas en Co y Nb (Laguna Manuela, Playa Pacheco Sur, Guerrero Negro y Exportadora de Sal). La disminución de MnO, Cr y Zn está relacionada con el aumento de bioclastos; indicando que estos minerales se encuentran principalmente en la fracción de minerales opacos y pesados. La concentración de Co se encuentra en el intervalo de 100 ppm a 275 ppm; si el enriquecimiento fuera causado por la roca fuente (roca ultrabásica), el contenido de Ni, Cu y especialmente el MgO estaría también alto. Dado que lo anterior no se cumple, el enriquecimiento de Co se debe entonces al intemperismo acuoso de cierta fracción del sedimento que es aportado al sistema. El intemperismo acuoso de este sedimento se debe producir durante un largo proceso de transporte o de recirculación. La mayor concentración de Co se localiza en el ambiente de barreras. Suponemos que el sedimento que arriba a la bahía por el extremo norte, centro y sur de la bahía presenta diferente historia de transporte; sin embargo el sedimento del ambiente de barreras ha estado sujeto al proceso de recirculación playa-duna-laguna-playa, al menos durante los últimos 8,200 años AP. Lo que nos hace suponer que el circuito de recirculación playa-duna-laguna-playa, así como la composición de la roca fuente y las condiciones físicas y químicas del sistema acuático en el ambiente de barreras son responsables del enriquecimiento del Co. Al correlacionar el Co con las variables de tamaño de grano, petrografía y geoquímica se encontraron las siguientes correlaciones: Nb($r=0.91$), Th($r=0.76$), Rb($r=0.76$), Y($r=0.74$), líticos sedimentarios (Ls)($r=0.72$), Ni($r=0.62$) y Cu($r=0.49$) en orden decreciente. Dado que la concentración de Co no varió con relación al contenido de bioclastos y dado que el Cr y el Zn si lo hicieron en las

localidades donde se presentó el mayor contenido de bioclastos, suponemos que los minerales pesados y opacos son los portadores del Cr y el Zn, no así del Co. Con base en la correlación Co-Ls ($r=0.72$), así como en la alta concentración de Ls en el ambiente de barreras, suponemos que los líticos sedimentarios ocasionan el enriquecimiento en Co, Nb y Cu. Suponiendo que el Co está en los líticos sedimentarios, el mayor enriquecimiento de Co en Laguna Manuela (en donde hay menos líticos sedimentarios comparativamente con Puerto Chaparrito) se debe a la mezcla de sedimento hacia el norte de la bahía y el entrampamiento en dicha localidad ocasionado por la configuración de la línea de costa. La mezcla de sedimento de sur a norte se debe al transporte litoral producido por la corriente de marea del estrecho Isla Cedros-Península de Vizcaíno, la cual tiene influencia de mezcla hasta Playa Pacheco Sur. El proceso de enriquecimiento de cobalto se lleva a cabo presumiblemente en los minerales accesorios de las areniscas (opacos y pesados). El cual se debe a la relativamente baja movilidad del elemento en condiciones de intemperismo acuoso, en comparación con otros elementos. El Co se concentra parcialmente en los minerales ferromagnesianos secundarios y es inmóvil en los opacos; mientras que otros elementos son fácilmente movilizados (Fe, Na, Ca, K). Una vez movilizado el Co de los minerales ferromagnesianos secundarios, en condiciones de intemperismo acuoso, éste se precipita inmediatamente sobre los óxidos de hierro y titanio. El dominio del Co sobre algunos de los elementos comúnmente asociados a éste como el Cu y Ni, se deriva de la composición de la roca fuente, en donde para dioritas de Oaxaca por ejemplo la relación Co:Ni:Cu es 3:1:1; lo cual explica su correlación con estos elementos. El Nb, Th e Y son elementos inmóviles; y en condiciones de intemperismo acuoso permanecen inmóviles dentro de los minerales más estables, entre ellos los óxidos de hierro y titanio (por ello la alta correlación del Co con estos elementos). En el caso de los óxidos de hierro y titanio el Rb, Ni y Cu no son móviles, de ahí la alta correlación con estos elementos. La baja concentración de Co en la costa al norte de la bahía y sobre la planicie aluvial lejos de la costa es resultado de varios procesos: en Playa Pacheco Norte no existe el circuito de recirculación playa-duna-laguna-playa, además de que Playa Pacheco Norte está influenciado por el sedimento transportado por la corriente litoral de Baja California; tierra adentro sobre la planicie aluvial la clasificación mineralógica y la mezcla con sedimento aluvial reduce la cantidad de líticos reduciendo la concentración de Co, además del Nb y Cu en menor grado.

El conglomerado geoquímico (Figura 54), refuerza las hipótesis planteadas de la influencia de sedimento transportado por la corriente litoral de Baja California entrando por Playa Pacheco Norte, el cual se mezcla con sedimento de el ambiente de barreras que a su vez está influenciado por sedimento transportado por la corriente de mareas en el estrecho Isla Cedros-Península de Vizcaíno; en Isla de Arena y Puerto Chaparrito se produce una entrada de sedimento procedente del lecho de las lagunas y del piso de la barrera que se mezcla con el sedimento del ambiente de barreras; posteriormente el sedimento viaja tierra adentro clasificándose granulométrica y mineralógicamente, así como mezclándose con sedimento

aluvial. De la misma forma los dendrogramas granulométrico y mineralógico han representado los procesos de clasificación y mezcla producidos durante el transporte; y en conjunción con el dendrograma geoquímico podemos decir que el sistema funciona como un sistema transicionalmente bien mezclado. Esto es, el sedimento aportado por las fuentes inmediatas se mezcla a lo largo de la ruta de transporte; produciéndose la clasificación granulométrica y mineralógica del sedimento.

Interpretación del Modelo Composicional del Sistema de Dunas Bahía Sebastián Vizcaíno

Las unidades morfológicas de la costa norte, el ambiente de barreras y la planicie aluvial son resultado de la interacción entre: el sedimento disponible; la capacidad de transporte del viento y de las corrientes litorales, así como de las corrientes dentro de las lagunas; el tipo de terreno sobre el que se deposita el sedimento; y la vegetación. Dichas interacciones producen una composición granulométrica, mineralógica y geoquímica que refleja la composición de la roca fuente (Pettijhon *et al.*, 1972, 1975), identifica las fuentes inmediatas de sedimento (Pettijhon *et al.*, 1972, 1975; Inman *et al.*, 2005) y sustenta la interpretación de los procesos involucrados en el transporte y depositación del sedimento (Pettijhon *et al.*, 1972, 1975; Inman *et al.*, 2005; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2006; Carranza-Edwards *et al.*, 2001, 1998; Saye & Pye, 2006; Weltje, 2002).

El sistema de dunas es un sistema en transgresión, debido a que durante su evolución ha avanzado del mar hacia tierra adentro. El grado de actividad del sistema puede ser medido relativamente en función de la migración de las dunas, la cual es diferente para cada unidad morfológica y dentro de cada una de ellas. Los lechos arenosos de la costa norte no presenta migración desde 1957 a la fecha; mientras que las dunas del ambiente de barreras muestran migración desde 1957 a la fecha. Sin embargo, el grado de actividad del ambiente de barreras es mucho menor al que presentaba durante 1957. La inactividad de la costa norte y la disminución de la actividad del ambiente a partir de 1957, indican un grado de actividad relativamente más bajo. El cambio en el grado de actividad se presenta en la escala decadal. Lo cual puede reflejar cambios en las condiciones climáticas (Pye 1993), o cambios en la disponibilidad de sedimento y en la capacidad de transporte del viento (Kockurek & Lancaster, 1992). De cualquier forma el grado de actividad actual indica una etapa senescente en la historia del sistema.

Una variación en las condiciones climáticas queda descartada como causa de la disminución de la actividad del sistema. Ya que las condiciones de humedad, precipitación, temperatura, presión y viento han permanecido relativamente sin cambios por lo menos a partir de 1957. Lo anterior indica que el desarrollo de la cubierta vegetal no es un control de la actividad de las dunas ya que no se ha presentado un incremento en la precipitación. Podemos suponer que si el régimen de vientos han permanecido sin cambios, la cubierta vegetal más densa en la costa norte y sobre la planicie aluvial que en el ambiente de barreras es el reflejo de la historia de evolución del sistema, el nivel de energía, la disponibilidad de sedimento, así como de la movilidad y de las condiciones de humedad de la arena en cada unidad morfológica.

En cuanto a la capacidad de transporte del viento, dada principalmente por la intensidad y dirección del viento, es menor en verano que en invierno; y ha permanecido relativamente sin cambios desde 1962 (Phleger & Ewing, 1962; Inman *et al.*, 1965; Carta de Vientos de la República Mexicana, 1986). En el invierno, la dirección del viento es unimodal, con vientos procedentes del NW. Mientras que en verano los vientos son menos intensos que en invierno; y son procedentes del SE de las 24 a las 12 horas y de las 12 as 24 son procedentes del NW. Durante el invierno y hasta el inicio del verano se presenta una etapa intensa e ininterrumpida de formación del sistema de dunas, mientras que en el verano se presentan periodos de regresión y deformación del sistema. Por lo anterior, podemos establecer que el grado de actividad del sistema tampoco esta relacionado con un cambio en la capacidad de transporte del viento.

La morfología de las dunas refleja la cantidad de sedimento disponible en cada zona del sistema, la cual se encuentra también relacionada con la cercanía a las fuentes inmediatas; así como la energía de los procesos y la dirección del viento. Con base en lo anterior, podemos decir que la fuente inmediata original de sedimento localizada al sur y al centro de la bahía fue la más abundante, capaz de dar origen a las megadorsales barcanes de más de 30 m de altura en la planicie costera de la Península de Vizcaíno; y al ambiente de barreras con dunas y dorsales barcanes, las cuales se formaron sincrónicamente con las lagunas. Mientras tanto en la costa norte, la abundancia de la fuente inmediata original fue menor, produciendo los lechos arenosos complejos semi-estabilizados. La abundancia de las fuentes inmediatas originales en la costa norte y en el ambiente de barreras esta relacionada con la extensión de la planicie aluvial desde la sierras hacia el mar. Ya que en la costa norte la distancia de la costa a la sierra es mínima en comparación con el centro y sur de la bahía. Phleger y Ewing (1965) sugieren que actualmente no hay una cantidad de arena significativa entrando a la bahía dado que no existen ríos que fluyan permanentemente. Sin embargo, el balance de sedimentos dentro del sistema acuático bahía-laguna no se conoce; así como tampoco se conoce el balance de sedimentos dentro del sistema playa-duna. Los procesos actuales son de mayor energía en el ambiente de barreras, en segundo lugar en orden decreciente en la costa norte y en tercer lugar dentro de la planicie aluvial. La disponibilidad de sedimento es relativamente mayor en el ambiente de barreras que en la costa norte por los proceso lagunares. Tierra adentro, sobre la planicie aluvial, la disponibilidad de sedimento es menor en comparación al ambiente de barreras y de la costa norte; siendo mayor en las cabezas de las lagunas. Ya que en las cabezas de las lagunas, las corrientes por marea y por viento dentro de la laguna suministran sedimento fino; mientras que tierra adentro solamente operan el viento como agente de erosión y transporte. A pesar de que la disponibilidad de sedimento es relativamente menor en la planicie aluvial, dada su gran extensión en conjunción con el régimen de vientos relativamente estable durante al menos durante los últimos 8,200 años A.P., se han formado grandes dunas lineales vegetadas de más de 20 Km de longitud. Con base en lo

anterior y en los rasgos deflacionales que se presentan a lo largo de la playa de toda la bahía, podemos establecer que el grado de actividad del sistema esta relacionado con la disponibilidad de sedimento. La disponibilidad de sedimento es mínima para la costa norte y el ambiente de barreras; dado que el balance de sedimentos a lo largo de la costa es negativo entre la playa y la duna costera. Tierra adentro sobre la planicie aluvial, la disponibilidad de sedimento es mínima también; ya que el balance de sedimento entre la costa (ambiente de barreras y costa norte) y la planicie aluvial esta en función del balance playa-duna costera.

