



**INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL**  
**CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS**



**GEOMORFOLOGIA Y PROCESOS DE  
SEDIMENTACION EN LOS ABANICOS  
DELTÁICOS RECIENTES EN LA BAHÍA DE  
LORETO, BCS, MEXICO**

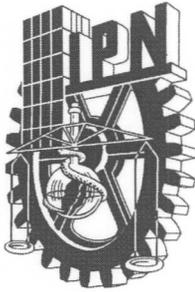
**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE  
DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS**

**PRESENTA:**

**JOSÉ OCTAVIO NAVARRO LOZANO**

**LA PAZ, BCS, DICIEMBRE 2009**



## INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

### CARTA CESIÓN DE DERECHOS

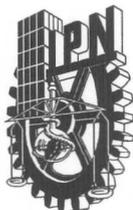
En la Ciudad de La Paz, B.C.S., el día 23 del mes Noviembre del año 2009, el (la) que suscribe MC. JOSÉ OCTAVIO NAVARRO LOZANO alumno(a) del Programa de DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS con número de registro B061151 adscrito al CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS manifiesta que es autor (a) intelectual del presente trabajo de tesis, bajo al dirección de: DR. ENRIQUE HIPARCONAVA SÁNCHEZ y cede los derechos del trabajo titulado: "GEOMORFOLOGÍA Y PROCESO DE SEDIMENTACIÓN EN LOS ABANICOS DELTÁICOS RECIENTES EN BAHÍA DE LORETO, B.C.S., MÉXICO" al Instituto Politécnico Nacional, para su difusión con fines académicos y de investigación.

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

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

MC. JOSÉ OCTAVIO NAVARRO LOZANO

nombre y firma



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

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., siendo las 12:00 horas del día 19 del mes de Noviembre del 2009 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de CICIMAR para examinar la tesis de grado titulada:

**“GEOMORFOLOGÍA Y PROCESO DE SEDIMENTACIÓN EN LOS  
ABANICOS DELTÁICOS RECIENTES EN BAHIA DE LORETO, B.C.S., MÉXICO”**

Presentada por el alumno:

**NAVARRO**  
Apellido paterno

**LOZANO**  
materno

**JOSÉ OCTAVIO**  
nombre(s)

Con registro: 

B	0	6	1	1	5	1
---	---	---	---	---	---	---

Aspirante al grado de:

**DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS**

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

**LA COMISION REVISORA**

Director de tesis  
PRIMER VOCAL

**DR. ENRIQUE HIPARCO NAVA SÁNCHEZ**

PRESIDENTE

**DR. NORMAN SILVERBERG**

SECRETARIO

**DR. FELIPE SALINAS GONZÁLEZ**

SEGUNDO VOCAL

**DRA. JANETTE MAGALLI MURILLO JIMÉNEZ**

TERCER VOCAL

**DR. RODOLFO CRUZ OROZCO**

**EL PRESIDENTE DEL COLEGIO**

**DR. RAFAEL CERVANTES DUARTE**



**IPN  
CICIMAR  
DIRECCION**

Dedico esta tesis  
A mi adorada hermana Yolanda y  
A la memoria del Mtro. J. Antonio Pérez Salvatierra

## AGRADECIMIENTOS

- Al doctor Enrique H. Nava Sánchez por su apoyo a lo largo del desarrollo de este trabajo
- A los doctores Janette Murillo, Rodolfo Cruz, Felipe Salinas y Norman Silverbeg por sus comentarios que me ayudaron para mejorar sustancialmente el trabajo de tesis.
- Al CONACYT por la beca doctoral
- Quiero agradecer de manera especial al Oc. Lucio Godinez Orta por su invaluable consejo y amistad.
- A mis amigos Guille, Crispin, Jesús, Araceli, Fernando, Griselda, Patricia, Salvador y Samir. Quienes de alguna u otra manera contribuyeron al desarrollo de esta tesis.

## INDICE DE CONTENIDO

<b>LISTA DE FIGURAS</b>	I
<b>LISTA DE TABLAS</b>	VII
<b>RESUMEN</b>	IX
<b>ABSTRACT</b>	X
<b>1 INTRODUCCIÓN</b>	1
1.1 Justificación e hipótesis	4
1.1.1 Objetivo	4
1.2 Localización del área	4
<b>2 METODOLOGÍA</b>	7
2.1 Trabajo de campo	7
2.1.1 Cuenca de drenaje y parte subárea de los abanicos deltas	7
2.1.2 Zona transicional	7
2.1.3 Zona marina (zona subacuosa de los deltas)	8
2.2 Trabajo de gabinete	13
2.2.1 Análisis de la cuenca de drenaje	13
2.2.2 Análisis de la zona subáerea de los abanicos deltas	14
2.2.3 Análisis de la zona subacuosa de los abanicos deltas	14
2.2.4 Análisis del sedimento	15
<b>3 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA</b>	16
3.1 Litología	16
3.2 Evolución del margen occidental del Golfo de California	19
3.3 Evolución del sistema costero en la bahía de Loreto	21
3.4 Clima	23
3.5 Mareas y oleaje	25
<b>4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b>	26
4.1 Cuencas de drenaje	26
4.1.1 Cuenca de drenaje de Arce	28
4.1.2 Cuenca de drenaje de Gúa	33
4.1.3 Cuenca de drenaje Las Parras	37
4.1.4 Cuenca de drenaje El Tular	41
<b>4.1.5 Discusión de las cuencas de drenaje</b>	45
4.2 Abanicos deltas: Parte subáerea (Abanico aluvial)	50
4.2.1 Abanico aluvial de Arce	53
4.2.2 Abanico aluvial de Gúa	57
4.2.3 Abanico aluvial Las Parras	60
4.2.4 Abanico aluvial El Tular	64
<b>4.2.5 Discusión de los abanicos aluviales</b>	67

4.3	Abanicos deltas: Parte subacuosa (Delta)	77
4.3.1	Morfología de la cuenca receptora	80
4.3.2	Delta de Arce	86
4.3.3	Delta de Gúa	91
4.3.4	Delta Las Parras	97
4.3.5	Delta El Tular	103
4.3.6	Sedimentología de los deltas	108
4.3.6.1	Zona de transición (playa)	108
4.3.6.1.1	Grupo textural del sedimento	109
4.3.6.1.2	Tamaño medio del sedimento de la playa	110
4.3.6.1.3	Desviación estándar del sedimento de la playa	112
4.3.6.1.4	Sesgo del sedimento de la playa	112
4.3.6.1.5	Cúrtosis del sedimento de la playa	113
4.3.6.2	Frente del delta, talud del delta y prodelta	113
4.3.6.2.1	Grupo textural del sedimento	116
4.3.6.2.2	Tamaño medio del sedimento	118
4.3.6.2.3	Desviación estándar o selección del sedimento	120
4.3.6.2.4	Sesgo del sedimento	122
4.3.6.2.5	Cúrtosis o picudez del sedimento	125
4.3.7	<b>Discusión de los deltas</b>	126
5	<b>CONCLUSIONES</b>	133
	<b>BIBLIOGRAFIA</b>	135

<b>Figura</b>	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
1.1	Marco conceptual que indica los controles extrínsecos que gobiernan el desarrollo del sistema abanico deltaico. Estos controles gobiernan el desarrollo de la morfología y facies de los abanicos deltaicos (Modificado de Elliot, 1986).	2
1.2	Ubicación del área de estudio y los rasgos geográficos que la delimitan. Se señala la posición de los abanicos deltas de Arce, Gúa, Las Parras y El Tular.	6
2.1	Ubicación de las muestras de sedimento de playa (puntos color negro) y de plataforma (puntos color rojo), también se indica la trayectoria seguida en el levantamiento batimétrico (línea azul). Acercamiento del área de la zona subacuosa del abanico delta de Arce, la profundidad marcada en las isobatas está en metros.	9
2.2	Ubicación de las muestras de sedimento de playa (puntos color negro) y de plataforma (puntos color rojo), también se indica la trayectoria seguida en el levantamiento batimétrico (línea azul). Acercamiento del área de la zona subacuosa del abanico delta de Gúa, la profundidad marcada en las isobatas está en metros.	10
2.3	Ubicación de las muestras de sedimento de playa (puntos color negro) y de plataforma (puntos color rojo), también se indica la trayectoria seguida en el levantamiento batimétrico (línea azul). Acercamiento del área de la zona subacuosa del abanico delta Las Parras, la profundidad marcada en las isobatas esta en metros.	11
2.4	Ubicación de las muestras de sedimento de playa (puntos color negro) y de plataforma (puntos color rojo), también se indica la trayectoria seguida en el levantamiento batimétrico (línea azul). Acercamiento del área de la zona subacuosa del abanico delta El Tular, la profundidad marcada en las isobatas está en metros.	12
3.1	Litología del área de estudio. Aluvión (al), residual (re), conglomerado (cg), basalto (B), brecha volcánica básica (Bvb), arenisca-conglomerado (ar-cg), andesita (A), volcanoclástica (Vc), granito (Gr). Cuaternario (Q), Plioceno-Cuaternario (Tpl-Q), Plioceno (Tpl), Mioceno (Tm), Terciario Superior (Ts), Cretácico (K).	17

<b>Figura</b>	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
3.2	Mapa de localización y límites de la Provincia Extensional del Golfo de California y del borde continental de la península de Baja California, así como sus elementos tectónicos principales (tomado de Nava-Sánchez <i>et al.</i> 2001).	20
3.3	Precipitación anual acumulada en las estaciones de Loreto y San Javier. Se observa que la precipitación es más alta en la zona montañosa que en la planicie y también se indica que las precipitaciones que sobre pasan la media anual podrían estar asociadas a la presencia de huracanes (datos de precipitación proporcionados por CONAGUA).	24
4.1.1	Forma de la cuenca de drenaje de Arce, patrón de drenaje que se ha desarrollado en esta cuenca, ordenes de corriente, pendiente del terreno y la litología que se encuentra en el área que cubre la cuenca. Los números indican el orden de las corrientes.	30
4.1.2	Perfiles topográficos de los arroyos de Arce y Las Cuchillas en la cuenca de Arce, se indican las variaciones de la pendiente a lo largo del perfil y la zona de transición.	32
4.1.3	Forma de la cuenca de drenaje de Gúa, patrón de drenaje que se ha desarrollado en esta cuenca, ordenes de corriente, pendiente del terreno y la litología que se encuentra en el área que cubre la cuenca. Los números indican el orden de las corrientes.	34
4.1.4	Perfil topográfico del arroyo de Gúa, se indican las variaciones de la pendiente a lo largo del perfil y la zona de transición.	36
4.1.5	Forma de la cuenca de drenaje Las Parras, patrón de drenaje que se ha desarrollado en esta cuenca, ordenes de corriente, pendiente del terreno y la litología que se encuentra en el área que cubre la cuenca. Los números indican el orden de las corrientes.	38
4.1.6	Perfil topográfico del arroyo Las Parras, se indican las variaciones de la pendiente a lo largo del perfil y la zona de transición.	40

<b>Figura</b>	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
4.1.7	Forma de la cuenca de drenaje Las Parras, patrón de drenaje que se ha desarrollado en esta cuenca, ordenes de corriente, pendiente del terreno y la litología que se encuentra en el área que cubre la cuenca. Los números indican el orden de las corrientes.	42
4.1.8	Perfil topográfico del arroyo El Tular, se indican las variaciones de la pendiente a lo largo del perfil y la zona de transición.	44
4.1.9	Clasificación de los procesos de transporte y depositación en las cuencas de drenaje del área de estudio. El polígono con línea roja indica la zona de transición.	46
4.2.1	Rasgos morfológicos que componen a un sistema abanico aluvial en climas áridos. Vista en planta en donde se ubica el canal alimentador (FC), ápice del abanico (A), canal de incisión (IC), punto de intersección (IP), lóbulo activo de depositación (ADL), cárcavas de erosión (H) y canales distributarios (DC), depósitos de escombros remanentes (IDL), lóbulos inactivos (IDL), canal de incisión antiguo (OIC) (modificado de Blair y McPherson, 1994).	51
4.2.2	Morfología del abanico aluvial de arce. Se indican los perfiles radial y transversal. La pendiente en las diferentes zonas del perfil radial se encuentra en grados. Se ubica el punto de intersección tanto en planta como en el perfil radial.	56
4.2.3	Morfología del abanico aluvial de Gúa. Se indican los perfiles radial y transversal. La pendiente en las diferentes zonas del perfil radial se encuentra en grados. Se indica el punto de intersección en planta y perfil radial.	58
4.2.4	Morfología del abanico aluvial Las Parras. Se indican los perfiles radial y transversal. La pendiente en las diferentes zonas del perfil radial se encuentra en grados.	62
4.2.5	Corte en el lecho del arroyo Las Parras, en la zona apical del abanico delta Las Parras. Clastos de 20 cm de diámetro en promedio soportados por una matriz gravosa.	63
4.2.6	Morfología del abanico aluvial El Tular. Se indican los perfiles radial y transversal. La pendiente en las diferentes zonas del perfil radial se encuentra en grados.	65

<b>Figura</b>	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
4.2.7	Área de las cuencas de drenaje versus el área de los abanicos aluviales. Compilación de datos de diferentes abanicos ilustran la relación entre el área de la cuenca de drenaje y el área del abanico aluvial (Tomado de Blair y McPherson, 1994).	67
4.2.8	Grafica logarítmica en donde se muestra la relación entre el área de la cuenca de drenaje y el área de los abanicos aluviales estudiados. El grafico muestra que existe una fuerte relación entre dichos parámetros.	69
4.3.1	12 prototipos principales de deltas. Estos prototipos han sido distinguidos con base en una sola combinación de cuatro sistemas distributarios diferentes y dos rangos de profundidad, y también tomando en cuenta las características del flujo dominante, como inercial, de fricción y de flotabilidad (tomado de Postma, 1990).	78
4.3.2	Rangos de procesos de transporte sedimentario que se desarrollan en los deltas subacuados. Dentro del rango de avalanchas que se muestran en esta figura incluyen también depresiones (slumps) y deslizamientos (slides) (Tomado de Nemeç, 1990).	79
4.3.3	Rasgos batimétricos de la bahía de Loreto. Los números indican la posición de los abanicos deltas (1.- Arce, 2.- Gua, 3.- Las Parras y 4.- El Tular).	82
4.3.4	Rasgos batimétricos de la plataforma peninsular y ubicación de los perfiles batimétricos en Bahía de Loreto. Información batimétrica tomada de Nava-Sánchez (1997).	84
4.3.5	Rasgos generales a lo largo de la zona transicional del delta de Arce. Perfiles de playa en la parte norte, centro y sur del delta. Las líneas de color en el gráfico indican los perfiles topográficos de la playa (20, 19, 18 y 21).	88
4.3.6	Perfiles batimétricos del frente del delta y talud del delta en la zona subacuosa del delta de Arce.	90
4.3.7	Rasgos generales a lo largo de la zona de transición en el abanico delta de Gúa. La línea roja indica los límites de la parte subaérea del delta. El perfil de playa 2 se encuentra en el área de transición entre los deltas de Gúa y Las Parras.	92

<b>Figura</b>	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
4.3.8	Perfiles de playa en la zona de transición entre los abanicos deltas de Gúa y Las Parras. La posición de los lóbulos esta asociada a las descargas de los arroyos, además ahí se han desarrollado lagunas pequeñas.	94
4.3.9	Perfiles batimétricos del frente del delta y talud del delta en la zona subacuosa del delta de Gúa.	96
4.3.10	Rasgos generales a lo largo del frente del delta Las Parras y perfiles de playa en la parte norte, centro y sur del delta.	98
4.3.11	Rasgos morfológicos de la playa al sur del delta Las Parras. Se observa la construcción de una serie de espigones que han modificado la dinámica costera en esta zona en particular aumentando la acción del efecto erosivo sobre el de depositación.	100
4.3.12	Perfiles batimétricos del frente del delta y talud del delta en la zona subacuosa del delta Las Parras.	102
4.3.13	Rasgos generales a lo largo del frente del delta El Tular y perfiles de playa en la parte norte, centro y sur del delta.	104
4.3.14	Perfiles batimétricos del frente del delta y talud del delta en la zona subacuosa del delta El Tular.	107
4.3.15	Grupo textural del sedimento de la zona de transición de acuerdo con la clasificación de Folk (1974). La línea continua de color verde indica el perímetro de cada uno de los abanicos deltas.	109
4.3.16	Parámetros texturales (media, desviación estándar, sesgo y curtosis) del sedimento de la playa. También se indican los puntos de muestreo y la etiqueta de las mismas.	111
4.3.17	Distribución de la composición textural del sedimento en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto y de la parte subacuosa de cada uno de los abanico-deltas. Los grupos presentes son: los de las arenas, arenas lodosas y lodos.	116

<b>Figura</b>	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
4.3.18	Distribución del Tamaño medio del sedimento en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto y de la parte subacuosa de cada uno de los abanicos deltas. Los tamaños medios del sedimento presentes en la plataforma presentan un rango amplio que va desde las arenas gruesas hasta los limos medios.	119
4.3.19	Distribución de la selección del sedimento en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto y en cada uno de los abanicos deltas. La selección del sedimento se restringe de moderadamente bien seleccionado a pobremente seleccionado siendo esta ultima clasificación la que predomina en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto.	121
4.3.20	Distribución del Sesgo del sedimento en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto y en cada uno de los abanicos deltas. La distribución del sesgo del sedimento es de sesgado a los gruesos, simétrico y sesgado a los finos.	123
4.3.21	Curtosis del sedimento en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto y en cada uno de los deltas subacuosos. La distribución de la picudez o curtosis no refleja una relación con los procesos costeros que actúan en la bahía.	125

<b>Tabla</b>	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
2.1	Clasificación del ángulo de pendiente para mapas geomorfológico modificada de Demek (1972), la terminología utilizada es la propuesta para el área de estudio.	13
4.1.1	Componentes morfométricos de la cuenca de drenaje de Arce. Coeficiente de compacidad (Cc), Relación de elongación (Re), Longitud del cauce principal (Lc), densidad de drenaje (Dd).	28
4.1.2	Componentes morfométricos de la cuenca de drenaje de Gúa. Coeficiente de compacidad (Cc), Relación de elongación (Re), Longitud del cauce principal (Lc), densidad de drenaje (Dd).	33
4.1.3	Componentes morfométricos de la cuenca de drenaje Las Parras. Coeficiente de compacidad (Cc), Relación de elongación (Re), Longitud del cauce principal (Lc), densidad de drenaje (Dd).	37
4.1.4	Componentes morfométricos de la cuenca de drenaje El Tular. Coeficiente de compacidad (Cc), Relación de elongación (Re), Longitud del cauce principal (Lc), densidad de drenaje (Dd).	41
4.2.1	Parámetros morfométricos de las cuencas de drenaje y abanicos aluviales.	70
4.3.1	Pendiente en grados de la cara de la playa en la zona de transición del abanico delta de Arce.	87
4.3.2	Pendiente en grados de la cara de la playa en la zona de transición del abanico delta de Gúa.	91
4.3.3	Pendiente en grados de la cara de la playa en la zona de transición del abanico delta Las Parras.	99
4.3.4	Pendiente en grados de la cara de la playa en la zona de transición del abanico delta Las Parras.	105
4.3.5	Parámetros texturales del sedimento de la playa. Los valores están en unidades phi ( $\emptyset$ ).	108

<b>Tabla</b>	<b>Descripción</b>	<b>Página</b>
4.3.6	Parámetros texturales del sedimento de la plataforma peninsular. Las unidades de los valores están en unidades phi ( $\emptyset$ ), las muestras están ordenadas de acuerdo con el ambiente sedimentario.	114
4.3.6a	Parámetros texturales del sedimento de la plataforma peninsular. Las unidades de los valores están en unidades phi ( $\emptyset$ ), las muestras están ordenadas de acuerdo con el ambiente sedimentario.	115

## RESUMEN

Los abanicos deltaícos recientes, incluyendo las cuencas de drenaje, en la Bahía de Loreto, así como los de otras partes del mundo, son sistemas sedimentarios que presentan una respuesta rápida a cambios climáticos y del nivel del mar, mismos que se ven reflejados en su morfología y sedimentología. Las características fisiográficas y litológicas de la cuenca sedimentaria, la geometría de la bahía, las características batimétricas de la plataforma, la distribución de las islas y el clima árido en el área condicionan, de manera particular, la morfodinámica de los abanicos deltaícos de la bahía. Ésto permite avanzar en el conocimiento global sobre los procesos sedimentarios en este tipo de ambientes en climas áridos. Con el propósito de entender los procesos de transporte y deposición que se desarrollan en cada una de las partes que componen el sistema abanico-delta se llevó a cabo el análisis geomorfológico y sedimentológico de los abanicos deltas de Arce, de Gúa, Las Parras y El Tular, localizados dentro de la Bahía de Loreto.

Se obtuvieron los datos morfométricos de estos cuatro abanicos y sus cuencas de drenaje a partir de modelos digitales de elevación (MDE) y de modelos batimétricos (MB), utilizando como plataforma el sistema de información geográfica ArcView 3.2. El cual permitió el manejo de paquetería desarrollada para el análisis hidrológico de las cuencas (tamaño y forma de la cuenca, pendiente, perfil del cauce principal y delimitación de la zona de transición), y morfológico de los abanicos deltas (perfiles radiales, perfiles transversales, y cambios de pendiente). Con el análisis sedimentológico del frente del delta incluyendo la zona de playa, se obtuvieron los cuatro momentos (media, selección, sesgo y curtosis), estos fueron analizados con el programa Gradistat (Blott y Pye, 2001). Con la fotointerpretación de las ortofotos del área de estudio se definió las diferentes formas en la parte subaérea de los abanicos.

Las cuencas de drenaje que abastecen de sedimento a los abanicos deltas en la bahía de Loreto son pequeñas de tal manera que tienen una respuesta rápida o inmediata a los cambios climáticos y tectónicos. Sin embargo, la litología predominante en la cuenca, la pendiente del terreno y la red de drenaje, permiten suponer que la tasa de erosión es más alta en las cuencas Las Parras y El Tular y menor en las cuencas de Arce y de Gúa. Además, la longitud de la zona de tránsito en las cuencas de drenaje que es mayor a los 3 km y el gradiente  $<7^\circ$ , restringen el transporte del sedimento hacia el prisma sedimentario de los abanicos deltas. Los procesos de transporte que dominan en esta zona son los flujos de escombros y flujos de corriente.

Los abanicos deltas en la Bahía de Loreto son abanicos planos de aguas someras tipo Hjulström A. En donde los flujos de sedimentación varían de flujos de escombros en la zona apical a flujos de corrientes en la parte media y base del abanico. El frente del delta de estos abanicos presenta playas erosivas y de depositación asociadas con las variaciones energéticas del oleaje y corrientes litorales que inciden a lo largo del litoral de la bahía de Loreto. La pendiente suave de la plataforma y lo somero de la columna de agua permiten que el oleaje domine en la zona subacuosa de estos deltas, donde se ha desarrollado prácticamente el frente del delta y el talud del delta. Estas características permiten el desarrollo de flujos de tracción, deslizamiento y suspensión del sedimento.

La presencia de la bahía del abanico, los depósitos sedimentarios antiguos, la deriva del canal hacia el sur y la presencia de cordones de playa son evidencias asociadas a descargas fluviales torrenciales relacionadas a periodos más húmedos que promovieron la avulsión del canal original y su deriva hacia las partes más bajas con pendiente más suave, y la progradación del abanico hacia el mar.

## ABSTRACT

Recent deltaic fans, including the drainage basins in the Bay of Loreto, as well as other parts of the world are sedimentary systems that have a rapid response to climate change and sea level, same as reflected in his morphology and sedimentology. The physiographic and lithologic characteristics of the sedimentary basin, the geometry of the basin, the bathymetric features of the shelf, the distribution of the islands and the area's arid climate, conditions the deltaic fans morphodynamics. This allows progress in the global knowledge about the sedimentary processes in this type of environment in arid climates. In order to understand the transport and deposition processes that develop in each of the component parts of the fan-delta system was carried out geomorphological and sedimentological analysis of the fan deltas Arce, Gúa, Las Parras and El Tulare, located in the La Bahía de Loreto.

Morphometric data were obtained from these four fans and their drainage basins from digital elevation models (DEM) and bathymetric models (MB), using the platform ArcView GIS 3.2. Which allowed the management package developed for the watershed hydrological analysis (size and shape of the basin slope, main channel profile and demarcation of the transition zone), and morphology of the fan deltas (radial profiles, cross sections and changes in slope). With the sedimentological analysis of the delta front area including the beach, we obtain the four moments (mean, selection, skewness and kurtosis), these were analyzed using Gradistat program (Blott and Pye, 2001). With the photo-interpretation of the orthophotos of the study area was defined the subaerial geomorphology of the fans.

The drainage basins that supply sediment to the fan deltas in the Bahía de Loreto are small so they have a quick or immediate response to climatic and tectonic changes. However, the predominant lithology in the basin, the slope of the terrain and drainage network, suggests that the erosion rate is higher in basins Las Parras

and El Tular and lower in the watershed of Arce and Gúa. In addition, the length of the transit area in the drainage basins is greater than 3 km and the gradient  $<7$ , restrict the transportation of sediment into sedimentary prism of the fan deltas. Transport processes that dominate in this area are debris flows and stream flows.

The fan deltas in the Loreto Bay are shallow-water flat fan type Hjulström A. Where sedimentation flows vary from debris flows in the apical to stream flow in the middle and the fan base. The delta front of these fans has beaches erosive and depositional energy associated with variations of coastal waves and currents affecting the coast along the Bay of Loreto. The gentle slope of the shelf and shallow water column allow the waves dominate in the underwater area of these deltas, where it has developed almost delta front and delta slope. These features allow the development of flows of traction, sliding and sediment suspension.

The presence of the fan bay, the ancient sedimentary deposits, drift south channel and the presence of beach ridges are evidences torrential river discharge associated with wetter periods related to that promoted the original channel avulsion and its drift towards the lower parts with smoother slope, and progradation of the fan towards the sea.

## 1. INTRODUCCION

Los sistemas sedimentarios siliciclásticos se desarrollan donde el sedimento esta disponible en la superficie de la tierra. El sedimento es producto de la erosión de las rocas, el cual puede ser transportado cientos de kilómetros antes de su depositación. El espectro espacial de ambientes sedimentarios es grande, puede ir desde el rango de metros (por ejemplo, abanicos aluviales pequeños) hasta cientos de kilómetros (por ejemplo sistemas fluviales, los grandes deltas, etc.).

Dentro del grupo de sistemas sedimentarios se encuentran los abanicos deltas, que son prismas sedimentarios derivados de un sistema alimentador abanico aluvial (Postma, 1990). Estos deltas son depositados parcialmente o totalmente en la interfase entre un abanico activo y un cuerpo de agua y se desarrollan, comúnmente, a lo largo de márgenes de cuencas activos (Nemec y Steel, 1988).

Los abanicos deltas son ambientes sensibles que registran los cambios tectónicos, climáticos y las variaciones del nivel base de erosión (Nemec y Steel, 1988; Whipple y Trayler, 1996). Se ha inferido que las variaciones climáticas tienen un gran impacto en el gradiente de los abanicos y su arquitectura estratigráfica debido a los cambios en la producción de sedimentos (Bull, 1977; Blair y McPherson, 1994; Saito y Oguchi, 2005). Por otro lado, el efecto de los cambios tectónicos y del nivel base de erosión en los abanicos aluviales y abanicos deltas han sido descrito ampliamente (García–Mondéjar, 1990; Gawthorpe y Colella, 1990; Nemec y Postma, 1993; Harvey, 2002).

Actualmente los estudios sobre transporte sedimentario y cambios morfológicos en los abanicos deltas se han llevado a cabo en laboratorios. Donde han encontrado que a partir de modelos numéricos los sistemas de abanicos aluviales y abanicos deltas revelan que los controles alogénicos juegan un papel importante en la evolución de los abanicos deltas y que los controles autigénicos se relacionan con

procesos generados internamente en el abanico deltáico (Schumm et al., 1987; Kim y Paola, 2007; Nicolas y Quine, 2007).

Los elementos esenciales para el desarrollo de los abanicos deltas son los relieves altos adyacentes a zonas costeras, gradientes del terreno pronunciados, corrientes de fondo (bed-load streams) que, generalmente, desarrollan drenajes tipo trenzado (braided) hacia la costa. La conjunción de estos elementos con los controles climáticos, tectónicos y forma de la cuenca receptora; desarrollan y controlan la geomorfología y sedimentología de los abanicos deltas recientes (Fig. 1.1, Elliot, 1986; Colella, 1988; Nemec y Steel, 1988; Postma, 1990).

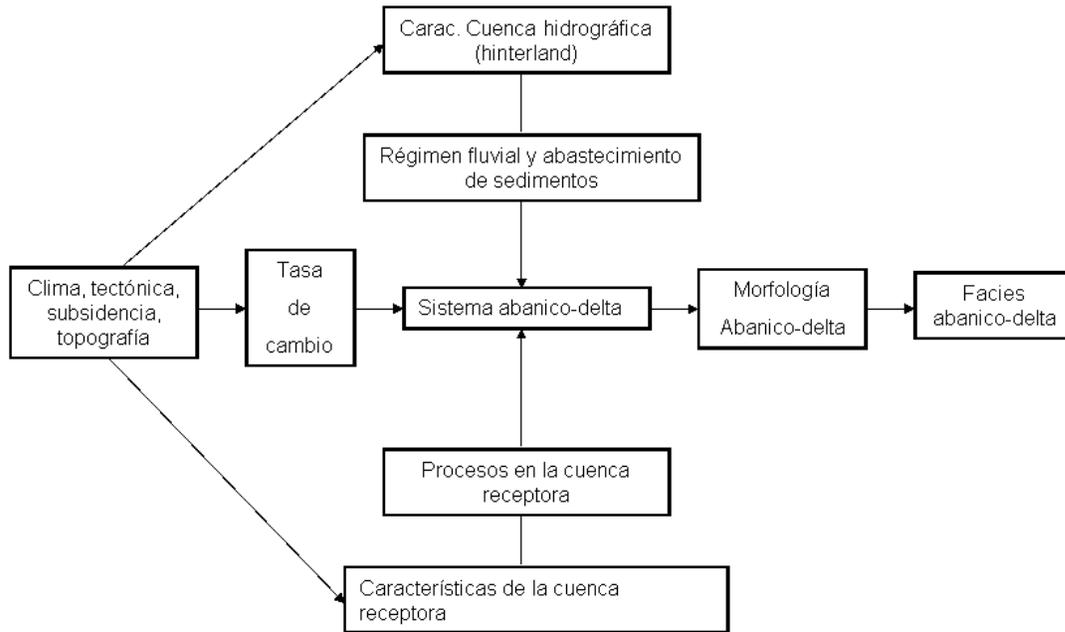


Figura 1.1. Marco conceptual que indica los controles extrínsecos que gobiernan el desarrollo del sistema abanico deltaico. Estos controles gobiernan el desarrollo de la morfología y facies de los abanicos deltaicos (Modificado de Elliot, 1986).

Las condiciones tectónicas y climáticas del golfo de California han permitido el desarrollo de una serie de abanicos deltas a lo largo del margen oriental de la península de Baja California. Tectónicamente el Golfo de California es una cuenca extensional activa, donde la placa Pacifica se esta moviendo hacia el noroeste con relación a la placa Americana (Stock y Hodges, 1990; Lonsdale, 1989). Esta

cuenca extensional se caracteriza por segmentos de rift y zonas de acomodamiento que presentan fallamiento normal y lateral (Axen, 1995). La parte central de la península de Baja California es un área compuesta por segmentos de rift y zonas de acomodamiento (Macy, 2005), Axen (1995) reconocen tres segmentos, Mulegé, Loreto y Timbabichi.

El desarrollo de los abanicos deltas recientes en la margen oriental de la Península de Baja California esta controlado por la influencia de las tormentas extraordinarias y las características topográficas y tectónicas de la margen oriental peninsular. La cantidad de precipitación vertida por los huracanes en la península es un factor determinante para que exista transporte de sedimento hacia el Golfo de California y modelación del paisaje. Registros de precipitación mayores de 100 mm han producido efectos significativos (Nava-Sánchez, 1997; Martínez-Gutiérrez y Mayer, 2004). Además, Martínez-Gutiérrez y Mayer (2004) señalan que suponiendo un clima estacionario para los últimos 10 000 años, se encuentra que 200 eventos significativos ocurrieron durante todo el Holoceno que aportaron sedimento al Golfo. Esta estimación esta probablemente en el limite inferior y es muy incierta, pero provee algunas ideas a cerca de las condiciones climáticas que dieron lugar al crecimiento de los abanicos deltas a lo largo del Golfo de California (Martínez-Gutiérrez y Mayer, 2004).

Los procesos de transporte y depositación en los abanicos deltas modernos pueden ser estudiados a partir de la geomorfología y la sedimentología de estos ambientes. La perspectiva geomorfológica se enfoca en las características de los depósitos sedimentarios y la sedimentología permite inferir la dinámica sedimentaria actual en los abanicos deltas. Al combinar estos dos campos se puede mejorar el conocimiento de los procesos de transporte y depositación que controlan el desarrollo y la morfología de los abanicos deltas recientes y diferenciar cuales de los procesos sedimentarios actúan en cada una de las partes que forman el sistema sedimentario abanico deltáico (cuenca de drenaje, abanico aluvial, delta).

## **1.1. Justificación e hipótesis**

El marco tectónico y climático de la Bahía de Loreto presentan las condiciones requeridas para el desarrollo de abanicos deltas modernos. Con el análisis de sus rasgos morfológicos y sedimentológicos se puede contribuir al entendimiento de la morfodinámica de este tipo de ambientes sedimentarios, principalmente, en climas áridos como es el que domina en la parte media y sur de la península de Baja California. Por otro lado, la tectónica en el área de estudio ha sido ampliamente estudiada, lo que permite contar con antecedentes para asociar o establecer una relación de los procesos de depositación de los abanicos deltas con los controles tectónicos y climáticos.

La morfología de los abanicos deltas recientes en la Bahía de Loreto sugiere un estado de acresión en donde dominan los flujos de escombros desarrollados por las condiciones climáticas actuales.

### **1.1.1 Objetivo**

El propósito de este trabajo es el de identificar los procesos de transporte y depósito responsables de las variaciones geomorfología y sedimentológicas de los abanicos deltaicos recientes en la cuenca sedimentaria de la Bahía de Loreto. Para esto, se eligieron cuatro abanicos deltas modernos que se han desarrollado en la Bahía de Loreto. Los objetivos específicos son: estudiar la morfometría de la cuenca de drenaje y de los abanicos deltas para identificar los procesos de transporte y depositación que dominan en cada una de los abanicos.

## **1.2. Localización del área**

El área de estudio se localiza en la parte central del estado de Baja California Sur, en el margen occidental del Golfo de California. Forma parte de La Bahía de Loreto (Fig. 1.2) y está delimitada al norte por la Sierra Microondas, Punta El Bajo e Isla Coronado; al este por la isla Carmen y en el lecho marino por el talud de la cuenca Carmen; al oeste por el escarpe de la Sierra de la Giganta; y al sur por la saliente rocosa del área de Nopoló.

La distribución geográfica de las islas ofrece cierta protección a los ambientes costeros de la acción del oleaje y viento. Así mismo, la posición de estas islas crean las condiciones para que se incremente la energía del oleaje hacia el sur de la bahía debido a que existe un canal estrecho entre isla Carmen y Punta Nopoló. De igual manera en la parte norte entre el macizo continental y la isla Coronado, en campo se observo la presencia de un canal en esta zona.

El abanico delta de mayores dimensiones es el abanico Las Parras, situado al centro de la margen occidental de la bahía. Es en la planicie deltaica de este abanico en donde se fundó la ciudad de Loreto. El desarrollo de esta población ha generado efectos en la morfología del abanico sobre todo en su zona de transición (playa), sobre todo por el encausamiento del canal principal, el desarrollo de una marina y la creación de espigones.

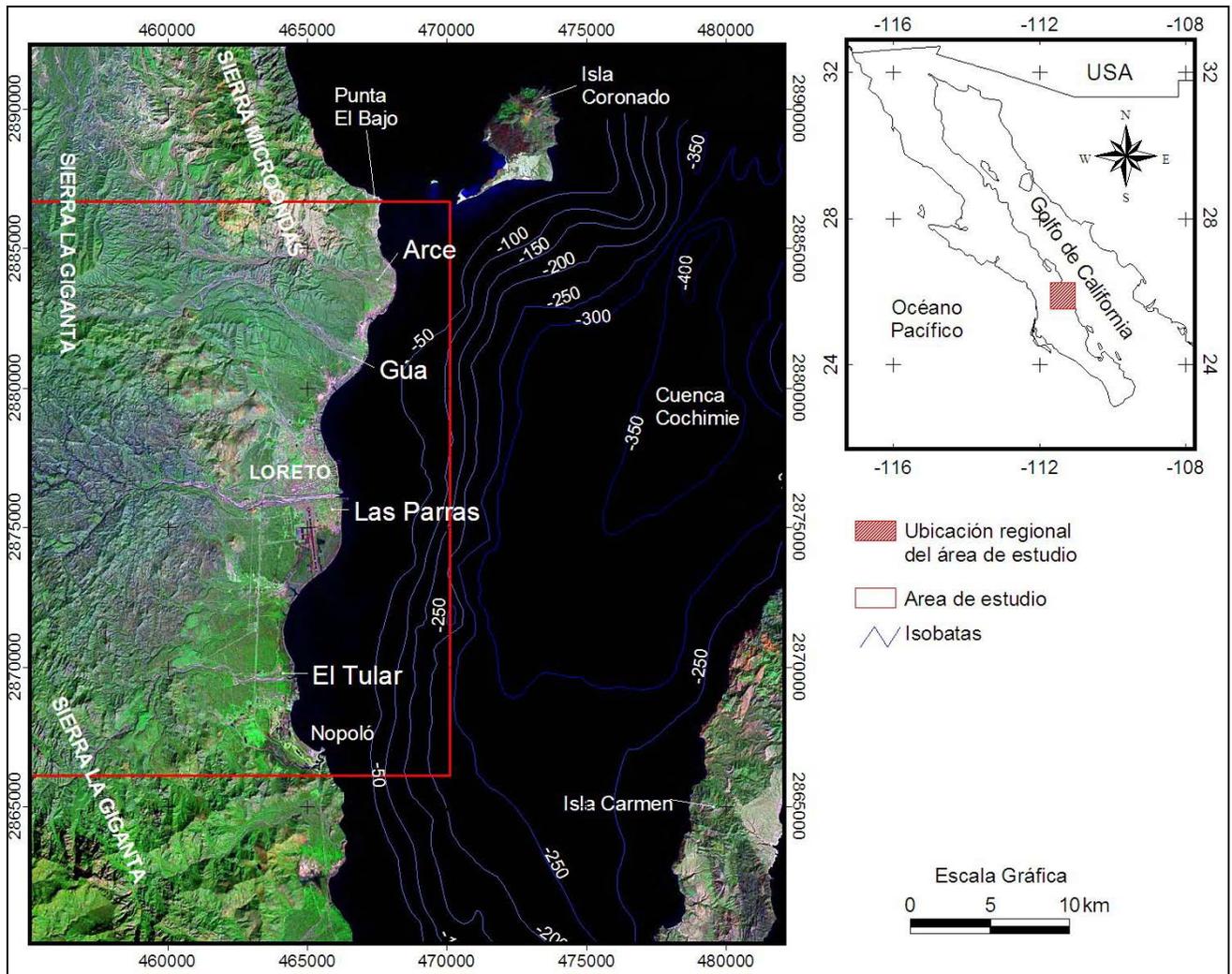


Figura 1.2. Ubicación del área de estudio y los rasgos geográficos que la delimitan. Se señala la posición de los abanicos deltas de Arce, Gúa, Las Parras y El Tular.

## **2. METODOLOGIA**

### **2.1 Trabajo de campo**

#### **2.1.1 Cuenca de drenaje y parte subaérea de los abanicos deltas**

Se llevaron a cabo recorridos por los principales cauces en cada una de las cuencas de drenaje y parte subaérea de los deltas, durante los cuales se hizo un registro de rasgos geomorfológicos. Se hizo una clasificación del tipo de sedimento, tamaño de grano y se observó la variación de los tamaños mayores de los granos a lo largo del canal alimentador. Se hizo una descripción de las estructuras primarias, como la imbrincación de los clastos, producto del transporte fluvial.

Las características morfométricas de las cuencas de drenaje se obtuvieron con base en el modelo digital de elevación del terreno (MDET), construido en un sistema de información geográfica (SIG) tomando como base las curvas de nivel a cada 20 m de las cartas digitales G12a88 y G12c18 escala 1:50 000 editadas por INEGI.

#### **2.1.2 Zona transicional (playa)**

Elaboración de perfiles topográficos de la playa para destacar los rasgos sobresalientes en ese ambiente, así como conocer la pendiente de la cara de la playa y relacionar la morfología de estos perfiles con los procesos costeros. Estos perfiles se llevaron a cabo con una cinta métrica, un estadal y un nivel de mano. Se tomo como base la línea de agua. La configuración de la playa, en el frente del delta en cada uno de los abanicos deltas, se delimito con el uso de un GPS convencional marca Garmin, tomando coordenadas de diferentes puntos a distancias que variaron entre 20 y 100 m y al mismo tiempos se guardaron las

trayectorias automáticamente en el posicionador. Lo anterior con el fin de tener información cartográfica de la línea de costa debido a que no se tiene información de la parte central y sur de la costa en la Bahía de Loreto por parte del INEGI.

Durante el recorrido por la zona de transición (playa) se colectaron muestras del sedimento en la cara de la playa, la posición de estas muestras coincide con la posición en donde se midieron los perfiles de la playa (Figs. 2.1, 2.2, 2.3, 2.4).

### **2.1.3 Zona marina (zona subacuosa de los deltas)**

Para el análisis morfométrico y sedimentológico de la zona marina, en donde se desarrolla la parte subacuosa de los abanicos deltas, se llevo a cabo el levantamiento batimétrico en un área en donde el limite norte fue la zona entre Isla Coronado y punta El Bajo, el limite al sur fue la saliente rocosa en Nopoló, el limite al este fue la isobata de 200 m, dependiendo de la pendiente del fondo, y al oeste fue lo más próximo a la línea de costa. Este levantamiento batimétrico se llevo a cabo con un ecosonda marca Raytheon Modelo V8010.

Para el análisis textural de los sedimentos se planeo una red de muestreo del sedimento para su análisis textural. Con esta red de muestreo se trato de cubrir la misma área en la que se hizo el levantamiento batimétrico. En total se colectaron 81 muestras de sedimento a diferentes profundidades, con una draga Van Veen (Figs.2.1, 2.2, 2.3, 2.4).

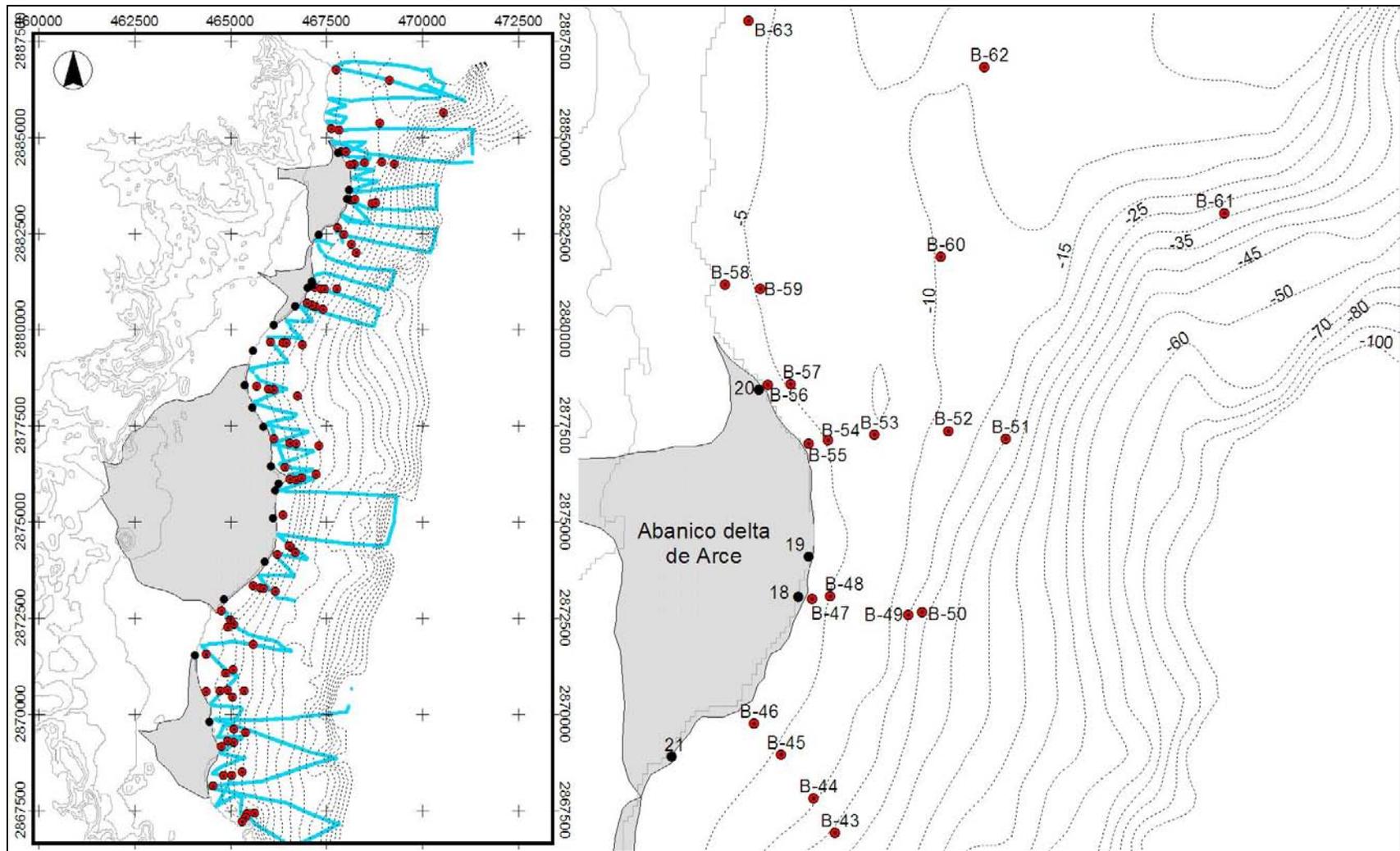


Figura 2.1. Ubicación de las muestras de sedimento de playa (puntos color negro) y de plataforma (puntos color rojo), también se indica la trayectoria seguida en el levantamiento batimétrico (línea azul). Acercamiento del área de la zona subacuosa del abanico delta de Arce, la profundidad marcada en las isobatas está en metros.

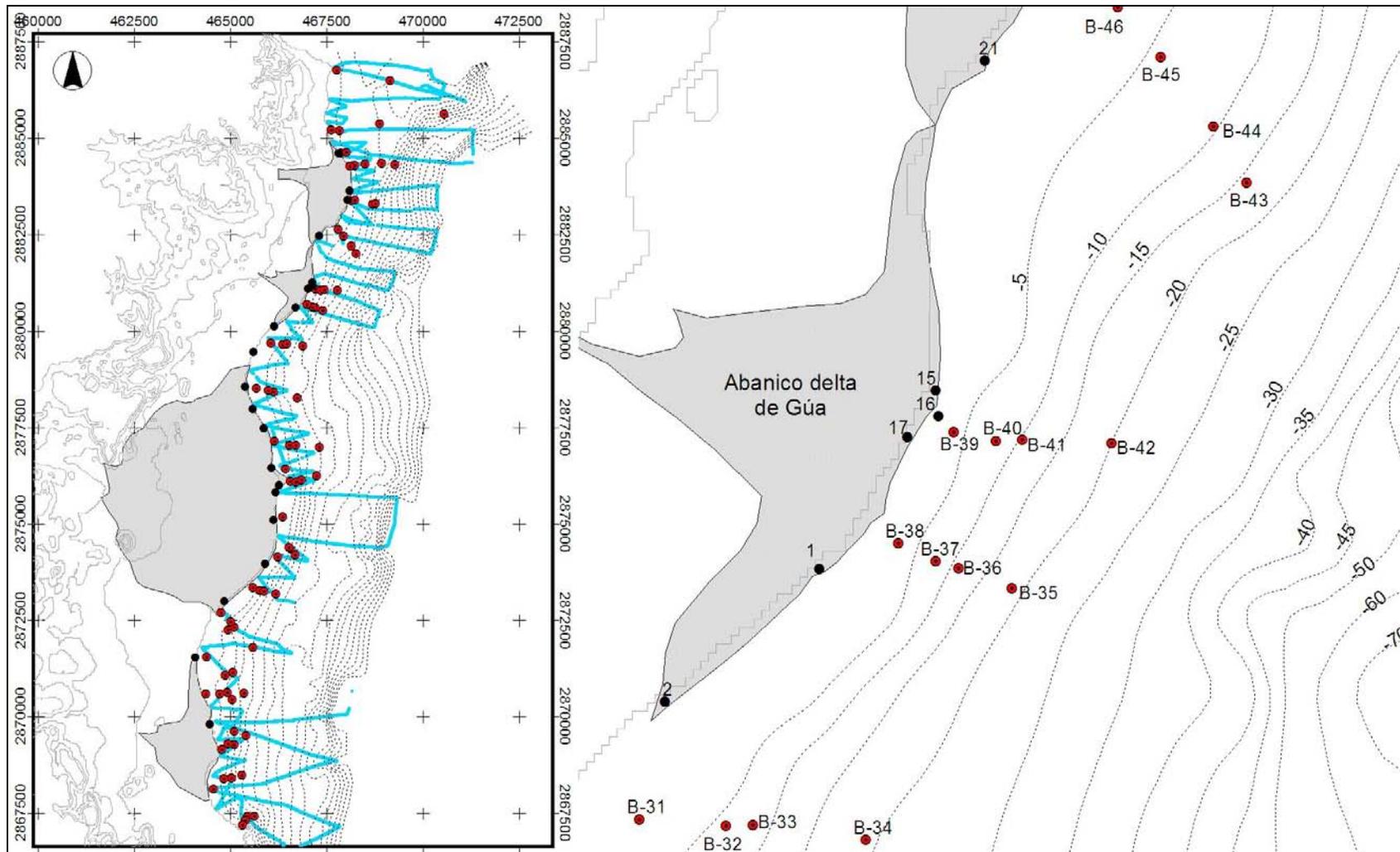


Figura 2.2. Ubicación de las muestras de sedimento de playa (puntos color negro) y de plataforma (puntos color rojo), también se indica la trayectoria seguida en el levantamiento batimétrico (línea azul). Acercamiento del área de la zona subacuosa del abanico delta de Gúa, la profundidad marcada en las isobatas está en metros.

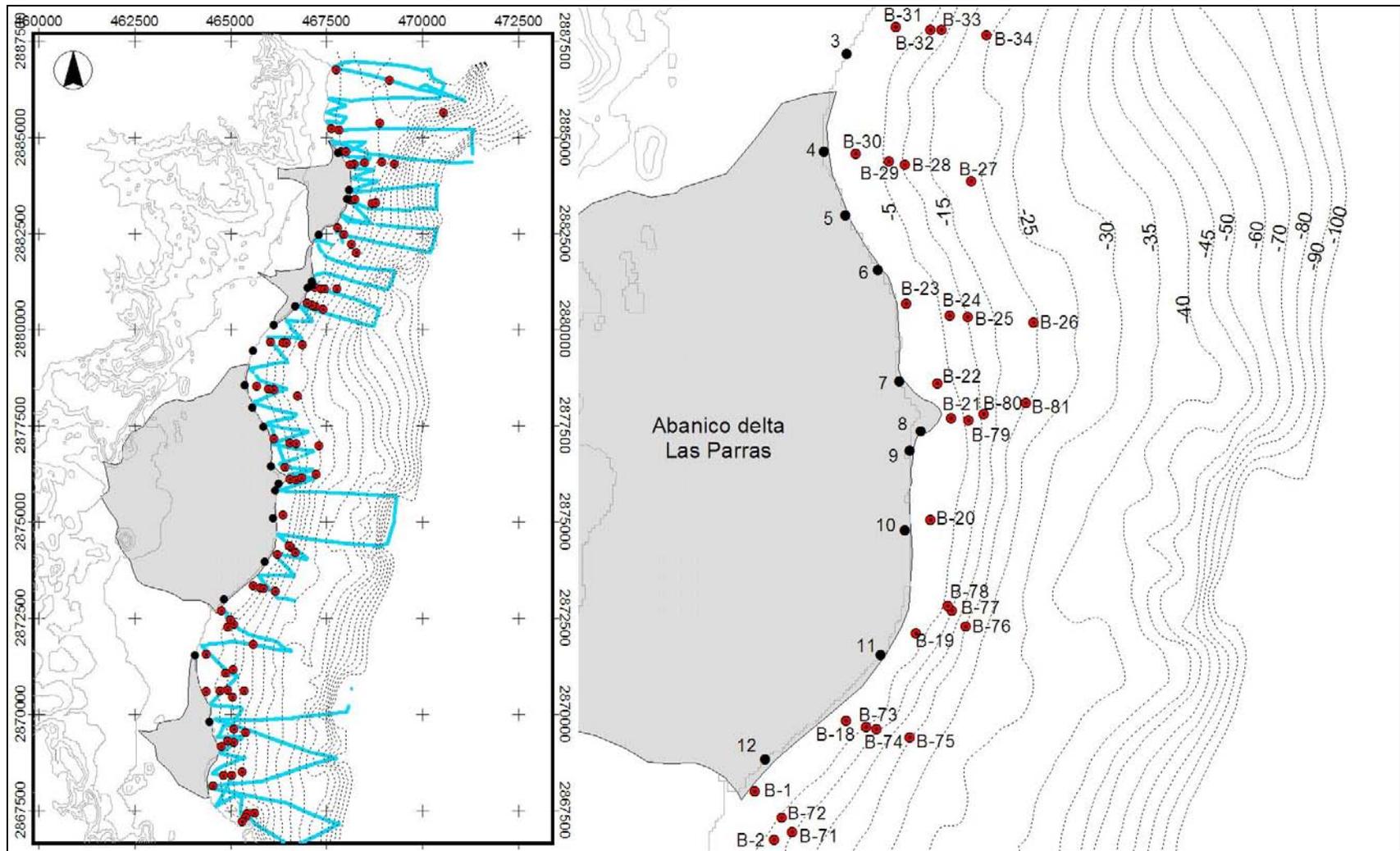


Figura 2.3. Ubicación de las muestras de sedimento de playa (puntos color negro) y de plataforma (puntos color rojo), también se indica la trayectoria seguida en el levantamiento batimétrico (línea azul). Acercamiento del área de la zona subacuosa del abanico delta Las Parras, la profundidad marcada en las isobatas esta en metros.