Los estudios previos sugieren que las fuentes inmediatas de sedimento del sistema eólico sedimentario de Bahía Sebastián Vizcaíno son: (a) las playas y la zona marina de la bahía (Emery *et al.*, 1957; Phleger y Ewing, 1962; Inman *et al.*, 1966; Orme y Tchakerian, 1986) y (b) el estrecho entre Isla Cedros y la Península Vizcaíno (Emery *et al.*, 1957; Phleger y Ewing, 1962). De acuerdo con Phleger y Ewing (1962), la fuente inmediata de sedimento que dio origen al sistema durante el último ascenso del nivel del mar, lo constituye el aluvión de la cuenca del Vizcaíno. El cual se extiende hacia el mar, conformando depósito que yace debajo del actual complejo lagunar (Phleger y Ewing, 1962). Dicho depósito se extiende 36 m por debajo del nivel del mar algunos kilómetros frente a las islas de barrera, 12 m debajo del nivel del mar en la boca de la laguna Ojo de Liebre y 3 m debajo del nivel del mar en la laguna Guerrero Negro. De acuerdo con Phleger & Ewing, (1962), el sedimento aluvial del Holoceno es suministrado al ambiente barreras, mientras que la planicie aluvial esta compuesta de sedimento aluvial del Pleistoceno. Con base en estudios de otros campos de dunas realizados por Kocurek & Lancaster (1992) y por los procesos de erosión eólica descritos por Livingston & Warren (1986) y con base en la composición del sedimento sugerimos que además de las playas, los espacios interdunares, así como la planicie aluvial, también representan fuentes inmediatas de sedimento para el sistema. Y que además, otra fuente potencial de sedimento para las formaciones eólico-sedimentarias son los lechos de las lagunas, así como las islas que se encuentran dentro de Laguna Ojo de Liebre. La composición del sedimento de cada una unidad morfológica indica que las fuentes inmediatas actuales son en realidad todas la arriba mencionadas. Y que las entradas de sedimento al sistema eólico-sedimentario son producto del transporte litoral dentro de la bahía, de la hidrodinámica de las lagunas, así como de la erosión eólica de las playas, el piso de las barreras, la planicie aluvial y los espacios interdunares.

La naturaleza de la roca fuente del sedimento es terrígena y marina. El sedimento terrígeno refleja una composición de la roca fuente predominantemente granítica, con bajo contenido de feldespatos de potasio y rica en plagioclasa de sodio y calcio. La litología de la cuenca refleja afloraciones de granitos, graneodoritas, dioritas y tonalitas Mesozoicas. Estudios de la mineralogía de tonalitas y dioritas de la Península de Vizcaíno reportan una baja concentración de feldespatos de potasio, en comparación con el

contenido de las plagioclasas de sodio y calcio. La composición de líticos se encuentra dominada por fuentes sedimentarias principalmente areniscas y pedernales. La litología de la cuenca presenta abundantes afloraciones de areniscas Cenozoicas en la Península de Vizcaíno, al sur de la cuenca, en Isla Cedros y al norte de la bahía. En menor grado se presentan líticos plutónicos y metamórficos en competencia en algunos caso con los líticos volcánicos, reflejando la litología de la cuenca la cual presenta esquistos Mesozoicos y basaltos Cenozoicos. La madurez mineralógica de la arena junto con la litología de la cuenca refleja la composición y cercanía a la roca fuente. Ya que por un lado se presentan altos contenidos de feldespatos y líticos; y por otro lado la mayor parte del sedimento procede del aluvión, el cual se localiza muy cerca de la fuente representada por la Sierra Peninsular y la Sierra de Vizcaíno de San Andrés. Por otro lado, las diferencias en la madurez mineralógica de las localidades de la costa y de la planicie reflejan los procesos de clasificación y mezcla dentro del sistema. A pesar de que el depósito se encuentra cerca de la fuente original, existe la influencia de sedimento transportado litoral y eólicamente; por tanto de acuerdo con Pettijhon *et al.*, (1975) los índice de madurez y de procedencia deben ser interpretados en caso como este con cautela. El índice de procedencia no solo refleja la competencia de fuentes supra-corticales (sedimentarias, volcánicas y metamórficas) y de emplazamiento profundo (graníticas); sino que también refleja los procesos de clasificación y mezcla. En el caso de las localidades con valores cercanos a (1) del índice de procedencia reflejan la competencia entre las fuentes; mientras que en El Vizcaíno y La Bombita los valores son cercanos (2) reflejan la clasificación mineralógica y la mezcal ocasionada por el transporte tierra adentro. Las cloritas, las cuales dominan la composición de minerales accesorios no biógenos, reflejan la mineralogía de los esquistos Mesozoicos presentes dentro de la cuenca y en Isla Cedros; así como de las rocas graníticas del SW de la cuenca, en donde se reportaron biotitas alteradas parcial y completamente por clorita. Las micas y cloritas se derivan del continente de rocas metamórficas y graníticas (Rothwell, 1989), y se encuentran presentes en sedimentos de la plataforma continental, talud y elevación continental (Rothwell, 1989). La clorita puede reemplazar varios minerales mediante reacciones dentro de aguas de poro ricas en Fe-Mg, entre ellos feldespatos (Morad & Aldahan, 1987), pero usualmente el proceso se favorece en sustratos ferromagnesianos tales como la biotita (Morad, 1990), anfíboles (Nesse, 2004) y otros minerales pesados (De Ros *et al.*, 1994). Dado que las cloritas se derivan de la alteración de otros minerales, podemos pensar que cierta fracción de las cloritas se deriva del intemperismo de anfíboles y micas presentes en el sedimento de la bahía. La presencia de micas y cloritas indica largas distancias de transporte, así como un bajo de nivel de energía en el vaivén de la zona de surf (Rothwell, 1989). La presencia de minerales opacos ricos en Fe y Ti refleja la procedencia de yacimientos de minerales de origen terrestre. Las variaciones en el contenido de minerales opacos y pesados refleja la distancia de transporte de granos, ya sea desde la fuente o en múltiples ciclos dentro del circuito playa-duna-laguna-playa. La presencia de minerales opacos con concentraciones de carbono, identificados en algunos casos como carbonatos

sustituidos con minerales opacos, es reflejo de los procesos symsedimentarios (Odin, 1988) y del tiempo de residencia del sedimento dentro del sistema acuático. Los minerales opacos ricos en carbonatos y manganeso están asociados a depósitos de lagos, marismas, depósitos de cuarcitas-glaucionita-arcilla, depósitos marinos modernos incluyendo nódulos de manganeso, depósitos de asociaciones de caliza y dolomita, así como depósitos de afiliación volcánica. La presencia de minerales opacos ricos en Fe se asocia a fuentes cercanas ricas en Fe que pueden derivarse de la erosión continental, manantiales submarinos volcánicos o zonas de surgencia depositados en aguas marinas someras. Muchos minerales ricos en Fe formados dentro del mar se desarrollan en condiciones anóxicas. Algunos minerales ricos en carbonatos presentan altas concentraciones de Fe y se encuentran asociados a una gran variedad de rocas sedimentarias marinas. La concentración de Fe y Mn en sedimentos marinos, es de origen secundario y se adquiere durante los procesos symsedimentarios (Odin, 1988). Los minerales autigénicos presentes en la arena, como la colofanita y la glauconita, revelan la influencia de sedimento marino producido durante la sedimentogénesis (Odin, 1988), estado inicial de la diagénesis, indicado por la baja compactación de estos granos. La sedimentogénesis implica la influencia dominante de intercambios catiónicos con las reservas del agua de mar (Odin, 1988). En el caso de la glauconita, su presencia indica una cercanía a la fuente al ser un mineral inestable en condiciones subaéreas. La glauconita refleja las condiciones de formación: bajas tasas de sedimentación subacuática, ambiente de formación mayor a 60m de profundidad, temperaturas de 10 a 15° C, ambiente reductor post-óxico libre de azufre rico en Fe y K (Odin, 1988). D'Anglejan-Chatillon (1965) reportó por primera vez la presencia de colofanita en las proximidades de la Bahía Sebastián Vizcaíno. Estos granos constituyen los depósitos minerales de fosforita del margen occidental de la península de Baja California. La colofanita caracteriza áreas marinas de alta productividad como zonas de surgencias (Phleger & Ewing, 1962); y es razonable que haya sido transportada de atrás de la zona de rompientes a la playa (Inman & Bagnold, 1963; D'Anglejan, 1965). Los sedimentos autigénicos pueden tener diferentes edades de formación y por ello su composición podría reflejar las condiciones paleoceanográficas de la bahía. La ocurrencia en la planicie aluvial de los minerales opacos marinos, así como de colofanita, puede estar relacionada con el transporte eólico y/o con los cambios isostáticos de nivel del terreno. La presencia de bioclastos en mayor cantidad en el ambiente de barreras, además de reflejar la alta productividad de las lagunas en comparación con el mar abierto, refleja también la incorporación de sedimento marino a la arena. La presencia de sedimento marino (glaucionita, aptita, opacos) refleja el transporte litoral a través de la costa (*cross-shore transport*).

La ruta de transporte del sedimento, ya sea hidráulica o eólica, está interpretada en función de las corrientes litorales y por las corrientes dentro del complejo lagunar, así como por la dirección dominante del viento, la morfología y por la composición del sedimento. El transporte litoral de sedimento abastece las playas con sedimento relativamente fino (Inman *et al.*, 2005). Dentro de área de estudio las corrientes

por marea aportan sedimento procedente de costa afuera, a través de la bahía; y a lo largo del litoral de la Península Vizcaíno hacia la boca de las lagunas. La corriente litoral de Baja California, fluye de norte a sur al largo de la costa de Península de Baja California, aportando sedimento hacia la bahía, el cual entra a la bahía por la costa norte. La conjunción de las corrientes por marea y de la corriente litoral dentro de la bahía produce una mezcla de sedimento a lo largo de la costa antes de llegar a la playa. Una vez que el sedimento es depositado sobre la playa en el ambiente de barreras, éste puede ser transportado en múltiples ciclos dentro del circuito de recirculación playa-duna-laguna-playa en caso de que por efectos del transporte eólico el sedimento caiga a la laguna (Postma, 1965; Carter & Wilson, 1993). El circuito de recirculación playa-duna-laguna-playa, nuevamente produce una mezcla de sedimento entre sedimento de la laguna y del mar. Dentro de las lagunas, las corrientes por marea transportan sedimento fino en suspensión hacia las cabezas de las lagunas durante la pleamar (Postma, 1965); y durante la bajamar se produce un transporte de sedimento grueso por el lecho de la laguna hacia la boca. Durante la bajamar se producen grandes extensiones intermareales dentro de las lagunas, mismas que quedan expuestas a la acción erosiva y de transporte del viento, aportando sedimento al sistema. Nuevamente, los procesos hidrodinámicos de la laguna producen una mezcla de sedimentos. El sedimento que arriba a la costa es depositado sobre las playas y posteriormente es transportado por el viento tierra adentro, ya sea sobre las barreras de arena o sobre la planicie aluvial dando origen a las dunas y lechos arenosos respectivamente. Durante la entrada de sedimento a las barreras, se produce una mezcla de sedimento litoral con sedimento relativamente grueso de las barreras y del lecho de las lagunas al centro de la bahía. Posteriormente, el sedimento de las islas de barrera es transportado eólicamente a las lagunas y parte del sedimento arriba a la cabeza de las lagunas, mientras que otra parte del sedimento es transportado nuevamente al mar. El sedimento fino transportado en suspensión hacia la cabeza de las lagunas es posteriormente transportado por el viento dentro de la planicie aluvial. De igual forma, el sedimento que arriba a la costa norte es transportado tierra adentro por el viento sobre la planicie aluvial. Durante el transporte eólico dentro de la planicie aluvial, el sedimento costero se mezcla con el sedimento erosionado de la planicie aluvial; integrándose a las formaciones eólico-sedimentarias y al piso de la planicie aluvial. De esta forma, el sistema eólico-sedimentario de Bahía Sebastián Vizcaíno representa un sistema transicionalmente bien mezclado.