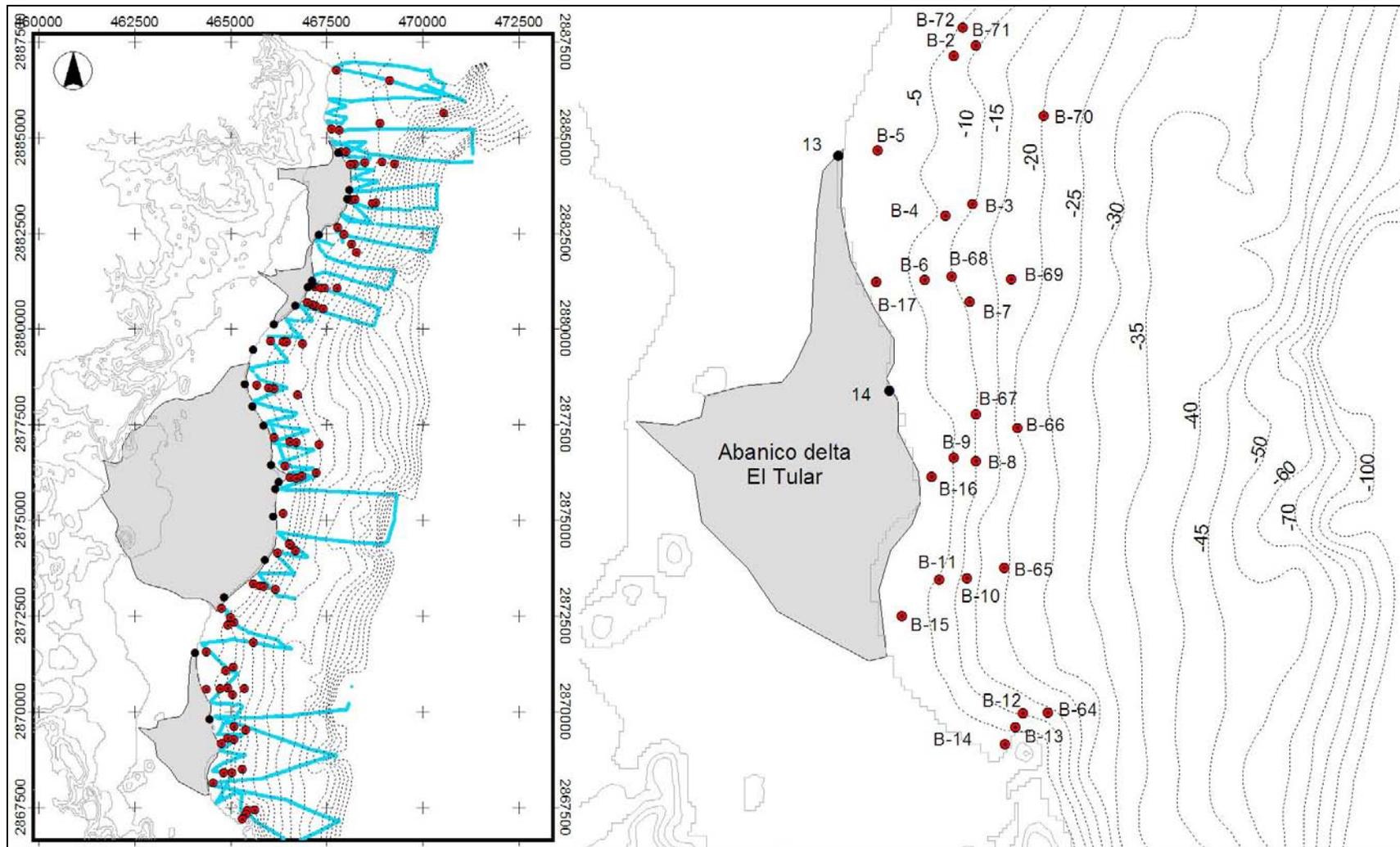


Figura 2.4. Ubicación de las muestras de sedimento de playa (puntos color negro) y de plataforma (puntos color rojo), también se indica la trayectoria seguida en el levantamiento batimétrico (línea azul). Acercamiento del área de la zona subacuosa del abanico delta El Tular, la profundidad marcada en las isobatas está en metros.

## 2.2 Trabajo de gabinete

### 2.2.1 Análisis de la cuenca de drenaje

Con la información digital de la carta G12a88 escala 1: 50 000 y con el modelo digital de elevación del terreno de la carta G12c18 también en escala 1: 50 000, ambos de INEGI y utilizando el Sistema de Información Geográfica Arcview 3.2 como plataforma, así como una serie de paquetería para el análisis morfométrico (3D analyst, spacial analyst, Grid tools, Hydro tools 1.0, Hypsometric-C-I, Morphometric basin, y Surface tools), se obtuvieron los diferentes mapas temáticos como ordenes de corriente, densidad de drenaje, pendiente del terreno, morfología y pendiente de los canales principales en cada una de las cuencas de drenaje así como del canal alimentador. Los valores de la pendiente del terreno se ordenaron de acuerdo con la clasificación de Demek (1972).

Tabla 2.1. Clasificación del ángulo de pendiente para mapas geomorfológico modificada de Demek (1972), la terminología utilizada es la propuesta para el área de estudio.

<b>Categoría</b>	<b>Terminología de pendiente</b>	<b>Terminología utilizada</b>
0 – 2°	Plano (planicie)	Planicie
2° - 5°	Ligeramente inclinado	Planicie inclinada
5° - 15°	Fuertemente inclinado	Piedemonte
15° - 35°	Muy inclinado	Ladera de montaña
35° - 55°	Precipitoso	Relieve abrupto
55° - 90°	Vertical	

La delimitación de las cuencas de drenaje se llevó a cabo a partir del MDET. Para conocer la forma de estas cuencas y su relación con la fisiografía del terreno y la respuesta de estas cuentas en eventos de lluvias asociado con el transporte se

sedimentos se calcularon los parámetros: Coeficiente de compacidad (**Cc**) y Relación de elongación (**Re**) (Campos-Aranda, 1998).

El tipo de drenaje se determino por comparación con la clasificación realizada por Howard (1967). El orden de drenaje bajo la metodología propuesta por Strahler (1977), en donde parte de los tributarios de primer orden en la parte alta de las cuencas. Cuando se unen dos arroyos de primer orden forman uno de segundo orden y dos de segundo orden uno de tercer orden, así consecutivamente hasta llegar al cauce principal.

Los perfiles del arroyo principal en cada una de las cuencas de drenaje y la pendiente del terreno se calcularon con las extensiones de programa ArcView 3.2, las cuales son: Surface Tools (V.1.6a). Esta extensión calcula la superficie y las características topográficas a lo largo de una línea dibujada sobre una parte del modelo digital de elevación. Para calcular la pendiente del terreno se utilizaron las extensiones 3D analyst y Spatial Analyst.

### **2.2.2 Análisis de la zona subaérea de los abanicos deltas**

Al igual que para el análisis de las cuencas de drenaje se utilizó el programa Arcview 3.2 con el cual se trazaron los perfiles radiales y transversales y la pendiente en cada uno de ellos para este caso se utilizó el modelo digital de elevación del terreno.

### **2.2.3 Análisis de la zona subacuosa de los abanicos deltas**

Para el análisis de esta área se corrigió la información batimétrica obtenida en el campo, esta corrección fue principalmente por mareas. Después de esto, las isobatas a cada 1 m se obtuvieron con el programa surfer y el método de interpolación kriging. Una vez lista la información se elaboró un modelo digital de

profundidad de la parte marina con el programa Arcview 3.2. Sobre este modelo digital se obtienen los perfiles batimétricos en la zona subacuosa de cada uno de los deltas, así mismo el comportamiento en la pendiente y la delimitación de los componentes de esta zona.

#### **2.2.4 Análisis del sedimento**

Las muestras de sedimento secas se cuartearon con un cuarteador Tyler hasta obtener aproximadamente 100g de muestra. Para las muestras que se obtuvieron en ambientes húmedos y salinos como las muestras de playa y plataforma continental se lavaron y secaron antes de cuartear para eliminar el exceso de sales y evitar que los granos se aglomerasen y quedaran retenidos en alguna malla mayor.

Una vez cuarteadas las muestras, se tamizaron a intervalos de  $\frac{1}{4}$  de phi entre cada tamiz de acuerdo con la escala de tamaños de Wentworth (1922), con tiempo de tamizado de 15 minutos en el Rot-ap. Todas las muestras se tamizaron a partir del tamiz No.3 con abertura de la malla de  $-6$  phi o 64 mm y la fracción de lodos quedó retenida en la charola equivalente al tamaño 4.25 phi o 0.053 mm (Wentworth, 1922).

Posteriormente el sedimento retenido en cada uno de los tamices fue pesado y anotado. El análisis de los datos del tamaño de grano de las muestras colectadas se realizó usando el programa GRADISTAT (Blott y Pye, 2001), el cual calcula los parámetros texturales basándose en Folk y Ward (1957) y en el método de los momentos los estadísticos del tamaño de grano fueron: media, clasificación o desviación estándar, sesgo o asimetría y cúrtosis.

### 3. DESCRIPCION DEL AREA

#### 3.1 Litología

El área de estudio forma parte de la provincia geológica Baja California y particularmente de la subprovincia Sierra de la Giganta (López-Ramos, 1978). Esta subprovincia cubre la región centro-oriental del estado de Baja California Sur, y está constituida, principalmente, por rocas extrusivas terciarias de composición riolítica, andesíticas y rocas piroclásticas. Este conjunto de rocas volcánicas recibe el nombre de Formación Comondú, que es la dominante en la mayor parte del área de Loreto (Fig. 3.1) El patrón estructural en el área de estudio presenta un rumbo preferencial de Noroeste – Sureste.

Mina-Uhink (1957) dividió la Formación Comondú en dos unidades, cada una de las cuales tiene una distribución bien marcada, la primera y de mayor importancia, dado el volumen de los sedimentos y de rocas que entran en su composición, es aquella formada por rocas piroclásticas y rocas volcánicas, que forma la cordillera de la sierra de La Giganta. Esta unidad está compuesta por la acumulación de más de 1000 m de espesor de un conjunto heterogéneo de rocas, algunas intrusivas tabulares como diques y sills (mantos), por rocas lávicas y piroclásticas de magmas basálticos, andesíticos y riolíticos. Junto con las rocas anteriores se presentan conglomerados lenticulares y brechas de talud descansando sobre y cubiertos por rocas ígneas (López-Ramos, 1978).

Mayer y Vincent (1999) mencionan que en el arroyo Las Parras aflora una capa de ceniza volcánica para la cual McLean (1988) reporta una edad de  $21.4 \pm 1.0$  Ma (Mioceno Inferior). Esta edad es significativa porque representa la base de la Formación Comondú.

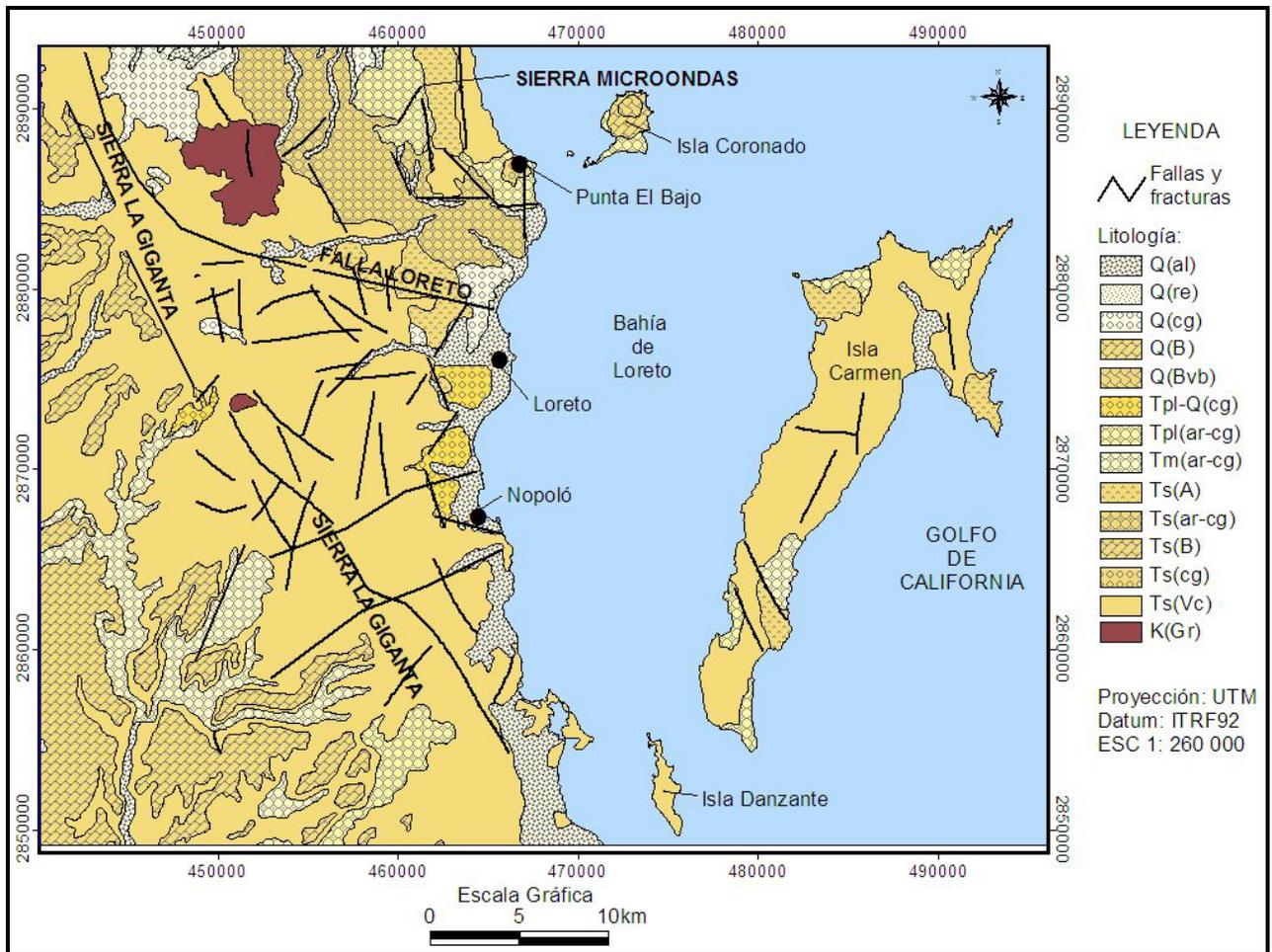


Figura 3.1. Litología del área de estudio. Aluvión (al), residual (re), conglomerado (cg), basalto (B), brecha volcánica basica (Bvb), arenisca-conglomerado (ar-cg), andesita (A), volcanoclástica (Vc), granito (Gr). Cuaternario (Q), Plioceno-Cuaternario (Tpl-Q), Plioceno (Tpl), Mioceno (Tm), Terciario Superior (Ts), Cretácico (K).

En el área del arroyo de Arce, al norte del poblado de Loreto, la Formación Comondú está representada por facies de brechas poligenéticas y conglomerados, con flujos de basaltos andesíticos, datados por McLean (1988) en  $14.9 \pm 0.5$  Ma (Mioceno Medio).

Las rocas del Plioceno Superior (entre 2.5 – 1.8 Ma) sobreyacen a las rocas volcánicas de la Formación Comondú y afloran al norte del poblado de Loreto (Fig.3.1). Este conjunto litológico se compone de depósitos de conglomerados y areniscas conglomerádicas.

El origen de estos depósitos se asocia a la evolución de la cuenca extensional pliocénica de Loreto, en donde el fallamiento normal produjo episodios de subsidencia rápida dentro de la cuenca. La falla de Loreto fue una falla normal dextral en el Plioceno (Umhoefer *et al.* 1994) (Fig. 3.1). Estos episodios fueron fechados por Umhoefer *et al.* (1994) en 3.4 Ma y 2.4 Ma.

Los rasgos morfológicos desarrollados por esos eventos fueron los depósitos de abanicos deltas tipo Gilbert en el alto estructural de la falla de Loreto (Dorsey *et al.* 1994; Dorsey y Umhoefer, 2000). Las evidencias que se tienen de estas formas se encuentran principalmente en el área del arroyo De Arce, como depósitos de conglomerados y areniscas conglomerádicas de la planicie deltáica y del frente del delta y cerca de la costa se encuentran depósitos de areniscas y estratos de lodos como evidencias del prodelta.

El Cuaternario, en el área de estudio, cubre la zona litoral de la actual Cuenca de la Bahía de Loreto como se observa en la figura 3.2; y consiste de afloramientos ígneos extrusivos de brechas volcánicas básicas y basaltos. Mientras que los depósitos sedimentarios recientes están representados por aluvión, conglomerados y algunos depósitos eólicos a lo largo de la línea de costa.

### **3.2 Evolución del margen occidental del Golfo de California**

La Provincia Extensional del Golfo de California está delimitada al este por la Sierra Madre Occidental y al oeste por el escarpe montañoso en la península de Baja California (Fig. 3.2). Este escarpe topográfico separa el macizo peninsular de una delgada franja en la porción oriental de la península estructuralmente ligada a la Provincia Extensional del Golfo (PEG).

Martín-Barajas (2000) menciona que la evolución geológica de la PEG es compleja, debido a que registra durante el Neógeno un cambio en el régimen tectónico de subducción a distensión cortical (rifting) y formación de fondo oceánico en los últimos 3-4 Ma en algunas cuencas del Golfo.

En Baja California Sur, la mayor subsidencia de las cuencas marginales se reporta durante el Plioceno (Umhoefer et al. 1994), aunque la cuenca de Santa Rosalía contiene depósitos marinos de hasta ~ 7 Ma (Martín-Barajas, 2000).

Una característica importante del rift del Golfo de California es su oblicuidad de 15° a 20° con respecto a la dirección del movimiento relativo de las placas Pacífico y Norteamérica. Este ángulo ocasiona una componente de extensión actualmente muy importante en la península de Baja California entre el escarpe principal del Golfo y el sistema de fallas transformantes y centros de dispersión del Golfo (Umhoefer *et al*, 2002).

Es aceptado que el Golfo de California se inicio como un rift en el cual predominó una componente de extensión E-NE perpendicular a la orientación de los márgenes del rift, con la deformación transpresiva acomodada primero en la zona de falla San Benito – Tosco Abreojos y posteriormente en las fallas transformantes del Golfo (Stock y Hodges 1990). Un cambio hacia el NW en la dirección del movimiento relativo de la placa Pacífico (Atwater y Stock, 1998) ocasionó un ángulo de 20° a 30° entre la orientación del rift y la dirección del movimiento relativo de la placa del Pacífico. La evolución a un rift oblicuo, con la sutura de la península a la placa del Pacífico, hacia los 5 Ma conlleva una componente de extensión que se manifestó en la península con la subsidencia de cuencas marginales (Axen, 1995; Lonsdale, 1989).

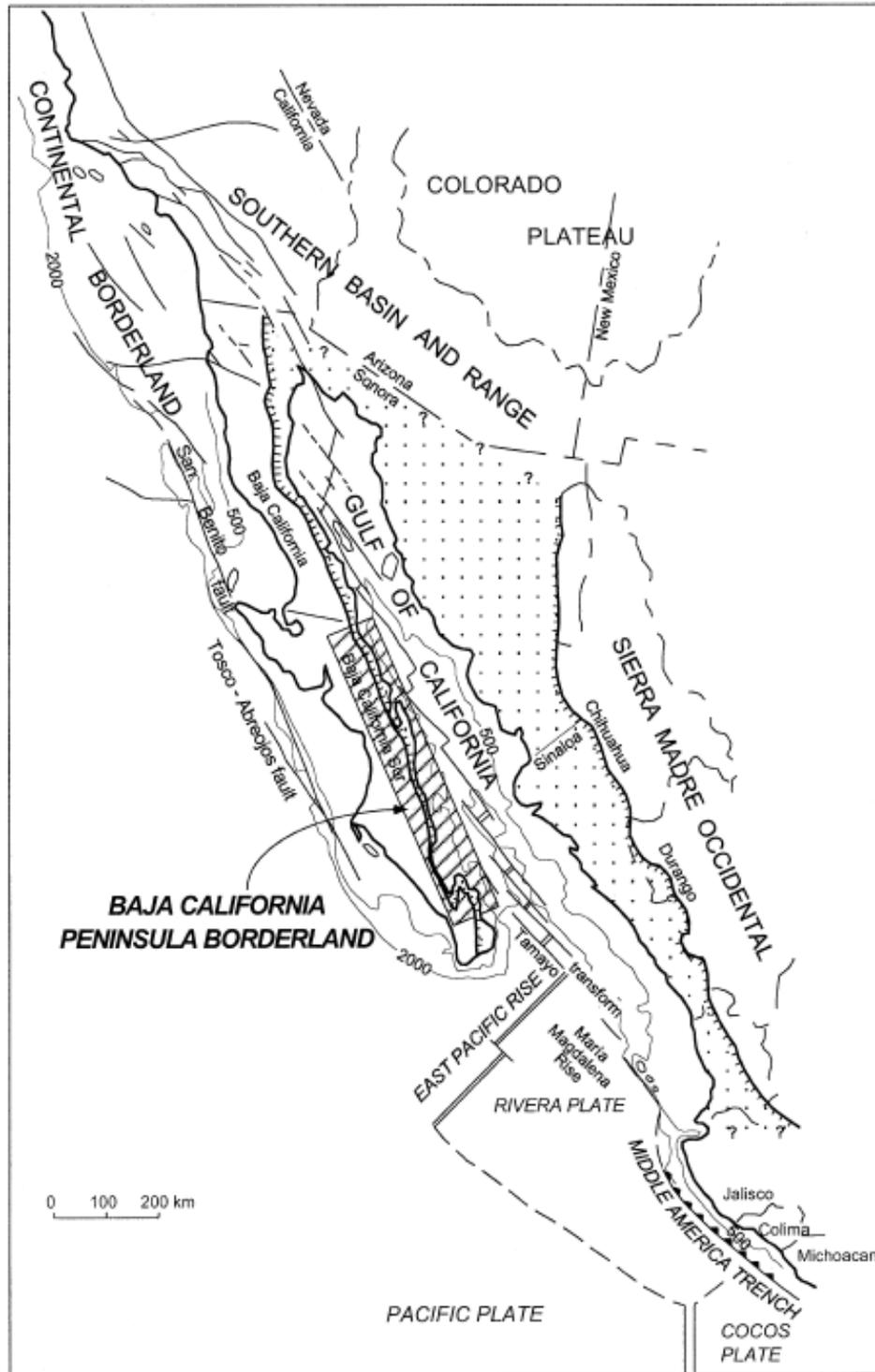


Figura 3.2. Mapa de localización y límites de la Provincia Extensional del Golfo de California y del borde continental de la península de Baja California, así como sus elementos tectónicos principales (tomado de Nava-Sánchez *et al.* 2001).

En Baja California Sur, la componente de extensión de este rift oblicuo se manifiesta en la cuenca pliocénica de Loreto (Umhoefer *et al*, 2002). La falla Loreto fue la frontera tectónica activa de una cuenca de subsidencia rápida en el Plioceno. Durante el Plioceno, la cuenca transtensional de Loreto se desarrollo justo al norte de Loreto y al este del escarpe de la sierra La Giganta, a lo largo de la falla normal de Loreto (Umhoefer *et al.*, 1994). Las estructuras pliocénicas en la cuenca de Loreto son dominadas por fallamiento normal con rumbo Norte-Noreste y fallamiento secundario de rumbo noroeste (Umhoefer y Stone, 1996).

### **3.3 Evolución del sistema costero en la Bahía de Loreto**

La dinámica del sistema costero se desarrolla en el marco de una serie de condiciones de frontera. El marco geológico ejerce el primer control en este sistema en el rango de las geoformas, que pueden ser desarrolladas por los procesos terrestres y costeros. Dentro de este marco, la tectónica es importante en términos del movimiento vertical y horizontal que afectan el desarrollo de la zona costera a través del tiempo geológico.

Otro de los controles principales, después del geológico, es el climático; que afecta la tasa a la cual los procesos terrestres y marinos actúan en la morfodinámica de dicho sistema. Además, de que el control climático está ligado a las variaciones del nivel del mar. Los cambios relativos del nivel del mar limitan la posición de la línea de costa y la acción de los procesos geomorfológicos que moldean la costa, en diferentes escalas. Debido a lo anterior, las fluctuaciones del nivel del mar influyen en la manera en la cual la superficie terrestre es modificada (erosión, transporte y depositación) por los procesos. En algunos casos, estos eventos pueden ser identificados a partir de las características morfológicas como lo son las terrazas o plataformas antiguas, o de las secuencias formadas por la redepositación del sedimento (Woodroffe, 2002).

A nivel mundial, las fluctuaciones del nivel del mar y el efecto tectónico en las zonas costeras se han estudiado a partir del análisis de terrazas antiguas, entre ellos destacan los trabajos de Ortlieb (1991) y Mayer y Vincent (1999) quienes se han enfocado al estudio de las terrazas marinas antiguas en la región del Golfo de California.

El trabajo de Ortlieb (1991), sobre terrazas marinas, a lo largo de la costa de Baja California contribuye a entender mejor el levantamiento de la península. Este trabajo se basó en el estudio de terrazas marinas del Pleistoceno, del cual Ortlieb (1991) concluye que la península, de manera general, ha sido levantada en una tasa promedio de 0.1 m/ka, para el pasado millón de años. En la región entre Bahía Concepción y Loreto las terrazas marinas (ca. 1 Ma) se encuentran a 100 m sobre el nivel medio del mar (Ortlieb, 1991).

En el arroyo de Arce, al norte del poblado de Loreto, los depósitos de playa de la antigua línea de costa consisten de cantos rodados redondeados con presencia de conchas de moluscos bivalvos, para los cuales Ledesma-Vázquez y Johnson (1993) reportan una edad de 1.8 Ma (Pleistoceno Inferior). Estos depósitos se encuentran 175 m sobre el nivel actual del mar.

Para el área de Bahía Concepción y Loreto, Ortlieb (1991) reporta que las terrazas marinas emergentes fueron fechadas radiométricamente dando una edad de Pleistoceno Medio Tardío o quizás en el orden de los 150 – 130 Ka. De manera particular, la línea de costa para el estadio isotópico 5e se sitúa +13 m en el área de Loreto, mientras que las terrazas para el estadio isotópico 11e se encuentran de +45 a +50 m en el área de Punta El Bajo (Fig. 3.1).

### 3.4 Clima

Las condiciones climáticas promueven el intemperismo en las cuencas de drenaje y también la cantidad de agua disponible para transportar el sedimento aguas abajo, hasta el sistema abanico deltáico. Actualmente, dominan en las fuentes de aporte las condiciones límite del intemperismo. Estas condiciones límites del intemperismo se caracterizan por una situación en donde las variables del clima dominante promueven el transporte de la mayoría de la carga sedimentaria que esta disponible para ser transportado (Mayer, 1990). Durante este estado del intemperismo dominan los procesos erosivos en la cuenca de drenaje, de tal manera que no se presenta acumulación significativa por efecto del intemperismo.

En la margen oriental del estado de Baja California Sur el clima es muy seco muy calido y calido ( $BW(h')$ , INEGI, 1996). La temperatura media anual es entre 22° a 24°. La media mensual más alta varía entre 27° a 30° y se presenta los meses de agosto y septiembre; el mes más frío es enero, donde la media es aproximadamente 17°C. La precipitación más alta se da en los meses de agosto a septiembre con medias de 45 a 49 mm, y las mínimas se registran en abril, mayo y junio, son inferiores a los 4 mm. Sin embargo, analizando los datos de la estación climátologica ubicada en Loreto para el periodo de 1970-2008 la precipitación media anual oscila entre 100 y 200 mm (Fig. 3.3). La precipitación en esta zona es producto de tres mecanismos: (1) tormentas tropicales de verano, (2) tormentas convectivas de monzón en verano, y (3) sistema frontal de invierno del Océano Pacifico. Lluvias extremas, definidas como eventos de precipitaciones que exceden la media anual, son muy importantes en esta área (Martínez-Gutiérrez y Mayer, 2004). Esencialmente, el transporte de sedimentos se desarrolla solamente durante eventos extremos. Documentación histórica de inundaciones en el área de estudio muestran que eventos de tormenta lo suficientemente fuertes para causar daños en la ciudad de Loreto se han presentado periódicamente desde 1700 (Martínez-Gutiérrez, 2002). Entre 1941 y 1956 las precipitaciones medidas en el área de Loreto durante eventos de huracán varía de 144 mm a 264 mm, mientras

que para el mismo periodo la media anual de precipitación fue de 141 mm (Markham, 1972). En los últimos años, se encuentra que en el periodo de 1970 al 2008 la precipitación promedio anual en la planicie costera es de 154.1 mm y en la zona montañosa es de 248.3 mm. El 68% de la precipitación anual en ambas estaciones se presenta de Junio a Septiembre en forma de tormentas asociadas con las temporadas de monzón del verano. La influencia de los huracanes que han presentad trayectorias que pasan cerca del área de estudio, han dejado precipitaciones considerables que aumentan la media anual como se muestra en la figura 3.3.

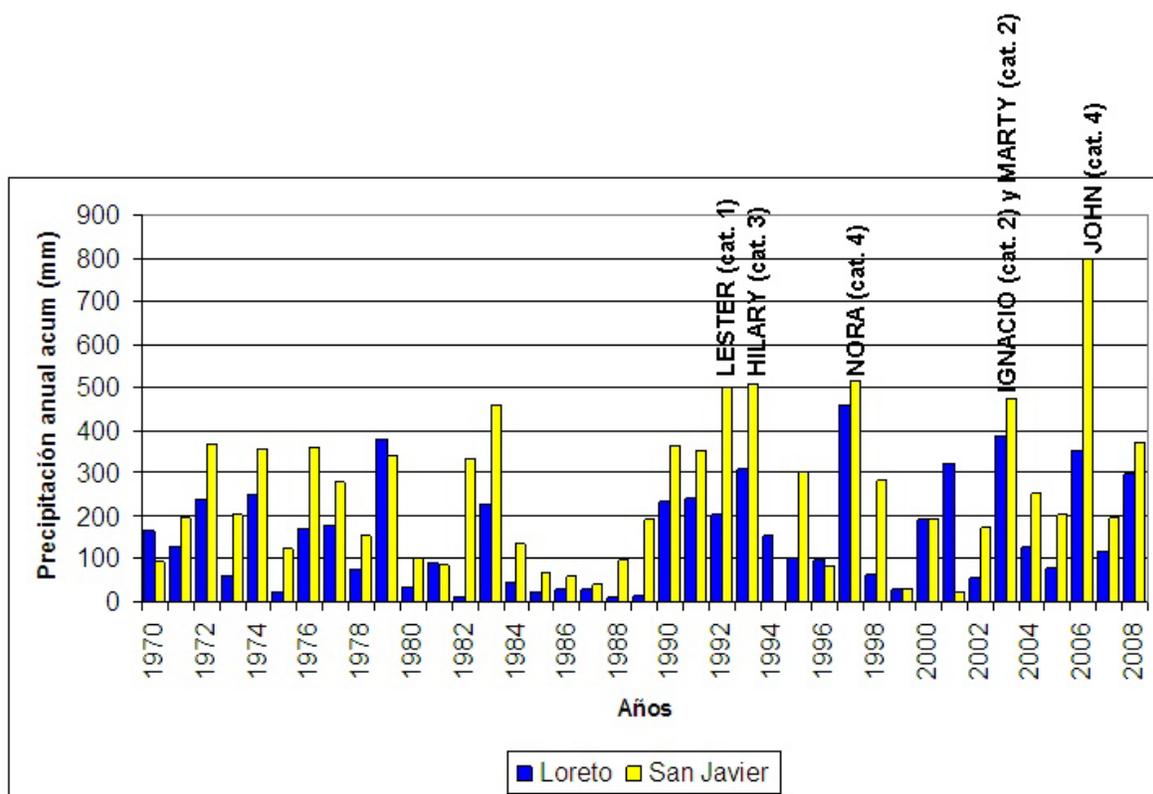


Figura 3.3. Precipitación anual acumulada en las estaciones de Loreto y San Javier. Se observa que la precipitación es más alta en la zona montañosa que en la planicie y también se indica que las precipitaciones que sobre pasan la media anual podrían estar asociadas a la presencia de huracanes (datos de precipitación proporcionados por CONAGUA).

### 3.5 Mareas y oleaje

Kasper-Zubillaga *et al.* (2007) mencionan que el oleaje en la parte norte del Golfo de California es de poca altura, aproximadamente 0.30 m. Mientras que hacia la parte central, la altura del oleaje se encuentra en un rango de 0.6 a 0.9 m; incrementándose hacia el sur a un rango de 1.5 a 1.8 m. Así mismo, los vientos dominantes en la costa oeste soplan hacia la costa del Norte y noreste con velocidades de 2 a 6 m/s.

El frente de los deltas en la Bahía de Loreto esta sujeta a la influencia del oleaje y las corrientes litorales. Estos son generados los vientos del norte-noreste que dominan la mayor parte del año. Sin embargo, durante las tormentas tropicales de verano o temporada de monzón los vientos son predominantemente del sureste (Robles, 1985). Wright *et al.* (1973) observo que el oleaje generado por la brisa de la tarde en la Bahía de Loreto no excede normalmente los 4 s de periodo y 1 m de altura. Mientras, que el oleaje asociado con las tormentas de verano presenta un periodo estimado de 8 s y 2 m de altura. Semmens (1997) señala que en la Bahía de Loreto se presenta una corriente litoral consistente con dirección hacia el sur y velocidades de 0.25 m/s aproximadamente durante los meses de invierno.

El rango de las mareas en la parte central y sur del Golfo de California es de 1.5 m. Estas pueden generar corrientes de marea fuertes en las áreas entre las islas y el macizo peninsular. Mientras, que en la parte norte del golfo las corrientes de marea se incrementa rápidamente de 1.5 m a 7 m hacia la porción norte del golfo debido al efecto de resonancia (Roden, 1964).

## 4. RESULTADOS Y DISCUSION

### 4.1 Cuencas de drenaje

Las cuencas de drenaje en climas áridos están caracterizadas por pendientes pronunciadas y corrientes efímeras de primero a segundo orden; aunque estas corrientes pueden llegar a ser de quinto orden. La corriente de mayor orden recibe el nombre de canal alimentador (Blair y McPherson, 1994). El análisis del patrón de drenaje y la densidad de drenaje son importantes debido a que, el primero provee evidencias del patrón estructural que domina en la cuenca de drenaje y la densidad de drenaje muestra información de permeabilidad y textura del material litológico (Howard, 1967).

Estudios anteriores, como los de Bull (1962) y Melton (1965) han demostrado que existe una relación estadística entre la morfología de los abanicos aluviales y los parámetros morfométricos de las cuencas de drenaje, tales como la pendiente del terreno y las características del relieve; así mismo, la forma de la cuenca tiene efecto sobre los valores de la pendiente, las características del perfil topográfico del canal alimentador, el relieve, promueve el desarrollo de flujos catastróficos (flash flood) y en la capacidad de almacenamiento de sedimento (Blair y McPherson, 1994). A partir de lo anterior, Bull (1962) y Melton (1965) sugieren que los abanicos aluviales en regiones áridas pueden representar el estado de equilibrio dentro de la geomorfología del entorno. De esta manera, las variaciones de la pendiente del perfil radial del abanico están relacionadas con las descargas fluviales y tamaño de la cuenca (Ryder, 1971). Además, la litología presente en la cuenca de drenaje puede tener influencia también en el gradiente del abanico aluvial debido al tamaño medio del sedimento. El tamaño medio del sedimento tiene efecto sobre los procesos de depositación y en las características de los flujos que llegan al abanico aluvial (Hook, 1968). Sin embargo, este autor no reconoce alguna relación directa entre la pendiente media de la cuenca de drenaje y el gradiente en la parte subaérea de los abanicos. Parece ser que la pendiente

en la cuenca de drenaje más bien está relacionada con la tasa de producción de sedimento por unidad de área en la cuenca (Ryder, 1971).

A la fecha son escasos los trabajos que se han realizado con el fin de estudiar la relación entre los componentes morfométricos de las cuencas de drenaje y la morfología de los abanicos que se forman en la desembocadura de estas cuencas. Blair y McPherson (2008) estudiaron dos tipos de abanicos aluviales, unos formados por sedimentación fluvial y otros en donde dominan los flujos de escombros. Ellos señalan que la relación área de la cuenca de drenaje y la del abanico no es estadísticamente significativa. Sin embargo esta relación está siendo afectada probablemente por los procesos erosivos en el abanico; de tal manera que la pendiente del abanico se incrementa más rápido que la rugosidad en las cuencas de drenaje en ambos tipos de abanicos. Esto está probablemente relacionado con las descargas intermitentes y el tamaño de sedimento en los abanicos fluviales, mientras que en los abanicos con flujos de escombros con el reabajamiento de la superficie del abanico por los procesos fluviales.

El objetivo de este capítulo es el de analizar los componentes morfométricos de las cuencas de drenaje para relacionarlos con los procesos de transporte y depositación que se llevan a cabo en la cuenca de drenaje. Para el análisis morfométrico de las cuencas de drenaje de los abanicos deltas en el área de estudio se construyó el modelo digital de elevación del terreno (MDE) del área de estudio tomando como base las curvas topográficas en formato digital a cada 20 m, de las cartas G12a88 y G12c18 escala 1: 50 000, editadas por el INEGI. Una vez construido el MDE se delimitaron las cuencas considerando el parteaguas de cada una de ellas. El parteaguas es la línea imaginaria que pasa por las zonas con mayor elevación. También, con el MDE y el sistema de información geográfica ArcView 3.2 se obtuvieron los componentes morfométricos de cada una de las cuencas como son: orden de corriente, densidad de drenaje, pendiente del terreno, perfiles topográficos de los arroyos principales y las pendientes máxima y promedio de estos cauces.

#### 4.1.1 Cuenca de drenaje de Arce

La cuenca de drenaje de Arce se localiza al sur de Punta El Bajo y en el extremo norte del área de estudio. El área que cubre esta cuenca es de 34.8 km<sup>2</sup> y su forma es elongada de acuerdo con el valor del coeficiente de compacidad (Cc) para esta cuenca (Tabla 4.1.1).

Tabla 4.1.1. Componentes morfométricos de la cuenca de drenaje de Arce. Coeficiente de compacidad (Cc), Relación de elongación (Re), Longitud del cauce principal (Lc), densidad de drenaje (Dd).

Cuenca	Área (km <sup>2</sup> )	Cc	Re	Lc (km)	Dd (km/km <sup>2</sup> )	Zona de transición (km)	Zona de transición pendiente prom.	Ancho del cauce (m)
de Arce	34.8	1.3	0.7	9.5	1.7	5.3	2°	80-100m

Las corrientes superficiales en esta cuenca son de tipo efímeras, cuya característica es que conducen agua solamente durante las lluvias o inmediatamente después de estas. El conjunto de cauces en una cuenca desarrollan un patrón erosivo de drenaje. El patrón de drenaje en la cuenca de Arce se caracteriza por presentar cauces de primero, segundo y tercer orden (Fig. 4.1.1). El cauce mayor, de tercer orden, es el arroyo de Arce y se le puede clasificar como canal alimentador. La morfología desarrollada por el patrón de drenaje en esta cuenca se conoce como tipo subdendritico a subparalelo. El tipo subdendritico se presenta principalmente en la parte norte y noreste de la cuenca, en el área de la Sierra Microondas; mientras que, el drenaje tipo subparalelo se ha desarrollado en la parte oeste-centro de la cuenca. Así mismo, este patrón de drenaje ha desarrollado una densidad de drenaje, la cual se define como la longitud total de los cauces ( $\Sigma L$ ) dentro de la cuenca, dividida entre el área total de drenaje. La densidad de drenaje de esta cuenca es de 1.7 Km/km<sup>2</sup> (Tabla 4.1.1).

La litología en esta cuenca de drenaje está representada por afloramientos de rocas volcánicas extrusivas como los depósitos volcanoclásticas (Vc) y Andesitas (A) del Terciario superior (Ts); estos afloran en la parte centro-norte de la cuenca (Fig. 4.1.1). Los depósitos sedimentarios de areniscas y conglomerados tanto del Terciario superior (Ts) como del Terciario-Pleistoceno (Tpl) son los que afloran en la mayor parte del área de la cuenca de Arce. Los depósitos más recientes son los aluviales del Cuaternario (Q(al)), estos afloran en la parte media y baja de la cuenca, asociados a los cauces de los arroyos.

La pendiente en la parte norte-noreste de la cuenca de Arce es de muy inclinada ( $15^{\circ}$ - $35^{\circ}$ ) a empinada ( $35^{\circ}$ - $55^{\circ}$ ) hasta llegar a ser vertical en las laderas de los cerros (Fig. 4.1.1). Estas pendientes corresponden con la topografía abrupta asociada a las sierras presentes en esta área. En el resto de la cuenca la pendiente disminuye de muy inclinado ( $15^{\circ}$ - $35^{\circ}$ ) hasta plano o planicie pasando por ligeramente inclinado ( $2^{\circ}$ - $6^{\circ}$ ), estas pendientes están asociadas a geoformas de piedemonte, terrazas, lomeríos y llanuras.

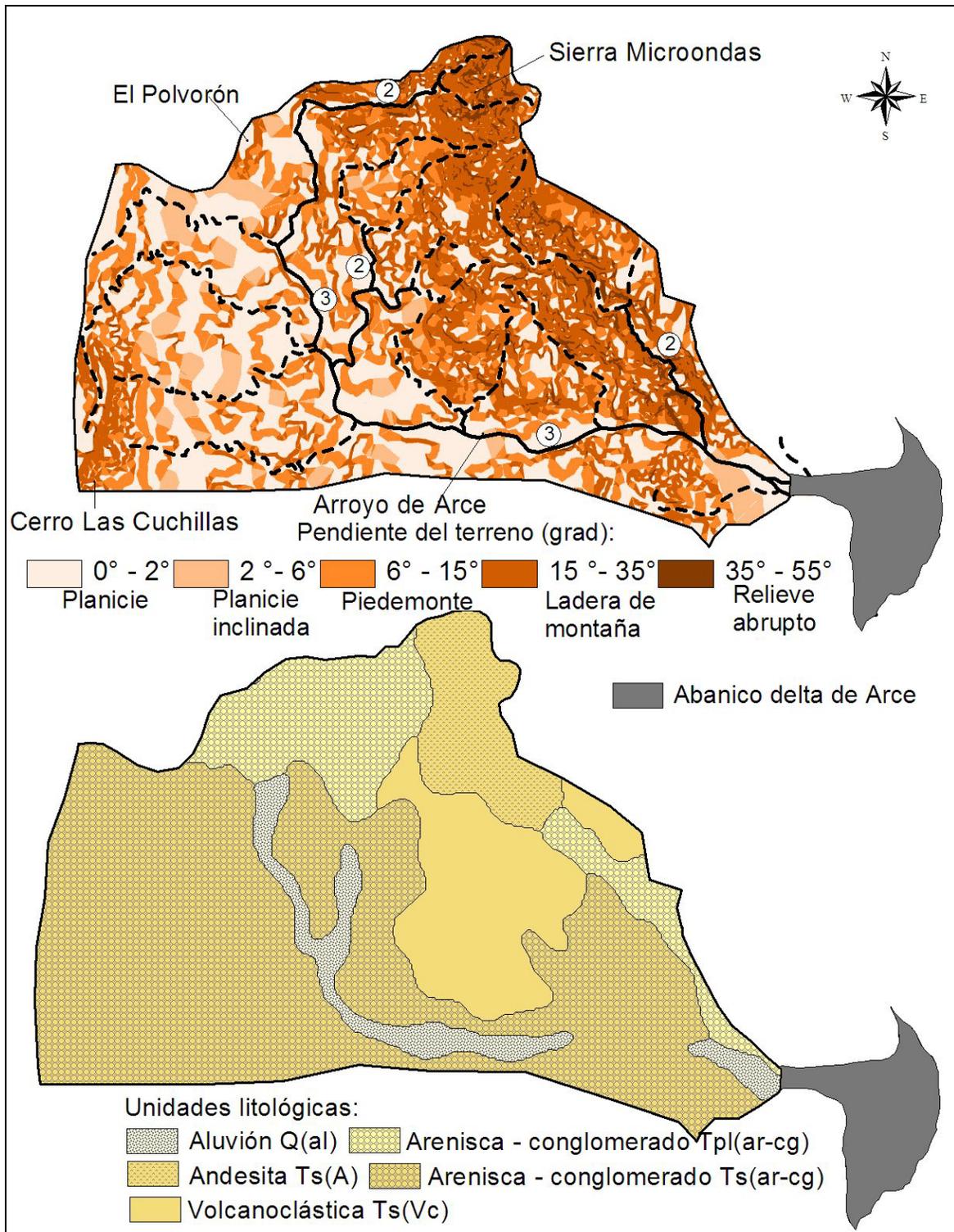


Figura 4.1.1. Forma de la cuenca de drenaje de Arce, patrón de drenaje que se ha desarrollado en esta cuenca, ordenes de corriente, pendiente del terreno y la litología que se encuentra en el área que cubre la cuenca. Los números indican el orden de las corrientes.

El parteaguas en la cuenca de drenaje de Arce se encuentra en la cota topográfica de los 680 m de altitud, con respecto al nivel del mar. Los arroyos de Arce y Las Cuchillas son los cauces principales en esta cuenca. Los perfiles topográficos de estos arroyos se muestran en la figura 4.1.2.

El arroyo de Arce inicia en la cota de los 640 m, la longitud de este arroyo es de 16.1 km (Fig. 4.1.2, perfil A-C)). La pendiente máxima en este arroyo es de 55° con un rango de variación de 55°-35°, en la parte alta de la cuenca. Entre los 350 m y los 100 m de altura la pendiente se vuelve menos fuerte, sus valores varían entre 20° y 18°. Después de los 100 m de altura y hasta la zona apical del abanico delta, la pendiente se suaviza considerablemente y se encuentra en el rango de los 9° a 7°; esta parte de la cuenca se le conoce como zona de transición. De igual manera, el arroyo Las Cuchillas inicia en la cota de los 380 m, este arroyo exhibe una longitud de 15.8 km (Fig. 4.1.2, perfil B-C), ligeramente menor que el arroyo de Arce. La pendiente máxima en el arroyo Las Cuchillas es de 33° con un rango de variación de 15°-30°.

Las variaciones en el gradiente del cauce principal dentro de una cuenca pueden utilizarse para delimitar la zona de producción de sedimentos, la zona de transición y la zona de depositación de la carga sedimentaria. Nava-Sánchez (1997) menciona que en el caso de los abanicos deltas que él estudió, el gradiente del cauce principal por debajo de los 100 m refleja el nivel de energía de transporte de la corriente, por lo que las pendientes más fuertes están asociadas al incremento en la energía de la corriente.

Por debajo de los 100 m, la zona de transición (zona del cauce principal que se ubica por debajo de la cota de los 100m y la parte apical de los abanicos) muestra una pendiente promedio de 2°, la longitud de esta zona es de 5.3 km, y el ancho del cauce, en la zona de transición, varía de 80 a 100 m (Tabla 4.1.1).

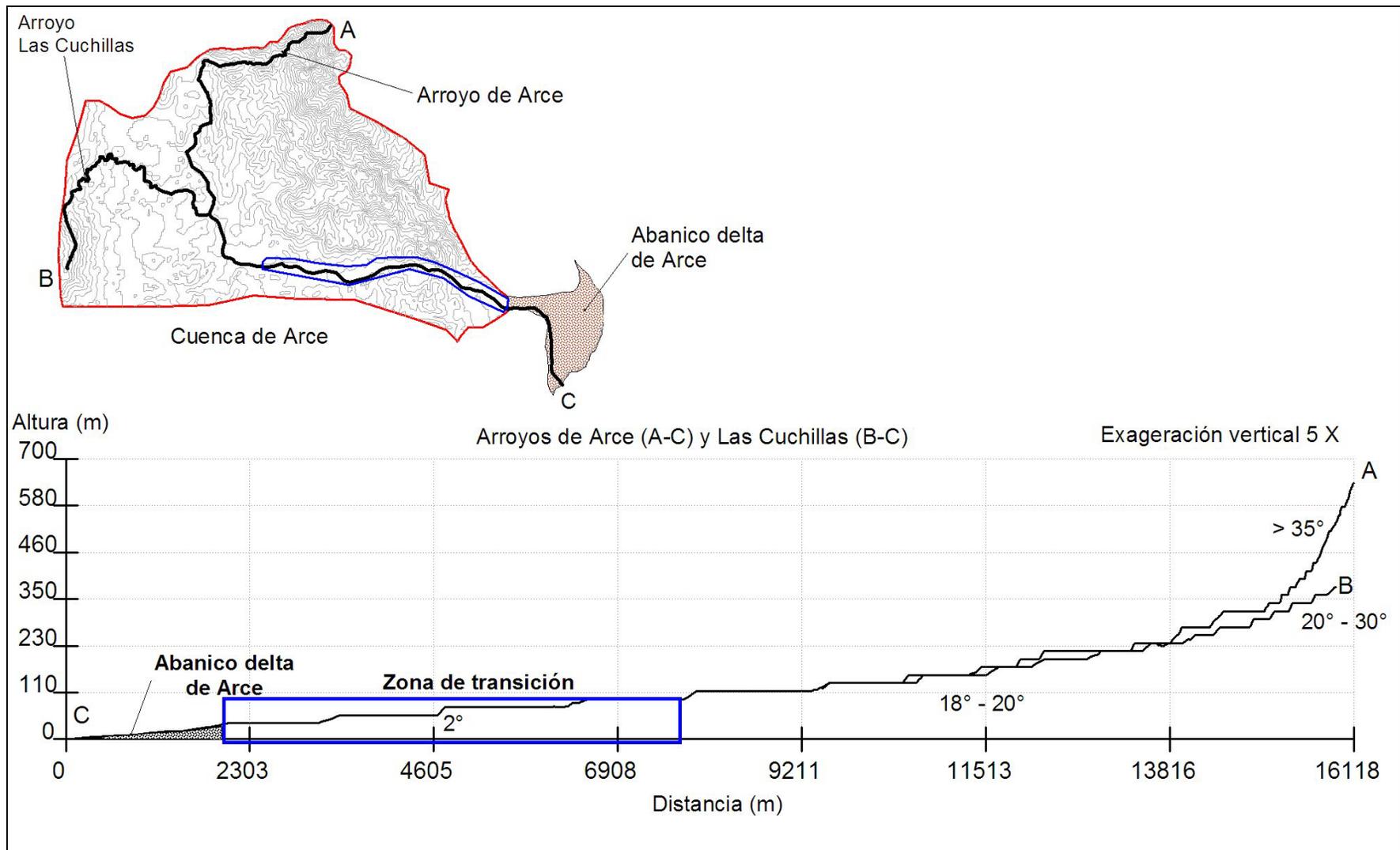


Figura 4.1.2. Perfiles topográficos de los arroyos de Arce y Las Cuchillas en la cuenca de Arce, se indican las variaciones de la pendiente a lo largo del perfil y la zona de transición.