Durante el transporte hidráulico y eólico la composición del sedimento va cambiando. Los cambios en la composición del sedimento son producidos por varios procesos. Dichos procesos son: (1) la mezcla de sedimentos; (2) la clasificación de los granos ocasionada por la dinámica granular y el esfuerzo cortante entre las superficies de contacto (Bagnold, 1941); (3) la pérdida de minerales por aireación, dilución, abrasión e impactos durante el transporte. Para el caso de los feldespatos (P y K) el umbral de velocidades para comenzar la destrucción por impactos es de 10 m/s (Muhs, 2004), velocidades que se

alcanzan tanto en verano como en invierno en la bahía (Inman *et al.*, 1965) por lo que esperamos que exista pérdida de feldespatos por impactos balísticos durante el transporte eólico. La influencia relativa de cada proceso esta determinada en función de la ruta de transporte y las entradas de sedimento a lo largo de la ruta de transporte. Así por ejemplo, en el ambiente marino, en donde ocurren procesos de mayor energía comparados con el viento, esperamos la clasificación, la dilución de minerales menos estables, una selección de tamaños de granos relativamente finos y gruesos; y la incorporación de sedimento marino y terrígeno. Mientras que durante el transporte eólico, esperamos que ocurra la clasificación, la destrucción de feldespatos, micas, cloritas y bioclastos, pérdida de glauconita por aireación, una selección minerales de tamaños de grano relativamente más finos, así como la incorporación de sedimento terrígeno y marino previamente depositado sobre las barreas y la planicie aluvial.

La evidencia morfológica sugiere que el desarrollo del sistema ha sido episódico. En la costa norte y en la planicie aluvial en la cabeza de las lagunas Guerrero Negro y Manuela se encontraron etapas o fases de la actividad de los lechos arenosos complejos semi-estabilizados, representadas por una estratificación expuesta que presenta diferentes colores de sedimento: en el horizonte superior se presenta un color gris claro y en el horizonte inferior se presenta un color pardo claro. Las morfologías complejas de los lechos arenosos resultan en donde varias generaciones de dunas se han iniciado durante sucesiones relativamente rápidas; siempre como resultado del desarrollo de dorsales de deflación o de otra manera dentro de dunas y lechos arenosos estabilizados (Pye, 1993a). Las etapas de desarrollo indican que los lechos arenosos semi-estabilizados han trepado sobre antiguas generaciones de lechos arenosos y probablemente sobre antiguas dunas, mostrando acumulación eólica. El desarrollo de los lechos arenosos indica que el suministro de arena hacia la playa desde el mar fue bajo y el nivel de energía alto.

Dichas etapas de formación en Bahía Sebastián Vizcaíno presentan similitudes morfo-estratigráficas con el estudio de Orme & Tchakerian (1986) relativo a las dunas costeras de las cuencas de Santa María y San Quintín, en las Californias. Este tipo de rasgos son evidencia de la actividad episódica de los sistemas (Pye, 1993a). En el estudio de Orme & Tchakerian (1986) se identifican cuatro fases de dunas en las cuencas de Santa Maria y San Quintín, localizadas a lo largo de la costa de California y Baja California respectivamente. Las fases de dunas en Santa Maria y San Quintín se dataron (Orme & Tchakerian, 1986) colocando el origen del sedimento más antiguo en el Pleistoceno Medio. Las fases de dunas datadas, presentaron edades de 120 Ka, 6 Ka y 1.8 Ka. De acuerdo con el estudio de Phleger & Ewing (1962), la fase de dunas de 1.8 Ka en las cuencas de Santa Maria y San Quintín (Orme & Tchakerian, 1986) corresponde a la última progradación de la playa de la isla de barrera Isla de Arena en la Bahía Sebastián Vizcaíno, 1800 años AP. Con base en dataciones radiométricas de ^{14}C , Phleger & Ewing (1962) y Phleger (1965) sugieren que Isla de Arena se originó cuando el nivel del mar alcanzo a

estabilizarse aproximadamente 13m debajo de su nivel en dichas fechas, quizás 6000 a 7000 años A.P. Con base en datos recientes de los niveles estables del mar para el sur de California (Inman *et al.*, 2005), podemos sugerir que el proceso de formación de Isla de Arena comenzó durante el evento frío $\delta^{18}O$ 8.2 Ka. Durante el cual, el nivel del mar se estabilizó, localizándose para el sur de California 18 m debajo del nivel actual (Inman *et al.*, 2005). De acuerdo con Phleger & Ewing (1962) la profundidad del mar durante la formación de Isla de Arena, se encontraba 13m debajo el nivel en los años 1960's. Sin embargo dicha profundidad debió haber sido algo distinta, ya que Phleger & Ewing (1962) no consideraron los cambios isostáticos en la cuenca (Ortileb *et al.*, 1978). La importancia de las etapas de desarrollo del sistema es que pueden reflejar las condiciones climáticas en el pasado de la región.

Dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y su comparación con otros sistemas de dunas

La composición mineralógica Qt-Lt-Ft de las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y del Desierto de Altar refleja la influencia dominante de fuentes graníticas y de fragmentos de roca en menor grado en ambos sistemas. Los valores promedio indican una mayor influencia de líticos y una menor influencia de feldespatos en las dunas del Desierto de Altar que en Bahía Sebastián Vizcaíno. En el caso del Desierto de Altar, el contenido relativamente bajo de feldespatos totales está relacionado con la baja entrada de sedimento durante el transporte eólico y la distancia de transporte eólico (~ 200 Km) y fluvial; mientras que el contenido relativamente mayor de líticos está relacionado a una mayor influencia de líticos en la fuente inmediata localizada en el Río Colorado (Kasper-Zubillaga *et al.*, 2006). A mayor distancia de transporte eólico se produce una selección de granos ligeros (cuarzos totales y feldespatos totales) y a la vez se produce la pérdida preferencial de feldespatos totales por la abrasión y los impactos balísticos (Muhs *et al.*, 2004; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2006). En el caso de Bahía Sebastián Vizcaíno, el contenido relativamente mayor de feldespatos de potasio y menor contenido de líticos está relacionado con el proceso de selección de granos ligeros durante el transporte eólico, la entrada de sedimento en la planicie aluvial y una distancia de transporte eólico (~ 100 Km) menor que en el Desierto de Altar. Las diferencias en la composición geoquímica $SiO_2 - K_2O+Na_2O+Al_2O_3 - Fe_2O_3+TiO_2+MgO$ entre los sistemas del Desierto de Altar y Bahía Sebastián Vizcaíno son resultado de la composición de la roca fuente (relativamente más ácida en el Desierto de Altar) asociada a la relación Ft/Lt, más que de la madurez mineralógica. Ya que los índices de madurez mineralógica de ambos sistemas son muy similares.

La comparación de los sistemas Bahía Sebastián Vizcaíno, Desierto de Altar, Valle Rice y Algodones, utilizando el diagrama bivariado $SiO_2 - K_2O+Na_2O+Al_2O_3$, indica una relación en la procedencia del sedimento del Desierto de Altar y Algodones; y por otro lado indica una similitud de condiciones y procesos entre las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y Valle Rice pero diferencias en la composición de las fuentes. Geográficamente, las dunas Algodones se localizan viento arriba de las dunas del Desierto de Altar detrás del cauce del Río Colorado. La diferencias entre el sedimento del Desierto de Altar y de Algodones puede reflejar un aumento de la madurez mineralógica ocasionada por la selección de granos ligeros (cuarzos totales y feldespatos totales) y la destrucción de feldespatos totales por impactos balísticos durante el transporte eólico de una latitud a otra. En relación a la similitud entre la composición del sedimento de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y de Valle Rice, la interpretación de la composición del sedimento de las dunas del Valle Rice (Muhs, 2004) es que la arena presenta una composición de arenisca arcosa, que se deriva del aluvión local, que procede de fuentes graníticas, que ha estado sujeta a un bajo intemperismo químico, que ha sido transportada corta distancia y que es menos madura mineralógicamente que la arena de las dunas Algodones. Entonces, si la madurez mineralógica de

las dunas de Valle Rice es menor que Algodones y la madurez del Desierto de Altar dijimos es mayor que la de Algodones y a su vez la madurez del Desierto de Altar es similar a la de Bahía Sebastián Vizcaíno, entonces la madurez de Valle Rice es menor que la de Bahía Sebastián Vizcaíno. Y las similitudes composicionales entre las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno y Valle Rice son resultado de las diferencias en la composición de las fuentes más que de las similitudes en las condiciones geográficas y procesos de transporte. Nuevamente la composición de la roca fuente es relativamente más ácida en el Valle Rice, localizado al NE del campo de dunas Algodones dentro del Desierto del Mojave. Mientras que las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno están influenciadas por rocas graníticas intermedias principalmente, con bajos contenido de feldespatos de potasio; y rocas volcánicas básicas en menor grado.

11. Conclusiones

1. La morfología las dunas y de las playas dentro del área de estudio es el reflejo de la disponibilidad del sedimento y de la dirección de los vientos (NW-SE) a lo largo de la historia de la evolución del sistema. La disponibilidad de sedimento fue mayor en el ambiente de barreras (localidades Isla de Arena, Puerto Chaparrito, Laguna Manuela, Guerrero Negro), seguido de la costa norte (localidades Playa Pacheco Norte y Playa Pacheco Sur) y en menor cantidad en la planicie aluvial (localidades Exportadora de Sal, La Bombita y Vizcaíno). Actualmente, la disponibilidad de sedimento en el sistema es mínima, indicada por los rasgos deflacionales de la supraplaya presentes a lo largo de la costa, los cuales reflejan un balance negativo de sedimentos entre la playa y la duna. El grado de actividad que actualmente presenta el sistema esta controlado por la disponibilidad del sedimento; y la mayor actividad del ambiente de barreras con respecto a la costa norte es el resultado del circuito de recirculación mar-playa-duna-laguna-mar.
2. El nivel de energía en cada zona del sistema esta determinado en función de la interacción de (a) las corrientes de marea en el mar y (b) dentro de las lagunas, (c) la corriente litoral de Baja California y (d) el régimen de vientos. El ambiente de la costa es de mayor energía que el ambiente de la planicie aluvial; y sobre la costa, el nivel de energía es mayor en el sur y centro que en el norte por la presencia de las lagunas y porque la corriente de marea del estrecho Isla Cedros-Península de Vizcaíno tiene menos influencia en la costa norte. En el ambiente de barreras (localidades Isla de Arena, Puerto Chaparrito, Laguna Manuela, Guerrero Negro) interaccionan (a), (b), (c) y (d); en la costa norte (localidades Playa Pacheco Norte y Playa Pacheco Sur) interaccionan (a), (c) y (d); y en la planicie aluvial (localidades Exportadora de Sal, La Bombita y Vizcaíno) interaccionan (b) y (d).
3. Las fuentes inmediatas de sedimento para el sistema son: (1) la corriente litoral de Baja California, (2) las corrientes por marea dentro de la bahía, (3) el depósito precontemporáneo, ahora sumergido, que dio origen al sistema durante el último ascenso del nivel del mar, (4) el lecho de las lagunas y (5) el aluvión de la planicie costera. Dentro del sedimento precontemporáneo se incluye el sedimento erosionado del piso de las barreras y cierta parte del sedimento recirculado dentro del circuito mar-playa-duna-laguna-mar. En el ambiente de la costa norte, la composición del sedimento esta influenciada principalmente por la corriente litoral de California y el depósito precontemporáneo, y en menor grado por las corrientes por marea. En el ambiente de barreras, la composición del sedimento se encuentra influenciada principalmente por las corrientes por marea en la bahía, el depósito precontemporáneo y el lecho de las lagunas, mientras que la corriente litoral de California influye en menor grado. En la planicie aluvial la composición del sedimento esta influenciada por todas las fuentes; sin embargo a medida que nos alejamos de la costa la influencia del aluvión es mayor que la de las demás fuentes y de igual forma al desplazarnos de norte a sur, la influencia de la corriente litoral de California disminuye en comparación a la influencia de las demás fuentes.

4. La composición petrográfica del sedimento en conjunción con la litología de la cuenca, reflejan que la composición de la roca fuente dominante está representada por graneodioritas, dioritas y en menor grado granitos Mesozoicos. Con influencias menores de rocas volcánicas (basaltos y andesitas Cenozoicas), metamórficas (esquistos Mesozoicos) y sedimentarias (areniscas, pedernales y calizas Cenozoicas). El dominio de las cloritas sobre las micas, minerales pesados y opacos refleja: (1) la composición de la roca fuente dominante (rocas graníticas intermedias bajas en micas y feldespatos de potasio) y por ende la influencia de esquistos Mesozoicos y areniscas Cenozoicas presentes en la cuenca del Vizcaíno, Isla Cedros y al norte de la bahía; (2) la influencia de sedimento terrígeno alterado, resultado de la alteración química de micas, anfíboles y feldespatos por efecto del agua de poro dentro de los depósitos sumergidos. La composición de minerales pesados, representada principalmente por anfíboles y en mínimo grado por pyroxenos, refleja también la composición mineralógica de la roca fuente dominante de tipo granítica intermedia. La presencia de bioclastos, carbonatos de calcio remplazados con minerales opacos, glauconita y colofanita revela la influencia de fuentes marinas y lagunares.

5. Las variaciones composicionales (granulométricas, mineralógicas y geoquímicas) entre las localidades muestreadas, resultan de la interacción entre los siguientes procesos: (1) la clasificación granulométrica y/o mineralógica; (2) la mezcla de sedimento. La clasificación granulométrica y mineralógica del sedimento se produce por la selección y/o pérdida de granos. Los procesos de selección granulométrica y/o mineralógica se producen por la dinámica granular producida dentro del flujo granular y por el esfuerzo cortante producido entre el flujo y las superficies de contacto; en donde los granos más grandes y/o pesados son dejados atrás durante la saltación en el transporte eólico, así como durante el transporte de la carga suspendida dentro de las lagunas y en el mar. La pérdida de los granos se produce por principalmente por: intemperismo químico (dilución, aeración), abrasión, e impactos balísticos. Los minerales pesados son diluidos durante el tiempo de residencia en condiciones subacuáticas reflejando la historia de transporte del sedimento. La glauconita es inestable en condiciones subaéreas y por tanto no llega al ambiente de la planicie aluvial. Los feldespatos, micas, cloritas y bioclastos son destruidos por la abrasión y los impactos balísticos durante el transporte eólico de la costa hacia la planicie aluvial. La mezcla de sedimento se produce por las entradas de sedimento de distintas fuentes a lo largo de la ruta de transporte. En el litoral, el sedimento procedente del sur, centro y norte de la bahía se mezcla en diferente grado a lo largo y a través de la costa; incorporando además del sedimento terrígeno minerales autigénicos, secundarios y biogénicos. En el ambiente de barreras, de alta energía, granos relativamente gruesos y/o pesados de origen terrígeno, así como minerales secundarios y biogénicos procedentes de los lechos de las lagunas y del piso de las barreras son incorporados al sedimento litoral. El sedimento litoral producido en el ambiente de barreras y el sedimento que llega a la bahía se mezcla con el sedimento precontemporáneo (sedimento depositado originalmente) que dio origen al sistema durante el último ascenso del nivel del mar. Mientras que en el ambiente de la planicie aluvial, de menor energía, se incorporan al sedimento costero granos relativamente más finos y/o ligeros procedentes del piso de la planicie. La clasificación y mezcla de sedimento se presenta a lo largo de toda la ruta de

transporte; por tanto la composición granulométrica, petrográfica y geoquímica representan un sistema eólico-sedimentario transicionalmente bien mezclado.

6. La ruta de transporte del sedimento comienza dentro de la bahía, en donde existen tres zonas de entrada de sedimento. La primer entrada de sedimento se localiza al norte de la bahía; al centro y al sur de la bahía se localizan las otras dos entradas de sedimento. El sedimento que entra por la costa norte es transportado por la corriente litoral de Baja California hacia el sur de la bahía; y durante el transporte el sedimento es mezclado en diferente grado a lo largo de la costa con el sedimento que entra del sur y centro de la bahía, así como con el sedimento precontemporáneo (sedimento depositado originalmente). El sedimento que entra por el centro y sur de la bahía es transportado por las corrientes de marea semidiurnas a lo largo y a través de la costa. El sedimento procedente del centro y sur de la bahía, que es transportado a lo largo de la costa, es mezclado en dirección opuesta a la corriente litoral de Baja California. El sedimento que arriba a la bahía por la costa norte tiene muy poca influencia en el sedimento del ambiente de barras, de la misma forma que el sedimento que arriba a la bahía por el sur y centro tienen poca influencia en la costa norte. Ya que Playa Pacheco Sur, localizada entre el ambiente de barras y de la costa norte, presenta un sedimento relativamente más grueso, con contenido similar de minerales pesados y opacos, a diferencia de las localidades ubicada a ambos lados de ésta; y por otro lado la firma geoquímica de algunos minerales del sedimento de la costa norte es muy diferente a la del ambiente de barreras y de la planicie aluvial, presentándose la transición de ambientes en Playa Pacheco Sur. A lo largo de la costa norte el sedimento litoral es transportado del mar a la playa y posteriormente a la duna; posteriormente el sedimento de las dunas de la costa norte es transportado hacia la planicie aluvial en donde el sedimento costero se mezcla con sedimento de la planicie aluvial depositándose ya sea sobre el piso de la planicie aluvial o sobre las dunas. En el ambiente de barreras, el sedimento litoral se mezcla con sedimento de los lechos de las lagunas y del piso de las barreras (playas); posteriormente el sedimento es transportado a la playa y de ahí a las dunas. El sedimento depositado en las dunas del ambiente de barreras tiene dos sub-rutas: (1) puede pasar directamente hacia la planicie aluvial a través de las particiones de arena; o bien (2) puede entrar al circuito de recirculación mar-playa-duna-laguna-mar en donde eventualmente será transportado a la cabeza de la laguna y posteriormente a la planicie aluvial. Dentro del circuito de recirculación mar-playa-duna-laguna-mar, se produce nuevamente una mezcla de sedimentos de dunas, laguna, playa y litoral. Una vez alcanzada la planicie aluvial, el sedimento costero del ambiente de barreras es transportado tierra adentro, mezclándose con sedimento de la planicie aluvial erosionado por la acción del viento; y depositándose sobre el piso de la planicie o sobre las dunas. La ruta de transporte del sedimento termina en algunos caso en los pies de las sierras de Vizcaíno de San Andrés y de la Península de Baja California; de donde nuevamente el sedimento será transportado al mar en caso de presentarse corrientes fluviales. Otra parte del sedimento continúa la ruta de transporte eólico hacia los sistemas eólico-sedimentarios de Bahía Asunción y Laguna San Ignacio.

7. La variación de la madurez mineralógica, dada por el índice de madurez, refleja la clasificación mineralógica del proceso de transporte eólico, así como la entrada de sedimento dentro de la planicie aluvial. Al avanzar tierra dentro, en la dirección que sopla el viento, el flujo de sedimento se empobrece en líticos totales y se enriquece de feldespatos totales. De acuerdo con el alto nivel de energía del viento, se debería presentar una pérdida de feldespatos, pero eso no sucede; por ende se presenta una entrada de sedimento en la planicie aluvial. El índice de procedencia refleja la competencia de fuentes supra-corticales y de emplazamiento profundo; sin embargo para las localidades de la planicie aluvial, éste índice refleja también el proceso de selección mineralógica producido por el transporte eólico. La selectividad mineralógica del transporte eólico, viento abajo tierra adentro, esta relacionada con la selectividad granulométrica; lo que demuestra que el transporte eólico produce ambos tipo de clasificación. El hecho de que rocas clásticas sedimentarias con tamaños de grano entre 2ϕ y 3ϕ presenten el mismo comportamiento de clasificación mineralógica que las dunas indica: (1) que el aumento de feldespatos totales y la disminución de líticos totales en la arena transportada eólicamente es el resultado del tamaño de grano y/o de la entrada de sedimento, (2) que durante el transporte de la carga suspendida dentro de las lagunas también se produce clasificación granulométrica y mineralógica.

8. La arena de las dunas del Desierto de Altar y de Bahía Sebastián Vizcaíno presentan la misma madurez mineralógica y diferente composición de la roca fuente. El sedimento del Desierto de Altar presenta una mayor influencia de líticos y una mayor historia de transporte; ya que parte del sedimento procede del Río Colorado y la distancia de transporte eólica es mayor respectivamente. En Bahía Sebastián Vizcaíno la influencia de líticos así como la distancia de transporte es menor. La composición geoquímica asociada a la composición mineralógica refleja una fuente ácida en el Desierto de Altar y una fuente intermedia en Bahía Sebastián Vizcaíno. Las similitudes geoquímicas entre el Desiertote Altar y Algodones son resultado de la madurez mineralógica del sedimento procedente de la misma fuente. Mientras que las similitudes geoquímicas entre Bahía Sebastián Vizcaíno y Valle Rice resultan de las diferencias composicionales de la roca fuente (intermedias vs ácidas respectivamente) y de la madurez mineralógica relativamente menor en el Valle Rice que en Bahía Sebastián Vizcaíno.

12. Consideraciones Finales

A continuación se presentan las discusiones relativas a la relación que guarda el sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno con la erosión y cambio climático, así como con los aspectos de manejo dentro del marco de la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno; las cuales no se encuentran dentro de los objetivos de la tesis. Sin embargo, las siguientes discusiones se presentan ya son de interés nacional y de carácter estratégico, dada su directa relación con el cambio climático global y el desarrollo sustentable. El entendimiento de las fuentes, rutas de transporte y los sumideros o depósitos del sedimento de las dunas son críticos para interpretar la morfología costera, las tasas de erosión y acreción de la costa; así como la naturaleza de los ambientes sedimentarios y los aspectos de ingeniería y manejo costeros.

La evolución del sistema y su estado actual pueden reflejar los cambios climáticos en la región a lo largo de la historia del sistema. La historia del sistema refleja los cambios tectónicos y climáticos, producidos durante el Pleistoceno Tardío y durante el último ascenso del nivel del mar en el Holoceno respectivamente. La presencia de la antigua barrera Pleistocénica sobre la línea de costa y la presencia del campo de dunas barcanes al pie de la Sierra de Vizcaíno de San Andrés reflejan los cambios isostáticos de levantamiento del terreno que ha sufrido la cuenca. Por otro lado, el sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno comenzó su desarrollo durante el último ascenso del nivel del mar, sincrónicamente con los periodos estables del nivel del mar alcanzados durante su ascenso en la Transgresión Flandriana. Se piensa que los depósitos que dieron origen al sistema se produjeron fluvialmente, en un clima relativamente más húmedo que en el presente. La morfología del sistema de dunas refleja: el proceso de sucesión de diferentes tipos de dunas y de ambientes de marisma por dunas, la actividad episódica del sistema a lo largo de su historia, una larga historia de recirculación en el ambiente de barreras, y una larga historia de depositación y erosión sobre la planicie aluvial. Las similitudes morfológicas de las etapas de formación del sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno con los sistemas de dunas de las cuencas de San Quintín y Santa María (Orme & Tchakerian, 1986), así como la orientación de las fases de dunas y demás formaciones eólicas recientes y relictas de Bahía Sebastián Vizcaíno, indican que el régimen de vientos en Bahía Sebastián Vizcaíno ha sido constante en la cuenca durante al menos los últimos 8200 años AP. Para las dunas y paleodunas de San Quintín, Baja California, México, la dirección dominante del régimen de vientos se propone haber estado en entre los 290° y 325° para todas las fases que datan de antes del Pleistoceno-Medio, del Pleistoceno-Tardío, del la Transgresión Flandriana Inicial (12 Ka) y de la Transgresión Flandriana Final (8.2 Ka). Actualmente el sistema se encuentra en una etapa senescente, producto de la disminución de la disponibilidad de sedimento. Lo cual es el reflejo del actual clima desértico y de la relativa menor cantidad de sedimento suministrada por la erosión del litoral rocoso, en comparación con la cantidad de sedimento disponible antes de la Transgresión Flandriana.