#### 4.1.2 Cuenca de drenaje de Gúa

La cuenca de drenaje de Gúa se localiza al sur de la cuenca de drenaje de Arce. El área que cubre esta cuenca es de 33.7 km<sup>2</sup>, su forma es elongada de acuerdo con el valor del coeficiente de compacidad para esta cuenca (Cc, tabla 4.1.2).

Tabla 4.1.2. Componentes morfométricos de la cuenca de drenaje de Gúa. Coeficiente de compacidad (Cc), Relación de elongación (Re), Longitud del cauce principal (Lc), densidad de drenaje (Dd).

Cuenca	Área (km <sup>2</sup> )	Cc	Re	Lc (km)	Dd (km/km <sup>2</sup> )	Zona de transición (km)	Zona de transición pendiente prom.	Ancho del cauce (m)
de Gúa	33.7	1.7	0.4	15.78	1.8	4.6	1.6°	30-80m

Las corrientes superficiales en esta cuenca son de tipo efímeras y el patrón de drenaje está caracterizado por cauces de primero, segundo y tercer orden. El cauce de tercer orden corresponde al arroyo de Gúa; este arroyo es el canal alimentador y tiene una longitud de 15.7 km. Las formas desarrolladas por el patrón de drenaje en esta cuenca son de tipo subparalelo. El patrón de drenaje en esta cuenca muestra un marcado control estructural asociado al fallamiento normal que prevalece en la zona (Fig. 4.1.3). Así mismo, este patrón de drenaje ha desarrollado una densidad de drenaje de 1.8 Km/km<sup>2</sup> (Tabla 4.1.1).

La litología en esta cuenca de drenaje está representada por afloramientos de rocas volcánicas extrusivas como los depósitos volcanoclásticos (Vc) y Andesitas (A) del Terciario superior (Ts); estos afloran en la parte media y alta de la cuenca (Fig. 4.1.3). Los depósitos sedimentarios de areniscas y conglomerados del Terciario superior (Ts) afloran en la parte baja de la cuenca. Los depósitos más recientes son los aluviales del Cuaternario (Q(al)), estos afloran en la parte media, asociados a los cauces de los arroyos.

La forma alargada de la cuenca de drenaje de Gúa presenta un control estructural asociado a la falla de Loreto, que delimita la cuenca Pliocénica de Loreto al norte y el valle actual de Loreto al sur. Las pendientes más fuertes se localizan en la porción suroeste de la parte alta de la cuenca, en donde se encuentran las montañas que alcanzan una altura máxima de 560 msnm. Los rangos de pendiente que predominan en esta zona van de fuertemente inclinado a vertical (Fig. 4.1.3). En la parte central y baja de la cuenca el gradiente de la pendiente disminuye de fuertemente inclinado a plano ( $<2^\circ$ ) asociado este último con la planicie aluvial.

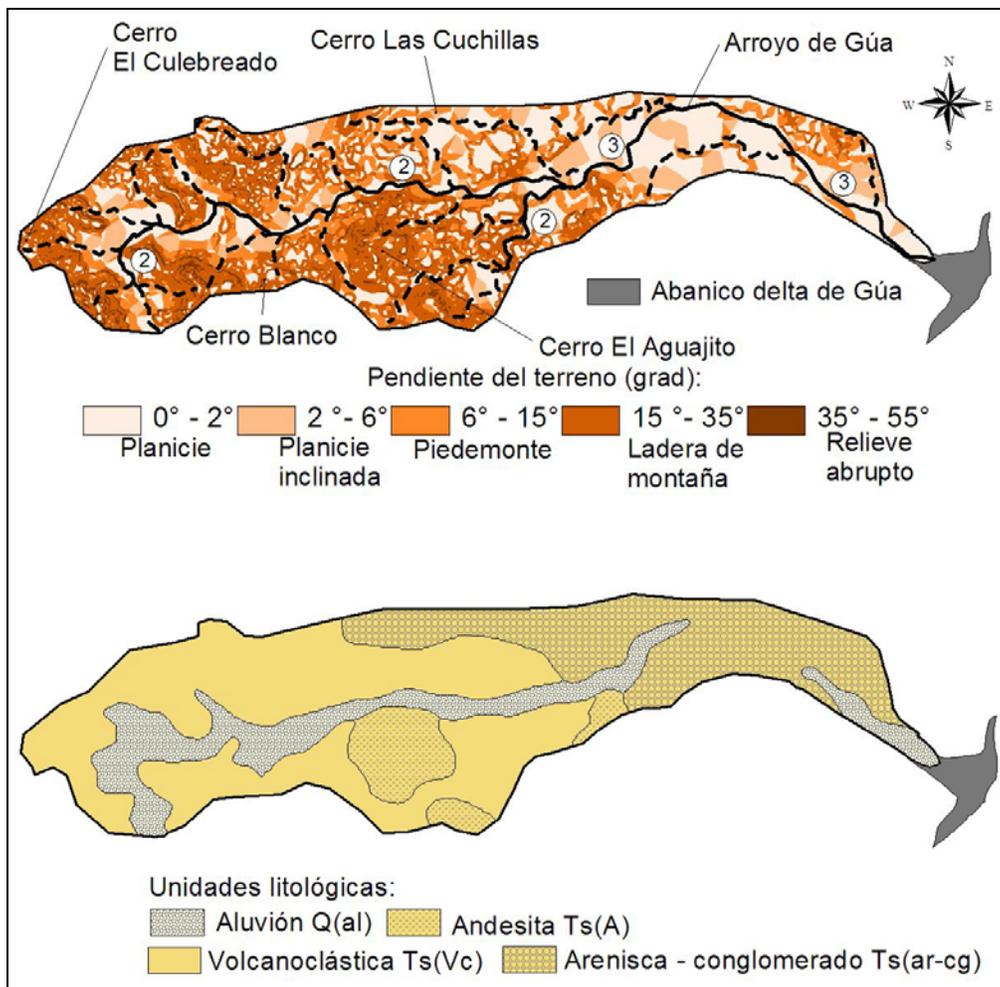


Figura 4.1.3. Forma de la cuenca de drenaje de Gúa, patrón de drenaje que se ha desarrollado en esta cuenca, ordenes de corriente, pendiente del terreno y la litología que se encuentra en el área que cubre la cuenca. Los números indican el orden de las corrientes.

El arroyo de Gúa nace en la parte alta de la cuenca, la altura máxima en esta parte es de 520 m (Fig. 4.1.4). La longitud de este arroyo es de 19.6 km (Fig. 4.1.4; perfil topográfico D-E). En la parte alta de la cuenca dominan las formas de sierras con pendientes fuertes mayores a los 35°. Después de los 350 m de altura, y en dirección a la desembocadura de la cuenca, la pendiente es menos pronunciada y se encuentran en el rango de 20° a 18°. La zona de transición inicia en los 100 m de altura y se extiende hasta la cabecera del abanico delta; la longitud de esta zona es de 4.6 km, las pendientes varían entre 9° a 7°; sin embargo, la pendiente promedio aquí es de 1.6°, el ancho del cauce en esta zona varía de 30 a 80 m, y rebasa los 100 m hacia la desembocadura del arroyo de Gúa (Tabla 4.1.2).

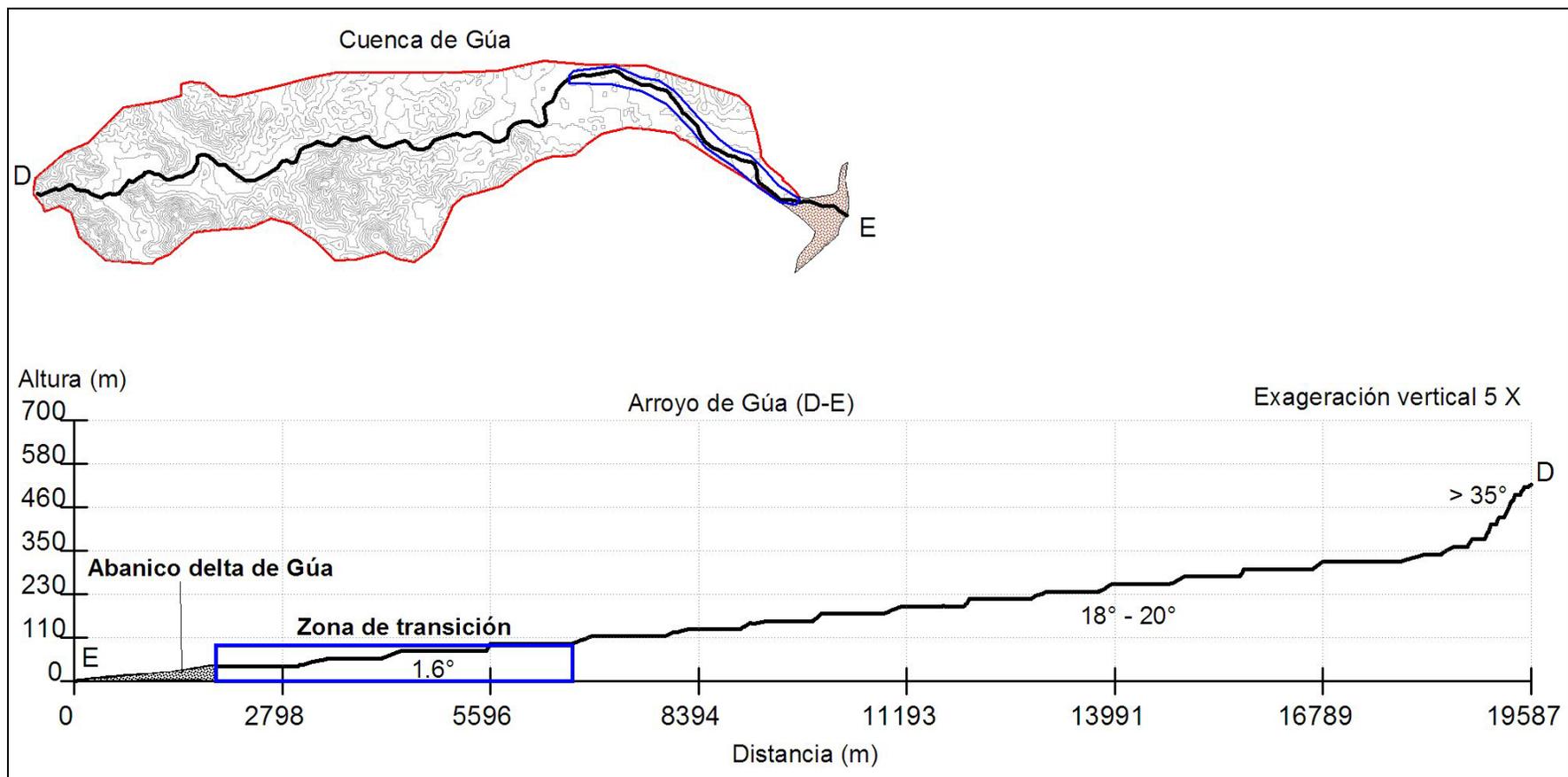


Figura 4.1.4. Perfil topográfico del arroyo de Gúa, se indican las variaciones de la pendiente a lo largo del perfil y la zona de transición.

### 4.1.3 Cuenca de drenaje Las Parras

La cuenca de drenaje Las Parras es la cuenca más grande, cubre un área de 120.8 km<sup>2</sup>. La forma de esta cuenca es ligeramente elongada de acuerdo al valor del coeficiente de compacidad (Cc, tabla 4.1.3).

Tabla 4.1.3. Componentes morfométricos de la cuenca de drenaje Las Parras. Coeficiente de compacidad (Cc), Relación de elongación (Re), Longitud del cauce principal (Lc), densidad de drenaje (Dd).

Cuenca	Área (km <sup>2</sup> )	Cc	Re	Lc (km)	Dd (km/km <sup>2</sup> )	Zona de transición (km)	Zona de transición pendiente prom.	Ancho del cauce (m)
Las Parras	120.8	1.2	0.9	14.5	1.4	6.4	3°	100m

Las corrientes en esta cuenca de drenaje son de tipo efímeras. El patrón de drenaje que se ha desarrollado aquí presenta cauces de primero, segundo, tercero y cuarto orden. El arroyo Las Parras es el canal alimentador de cuarto orden (Fig. 4.1.5). Las formas que han desarrollado este patrón de drenaje son de dos tipos: (1) subparalelas, y (3) subdendrítico. El drenaje subparalelo se presenta en la parte alta de la cuenca de drenaje, este tipo de drenaje lo han desarrollado, principalmente, las corrientes de primer orden y se aprecia en la figura 4.1.5 un marcado control estructural (fallas normales con rumbo NW-SE). El drenaje tipo subdendrítico está formado por las corrientes de segundo y tercer orden. La densidad de drenaje en esta cuenca es de 1.4 km/km<sup>2</sup>.

La cuenca de drenaje presenta una litología dominada por los depósitos de rocas ígneas extrusivas (Fig. 4.1.5), de los cuales la unidad volcanoclástica Ts(Vc) cubre el 90% del total del área de la cuenca de drenaje. Esta unidad volcanoclástica está constituida por areniscas volcanoclásticas, tobas y brechas volcánicas y conglomerados con flujos de andesitas basálticas. El 10% que resta

de la litología superficial está representada por depósitos graníticos del Cretácico y conglomerados del Cuaternario.

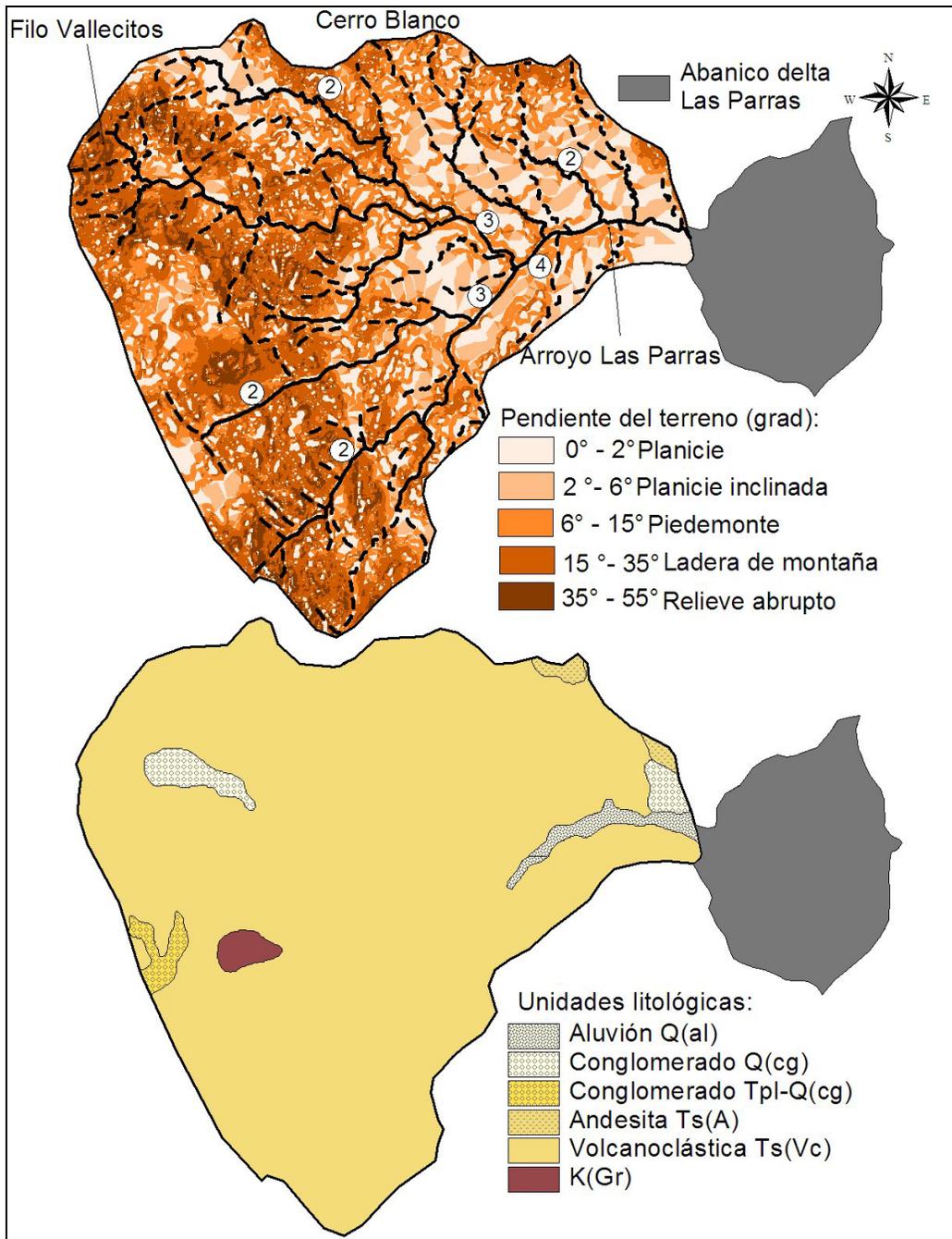


Figura 4.1.5. Forma de la cuenca de drenaje Las Parras, patrón de drenaje que se ha desarrollado en esta cuenca, ordenes de corriente, pendiente del terreno y la litología que se encuentra en el área que cubre la cuenca. Los números indican el orden de las corrientes.

En la parte alta de la cuenca de drenaje Las Parras los rangos de la pendiente son de fuertemente inclinado a vertical (Fig. 4.1.5). Esto se asocia a la resistencia a la erosión que tiene la litología presente en esa zona y a la topografía abrupta de los cerros que conforman la Sierra La Giganta. En la parte media y baja, asociada a la zona de transición en donde se encuentran lomeríos y valles fluviales, el gradiente de pendiente va de fuertemente inclinado a plano o planicie.

El parteaguas de esta cuenca se encuentra entre los 600 a 800 m de altura, corresponde a la parte alta de las sierras que delimitan la cuenca. Los arroyos principales dentro de la cuenca hidrográfica Las Parras son: (1) Las Vírgenes, (2) Las Parras, y (3) Liombo (Fig. 4.1.6, perfiles F-G, H-G, I-G).

La longitud del arroyo Las Vírgenes es de 21 km, del arroyo Las Parras de 23.5 km y del arroyo Liombo es 20.2 km, estos tres arroyos nacen en la parte alta de cuenca a 740m, 580m y 480 m respectivamente. La parte alta o zona de erosión en estos arroyos presenta pendiente máximas de 40°, aunque la variación principal está en el rango de 35°-15°. La zona de transición, que coincide con la zona en donde confluyen los tres arroyos es amplia, tiene una longitud de 6.4 km, la pendiente promedio es de 3° y el ancho promedio del cauce en esta zona es de 100 m, que aumenta gradualmente hacia la desembocadura.

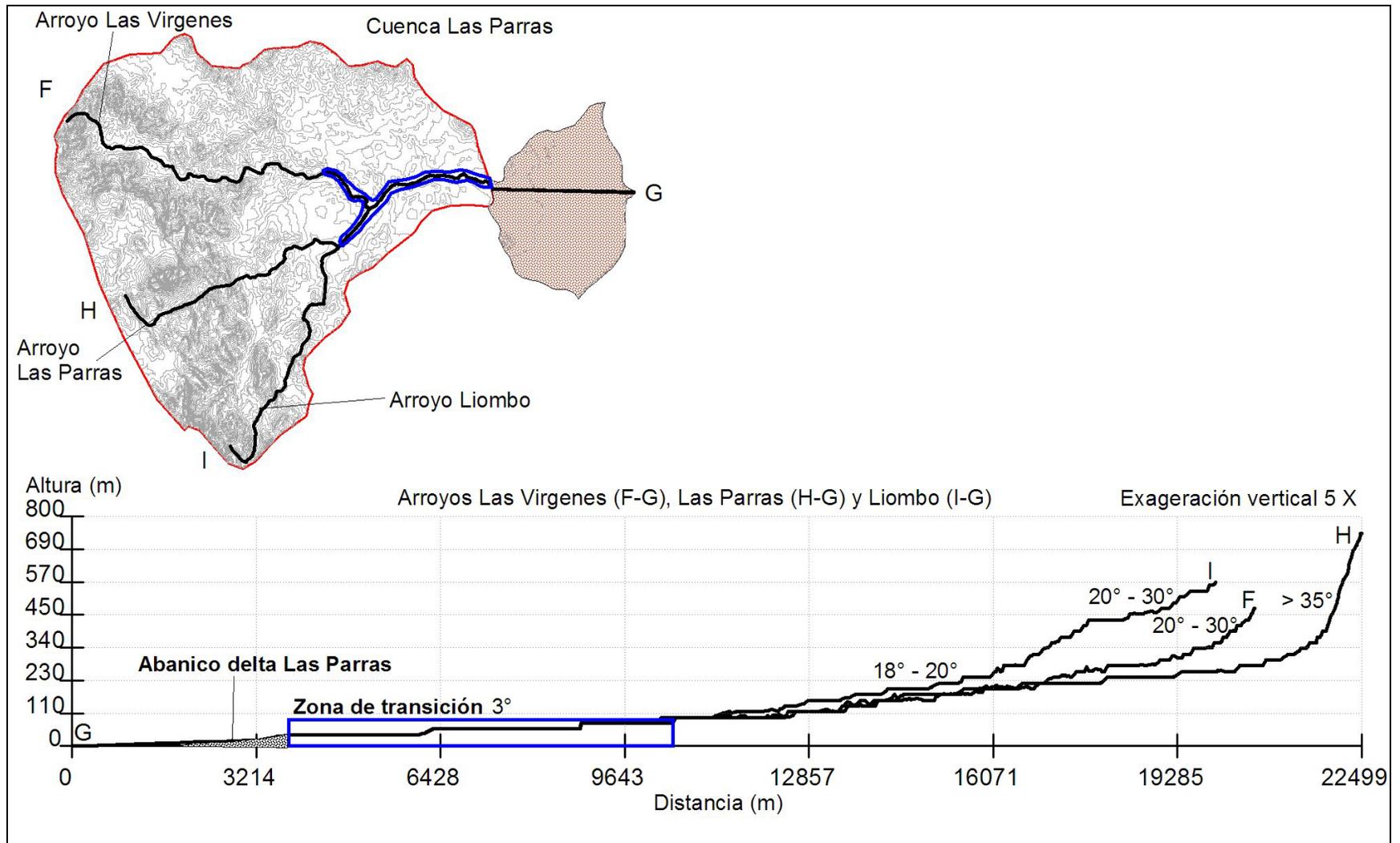


Figura 4.1.6. Perfil topográfico del arroyo Las Parras, se indican las variaciones de la pendiente a lo largo del perfil y la zona de transición.

#### 4.1.4 Cuenca de drenaje El Tular

La cuenca de drenaje El Tular se ubica en la zona contigua a Nopoló. Esta cuenca de drenaje cubre un área de 56.2 km<sup>2</sup> (tabla 4.1.4), su forma es elongada de acuerdo al valor del coeficiente de compacidad para esta cuenca.

Tabla 4.1.4. Componentes morfométricos de la cuenca de drenaje El Tular. Coeficiente de compacidad (Cc), Relación de elongación (Re), Longitud del cauce principal (Lc), densidad de drenaje (Dd).

Cuenca	Área (km <sup>2</sup> )	Cc	Re	Lc (km)	Dd (km/km <sup>2</sup> )	Zona de transición (km)	Zona de transición pendiente prom.	Ancho del cauce (m)
El Tular	52.6	1.5	0.6	14.5	1.5	4.3	3.1°	50-80m

Las corrientes en esta cuenca, al igual que en las anteriores, son de tipo efímeras. Los cauces que drenan en esta cuenca son de primero, segundo y tercer orden. El cauce de tercer orden corresponde al arroyo El Tular, este arroyo es el canal alimentador que tiene conexión con el abanico delta El Tular. La morfología del patrón de drenaje es de subparalelo (Fig. 4.1.7), caracterizado por los cauces de primer orden, esta morfología se asocia, al igual que en la cuenca Las Parras, al fallamiento normal que se ha desarrollado en el área de estudio. La densidad de drenaje es de 1.5 km/km<sup>2</sup>.

En esta cuenca la unidad litológica predominante contiene depósitos de rocas ígneas extrusivas (Ts(Vc)). Esta unidad está constituida por areniscas volcanoclásticas, tobas-brechas volcánicas y conglomerados con flujos de andesitas basálticas. Estos depósitos cubren el 95.3% del total del área de la cuenca de drenaje, el resto lo cubren los depósitos de conglomerados asociados a depósitos de abanicos antiguos (Tpl-Q(cg)) que se encuentran en la desembocadura de la cuenca y los depósitos de aluvión (Q(al)) en el cauce del arroyo El Tular y en la franja cercana a la línea de costa.

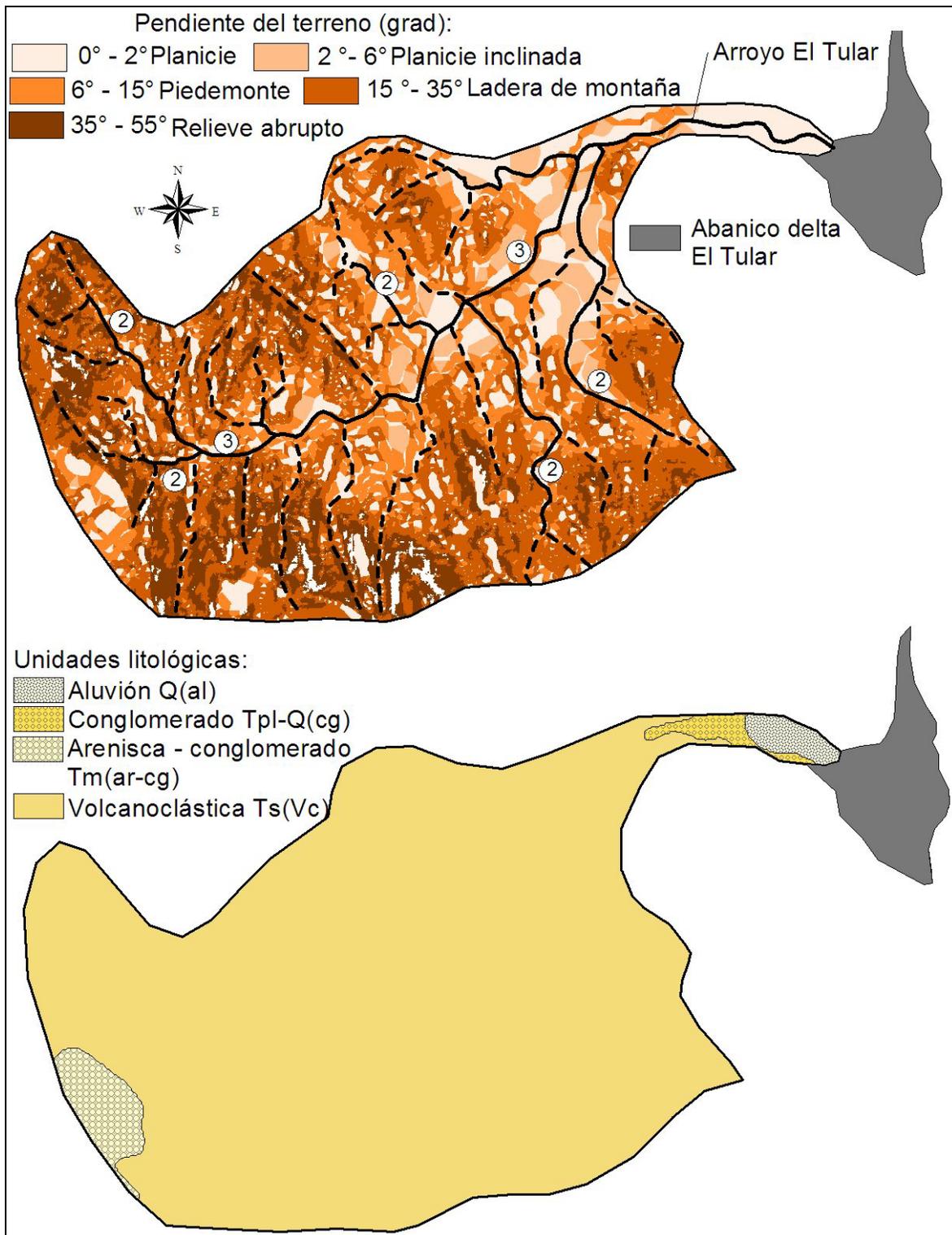


Figura 4.1.7. Forma de la cuenca de drenaje Las Parras, patrón de drenaje que se ha desarrollado en esta cuenca, ordenes de corriente, pendiente del terreno y la litología que se encuentra en el área que cubre la cuenca. Los números indican el orden de las corrientes.