La disminución de la disponibilidad de sedimento ha propiciado la erosión de la costa por efectos eólicos, así como la erosión de las barreras por efecto del viento y las corrientes por marea dentro de las lagunas y en el mar. Un factor importante a considerar al respecto de la erosión de la costa arenosa en Bahía Sebastián Vizcaíno es el cambio climático global. El cambio climático global indica el aumento de temperatura del océano, de la corteza terrestre y de la atmósfera a nivel planetario. La elevación de la temperatura global en 2°C a 3°C puede producir cambios drásticos en las condiciones climáticas del planeta. El calentamiento global puede ocasionar la regresión de la línea de costa en Bahía Sebastián Vizcaíno, como consecuencia del aumento del nivel del mar producto del deshielo de los glaciares y por la expansión volumétrica de la masa de agua de los océanos. Lo anterior, ocasionará la erosión de la costa, así como la pérdida de hábitats y zonas de desarrollo sobre la línea de costa. Además, la intrusión salina se extendería tierra adentro afectando la calidad de los acuíferos de la zona. El aumento de profundidad en las lagunas producirá un cambio en las condiciones físicas y químicas de las lagunas, lo disminuirá la productividad de estos ecosistemas acuáticos. La regresión de la línea de costa ocasionará la pérdida de marismas y de dunas. Por otra parte, en caso de que las condiciones de baja precipitación y evado-transpiración sean incrementadas producto del calentamiento global, se intensificará el proceso de desertificación. Esto último traerá como consecuencia la disminución de la cubierta vegetal y en consecuencia una disminución de la biodiversidad terrestre. Lo anterior podría activar el transporte eólico de arena semi-estabilizada actualmente, produciendo extensos campos de dunas sobre la planicie aluvial. La erosión eólica de esta arena semi-estabilizada actualmente implicaría una sucesión de ambientes y por consecuencia pérdida de hábitats. En caso contrario, si el cambio climático favorece un aumento en la precipitación, como se ha observado en el desierto de Atacama en Perú, cuando se presentan oscilaciones climáticas del Niño, se activaría el ciclo de producción de sedimento aluvial en la cuenca, el desarrollo de ríos y estuarios, se estabilizaría el sedimento suelto en la planicie aluvial y en la línea de costa, habría producción de suelo, las zonas bajas se inundaría, se recargarían los acuíferos del región; todo ello tendría consecuencias en la productividad de los ecosistemas terrestre y acuático. En cualquiera de los dos casos, ya sea en condiciones de sequía o de lluvia, la población humana sufriría efectos negativos y positivos, y se tendrán que implementar soluciones de diversas índoles, no solo de manejo e ingeniería, para enfrentar las contingencias. En este sentido, se debe contar con plan de contingencia para enfrentar los posibles efectos de un cambio climático en la región a corto, median y largo plazo.

Desde la perspectiva del manejo, la situación del sistema de dunas dentro del programa de conservación y manejo de la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno (versión publicada en el año 2000 y disponible al público), es apenas vagamente mencionada. Las formaciones de arena eólica proveen una diversidad de funciones ecológicas y forman parte de la economía local, tal y como se menciona en la introducción del presente estudio y como se mencionará más adelante. A pesar de que la extensión de las formaciones de arena eólica dentro de la reserva cubren prácticamente el total de la extensión de la planicie aluvial del Vizcaíno y a pesar que dentro del sistema de arena eólica se localizan la Ciudad de

Guerrero Negro, la segunda mina de sal solar del mundo, el complejo lagunar refugio mundial de la Ballena Gris y zonas de marismas en un ambiente desértico, no existe un proyecto o subprograma de conservación y manejo de las dunas y demás formaciones eólicas, al menos disponible públicamente. Quedando restringido el manejo de dunas y *sistemas acuáticos asociados* a lo indicado en los planos de zonificación, a una acción de creación de senderos turísticos y a la prohibición de la circulación por las zonas de dunas, salvo donde sea permitido por la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. Resulta de manera importante extender el límite norte de la reserva hacia la latitud 28° 30' N sobre la línea de costa, ya que la delimitación actual localizada sobre el paralelo 28° 00' N excluye la unidad morfológica de la costa norte (Playa Pacheco Norte y Sur), así como parte del ambiente de barreras (Laguna Manuela y parte de Isla de Arena). Dichas unidades morfológicas son parte integral del sistema de dunas localizado dentro de la reserva; y dado que uno de los objetivos de los programas de conservación y manejo es la conservación de la morfología de las áreas naturales protegidas, estas unidades de dunas deben ser integradas a la reserva. Queda pendiente el desarrollo de un plan de conservación y manejo específico para el sistema de dunas y *sistemas acuáticos asociados* (*playas, lagunas y marismas*), en donde se establezcan las medidas para balancear los requerimientos del desarrollo y al mismo tiempo se protejan las zonas naturales de la costa y del desierto influenciadas por la arena eólica y litoral (e.g. monitoreo, conservación, restauración, estabilización, salud pública). A partir de este momento, bajo el concepto de manejo, el sistema de dunas se redefine como un conjunto de funciones interdependientes. Por tal razón, las relaciones funcionales interdependientes del sistema de dunas y de los sistemas acuáticos asociados implican un plan de conservación y manejo para ambos ecosistemas en conjunto. La interacción “dunas - marismas - población” sobre la línea de costa es muy activa. Las instalaciones urbanas e industriales son afectadas por la migración de la arena eólica diariamente, impactando los costos de operación y mantenimiento de la planta de sal solar, del municipio y de la población. Todos los días la arena eólica que migra tierra adentro se deposita sobre las casas, calles y áreas verdes de los parques y jardines de la Ciudad de Guerrero Negro. De igual forma la arena eólica en migración se deposita sobre las pozas de producción de sal, azolva los canales de navegación de las lagunas y cubre los caminos de la planta de sal. Esto último tiene como consecuencia para la ciudad la implementación de servicios de limpieza de arena depositada sobre las instalaciones urbanas. Para la planta de sal solar, la migración de arena eólica conlleva la construcción de nuevos canales de navegación y dragado de los canales existentes, construcción de nuevas instalaciones de carga de sal, remoción de arena de las pozas de sal y canales de agua de mar con tractores y traxcavos, construcción de nuevos caminos y sus correspondientes instalaciones de iluminación, todo ello para mantener el ritmo de producción de sal. Por el lado de la población local, no se tienen datos de las implicaciones en la salud por el contenido de partículas finas de sedimento en el aire. El desarrollo de las dunas protege a la población de tormentas producidas en el mar. El sistema de dunas ha propiciado y ha destruido el desarrollo de las marismas. Las dunas protegen a las playas, marismas y las lagunas de las tormentas marinas invernales. La existencia de las dunas tiene implicaciones en el sistema de agua subterránea, en la recarga de acuíferos, control de la intrusión salina y retención de agua precipitada durante las tormentas y ciclones.

De igual forma, la existencia de dunas representa un hábitat de especies vegetales y animales. Y desde el punto de vista biogeoquímico la arena de las dunas aporta minerales o micronutrientes a los sistemas acuáticos. Por lo anterior, un plan de conservación y manejo de las dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno no puede restringirse a las dunas como un concepto individual, sino más bien debe dirigirse a un sistema complejo integrado por dunas, desierto, playa, lagunas, marismas, industria y sociedad. Una de las acciones necesarias que debe incluir el plan es la estabilización de las dunas costeras; y con ello garantizar la protección de las playas, marisma, lagunas y de la población en tiempos de tormentas. Ello traerá irremediablemente de alguna forma y en algún grado el impacto del ecosistema acuático; sin embargo alargará la vida del mismo y mejorará las condiciones de desarrollo en la zona. Otra medida es la delimitación del crecimiento de la Ciudad de Guerrero Negro, permitiendo el desarrollo de zonas suburbanas fuera de la zona de influencia de las marismas y las dunas costeras. A largo plazo, la descentralización de la zona urbana traerá como consecuencia que el ambiente de las zonas de evaporación salina, las marismas, dunas y playas, que limitan con la franja urbana sea conservado y que los costos de los servicios urbanos sean minimizados. Se podrá planear una mejor ciudad, con un concepto y paisaje urbano estético del cual carece actualmente la ciudad, elevando así la calidad de vida de sus habitantes y visitantes. El movimiento de tierras, como es conocido el acarreo de materiales por excavación o minería, referente a la arena eólica, debe de ser monitoreado, cuantificado y dirigido. Lo anterior, con el objeto de administrar la arena eólica, cada vez más escasa, utilizada y producida en las obras de ingeniería relacionadas con la limpieza de las instalaciones urbanas y de la planta de sal y dragado de canales de navegación; la cual se utilizaría en la estabilización, conservación y restauración de las playas, dunas y marismas.

Otros muchos aspectos pueden venir a la mente del lector después de haber analizado el presente trabajo y que no se hayan considerado dentro de los objetivos, en este apartado o mencionado a lo largo del escrito. Por lo anterior, sirva el presente estudio como plataforma para que profesionistas, estudiantes e investigadores de las ciencias naturales, exactas y humanas extiendan nuevas líneas de investigación sobre el fascinante sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno.

13. Perspectivas futuras del estudio

Se sugiere que la continuación del estudio geológico marino del sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno debe estar encaminado a integrar un modelo paleoclimático de la cuenca del Vizcaíno que represente las condiciones en el origen del sistema de dunas, durante la evolución del sistema y hasta el momento presente. A continuación se proponen algunos de los estudios necesarios para integrar dicho modelo paleoclimático:

1. Determinar la estructura de las dunas con imágenes de penetración de radar (*GPR: ground penetrating radar*). Con ello estableceremos la historia de depositación, la dirección de los vientos y el nivel de mar durante la evolución del sistema.
2. Determinar la composición granulométrica, petrográfica y geoquímica del sedimento en la columna estratigráfica utilizando núcleos. Para identificar las diferentes etapas de evolución del sistema, indicadas por las facies de sedimento, así como para establecer las implicaciones de procedencia del sedimento en el pasado.
3. Realizar el fechamiento por termoluminiscencia de sedimentos de las distintas etapas de formación del sistema de dunas de Bahía Sebastián Vizcaíno a partir de los núcleos. Con ello conoceremos las historias de la depositación del sedimento y del régimen de vientos en función de la morfología y la estructura de las dunas.
4. Determinar el balance de sedimentos entre: (a) el sistema acuático integrado por la bahía y el complejo lagunar; (b) la playa y las dunas, (c) las dunas y la laguna, (d) el ambiente barreras y la planicie aluvial y (e) dentro la planicie aluvial. Con base en lo anterior, determinaremos las tasas recientes de erosión y acreción de la bahía, lagunas, barreras, playas, dunas, así como de la planicie aluvial.
5. Cuantificar el volumen de sedimento depositado en el sistema mediante imágenes LIDAR (*laser imaging detection and ranging*). Con base en el volumen de sedimento depositado, la historia tectónica, el perfil estructural de las dunas, la composición del sedimento, el fechamiento, así como con el balance actual de sedimentos podemos reconstruir el estado sedimentario del sistema (fuentes, disponibilidad de sedimento, capacidad de transporte) a lo largo de su historia; el cual a la vez es un reflejo de la evolución de las condiciones climáticas durante el pasado de la cuenca hasta el momento presente.