En la cuenca de drenaje El Tular los rangos de pendiente que predominan en la parte alta y que se extienden a la parte media de la cuenca son de fuertemente inclinado, muy inclinado hasta llegar a vertical en algunas partes (Fig. 4.1.7). Al igual que en las cuencas anteriores en la parte alta se encuentran las montañas asociadas a la Sierra La Giganta. La parte media y baja presentan pendientes moderadas a bajas que se pueden clasificar como fuertemente inclinadas a ligeramente inclinadas.

El parteaguas de esta cuenca pasa por la parte alta de las sierras en donde la altura máxima varía entre los 1000 y 800 m. La zona de transición en esta cuenca tiene una longitud de 4.3 km. Los arroyos principales dentro de la cuenca de drenaje El Tular (Fig. 4.1.8, perfiles J-K, M-K y L-K) son: (1) Arroyo El Enjambre con una longitud de 9.4 km, nace al norte de la parte media de la cuenca a una altura de 260 m, su cauce presenta una pendiente máxima en la parte alta de  $34^\circ$  y su pendiente promedio hacia la zona de transición o valle fluvial es de  $1.9^\circ$ ; (2) Arroyo El tular, del cual toma el nombre la cuenca, nace en la cota de los 800 m de altitud y tiene una longitud de 17.5 km, su morfología denota un control estructural, presentando un rumbo noroeste-sureste, en los primeros 3.6 km a partir del parteaguas, después su orientación cambia de rumbo al noreste-suroeste, presenta una pendiente máxima de  $59.9^\circ$ , en la zona de erosión que para esta cuenca se extiende prácticamente hasta la parte media de la cuenca, mientras que la pendiente promedio de este cauce en la zona de transición es de  $4.4^\circ$ . Por último (3) El Arroyo Las Chivas, tiene una longitud de 13.4 km, nace en la zona sur de la parte media de la cuenca a una altura de 480 m, la orientación de este arroyo es de noroeste-sureste, la cual refleja el control estructural predominante en la zona. La pendiente máxima en este último arroyo es de  $32.3^\circ$ , en su parte alta y hacia el valle fluvial la pendiente promedio es de  $3.1^\circ$  (Tabla 4.1.4).

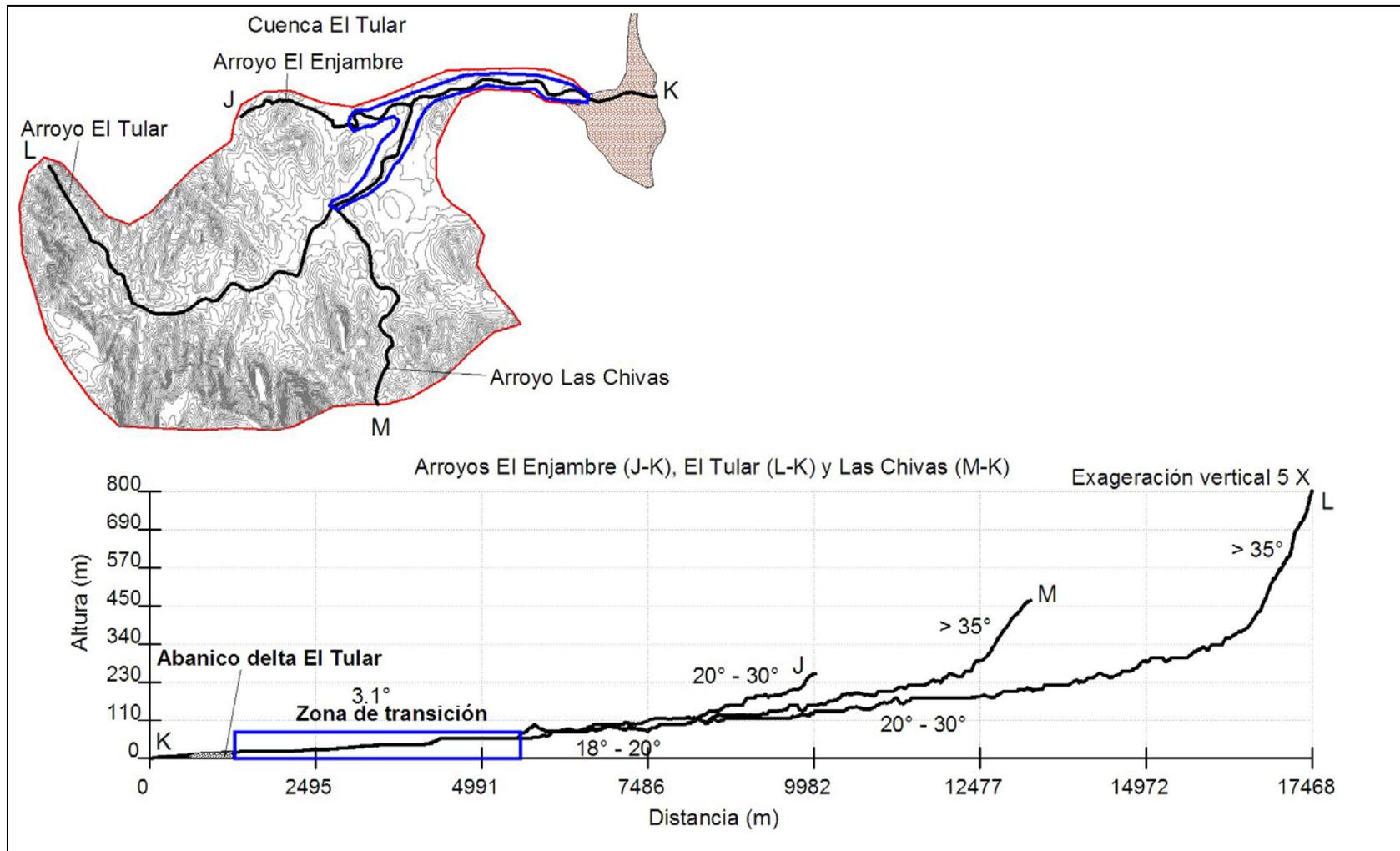


Figura 4.1.8. Perfil topográfico del arroyo El Tular, se indican las variaciones de la pendiente a lo largo del perfil y la zona de transición.

#### **4.1.5 Discusión de las cuencas de drenaje**

Blair y McPherson (1994) señalan que, dentro de los factores con mayor control sobre los procesos sedimentarios y de depositación en los abanicos aluviales y/o abanicos deltas están: (1) El tipo de litología en la cuenca de drenaje y la tasa de intemperismo y erosión; (2) La forma de la cuenca de drenaje, (3) el clima, y (4) el marco tectónico.

La litología en las cuencas de drenaje Las Parras y El Tular, es de rocas volcánicas, que afloran en toda el área de estas cuencas. Mientras que, en las cuencas de drenaje de Arce y de Gúa la litología esta representada por rocas volcánicas y sedimentarias. Esta diferencia litológica permite suponer que las cuencas de Arce y de Gua están más propensas al efecto del intemperismo y erosión y que por ende el volumen de sedimentos debería de ser mayor en estas cuencas que en Las Parras y El Tular. Sin embargo, esta aseveración no es totalmente segura si consideramos que el patrón estructura (fallas y fracturas) al interior de una cuenca de drenaje puede incrementar la tasa de erosión en las rocas de acuerdo con lo señalado por Blair y McPherson (1994). Como es el caso de las cuencas de drenaje Las Parras y El Tular, en donde la parte alta de estas cuencas presentan un control estructural (con rumbo NW-SE) muy marcado evidenciado por el patrón de drenaje desarrollado en esa zona; lo que permitiría inferir que aunque las rocas volcánicas pudieran ser más resistentes a la erosión en comparación con las rocas sedimentarias, el patrón estructural pudiera disminuir esa resistencia. Desde este punto, no es fácil discernir cuales cuencas producen mayor cantidad de sedimento en el área de estudio. Lo que si es un hecho es que cada litología presenta diferentes estilos de erosión y transporte del sedimento producido (Blair y McPherson, 1994; Blair y McPherson, 2008). En la parte baja de las cuencas de drenaje, en el área de estudio, se encuentra que predominan los procesos sedimentarios por gravedad (flujos de escombros y flujos de escombros por inundación) y los procesos fluviales por gravedad (flujos de

corrientes); producto del intemperismo de las litologías que afloran en el área de estudio (Fig. 4.1.9).

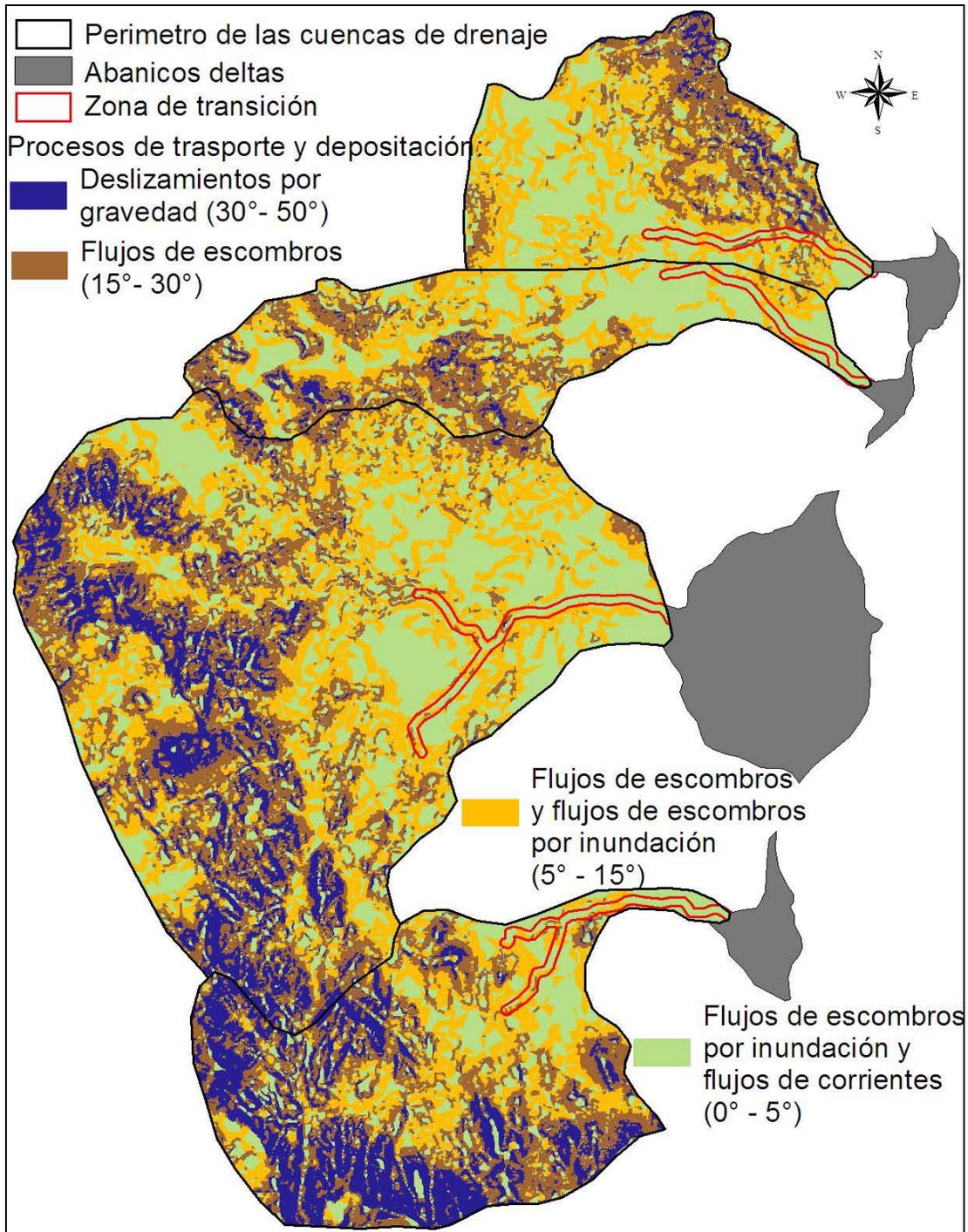


Figura 4.1.9. Clasificación de los procesos de transporte y deposición en las cuencas de drenaje del área de estudio. El polígono con línea roja indica la zona de transición.

Lo anterior concuerda con lo mencionado por Blair y McPherson (1994, 2008) quienes señalan que los flujos de escombros son muy comunes en abanicos con cuencas de drenaje en donde la litología que aflora son rocas volcánicas. También, Harvey (1990) encuentra que los abanicos, en el desierto de España, derivados de cuencas en donde predominan las rocas sedimentarias y algunos afloramientos de rocas metamórficas presentan flujos de escombros. En el área de estudio, estos flujos de escombros generalmente cambian a flujos de escombros por inundación y a flujos de corrientes conforme disminuye la pendiente aguas abajo; esto es consecuencia de las variaciones de la capacidad y competencia de la corriente, que al disminuir la pendiente la capacidad de la corriente para transportar granos gruesos disminuye.

La forma y tamaño de la cuenca de drenaje puede tener un impacto considerable en los procesos sedimentarios que se desarrollan en el sistema abanico deltaico. La forma de la cuenca afecta la pendiente, las características del canal alimentador, el desarrollo de flujos catastróficos y la capacidad de almacenamiento de la cuenca (Blair y McPherson, 1994). Fraser y Suttner (1986) señalan que el ángulo de la pendiente del terreno y la litología en la cuenca pueden determinar el tipo de procesos que se van a general al interior de la cuenca; como deslizamientos por gravedad, flujos de escombros, flujos de escombros por inundación y flujos de corrientes (Fig. 4.1.9). El tamaño de las cuencas de drenaje de Arce, de Gúa, Las Parras y El Tular varía de 33.7 km<sup>2</sup> a 120 km<sup>2</sup>, son cuencas pequeñas caracterizadas por canales alimentadores de tercer y cuarto orden. La forma de las cuatro cuencas de drenaje en el área de estudio es alargada o asimétrica, reflejada principalmente por su eficiente de compacidad (Cc), que al ser mayor a la unidad indica que esta alejado de la forma circular, de acuerdo con Campos-Aranda (1998) las cuencas asimétricas presentan una respuesta fluvial platicúrtica es decir, que el transporte de sedimentos en un evento de lluvias es inmediato y constante a lo largo del tiempo de duración. Así mismo el valor de la relación de elongación (Re) para estas cuencas indica que están relacionadas con relieves abruptos y pendientes fuertes. Las pendientes fuertes en la parte alta de

las cuencas Las Parras y El Tular y la litología promueven el desarrollo de deslizamientos por gravedad, los cuales dominan en estas cuencas; mientras que en la parte alta de las cuencas de Arce y de Gúa la pendiente promedio es más suave que en las Parras y El Tular, lo que hace que sea menor la presencia de deslizamientos por gravedad y más probable el desarrollo de flujos de escombros en estas zonas (Fig. 4.1.9).

En la parte media y baja de las cuencas de Arce, de Gúa y Las Parras dominan los procesos de flujos de escombros y flujos de escombros por inundación hasta llegar a flujos de corrientes en la desembocadura. La dominancia de un proceso sobre los otros y como va cambiando su relación entre ellos esta gobernada por el cambio de la pendiente desde la parte media y hasta la parte baja de la cuenca. Estos cambios en la pendiente condicionan la capacidad y competencia de la corriente, que aguas abajo disminuye de tal manera que permite el desarrollo de los flujos de corrientes. Esto concuerda con lo encontrado por Blair y McPherson (1994) en zonas con litología, pendiente y clima similar a los de Loreto en la parte sur de California en Estados Unidos.

La presencia o ausencia de la capacidad de almacenamiento en una cuenca de drenaje dicta como y cuando el sedimento es aportado al abanico (Blair y McPherson, 1994). Esta capacidad de almacenamiento la define las características del canal alimentador y en el la zona de transición. Schumm (1977) señala que los procesos de transporte están relacionados con la longitud de la zona de tránsito y por su parte Nava-Sánchez (1997) menciona que el gradiente en la zona de transición se utiliza para inferir la energía del proceso de transporte de la corriente. Este autor también menciona que esta relación, de la pendiente por debajo de los 100 m, es un factor importante para definir el tamaño máximo del grano del sedimento que puede ser transportado por la corriente fluvial y que tiene que ver con la competencia de la corriente. Así mismo, para que el sedimento almacenado en la zona de transición sea transportado a los abanicos se requiere de un agente que promueva ese transporte. Los principales agente que

promueven el transporte del sedimento en la cuenca de drenaje son los huracanes. Martínez-Gutiérrez (2004) encuentra que los escurrimientos extraordinarios generados por las tormentas monzónicas y tropicales en la península de Baja California han contribuido con el aporte de sedimentos al Golfo de California.

La longitud de la zona de transición en las cuatro cuencas varía de 4.3 km a 6.4 km<sup>2</sup>, la pendiente promedio en esta zona es menor a los 3.5°. Estos rasgos morfométricos controlan el comportamiento de almacenar o transportar la carga sedimentaria hacia el abanico. Blair y McPherson (1994) encuentran que pendientes menores a 7° en el canal alimentador, promueven procesos de agradación; mientras que pendientes mayores a 7° hacen que predominen los procesos de erosión. Debido a que la pendiente en el canal alimentador de las cuatro cuencas es menor a los 7° en la zona de tránsito, se puede pensar que el volumen de sedimento que es transportado hacia esa zona debe de ser almacenado por un tiempo hasta que se presente alguna avenida extraordinaria con las condiciones reológicas necesarias para transportar esa carga sedimentaria hacia el abanico delta. El principal efecto de lo anterior es una disminución en las tasas de sedimentación en los abanicos deltas en la Bahía de Loreto y en algunos casos los flujos sedimentarios que no tienen la capacidad para llegar hasta el abanico serán depositados a lo largo del canal alimentador. Este efecto selectivo en el canal alimentador hace que se incrementen los depósitos por flujos de escombros en la parte alta del canal alimentador y hacia la parte baja del mismo predominen los flujos de corrientes. Además, de que este efecto promueve el incremento de disección en los canales de la parte subaérea de los abanicos. Por ejemplo se llegó a medir en la parte mas distal de la zona subaérea de los abanicos disecciones de alrededor de 1.2 m.

## 4.2 Abanicos deltas: Parte subáerea (Abanico aluvial)

Postma (1990) señala que, las fuentes de aporte de los deltas pueden ser un río, el cual puede desarrollar una planicie con drenaje tipo trenzado (braided), y un sistema abanico aluvial. Los deltas alimentados por un abanico aluvial se conocen como abanicos deltas, los cuales son más pequeños que los deltas formados por los grandes ríos como el delta del Mississippi en Estados Unidos. McPherson *et al.* (1987) distingue tres clases de deltas, basándose en las características del sistema alimentador, deltas comunes, deltas con drenaje trenzado y abanicos deltas. El termino abanico delta se aplica en deltas de grano grueso formados en zonas donde el gradiente del terreno es pronunciado, se han formado abanicos dominados por flujos de escombros (mejor representados por abanicos aluviales en zonas semi-áridas) y han progradado directamente en un cuerpo de agua (océano, mar, lago, etc.). Wescott y Ethridge (1980) dividen al sistema deltáico en tres zonas: (1) Subaérea, (2) de transición, y (3) subacuosa. Debido a que en la zona subaérea los procesos sedimentarios son semejantes a los que se desarrollan en los abanicos aluviales, en este capítulo se hará referencia a la parte subaérea como abanicos aluviales.

Los abanicos aluviales presentan una morfología que asemeja un cono con un arco de 180°. Este puede encontrarse de manera individual o coalesciendo lateralmente con otros abanicos formando una bajada (Blair y McPherson, 1994). Los abanicos aluviales exhiben una pendiente cóncava que generalmente es de menos de 25° en la parte apical y disminuye a menos de 1° en la base del abanico (Bull, 1977).

De acuerdo con Blair y McPherson (1994, 2008), un sistema de abanico aluvial típico está compuesto por la cuenca de drenaje, el canal alimentador, la zona apical, el canal de incisión, los canales distributarios, el punto de intersección, los lóbulos de depositación activa y las cárcavas de erosión (Fig. 4.2.1).

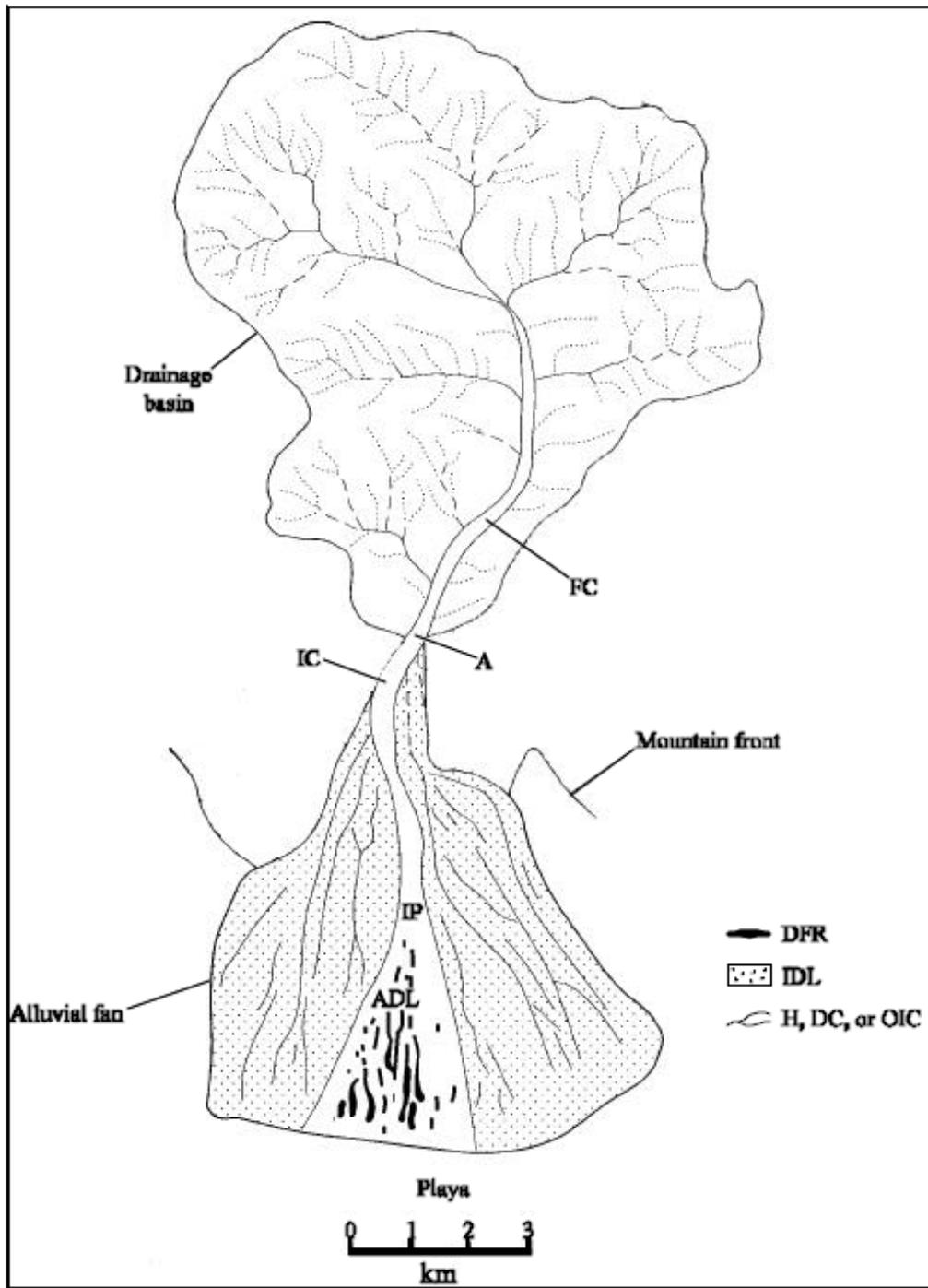


Figura 4.2.1. Rasgos morfológicos que componen a un sistema abanico aluvial en climas áridos. Vista en planta en donde se ubica el canal alimentador (FC), ápice del abanico (A), canal de incisión (IC), punto de intersección (IP), lóbulo activo de deposición (ADL), cárcavas de erosión (H) y canales distributarios (DC), depósitos de escombros remanentes (IDL), lóbulos inactivos (IDL), canal de incisión antiguo (OIC) (modificado de Blair y McPherson, 1994).

Generalmente un abanico tiene solamente un canal alimentador, sin embargo algunos abanicos presentan varios canales alimentadores asociados a cuencas de drenaje secundarias. El ápice del abanico es la parte más elevada del abanico y representa el punto en el cual el canal alimentador emerge del frente montañoso. El canal de incisión se localiza en el abanico aluvial y es la extensión del canal alimentador; estos canales de incisión pueden extenderse hasta la parte distal del abanico aunque generalmente terminan en la zona apical o medial del abanico o se puede dividir también en varios canales distributarios. Cuando la pendiente del canal de incisión coincide con la pendiente en la superficie del abanico el agente transportante sale del canal y se dispersa lateralmente; el punto en donde esto sucede se conoce como punto de intersección y sirve como referencia para asociar a los procesos erosivos a las zona que se encuentra aguas arriba de este punto, mientras que aguas debajo de este punto se asocian los procesos de depositación. Este punto de intersección algunas veces puede coincidir con los puntos de intersección asociados a los cambios del nivel base de erosión, los cuales también sirven como limite entre las zonas erosivas y las zonas de depositación en diferentes sistemas ambientales incluyendo a los abanicos aluviales y abanicos deltas (Blair y McPherson, 1994; Nava-Sánchez, 1997; Brocard, 2003; Ethridge, 2005). El área que se encuentra inmediatamente después del punto de intersección, en dirección al mar, se conoce como lóbulo de depositación activa o zona de depositación activa. Las cárcavas de erosión se forman en la parte distal del abanico (Denny, 1967), particularmente, en áreas inactivas temporalmente del abanico, o en áreas en donde el abanico esta compuesto por sedimento de grano fino (Blair y McPherson, 1994).

El propósito de este capítulo es el de realizar el análisis morfométrico de la parte subaérea (abanicos aluviales) de los abanicos deltas ubicados en la Bahía de Loreto para conocer los procesos de transporte y depositación que se presentan en cada uno de ellos.

El análisis morfométrico de los abanicos aluviales se llevo a cabo a partir del modelo digital de elevación. Este modelo se realizo tomando como base las cuervas de nivel en formato digital de las cartas G12a88 y G12c18 escala 1: 50 000 y el sistema de información geográfica ArcView 3.2 como plataforma. También se realizaron campañas de campo en las cuales se recorrieron los cuatro abanicos aluviales y cuencas de drenaje para registrar los rasgos que indiquen tipo de transporte.

#### **4.2.1 Abanico aluvial de Arce**

El abanico delta moderno de Arce está ubicado en la parte norte de la Bahía de Loreto a 2 km al sur de Punta El Bajo y a 7 km al noreste de Loreto. Es un depósito sedimentario reciente (Holoceno) producto de la erosión de los abanicos antiguos que se formaron dentro de la cuenca pliocénica de Loreto. Dorsey et al. (1994), y Dorsey y Umhoefer (2000) señalan que el proceso de levantamiento de la cuenca origino la exposición y erosión de la secuencia de abanicos deltas tipo Gilbert de esa cuenca. Las litofacies de esos abanicos están muy relacionadas con el desarrollo y desplazamiento de la falla de Loreto durante el Plioceno Superior.

El abanico delta de Arce cubre un área de 2.1 km<sup>2</sup>, su longitud desde el ápice hasta la línea de costa es de 1.9 km, su extensión radial es de 2.9 km y la pendiente promedio en la parte subaérea del abanico es de 1.2° (Fig. 4.2.2 perfil A-A').

El canal alimentador, que emerge del frente montañoso, es la conexión entre la cuenca de drenaje y el abanico aluvial (Fig. 4.2.2). El canal alimentador, en esta área, tiene un ancho de 80 m aproximadamente, se encuentra encañonado por los depósitos antiguos de conglomerados, su pendiente promedio es de 3.4°.

Entre el canal alimentador y la zona apical del abanico se ha desarrollado una morfología muy peculiar conocida como bahía del abanico (Blissenbach, 1954); tiene una longitud de 800 m, con una pendiente promedio de  $0.5^\circ$  y el ancho promedio en la bahía es de 250 m. En la bahía del abanico se ha desarrollado un patrón de drenaje trenzado con barras de canal con alturas menores a 1.2 m. Estas barras de canal están compuestas por cantos rodados con diámetro promedio de 30 cm en una matriz grava arenosa; en algunas partes se presenta en la cima de la barra un horizonte de sedimento de arena fina y lodos.

El ápice se encuentra a 40 m de altura, tiene un ancho promedio de 200 m y la pendiente promedio es  $2.1^\circ$ . El patrón de drenaje desarrollado en la bahía del abanico, ahora en la zona apical, se concentra en dos cauces principales. Uno de ellos corre por el borde norte del ápice y el otro paralelo al borde sur (Fig. 4.2.2). Esta bifurcación parece que está influenciada por el depósito de flujo de escombros, que inicia en esta zona apical.

En la parte media del abanico destacan zonas activas de depositación y depósitos de flujos de escombros. Estos depósitos de escombros han desarrollado una capa superior incipiente de suelo, además de vegetación; estos rasgos indican que no existió depositación reciente. En dirección hacia la costa, en un corte de terraza, de 2.5 m de altura, se aprecian dos eventos de depositación de flujos de escombros.

En el extremo sur del abanico aluvial y hacia la costa la pendiente es más suave y con presencia de pequeños montículos de arena fina, que se pueden considerar como dunas pioneras; esta zona se ha considerado como planicie de inundación. Además, existen formas como los cordones de playa que son evidencias de antiguas posiciones del nivel del mar.

En la parte apical del abanico se han desarrollado dos canales de incisión, que se mantienen paralelos hasta la parte media del abanico. Uno de ellos, que se encuentra en la zona activa de depositación se bifurca en canales distributarios que fluyen hacia la base del abanico. Es aquí en donde se ubica el punto de intersección.

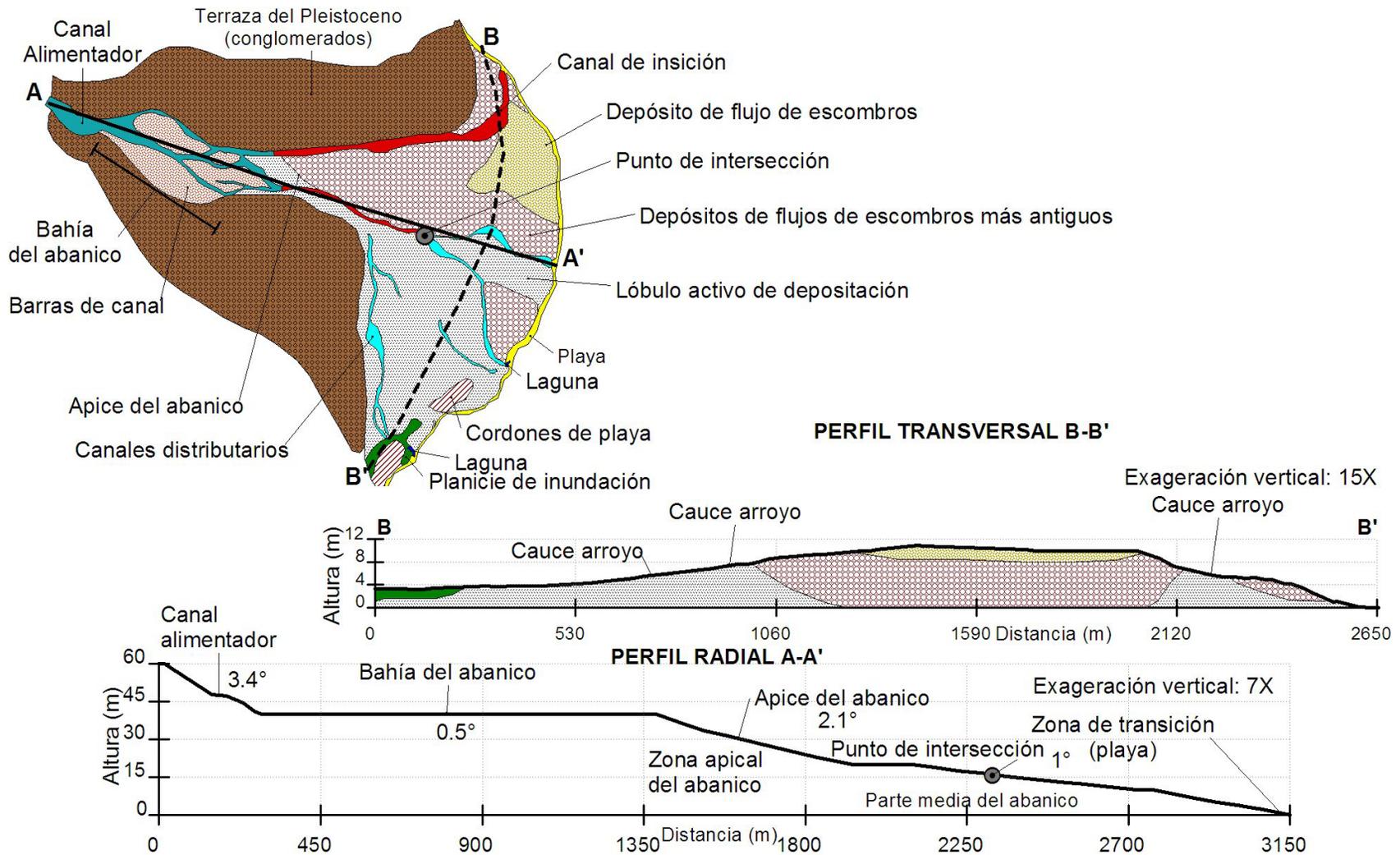


Figura 4.2.2 Morfología del abanico aluvial de arce. Se indican los perfiles radial y transversal. La pendiente en las diferentes zonas del perfil radial se encuentra en grados. Se ubica el punto de intersección tanto en planta como en el perfil radial.

El perfil radial A-A' muestra los cambios en la pendiente desde el canal alimentador hasta la línea de costa, además de evidenciar las diferentes zonas a lo largo del abanico aluvial (Fig. 4.2.2), su forma es cóncava. En este perfil se muestra que la pendiente en la bahía del abanico es suave y se incrementa hacia la zona apical. En la parte media del abanico se muestra el punto de intersección, a partir del cual se pueden inferir los procesos erosivos aguas arriba y los de depositación en el otro sentido.

El perfil transversal del abanico exhibe una forma convexa, típica de este tipo de ambientes sedimentarios (Fig. 4.2.2, perfil B-B'). En la parte media del abanico la altura se incrementa hasta los 10 m; desde esta máxima altura y hacia los extremos el gradiente de la pendiente disminuye siendo más evidente hacia el límite sur de la parte media del abanico.

#### **4.2.2 Abanico aluvial de Gúa**

El abanico delta de Gúa cubre un área de 1.0 km<sup>2</sup>, la longitud radial, desde el ápice hasta la base del abanico, es de 2.6 km, su extensión radial es de 0.9 km y la pendiente promedio del abanico es de 0.9° (Fig. 4.2.3).

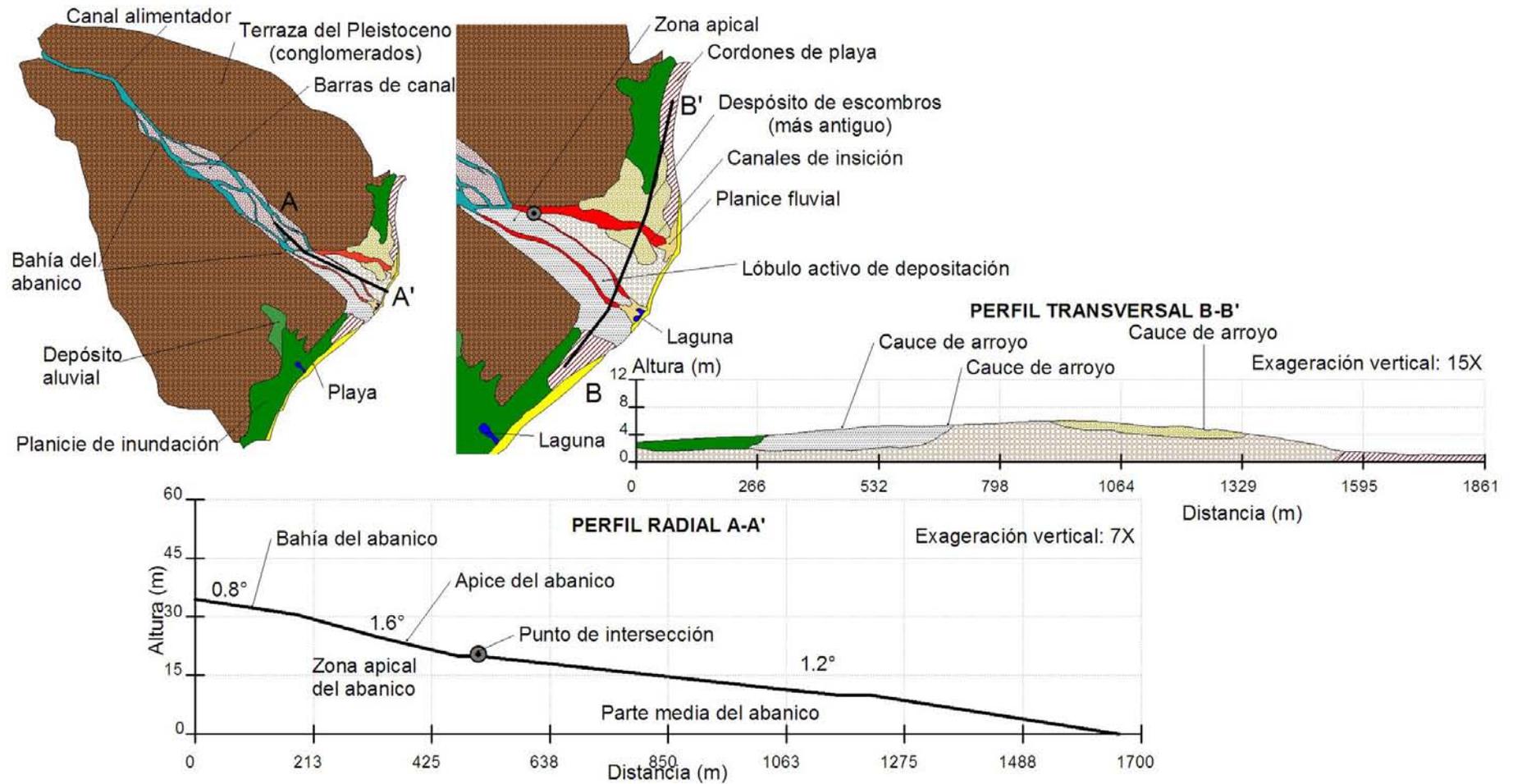


Figura 4.2.3 Morfología del abanico aluvial de Gúa. Se indican los perfiles radial y transversal. La pendiente en las diferentes zonas del perfil radial se encuentra en grados. Se indica el punto de intersección en planta y perfil radial.

El canal alimentador, representado por el arroyo de Gúa, presenta un ancho promedio de 90 m y está encausado por terrazas fluviales de depósitos conglomeráticos antiguos (Fig. 4.2.3). Entre el canal alimentador y la parte apical del abanico se encuentra la bahía del abanico, la longitud de la bahía del abanico es de 2.5 km y el ancho promedio es de 370 m, la pendiente promedio aquí es de 1° y la elevación máxima es de 50 m. Cuando el canal alimentador entra en la bahía, éste desarrolla un patrón de drenaje tipo trenzado con barras de canal, en las cuales el sedimento es más grueso, del tipo de las gravas con clastos que llegan a alcanzar diámetros mayores a los 25 cm.

Después de la Bahía del abanico, en dirección al mar, se encuentra la zona apical; en donde, el ápice tiene una elevación de 16 m y la pendiente promedio es de 1.6°. En esta zona apical, el canal alimentador se bifurca en dos tributarios, que en su desembocadura han formado pequeñas planicies aluviales. Estas planicies están ligeramente por debajo del mar, lo que ha originado la formación de lagunas asociadas principalmente al efecto de las mareas, es decir que estas lagunas son alimentadas por el agua de mar.

Las formas desarrolladas en la parte media del abanico son los depósitos de escombros, que dominan la parte centro norte de esta zona y en dirección opuesta se encuentra una zona activa de depositación, en donde la pendiente es suave. Estas geoformas se extiende hasta la base del abanico, en donde inician los depósitos de playa (Fig. 4.2.3). En la parte media del abanico se encuentran dos canales de disección que nacen en el ápice y fluyen paralelos hasta la base del abanico en donde han formado pequeñas lagunas. Uno de estos canales, el que fluye paralelo al margen norte del abanico se bifurca en dos cauces que podrían considerarse desde esa zona como canales distributarios. Es aquí en donde se ubica el punto de intersección en este abanico.

En los extremos norte y sur de la parte media del abanico, las geoformas que dominan son las planicies de inundación y los cordones de playa, en esta zona la pendiente es suave.

El perfil radial del abanico de Gúa (Fig. 4.2.3) tiene una longitud de poco menos de 1.7 km, la pendiente promedio es de  $0.9^\circ$  y su forma es cóncava. En él se muestran los cambios de pendiente asociados a las diferentes zonas que comprenden al abanico aluvial. El punto de intersección se ubica muy próximo al ápice del abanico, como se muestra en el perfil radial. La pendiente en la zona apical es de  $1.6^\circ$ , en esta zona dominan los depósitos de barras de canal, los cuales son depósitos de escombros en donde el diámetro mayor de los clastos llega a alcanzar los 25 cm. Hacia la parte media y base del abanico la pendiente se vuelve más suave y los depósitos que se observan en estas zonas muestran una transición de flujos de escombros a flujo de escombros por inundación. Estos últimos muestran una columna estratigráfica granodecreciente que va de las gravas en la base de la columna a limos y arcillas en la cima.

El perfil transversal B-B' (Fig. 4.2.3) exhibe una forma convexa, en donde las mayores alturas se alcanzan en dirección norte. La pendiente es suave en casi toda la longitud del perfil, pero se vuelve más pronunciada en su margen norte.

#### **4.2.3 Abanico aluvial Las Parras**

El abanico aluvial Las Parras cubre un área de  $19.8 \text{ km}^2$ , tiene una longitud radial desde el ápice hasta la línea de costa de 4.7 km y la longitud de la playa que bordea al abanico es de 7.6 km (Fig. 4.2.4). La pendiente promedio en este abanico delta es de  $0.5^\circ$ .

El canal alimentador de este abanico es el arroyo Las Parras. Este arroyo se encuentra confinado en la parte media de la cuenca por la roca volcánica con un talud de 20 m aproximadamente, aquí el ancho del cauce no rebasa los 45 m, pero al llegar a la bahía del abanico alcanza un ancho de 100 a 200m. El canal alimentador y la bahía del abanico están delimitados por los depósitos antiguos del Pleistoceno (Nava-Sánchez, 1997) compuestos principalmente por conglomerados. El sedimento en el lecho del cauce es de gravas y clastos de 10 a 16 cm de diámetro.

La longitud de la bahía del abanico es de 1.7 km y el ancho promedio es de 490 m, la pendiente promedio aquí es de  $0.2^\circ$  y la elevación máxima es de 40 msnm. Cuando el canal alimentador entra en la bahía, éste desarrolla un patrón de drenaje trenzado, el sedimento en la bahía es del tipo de las gravas con clastos que llegan a alcanzar diámetros mayores a los 40 cm. Actualmente esta zona presenta varios sitios de extracción de material, como grava y arena para la construcción.

Al pasar de la bahía a la zona apical del abanico, el cauce del arroyo vuelve a ser encajonado por depósitos antiguos de conglomerados, la elevación máxima en esta zona es de 25 m y la pendiente máxima es de  $3.8^\circ$  y la promedio es de  $0.9^\circ$ , el sedimento en la zona apical está representado por gravas y cantos rodados que alcanzan los 25 cm de diámetro. Se observó en una de las trincheras que no existe imbricación en los clastos, el corte en dicha trinchera indica que los clastos fueron transportados y depositados como carga de lecho y por flotación (Fig. 4.2.5).

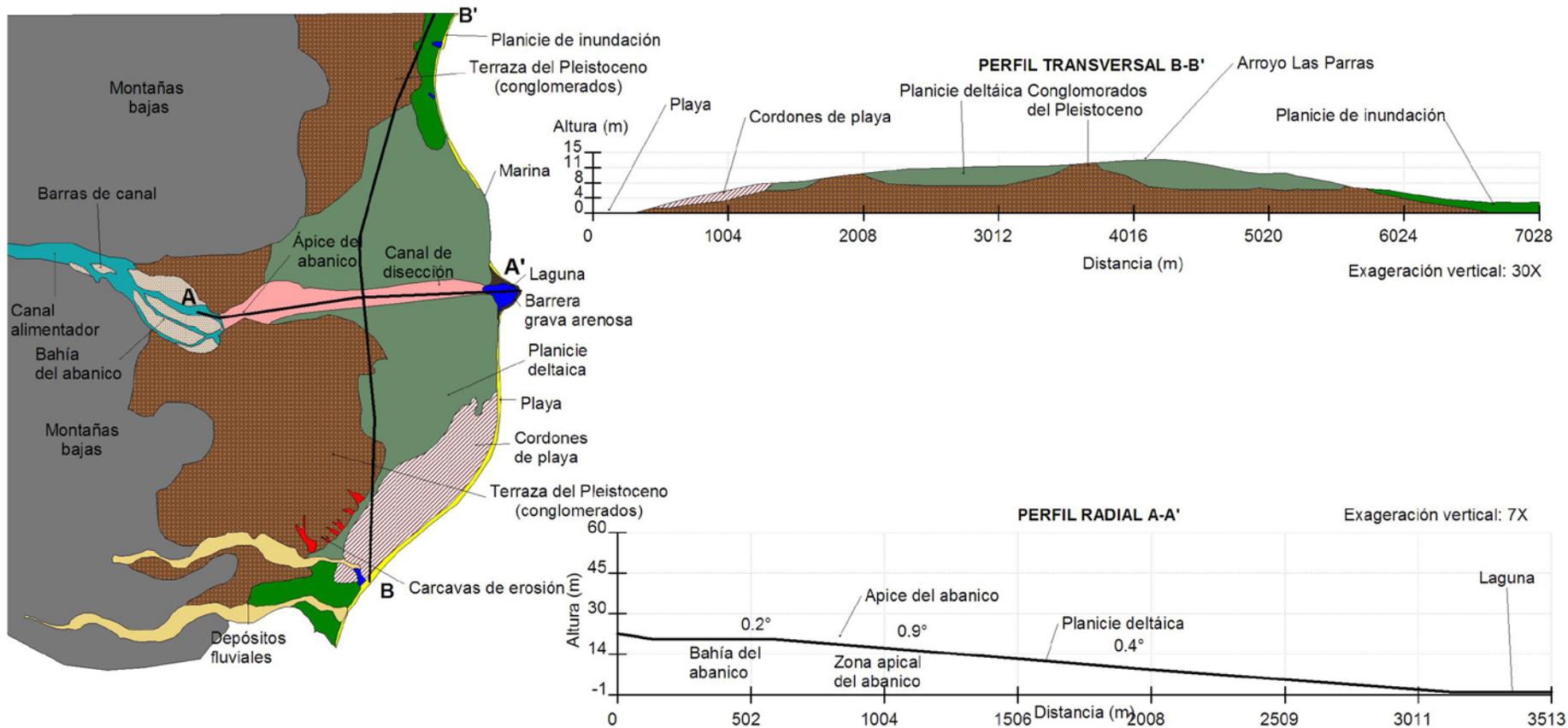


Figura 4.2.4 Morfología del abanico aluvial Las Parras. Se indican los perfiles radial y transversal. La pendiente en las diferentes zonas del perfil radial se encuentra en grados.



Figura 4.2.5. Corte en el lecho del arroyo Las Parras, en la zona apical del abanico delta Las Parras. Clastos de 20 cm de diámetro en promedio soportados por una matriz gravosa.

Debido al desarrollo de la población de Loreto en la planicie deltáica no es fácil delimitar la zona activa de depositación. Además, el canal de disección ha alterado las condiciones naturales de este ambiente sedimentario. Debido a lo anterior tampoco fue posible definir la ubicación del punto de intersección.

Cabe destacar que, en los depósitos de abanico antiguo, que se ubican en la parte media del abanico, existen evidencias de cárcavas de erosión antiguas y en la base del abanico se observan cordones de playa que se ubican en la parte sur del abanico (Fig. 4.2.4), los cuales son considerados como evidencias de las fluctuaciones del nivel del mar en los últimos 10 000 años. Además de que estos rasgos morfológicos son evidencia de la parte distal del abanico.

En el perfil radial A-A', en este abanico, se puede apreciar que la pendiente en el abanico aluvial en general es suave y ha desarrollado una forma ligeramente cóncava, su longitud es de 3.5 km (Fig. 4.2.4). Por otro lado, el perfil transversal B-B' presenta una forma convexa.

#### 4.2.4 Abanico aluvial El Tular

El abanico delta El Tular está delimitado en su zona apical por depósitos de conglomerados antiguos. El prisma sedimentario de este abanico delta cubre un área de  $3.1 \text{ km}^2$ , la longitud desde el ápice hasta la línea de costa es de 1.3 km y la extensión de la playa que delimita la base de este abanico tiene una longitud de 3.9 km. La pendiente promedio en su zona subaérea es de  $0.7^\circ$  (Fig. 4.2.6).

El canal alimentador en el abanico delta El Tular se encuentra delimitado por las montañas bajas y las terrazas de los depósitos de abanicos antiguos, este canal es recto con un ancho promedio de 137 m, y una disección de 10 m. En la parte central del canal se observan depósitos de escombros con una matriz de arena gravosa y clastos que alcanzan los 35 cm de diámetro. Una vez que el canal entra en la zona de la bahía del abanico y por efectos de la pendiente, éste se ramifica en varios afluentes desarrollando un patrón de drenaje tipo trenzado como se observa en la figura 4.2.6.

La longitud de la bahía es de 2 km y su ancho promedio es de 370 m. Esta bahía se encuentra flanqueada por depósitos de conglomerados cementados por lodos con clastos hasta de 30 cm de diámetro, estos depósitos corresponden a abanicos antiguos. La disección en esta zona es de 5m aproximadamente. La elevación promedio en la bahía del abanico es de 29 msnm y la máxima es de 40 m, la pendiente promedio es de  $0.6^\circ$  mientras que la pendiente máxima es de  $1.5^\circ$ .