15. Referencias

- Adams, A.E., MacKenzie, W.S., and Guilford, C., 1984. Atlas of Sedimentary rocks under the microscope. Ed. Prentice Hall. England. 104 pp.
- Aguilar Ramírez, R.N., Casas Valdez, M., Ortega García, S., R. A. Núñez López, R.A., and Cruz Ayala, M.B., 2003. Spatial and seasonal variation of macroalgal biomass in Laguna Ojo de Liebre, Baja California Sur, Mexico. *Hidrobiología*, 501, pp. 207–214.
- Bagnold, R.A., 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen, London, 265 pp.
- Bartley, D., Buddemeier R.W., Bennett, D.A., 2006. Coastline Complexity: A Parameter for Functional Classification of Coastal Environments.
<http://www.kgs.ku.edu/Hexacoral/Products/Documents/BARTLEYFIN3.html>
- Bauer, B.O., and Sherman, D.J., 1999. Coastal Dune Dynamics: Problems and prospects. In Goudie, A.S., Livingstone, I., and Stokes, S., 1999. Aeolian Environments, Sediments, and Landforms. John Wiley & Sons Ltd, Ed. England. 325 pp.
- Beal, C.H., 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico: Geology Society of America Memories 31, 138 p.
- Bhatia, M.R.; and Crook, K.A.W., 1986, Trace element characteristics of grawackes and tectonic discrimination of sedimentary basin: Contrib. Mineral. Petrol., v. 92, p. 181-193.
- Blatt, H., 1992. Sedimentary Petrology. 2nd Edition. W.H. Freeman and Company, New York. 514 pp.
- Bristow, C.S., Lancaster, N., & Duller, G.A.T. 2005. Combining ground penetrating radar surveys and optical dating to determine dune migration in Namibia. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 162, pp. 315–321.
- Carozzi, A.,V., 1960. Microscopic Sedimentary Petrography. John Wiley & Sons, Inc., New York and London. 485 pp.
- Carranza – Edwards, A., Centeno-García, E., Rosales-Hoz, L., Lozano-Santa Cruz, R., 2001. Provenance of beach gray sands from western México. *Journal of South American Herat Sciences*. 14, 291-305.
- Carranza-Edwards, A., Bocanegra-García, G., Rosales-Hoz, L., & de Pablo-Galán, L., 1998. Beach sands from Baja California Peninsula, Mexico. *Sedimentary Geology*, 119, pp. 263-274.
- Carranza-Edwards, A., & Aguayo-Camargo, J.E., 1991. Geología Marina. Hoja iv.9.5.B. Esc. 1:12,000,000 del Atlas Nacional de México. Instituto de Geografía, UNAM.
- Carranza-Edwards A, Rosales-Hoz L, Aguirre Gómez A, Galán-Alcalá A. 1988. Estudio de metales en sedimentos litorales de Sonora, México. *Anales del Instituto de Ciencias Del Mar y Limnología* 15: 225–234.
- Carranza-Edwards, A., Marquez-García, A.Z., Morales de la Garza, E.A., 1987. Características Sedimentológicas de Las Playas de La Isla Clarión, Colima, México. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*, UNAM.

- Carter, R.W.G., and Wilson, P., 1993. Aeolian processes and depositions in northwestern Ireland. In Livingston, I. and Warren, A., 1996. *Aeolian Geomorphology, an introduction*. Adisson Wesley Longman; 211 pp.
- Carter, R.W.G., Bauer, B.O., Sherman D.J., Davidson-Arnott, R.G.D., Gares, P.A., Nordstrom, K.F. and Orford, J.D., 1992a. Dune development in the aftermath of stream outlet closure: axamples from Ireland and California. In Livingston, I. and Warren, A., 1996. *Aeolian Geomorphology, an introduction*. Adisson Wesley Longman; 211 pp.
- Carter, R.W.G., Nordstrom, K.F., and Psuty, P.N., 1990. The study of Coastal Dunes. Chp. 1. pp. 1-14. In *Coastal dunes: Form and Processes*. Edited by Nordstrom K.F., Psuty, N.P., and Carter, W.G., 1990. John Wiley and Sons Ltd. 392 pp.
- Clark, M.L., Rendell, H.M., 1998. Climate change impacts on sand supply and the formation of desert sand dunes in the southwest U.S.A. *Journal of Arid Environments* 39, 517-531.
- Craig, J.R., and Vaughan, D.J., 1981. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. John Wiley and Sons. 406 pp.
- D'Anglejan-Chatillon, B.F., 1965. The Marine Phosphorite deposit of Baja California, Mexico: Present Environment and Recent History. Doctoral Thesis, University of California, San Diego. 195 pp.
- Darby, D.A., 1984. Trace elements in Ilmenite: A way to descriminate provenance or age in coastal sands. *Geological Society of American Bulletin*, v.95, pp. 1208-1218
- De Pablo-Galán, L., De Pablo, J.J., Chávez-García, M.L., 2001. Diagenesis and shear rheology of a Recent-Pleistocene volcanogenic sequence, Mexican Basin. Implications to swelling and stability. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18, núm. 2, p.175-185.
- De Ros, L.F., Anjos, S.M.C., and Morad, S. , 1994. Authigenesis of amphibole and its relationship to the diagenetic evolution of Lower Cretaceous sandstones of the Potiguar rift basin, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 88, 253-266.
- Dieckmann, B., and Kuhn, G., 1999. Provenance and dispersal of glacial-marine surface sediments in the Weddell Sea and adjoining areas, Antarctica: ice-rafting versus current transport. *Marine Geology*, 158, pp. 209-231.
- Doyle, L.J., and Bandy, O.L., 1972. Southern Continental borderland, Baja California; its tectonic and environmental development. *Geological Society of American Bulletin*, v. 46, p. 1839 - 1856.
- Dyer, K. R., 1997: *Estuaries: A Physical Introduction*. 2d ed. John Wiley and Sons, 195 pp.
- Emery, K.O., 1948. Submarine Geology of Ranger Bank, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* v. 46, p.1839-1856.
- Emery, K.O., Grosline D.S., Uchupi, E., y Terry R.D., 1957. Sediments of three bays of Baja California: Sebastian Viscaíno, San Cristobal, and Todos Santos. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 27, No. 2, pp.95-115.
- Ferry, J .M.,1976. Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, south-central Maine: Mineral reactions and graphical analysis. *American Journal of Science*, 276, 841-882.

- Folk, R.L., 1971. Longitudinal dunes of the Northwestern edge of the Simpson Desert; Northern Territory, Australia. *Geomorphology and grain size relationship*. *Sedimentology*, 16, 5-54.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publ. Col. Austin, Texas. 182pp.
- Fyberger, S.G., Krystinik, L.F., and Schenk, C.J., 1990. Tidally flooded back-barrier dunefield, Guerrero Negro area, Baja California, Mexico. *Sedimentology*, 37, pp. 23-43.
- García, C.J., Durazo, A.R., Gaxiola, C.G., 2003. Circulación de la Corriente de Baja California frente a Baja California: 2000-2001. *Oceanografía 03-1*, p. 251.
- Gardner, D.E., 1955. Beach-sand heavy mineral deposits of Eastern Australia. *BMR Bull. No. 28*, 103 pp.
- Gehrels, W.R., Belknap, D.F., Pearce, B.R., and Gong, B., 1995. Modeling the contribution of M2 tidal amplification to the Holocene rise of mean high water in the Gulf of Maine and the Bay of Fundy. *Marine Geology*. 124, pp. 71-85.
- Gentry, H.S., 1950. Land Plants collected by the Velero III: Allan Hancock Pacific Expeditions, v.13, 256 pp.
- Goudie, A.S., Livingstone, I., and Stokes, S., 1999. *Aeolian Environments, Sediments, and Landforms*. John Wiley & Sons Ltd, Ed. England. 325 pp.
- Grajeda-Muñoz, M.M., Shumilin, E., Windom, H., Smith, R., Sapozhnikov, D., 2003. Trace Elements In Surficial Sediments of a Large Hypersaline Lagoon, Ojo de Liebre, Western Baja California Peninsula, Mexico. ERF 2003 Conference.
- Gutiérrez-De Velasco, G. & Winant, C., 2006. Salt Exchange Rate In A Well-Mixed Inverse Estuary. Conference Abstract. Estuarine Research Federation.
- Hanna, G.D., 1927. Geology of the west Mexican Islands. *Panamerican Geologist*, v.48. p.1-24.
- Herron, M.M, and Herron, S.L., 1990, Geological applications of geochemical well logging, *in* A., Hurst; M.A., Lovell, and A.C., Morton (eds.) *Geological applications of wireline logs: Special publ. Geol. Soc.*, No. 48, p. 165-175.
- Hesp, P.A., Illenberger, W., Rust, I., McLachlan, A. and Hyde, R., 1989. Some aspects of transgressive dunefield and transverse dune geomorphology and dynamics, south coast, South Africa. *Zeit. Geomorph. Suppl-Bd.*; 73; 111-123.
- Honda, H. & Shimizu, H., 1998. Geochemical, mineralogical and sedimentological studies on the Taklimakan Desert Sands. *Sedimentology*, 51, 211-230.
- INE, 2000. Programa de Manejo de la Reserva de la Biosfera El Vizcaíno. 1a edición, Instituto Nacional de Ecología.
- Inman D.L., and Bagnold R.A., 1963. beach and Nearshore Processes. Part II: Littoral Processes. IN: *The sea, Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*. Vol. III, pp. 528-553.
- Inman, D.L., 1983. Application of coastal dynamics to the reconstruction of paleocoastlines in the vicinity of La Jolla, California. Pp. 1-49. In P.M. Masters and N.C. Flemming (eds.), *Quaternary Coastlines and Marine Archaeology*, Academic Press, London, 641 pp.

- Inman, D.L., 2006. Aerial Photographs of Guerrero Negro Dunes. In Douglas Inman papers, Scripps Institution of Oceanography Archives, UCSD.
- Inman, D.L., and Frautschy, J.D., 1965. In Coastal Engineering (Santa Barbara Specialty Conference) American Society of Civil Engineers, New York. Pp. 511-536.
- Inman, D.L., and Masters, P.M., 1991. Budget of sediment and prediction of the future state of the coast. In State of the Coast Report, San Diego Region, Coast of California Storm and Tidal Waves Study, U.S. Army Corps of Engineers, Los Angeles District, Chapters 1-10, Appen. A-Q.
<http://repositories.cdlib.org/sio/cm/10/>
- Inman, D.L., and Nordstrom, C.E., 1971, On the tectonic and morphologic classification of coasts. *Journal of Geology*; v. 79; no. 1; pp. 1-21.
- Inman, D.L., Ewing, G.C., and Corliss, J.B., 1966. Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*; v. 77; no. 8; pp. 787-802.
- Inman, D.L., Masters, P.M., and Jenkins, S.A., 2005. Facing the Coastal Challenge: Modelling coastal erosion in southern California. P. 38-52 in O.T. Magoon et al., eds., *California and the World Ocean '02*, ASCE, Reston, VA, 1431 pp. <http://repositories.cdlib.org/sio/cm/12/>
- Kasper-Zubillaga, J.J., Zolezzi-Ruiz, H., Carranza-Edwards, A., Girón-García, P., Ortiz-Zamora, G., & Plama, M., 2006. Sedimentological, modal analysis, and geochemical studies of desert and coastal dunes, Altar Desert, NW México. *Earth surface processes and landforms*. Published online in Wiley InterScience. (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/esp.1402.
- Kasper – Zubillaga, J.J. & Carranza – Edwards, A., 2005. Grain size discrimination between sands of desert and coastal dunes from northwestern México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, núm. 3, p. 383-390.
- Kasper – Zubillaga, J.J., Dickinson, W.W., Carranza – Edwards, A., Hornelas-Orozco, Y., 2005. Petrography of quartz grains in beach and dunes sands of Northland, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*. Vol. 48, p.1 -12.
- Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., Rosales-Hoz L., 1999. Petrography and geochemistry of holocene sands in the western Gulf of Mexico: implications for provenance and tectonic setting. *Journal of sedimentary Research*, 69, No. 5, 1003-1010.
- Kerr, P.F., 1977. *Optical Mineralogy*. 4th Edition, McGraw-Hill, Inc. 492 pp.
- Kilmer, F.H., 1984. *Geology of Cedros Island, Baja California, Mexico*. Published by Frank H. Kilmer, Printed at Humboldt State University, Arcata, California. 69 pp.
- Kimbrough, D.L., and Moore, T.E., 2003. Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaíno Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, México: Mesozoic forearc lithosphere of the Cordilleran magmatic arc, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martín-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 374, p. 2-29.
- Kocurek, G., 1988. First order and super bounding surfaces in eolian sequences – Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56, 193-206.

- Kocurek, G., and Lancaster, N., 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46, pp. 505-515.
- Krause, D., 1965. Tectonics, bathymetry, and geomagnetism of the southern continental Borderland west of Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 76, p. 617-650.
- Lancaster, N., 1989. The dynamics of star dunes: an example from the Gran Desierto, México. *Sedimentology*, 36, p. 273-289.
- Lancaster, N., 1992. Relations between dune generations in the Gran Desierto of México. *Sedimentology*, 39, 631-644.
- Lancaster, N., 1994. Controls on Aeolian activity: some new perspectives from Kelso Dunes, Mojave Desert, California. *Journal of Arid Environments* 27, 113-125.
- Lancaster, N., Greeley, R., Christensen, P.R., 1987. Dunes of the Gran Desierto Sand Sea, Sonora, México. *Herat Surface Processes and Landforms*, v.12, p.277-288.
- Lancaster, N., Tchakerian, V.P., 1996. Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. *Geomorphology* 17. 151-165.
- Lewis, D.W. McConchie, D., 1994. *Practical Sedimentology*. Chapter 2. 2nd edition. Chapman & Hall. P. 28.
- Livingstone, I., 1989. Temporal trends in grain size measures on a linear sand dune. *Sedimentology*, 36, 1017- 1022.
- Livingston, I. and Warren, A., 1996. *Aeolian Geomorphology, an introduction*. Addison Wesley Longman. England. 211 pp.
- Livingston, I., and Thomas D.S.G., 1993. Modes of linear dune activity and their paleoenvironmental significance: an evaluation with reference to southern African examples. In Pye, K., 1993. *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. Geological Society Special Publication No. 72. Geological Society, London. 332 pp.
- Lorenz, R.D., S. Wall, J. Radebaugh, G. Boubin, E. Reffet, M. Janssen, E. Stofan, R. Lopes, R. Kirk, C. Elachi, J. Lunine, K. Mitchell, F. Paganelli, L. Soderblom, C. Wood, L. Wye, H. Zebker, Y. Anderson, S. Ostro, M. Allison, R. Boehmer, P. Callahan, P. Encrenaz, G. G. Ori, G. Francescetti, Y. Gim, G. Hamilton, S. Hensley, W. Johnson, K. Kelleher, D. Muhleman, G. Picardi, F. Posa, L. Roth, R. Seu, S. Shaffer, B. Stiles, S. Vetrella, E. Flamini, and R. West, 2006. The Sand Seas of Titan: Cassini RADAR Observations of Longitudinal Dunes. *Science*, 312: p. 724-727.
- MacLennan, S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes, in Lipin, B. R., and McKay, G. A., eds., *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements: Reviews in Mineralogy*, v. 21, p. 169-200.
- McKee D. E., 1979. Introduction to a study of global sand seas. In *A Study of Global Sand Seas*. Geological Survey Professional Paper 1052 & NASA. United States Printing Office, Washington, EUA. p. 1-20.
- Mina, U.F., 1957. Bosquejo Geológico del Territorio Sur de la Baja California: Bol. Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros, v.9. Nos. 3,4, p.139-270.
- Moore, D.G., 1969. Reflection profiling studies of the California continental borderland: structure and Quaternary turbidite basins. *Geological society of America Special Papers*, 107. p. 147.

- Morad, S., 1990. Mica alteration reactions in Jurassic reservoir sandstones from the Haltenbanken area, offshore Norway. *Clay. Clay Mineralogy*, 38 (6), p. 584 - 590.
- Morad, S., and Aldahan, A.A., 1987. Diagenetic chloritization of feldspars in sandstones. *Sedimentary Geology*, 51, p. 155-164.
- Muhs D.R., Holliday, V.T., 1995. Evidence for active dune sand on the Great Plains in the nineteenth century from accounts of early explorers. *Quaternary Research* 43, 198-208.
- Muhs, D.R., 2004. Mineralogical Maturity in dune fields of North America, Africa and Australia. *Geomorphology* 59. p. 247-269.
- Muhs, D.R., 2004. Mineralogical maturity in dune fields of North America, Africa and Australia. *Geomorphology*; 59; pp. 247-269.
- Muhs, D.R., and Holliday, V.T., 2001. Origin of late Quaternary dune fields on the southern High Plains of Texas and New Mexico. *Geological society of America Bulletin*; v.113; no.1; p. 75-87.
- Muhs, D.R., Bush, C.A., Cowherd, S.D., and Mahan, S., 1995, Geomorphic and geochemical evidence for the source of sand in the Algodones dunes, Colorado Desert, southeastern California, in Tchakerian, V.P., ed., *Desert aeolian processes*: New York, Chapman and Hall, p. 37-74.
- Muhs, D.R., Reynolds, R.L., Been, J., and Skipp, G., 2000, Eolian sand transport pathways in the southwestern United States: Importance of the Colorado River [abs.]: Zzyzx, California, Desert Studies Center, IGCP 413 workshop on understanding future dryland changes from past dynamics: Linkages between fluvial, lacustrine, and aeolian systems, Abstracts of presentations, p. 17.
- Muhs, D.R., Reynolds, R.L., Gray-Skipp, J.B., 2003. Eolian sand transport pathways in the Southwestern United States: importance of the Colorado River and local sources. *Quaternary International* 104, p. 3-18.
- Muhs, D.R., Rockwell, T.K., and Kennedy, G.L., 1992. Late Quaternary uplift rates of marine terraces on the Pacific coast of North America, southern Oregon to Baja California Sur. *Quaternary International*; v.15/16; pp.121-133.
- Muhs, D.R., Stafford, T.W., Cowherd, S.D., Mahan, S.A., Kihl, R., Maat, P.B., Bush, C.A., and Nehring, J., 1996, Origin of the late Quaternary dune fields of northeastern Colorado: *Geomorphology*, v. 17, p. 129-149.
- Muhs, D.R., Stafford, T.W., Swinehart, J.B., Cowherd, S.D., Mahan, S.A., Bush, C.A., Madole, R.F., and Maat, P.B., 1997, late Holocene eolian activity in the mineralogically mature Nebraska Sand Hills: *Quaternary Research*, v. 48, p. 162-176.
- Muhs, D.R., Stafford, T.W., Swinehart, J.B., Cowherd, S.D., Mahan, S.A., Bush, C.A., Madole, R.F., and Maat, P.B., 1997. Late Holocene eolian activity in the mineralogically mature Nebraska Sand Hills: *Quaternary Research*, v. 48, p. 162-176.
- Nava-Sánchez, E., Grosline, D.S., Molina-Cruz, A., 2001. The Baja California peninsula borderland: structural and sedimentological characteristics. *Sedimentary Geology* 144. p. 63-82.
- Nesbitt, H.W., and Young, G.M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motions inferred from element chemistry of lutites: *Nature*, v. 299, p. 715-717.

- Nesbitt, H. W.; MacRae, N. D., and Kronberg, B. J., 1990, Amazon deep-sea fan muds: light RRE enriched products of extreme chemical weathering: *Earth Planetary Science Letters*, v. 100, p. 118-123.
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M., 1984. Predictions of some weathering trends of plutonic rocks and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.48, p. 1523-1534.
- Nesbitt, H.W.; and Young, G.M., 1989, Formation and diagenesis of weathering profiles: *Jour. Geol.*, v. 97, p. 129-147.
- Nesse, W.D., 2004. *Introduction to Optical Mineralogy*. Oxford University Press, 348 pp.
- Nickling, W.G., 1986. *Aeolian Geomorphology*. Proceedings of the 17th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1986. Allen & Unwin Eds. London. 311 pp.
- Nicolis, G., and Progonis, I., 1989. *Exploring complexity*: New York, Freeman, 313 pp.
- Nordstrom, K., and Psuty, N., 1990. *Coastal Dunes Form and Processes*. Ed.. John Wiley and Sons. England. 392 pp.
- Normark, W.R., 1974. Ranger submarine slide, northern Sebastian Vizcaino bay, Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 85. p. 781-784.
- Odin, G.S., 1988. *Green Marine Clays*. Elsevier Science Publishers. 445 pp.
- Orme, A.R., 1980. Marine terraces and Quaternary tectonism, northwest Baja California, Mexico. *Physical Geography*; 1; pp. 138-161.
- Orme, A.R., and Tchakerian, P.V., 1986. Quaternary dunes of the Pacific Coast of the Californias. Chapter 9; pp. 149-175. In: *Aeolian Geomorphology*. Edited by William G. Nickling. Proceedings of the 17th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1986. Ed. Allen & Unwin; 1986; pp. 311.
- Ortega-Rubio, A., Padilla-Arredondo, G., Urías-Laborín, D., Viñeyra-González, F., Burrola-Sánchez, M.S., Arreola-Lizárraga, J.A., Castellanos, A., 2005. Restauración Ecológica de la Laguna Guerrero Negro, B.C.S. Seminario Académico. Programa de Plantación Ambiental y Conservación. Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste.
http://www.cibnor.mx/investigacion/programas/planambiental/emenu_prog.php?SEMINARIOS&FECHA=20050215
- Ortleib, L., 1978. Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en la parte central de Baja California. Universidad Nacional autónoma de México, Instituto de Geología; *Revista* 2, pp. 200-211.
- Osorio-Tafall, B.F., 1948. La Isla de Cedros Baja California. *Boletín de la Sociedad de Geógrafos Mexicanos*; v.66; pp. 319-402.
- Patterson, D.L., 1984. Los Capunes and Valle Sandstones: cretaceous petrofacies of the Vizcaino Basin, Baja California Mexico. In Frizzell, Virgil, A. Jr., ed, 1984, *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S.E.P.M.*, Vol. 39, pp. 161-171.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972. *Sand and Sandstone*. New York Springer Verlag. 618 pp.

- Pettogjhon, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972. Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York. 618 pp.
- Phleger, F. B., 1965: Sedimentology of Guerrero Negro Lagoon, Baja California, Mexico. *Proc. 17th Symp. of the Colston Research Society*, Bristol, United Kingdom, Colston Research Society, 205–235.
- Phleger, F. B., and G. C. Ewing, 1962: Sedimentology and oceanography of coastal lagoons in Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 73, 145–182.
- Psuty, N.P., 1992. Spatial variation in coastal fore dunes development. In Livingston, I. and Warren, A., 1996. *Aeolian Geomorphology, an introduction*. Adisson Wesley Longman; 211 pp.
- Pye, K., 1993a. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. In Pye, K., and Lancaster, N., 1993. *Aeolian Sediments, ancient and Modern*. Special Publication Number 16 of the International Association of Sedimentologists. Edited by K.Pye and N. Lancaster and Published by Blackwell Scientific Publications. 167 pp.
- Pye, K., 1993. *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. Geological Society Special Publication No. 72. Geological Society, London. 332 pp.
- Pye, K., and Lancaster, N., 1993. *Aeolian Sediments, ancient and Modern*. Special Publication Number 16 of the International Association of Sedimentologists. Edited by K.Pye and N. Lancaster and Published by Blackwell Scientific Publications. 167 pp.
- Pye, K., and Tsoar, H., 1990. *Aeolian sand and sand dunes*. Unwin Hyman. 396 pp.
- Ranwell, D.S., 1972. *Ecology of Salt Marsh and Sand Dunes*. Chapman and Hall. 257 pp.
- Rogers, C.L., Tavera-Amezcuca, E., Ojeda-Rivera, J., Zoltan de Cserna, and Roger van Volten, 1961. *Marine Phosphorites of North Central Mexico*. U.S. Geological Survey Professional Papers. Report: P0424-D, pp D222-D224, 1961.
- Rollinson, H.R., 1992. Another look at the constant sum problem in geochemistry. *Mineral Mag.* 56, 469-475.
- Rooney, C. & Basu, A., 1994. Provenance analysis of muddy sandstones: *Journal of Sedimentary Research*, v.A64, p. 2-7.
- Rothwell, R.G., 1989. *Minerals and Mineraloids in Marine sediments, An Optical Identification guide*. Elsevier Aplied Science Eds. London and New York. 279 pp.
- Roy, P.S., Thom, B.G., and Wright, L.W., 1980. Holocen sequences of embayed, high energy coast; an evolutionary model. *Sedimentary Geology*; 26; pp. 1-19.
- Sánchez-Zavala, J.L. y Centeno-García, E., 2006. *Técnicas y Aplicaciones del Estudio de los Sedimentos Terrigenos de Grano Fino: Procedencia y Tectonica*. Instituto de Geología. Página web.
- Saye, S.E., and Pye, K., 2006. Variations in chemical composition and particle size of dune sediments along the west coast of Jutland, Denmark. *Sedimentary Geology*; 183; pp. 217–242.
- Schwabach J.R. y Grosline D.S., 1985. Holocene Sediment Budgets for the Basins of the California Continental Borderland. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 55, No. 6, p.829-842.

- Shepard, F.P., 1950, 1940. E.W. Scripps cruise to the Gulf of California. Pt.III, Submarine topography of the Gulf of California. Geological Society of America Memoir 43. 30 p.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publishers, Oxford; Taylor S.R. and S.M. McLennan (1995). Review of Geophysics 33. 241-265. Tchakerian, V.T., Lancaster, N., 2002. Late Quaternary arid/humid cycles in the Mojave Desert and Western Great Basin of North America. Quaternary Science Reviews 21, 799-810.
- Trenhaile, A.S., 1997. Coastal Dynamics and Landforms. Ed. Clarendon Press Oxford. 366 pp.
- Tucker, M., 2001. Sedimentary Petrology, An Introduction to the origin of Sedimentary Rocks. 3rd edition. Ed. Blackwell Science. UK. 262 pp.
- Weltje, G.J., 2002. Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. Earth Sciences Review 57, 211-253.
- Werner, B.T., 1995. Eolian dunes: computer simulations and attractor interpretation. Geology v.23, no.12; p.1107-1110.
- Williams, H., Turner, F.J., and Gilbert, Ch.M., 1954. Petrography and introduction to the study of rocks in thin sections. Ed. Freeman and Company. USA. 626 pp.
- Wilson, S.H.A., and Zimbelman, J.R., 2004. Latitude-dependent nature and physical characteristics of transverse aeolian ridges on Mars. Journal of Geophysical Research, Vol. 109, E10003.
- Winant, D., and Gutiérrez de Velasco, G., 2003. Tidal Dynamics and Residual Circulation in a Well-Mixed Inverse Estuary. *Journal of Physical Oceanography*: Vol. 33, No. 7, pp. 1365–1379.
- Woods, A.J., 1978. Marine terraces between Playa El Marron and Morro Santo Domingo, central Baja California. Unpublished Ph.D. Dissertation, Los Angeles University of California.
- Worden, R.H. and Morad S., 2003. Clay Mineral Cements in sandstones. International Association of sedimentologists. Ed. Blackwell publishing company. 509 pp.
- Yang, S., Jung, H., and Li, C., 2004. Two unique weathering regimes in the Changjiang and Huanghe drainage basins: geochemical evidence from river sediments. Sedimentary Geology; v.164; pp. 19-34.
- Young, A., 2005. Coastal Bluffs Provide More Sand to California Beaches than Previously Believed. In a paper presented in the annual meeting of the American Shore and Beach Preservation Association in San Francisco. Jacobs School of Engineering, UCSD.
- Zaytsev O., Rafael Cervantes-Duarte, R., Orzo Montante, O., and Gallegos-Garcia, A., 2003. Coastal Upwelling Activity on the Pacific Shelf of the Baja California Peninsula. Journal of Oceanography, Vol. 59, pp. 489 - 502.
- Zimbelman, J.R. & Williams, S.H., 2002. Geochemical indicators of separate sources for eolian sands in the eastern Mojave Desert, California, and western Arizona. Geological Society of America Bulletin; v. 114; no. 4; pp. 490–496.
- Zimbelman, J.R., Williams, S.H., Tchakerian, V.P., 1995. Sand transport paths in the Mojave Desert, southwestern United States. In: Tchakerian, V.P. (Ed.), Desert Aeolian Processes. Chapman and Hall, London, pp. 101-129.

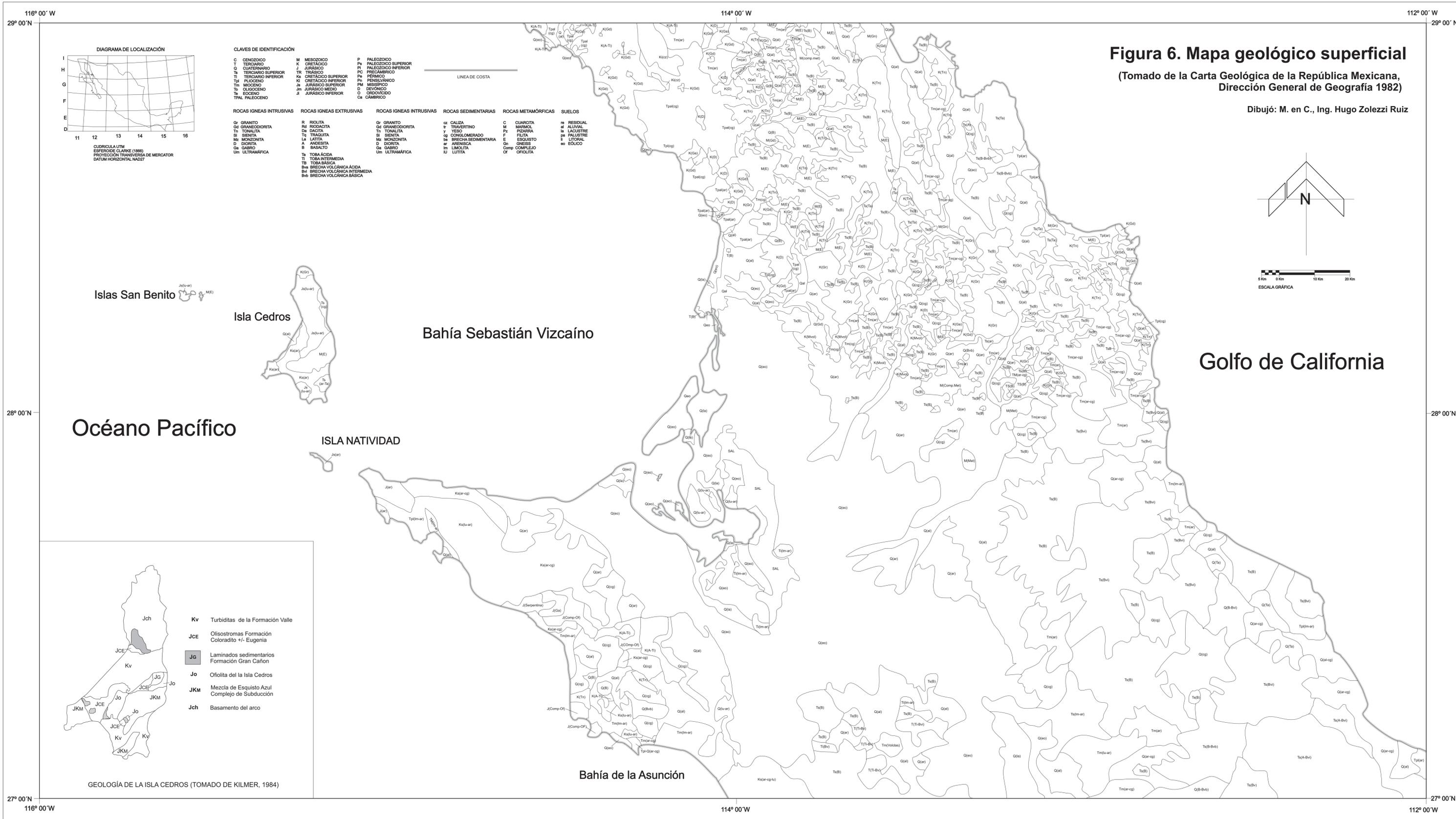
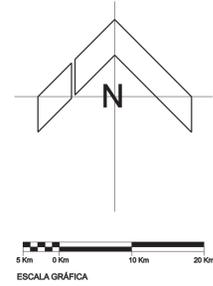


Figura 6. Mapa geológico superficial
 (Tomado de la Carta Geológica de la República Mexicana, Dirección General de Geografía 1982)

Dibujó: M. en C., Ing. Hugo Zolezzi Ruiz



CLAVES DE IDENTIFICACIÓN

C CENOZOICO	M MESOZOICO	P PALEOZOICO
T TERCIARIO	K CRETÁCICO	Ps PALEOZOICO SUPERIOR
Q CUATERNARIO	J JURÁSICO	PI PALEOZOICO INFERIOR
Ts TERCARIO SUPERIOR	TR TRÁSICO	PC PRECAMBRICO
Ti TERCARIO INFERIOR	Ms CRETÁCICO SUPERIOR	Pe PERMIICO
Tp PLEOCENO	Ki CRETÁCICO INFERIOR	Ph PENINSILVÁNICO
Mi MIOCENO	Ms JURÁSICO SUPERIOR	PM MISÍSIPICO
O OLOCENO	Jm JURÁSICO MEDIO	D DEVÓNICO
Tpa PALEOCENO	Ji JURÁSICO INFERIOR	O ORDOVIZCO
	Jl JURÁSICO INFERIOR	Ca CÁMBRICO

ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS

Gr GRANITO	R RIOLITA
Gd GRANODIORITA	Rd RIODACITA
Tn TONALITA	D DACITA
Si SIENITA	Tr TRAGUITA
Mz MONZONITA	L LITITA
D DIORITA	A ANDESITA
Gs GABRO	B BASALTO
Um ULTRAMÁFICA	Ts TOSA ACIDA
	Ti TOSA INTERMEDIA
	Tb TOSA BÁSICA
	Bva BRECHA VOLCÁNICA ACIDA
	Bvi BRECHA VOLCÁNICA INTERMEDIA
	Bvb BRECHA VOLCÁNICA BÁSICA

ROCAS IGNEAS EXTRUSIVAS

Gr GRANITO	C CUARZOTA
Gd GRANODIORITA	M MARMOL
Tn TONALITA	Pz PIZARRA
Si SIENITA	F FILITA
Mz MONZONITA	E ESQUISTO
D DIORITA	Gn GNEISS
Gs GABRO	Comp COMPLEJO
Um ULTRAMÁFICA	Cl CLIFOLITA

ROCAS SEDIMENTARIAS

Ca CALIZA	nl RESIDUAL
Tr TRAVERTINO	al ALUVIAL
Y YESO	la LAGUNAR
Cg CONGLOMERADO	pa PALUSTRE
Br BRECHA SEDIMENTARIA	l LITORAL
Ar ARENISA	eo EÓLICO
Li LITLITA	

SUELOS

nl RESIDUAL
al ALUVIAL
la LAGUNAR
pa PALUSTRE
l LITORAL
eo EÓLICO



CUADRICULA UTM
 ESFEROIDE CLARKE (1886)
 PROYECCIÓN TRANSVERSA DE MERCATOR
 DATUM HORIZONTAL NAD27

Islas San Benito

Isla Cedros

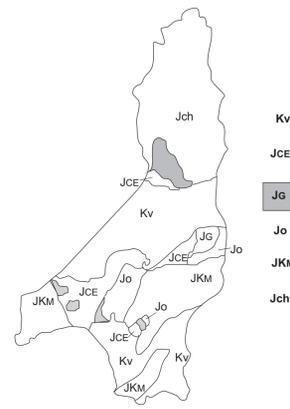
Bahía Sebastián Vizcaíno

Golfo de California

Océano Pacífico

ISLA NATIVIDAD

Bahía de la Asunción



- Kv** Turbiditas de la Formación Valle
- JCE** Olistostromas Formación Coloradito +/- Eugenia
- JG** Laminados sedimentarios Formación Gran Cañon
- Jo** Ofolita del la Isla Cedros
- JKM** Mezcla de Esquisto Azul Complejo de Subducción
- Jch** Basamento del arco

GEOLOGÍA DE LA ISLA CEDROS (TOMADO DE KILMER, 1984)