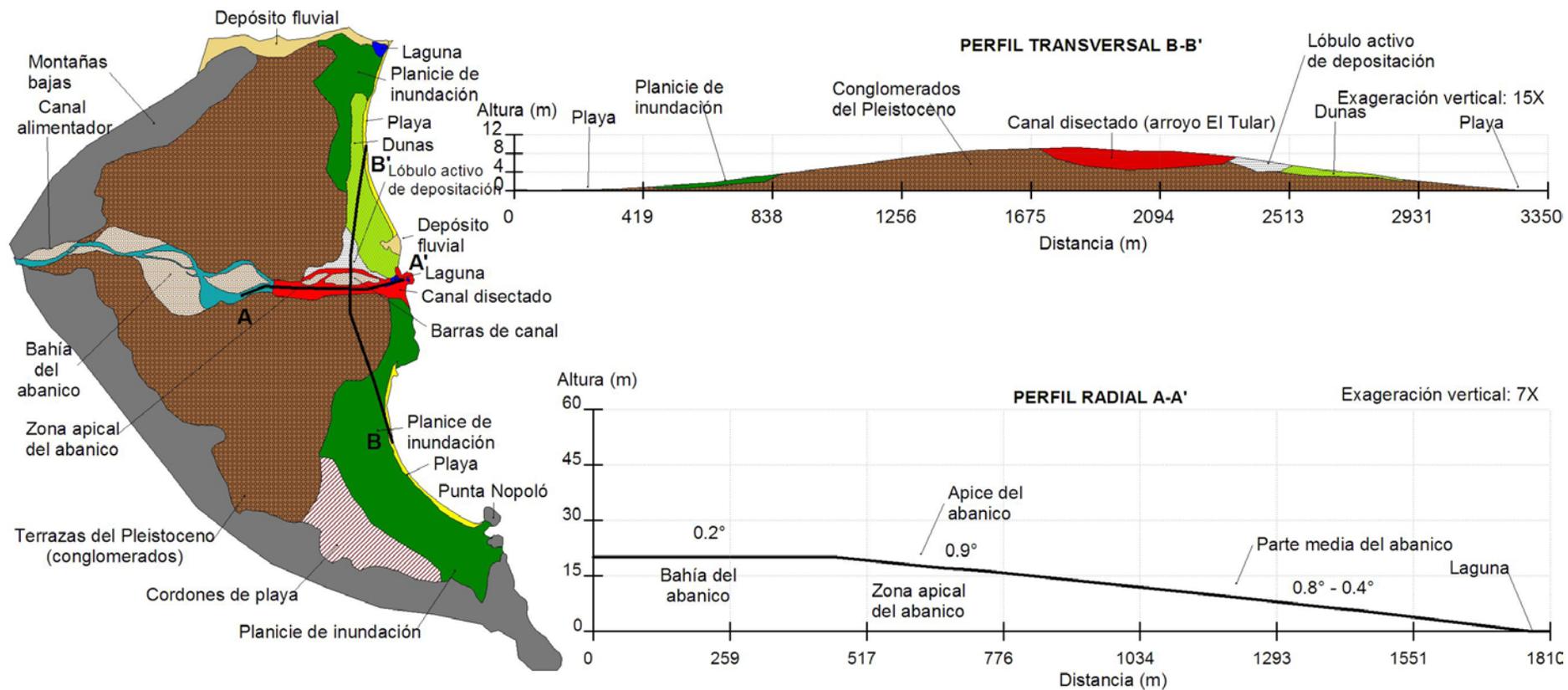


Figura 4.2.6 Morfología del abanico aluvial El Tular. Se indican los perfiles radial y transversal. La pendiente en las diferentes zonas del perfil radial se encuentra en grados.

En seguida de la bahía del abanico, aguas abajo, se encuentra la zona apical del abanico y la zona activa de depositación, la pendiente promedio en la zona apical de este abanico es de  $0.7^\circ$ , sin embargo llega a incrementarse en algunas zonas a  $2.5^\circ$ , la altura máxima de ápice es de 20 m. El sedimento aquí es de gravas con clastos de hasta 40 cm de diámetro, presenta terrazas fluviales con una disección de 1.8 m.

El lóbulo activo de depositación se encuentra restringido a la margen norte de la parte media del abanico y esta limitada hacia el mar por un cordón de dunas que alcanzan una altura de 2 m aproximadamente, en campo se observó que este cordón de dunas es cortado por las descargas fluviales importantes. El canal de disección se encuentra canalizado en su margen sur por un muro de concreto el cual ha restringido el desarrollo de algún lóbulo de depositación en la parte sur del abanico. En la parte sur del abanico, los rasgos que predominan son los de planicie de inundación y algunas evidencias de cordones de playa.

La figura 4.2.16 muestra los perfiles topográficos radiales y transversales en la parte subaérea del abanico delta El Tular. El perfil radial A-A' inicia en la bahía del abanico y termina en la base del abanico, tiene una longitud de 1.8 km, los cambios de la pendiente permitieron definir las diferentes zonas en el abanico. El perfil transversal B-B' exhibe una forma convexa.

#### 4.2.5 Discusión de los abanicos aluviales

Los elementos morfométricos de los abanicos han sido utilizados para determinar los procesos asociados con la formación de los abanicos aluviales.

Ha sido demostrado que el área de los abanicos aluviales tiene una correlación positiva con el área de su cuenca de drenaje (Fig. 4.2.7; Blair y McPherson, 1994).

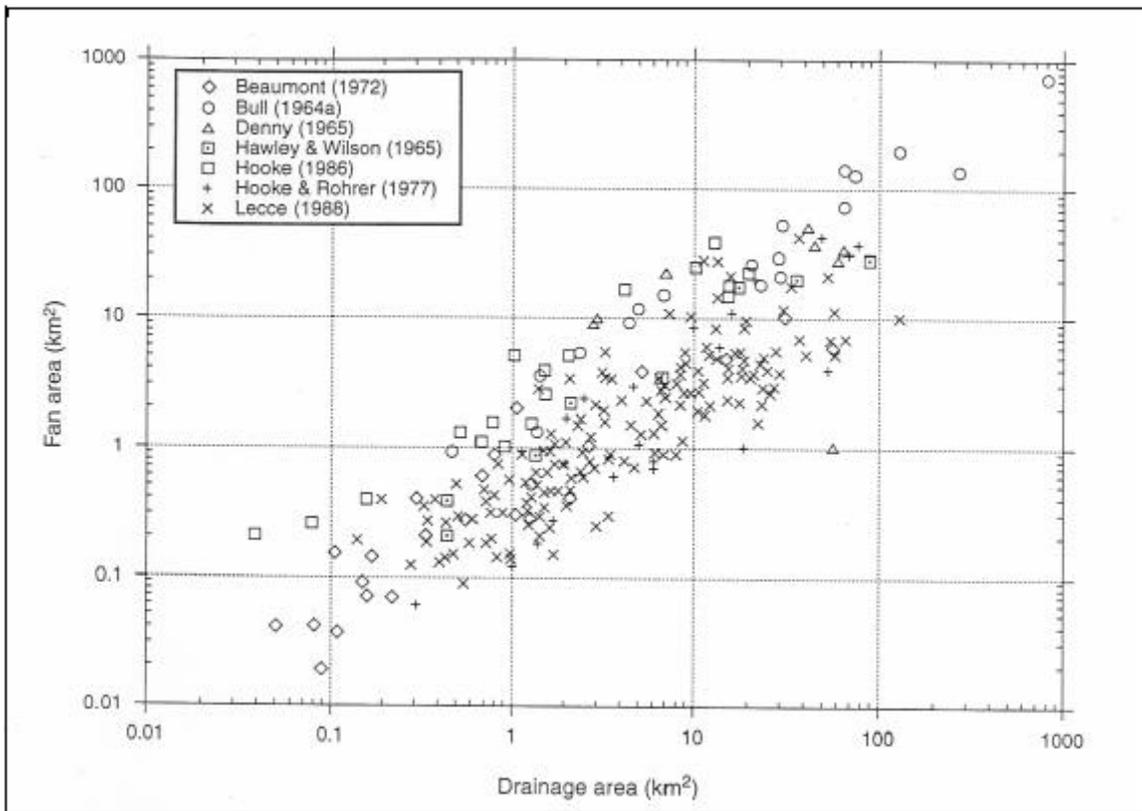


Figura 4.2.7. Área de las cuencas de drenaje versus el área de los abanicos aluviales. Compilación de datos de diferentes abanicos ilustran la relación entre el área de la cuenca de drenaje y el área del abanico aluvial (Tomado de Blair y McPherson, 1994).

La relación entre ambos ambientes esta dada por la siguiente formula (Hook, 1968):

$$A_f = cA_d^n$$

Donde  $A_f$  es el área del abanico,  $A_d$  es el área de la cuenca de drenaje,  $c$  y  $n$  son constantes determinadas de forma empírica. El exponente “n” varia de 0.8 a 1.1, mientras que “c” es más errático, varia de 0.1 a 2 (Harvey, 1990). Las variaciones de esas constantes están relacionadas con la litología, la tectónica y el clima (Hook, 1968). Según Hook (1968) la relación entre el área de la cuenca de drenaje y el área de los abanicos aluviales refleja la tendencia hacia un estado de equilibrio de los abanicos coalesciendo en un mismo marco tectónico, litológico y geográfico. Con análisis en laboratorios, estudios anteriores, muestran que el estado de equilibrio de la pendiente en un abanico aluvial esta determinado por el tamaño medio del sedimento, los procesos de depositación y las descargas fluviales provenientes de la cuenca de drenaje. En general, abanicos grandes tienen cuencas de drenaje grandes y por ende mayores descargas de sedimento en comparación con los abanicos pequeños (Bull, 1964; Denny, 1965). Como consecuencia de lo anterior, la pendiente del abanico decrece cuando se incrementa el área de la cuenca de drenaje; y además los abanicos formados por flujos de escombros o depósitos tamiz desarrollan gradientes más pronunciados que aquellos en donde dominan los procesos fluviales (Hook, 1968; Blair y McPherson, 1994; Blair y McPherson, 2008).

Los abanicos aluviales en la Bahía de Loreto siguen la misma relación mostrada anteriormente entre el área del abanico aluvial y el área de la cuenca de drenaje (Fig. 4.2.8). En donde se tiene que la cuenca de drenaje más pequeña, Gúa, presentan el abanico más pequeño y viceversa la cuenca más grande, Las Parras, ha desarrollado el abanico más grande (Tabla 4.2.1).

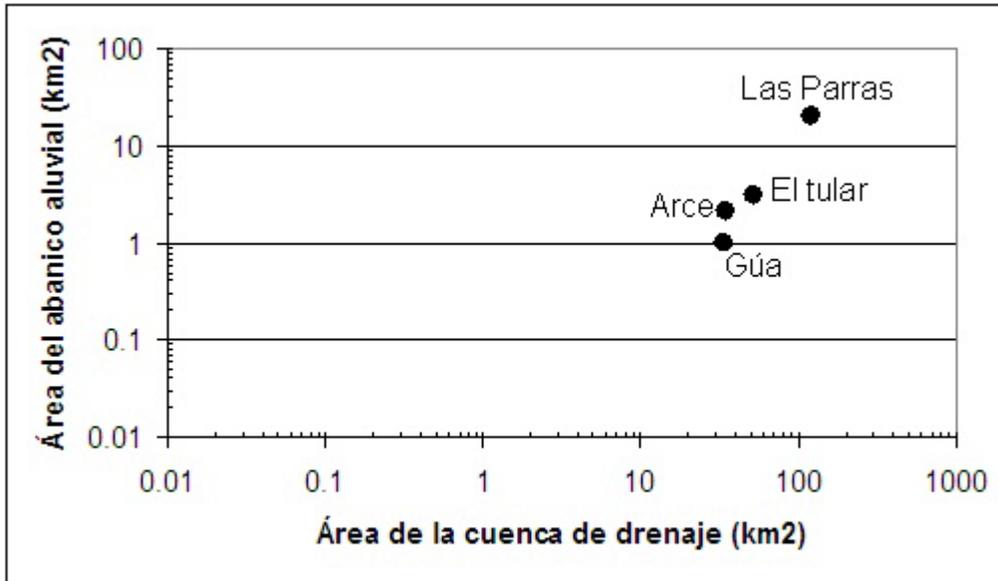


Figura 4.2.8. Grafica logarítmica en donde se muestra la relación entre el área de la cuenca de drenaje y el área de los abanicos aluviales estudiados. El grafico muestra que existe una fuerte relación entre dichos parámetros.

El patrón que se observa en la figura 4.2.8, el cual presenta una tendencia de áreas menores a áreas mayores, esta bien definido asociado a que los cuatro abanicos deltas se han desarrollado dentro de una cuenca reciente en donde el patrón estructural afecta de igual manera a los cuatro abanicos, la litología que predomina en el área de estudio (rocas volcánicas) se encuentra en las cuatro cuencas y las características de la cuenca receptora (Bahía de Loreto) presenta una plataforma peninsular con un ancho que se mantiene a lo largo de la bahía y en donde la pendiente en general es suave. Debido a lo anterior, estos abanicos se han desarrollado en condiciones ambientales similares lo cual permite evidenciar mejor la relación entre el área de la cuenca de drenaje y el área de los abanicos.

Blissenbach (1954) propone una clasificación para los abanicos aluviales basada en su pendiente. Los abanicos aluviales en el área de estudio presentan pendientes menores a los 2° (Tabla 4.2.1), por lo que con base en la clasificación mencionada se puede decir que los abanicos aluviales en la Bahía de Loreto son abanicos planos. En el caso particular del abanico Las Parras, en donde la

pendiente promedio es de 0.5°, podría asociarse con abanicos en donde dominan los procesos fluviales (Hook, 1968; Blair y McPherson, 1994; Blair y McPherson, 2008). Sin embargo, se deben de considerar las condiciones particulares en las cuales ha evolucionado este abanico, como los cambios del clima, los cambios del nivel del mar en el Golfo de California y el efecto del oleaje sobre la morfología del abanico aluvial; además, de el desarrollo urbano (poblado de Loreto) en la planicie de este abanico.

Tabla 4.2.1 Parámetros morfométricos de las cuencas de drenaje y abanicos aluviales.

Ambiente y/o parámetros	Arce	Gúa	Las Parras	El Tular
Cuenca de drenaje (área km <sup>2</sup> )	34.8	33.7	120.8	52.6
Abanico aluvial (área km <sup>2</sup> )	2.1	1.0	19.8	3.1
Pendiente promedio del abanico aluvial	1.2°	0.9°	0.5°	0.7°
Altura de la zona apical	40m	16m	25m	20m
Pendiente promedio zona apical	2.1°	1.6°	0.9°	0.9°
Pendiente promedio parte media del abanico	1°	1.2°	0.4°	0.6°

La altura del ápice en los abanicos en el área de estudio es irregular (Tabla 4.2.1). En general, la altura de estos ápices es baja, lo cual esta relacionado con la pendiente suave de los abanicos planos. Los cuatro abanicos exhiben una bahía de abanico, la cual es una evidencia de cambios en el nivel base de erosión (Blissenbach, 1954; Ethridge *et al*, 2005). El ascenso del nivel del mar hizo que la zona de inflexión se remontara aguas arriba, desarrollando un área de sedimentación que corresponde a bahías de abanicos (Blissenbach, 1954).

Los cambios de la pendiente en el perfil radial de un abanico aluvial están controlados por los diferentes tipos de procesos que construyen al abanico. Esta diferencia entre procesos está basada en las propiedades físicas de cada uno de

ellos (Blissenbach, 1954). El rango en el que varía la pendiente promedio, en la zona apical de los cuatro abanicos en el área de estudio, es de  $2.1^\circ$  a  $0.9^\circ$  (Tabla 4.2.1). Este rango de pendientes indica que los procesos que dominan en esa zona de los abanicos son los flujos de corrientes dominados por arenas y gravas y flujos de escombros. También existe una relación directa entre el tamaño de grano del sedimento y la pendiente del abanico (Blair y McPherson, 1994). Los tamaños de sedimentos que dominan en esta zona son las gravas arenosas y coincide con la pendiente promedio de la zona. De acuerdo con los rangos de pendiente y su relación con los tamaños de sedimento propuestos por Blair (1987) la pendiente en la zona apical de los abanicos de Arce y de Gúa dominan los flujos de escombros, mientras que en los abanicos Las Parras y El Tular dominan los flujos de corrientes. En la parte media de los abanicos la pendiente promedio varía de  $1.2^\circ$  a  $0.4^\circ$  y el tamaño del sedimento que predomina son las arenas gruesas, estos parámetros reflejan que los procesos que dominan en esta zona son los flujos de corrientes.

Bull (1964) menciona que un perfil radial puede estar compuesto de segmentos en donde existen pendientes diferentes pero que decrecen hacia la base del abanico. El desarrollo de este tipo de perfiles ha sido atribuido a cambios en la pendiente debidos a levantamientos tectónicos intermitentes, a los cambios del nivel base de erosión o a cambios climáticos. Para el caso de los abanicos aluviales en el área de estudio, existen evidencias como cambios en la pendiente a lo largo del perfil, al menos en los abanicos de Arce y de Gúa, la bifurcación del canal de incisión hacia la parte media del abanico, permiten definir los puntos de intersección; los cuales están asociados a cambios del nivel base de erosión. Además existen otros rasgos que se asocian al cambio del nivel base de erosión como la presencia de la bahía del abanico antes de la zona apical de cada abanico y la presencia de cordones de playa, en la base de los abanicos de Arce, de Gúa y Las Parras, que son evidencias de cambios del nivel del mar. Además, Mayer y Vincent (1999) mencionan que el marco tectónico en la Bahía de Loreto, durante El Cuaternario, se ha caracterizado por levantamiento a una tasa de 8 a 16 cm/ka en promedio

durante los últimos 120 ka. Este efecto pudo contribuir al aumento de la tasa de descenso del nivel del mar, provocando la progradación de los abanicos deltas de Arce, de Gúa, Las Parras y El Tular y permitiendo el desarrollo de dichos cordones de playa. Aunque de manera general Ortlieb (1991) menciona que el bloque peninsular no ha presentado movimientos significativos en los últimos 100 ka, es importante tomar en cuenta que de acuerdo con la parte central de la península de Baja California, es un área compuesta por segmentos de rift y zonas de acomodamiento, dentro de la cual se encuentra el segmento de Loreto; este marco estructural podría indicar que los procesos tectónicos de elevación y hundimiento pudieran ser hasta cierto punto de diferentes dimensiones de un segmento a otro (Axen, 1995 y Macy, 2005).

Los cambios de la pendiente del abanico, desde el ápice hasta la base, es el resultado de la disminución del tamaño de grano en esa dirección, esta relación es la que desarrolla la forma cóncava del perfil radial (Drew, 1873; Ikeda e Iseya, 1988). Sin embargo, esto no concuerda en los abanicos del área de estudio, en donde el tamaño de las gravas no cambia considerablemente desde la zona apical hasta la base del abanico, pero la fracción de las arenas si se ve incrementada en esa dirección. Además, los depósitos que forman las barras de canal sugieren que el transporte fluvial que dio origen a estas barras fueron los procesos de tracción y que al cambiar la velocidad de la corriente desarrollaron una capa de arenas en la cima. Esto concuerda con estudios realizados por Sheets *et al.* (2000) quienes encuentran que la mayoría de la depositación se presenta durante flujos de corta duración. En el área de estudio estos flujos se asocian a las descargas fluviales repentinas asociadas a la influencia de los huracanes. Las observaciones en el campo indican que existen tres mecanismos posibles de depositación derivados del transporte de lecho: (1) la eyección de las partículas por inercia cuando el flujo cambia de dirección, (2) la obstrucción del flujo por la vegetación, y (3) expansión del flujo. Por otro lado, los flujos de corrientes se desarrollan principalmente cuando se lleva a cabo la expansión del flujo, esto ocurre principalmente en la parte media del abanico.

Los perfiles transversales de los abanicos aluviales en la Bahía de Loreto presentan una forma plano convexo y la altura, de este perfil, varía entre los abanicos estudiados. Estas variaciones de altura están relacionadas con diferencias en el relieve causadas por los cambios entre los procesos que actúan en el abanico y también las irregularidades en el perfil pueden ser causadas por efecto de los ambientes laterales (Blair y McPherson, 1994). En el perfil longitudinal de los abanicos de Arce y de Gúa (Figs. 4.2.2 y 4.2.3) la parte norte de los abanicos es la más elevada y esta elevación disminuye hacia el extremo sur estos. Este gradiente coincide con la ubicación de los depósitos antiguos de flujos de escombros en la parte norte y que además es una zona inactiva, mientras que hacia el sur de los dos abanicos se encuentra los lóbulos activos de depositación con alturas y pendientes menores, debido a que en estas zonas los procesos que han dominado son los flujos de corrientes. Esta morfología particular, supone que la deriva del cauce o de los cauces principales hacia el sur, en donde se sitúa el lóbulo activo de depositación, fue producto de descargas abundantes de sedimentos, tal vez en periodos más húmedos, de tal manera que permiten la sedimentación y asolve del canal hasta originar la avulsión del canal, lo que hace que la corriente se desplace hacia las zonas con menos pendiente. Esto se ve reflejado en los perfiles radiales de los abanicos de Arce y de Gúa (Figs. 4.2.2 y 4.2.3) en donde las pendientes más pronunciadas están en la parte norte y disminuyen hacia el sur, además los cambios en la pendiente a lo largo del perfil indican que en la zona proximal del abanico (ápice) se encuentran depósitos de escombros, mientras que hacia la parte media los procesos que dominan son los flujos de corrientes, esto concuerda con lo señalado por Blair y McPherson (1994) quienes encuentran que en abanicos con pendientes menores a  $1.5^\circ$  dominan los flujos de corrientes. Este efecto ha sido muy bien documentado en estudios anteriores como los de Denny (1967), Blair y McPherson (1994), Blair y McPherson (2008).

Actualmente, las condiciones climáticas en la parte media de la península son áridas desérticas. Las precipitaciones en esta región son producidas por tres mecanismos: los ciclones tropicales, las tormentas convectivas tipo monzón en verano y por el sistema frontal del Océano Pacífico en invierno (Martínez-Gutiérrez y Mayer, 2004). Esencialmente, el transporte de sedimentos se presenta durante precipitaciones extraordinarias. Base de datos históricos de inundaciones en el área de Loreto muestran que las tormentas fuertes y huracanes con precipitaciones suficientes para inducir daños en la ciudad se han presentado desde 1700 (Martínez-Gutiérrez, 2002). Por ejemplo, entre 1941 y 1959 las precipitaciones durante huracanes variaron en un rango de 144 a 264 mm, mientras que la media anual para el mismo periodo fue de 141 mm (Markham, 1972). En los últimos años huracanes como John ,que se forma en el 2006, alcanzó la categoría 4, con precipitaciones máximas en 24 horas que rebasaron los 200 mm, dejó considerables daños a su paso por el área de Loreto, Henriette (2007) y Norbert (2008), con categoría de huracán 1 y huracán 4 respectivamente también desarrollaron inundaciones considerables en la zona. La cantidad de sedimento transportado durante las inundaciones causadas por el paso de huracanes es considerable. Por ejemplo, Martínez-Gutiérrez y Mayer (2004) señalan que el huracán Isis (1998) desarrolló abanicos deltas en solo un día. Por su parte Navarro-Lozano *et al.* (2009) mencionan que las descargas fluviales a la Bahía San Lucas por efecto del huracán Juliette (2001) incrementaron considerablemente el tamaño del abanico delta El Salto.

Los mapas geomorfológicos de los cuatro abanicos deltas en la Bahía de Loreto reflejan la dinámica de los procesos que operan en la parte subaérea o planicie deltaica (Figs. 4.2.2, 4.2.3, 4.2.4, 4.2.6), la cual se puede dividir en dos unidades: reciente y antigua. La unidad reciente o joven de los abanicos aluviales abarca todas las superficies que presentan evidencias de flujos recientes, por lo que se le denomina lóbulos activos de depositación, estos se distinguen por presentar una cobertura de vegetación menor y elevaciones bajas en comparación con los depósitos antiguos. Los depósitos recientes son más comunes en la parte sur del

abanico de Arce (Fig. 4.2.2), en donde los abundantes flujos de escombros y vegetación parcialmente enterrada por arena, indican que son zonas de depositación reciente, esto mismo fue reportado por Semmens (1997) para el abanico de Arce. Mientras que en abanico delta de Gúa los depósitos recientes (Fig. 4.2.3) se encuentran en casi toda la superficie del abanico. Mientras que, en el abanico aluvial El Tular estos depósitos han sido restringidos al canal principal por la construcción de los muros de contención a ambos lados del canal (Fig. 4.2.6), y en el abanico delta Las Parras (Fig. 4.2.4) la zona activa de depositación está también restringida por los muros de contención y naturalmente por los depósitos aluviales antiguos.

Los depósitos antiguos presentan desarrollo de suelos incipientes y cambios de coloración de la superficie del depósito (observado en las ortofotos) en comparación con los depósitos recientes. Esto indica que no se han presentado flujos de sedimentos sobre ellos, con alguna regularidad. Semmens (1997) estimó a partir de observaciones de campo que los árboles de palofierro, que se encuentran sobre los depósitos antiguos en la parte subaérea del abanico delta de Arce, deben de tener entre 100 y 200 años, y no muestran evidencias de enterramiento. Además, el desarrollo de un perfil incipiente de suelo indica que los depósitos antiguos deben de tener algunos cientos de años de antigüedad, Semmens (1997) por correlación de la posición con una berma antigua sugiere que la edad de estos depósitos es de alrededor de 2315 años. Esta misma edad puede aplicarse a los depósitos antiguos encontrados en la planicie deltaica de Gúa, ya que los rasgos observados en campo son muy similares a los observados en los depósitos en el abanico delta de Arce.

Por las características mencionadas anteriormente se puede pensar que los abanicos aluviales en el área de estudio se encuentran en un estado de ajuste provocado por los cambios del nivel base de erosión, los cambios del nivel del mar en los últimos 6 mil años, donde la tasa de ascenso del nivel del mar fue de +1 a 1.5 m sobre el nivel actual (Jelgersma y Tooley, 1995; Woodrofe *et al.* 1995), y por

otro lado, los cambios en las tasas de sedimentación en los últimos cientos de años, que han sido menores que en el pasado debido al cambio de las condiciones climáticas de húmedas a secas (Dorn, 1988), lo cual conlleva a la degradación del abanico (Blissenbach, 1954). Este proceso se ve acelerado por la erosión marina debido a que la influencia fluvial es menor que la capacidad de la energía para remover sedimento del frente del delta.

Los rasgos morfológicos señalados en cada uno de los abanicos permiten asociarlos a tres etapas importantes, (1) descenso del mar en el Pleistoceno hasta el máximo glacial (18,000 años) provocó el desarrollo de las terrazas y cárcavas en los depósitos del Pleistoceno, (2) el posterior ascenso del nivel del mar en el Holoceno promovió la deriva del nivel base de erosión aguas arriba permitiendo que predominaran los procesos de sedimentación en lo que se define como bahía del abanico; y (3) la presencia de cordones de playa se pueden asociar al descenso del nivel del mar en los últimos 2 a 4 mil años (Ethridge *et al.*, 2005).

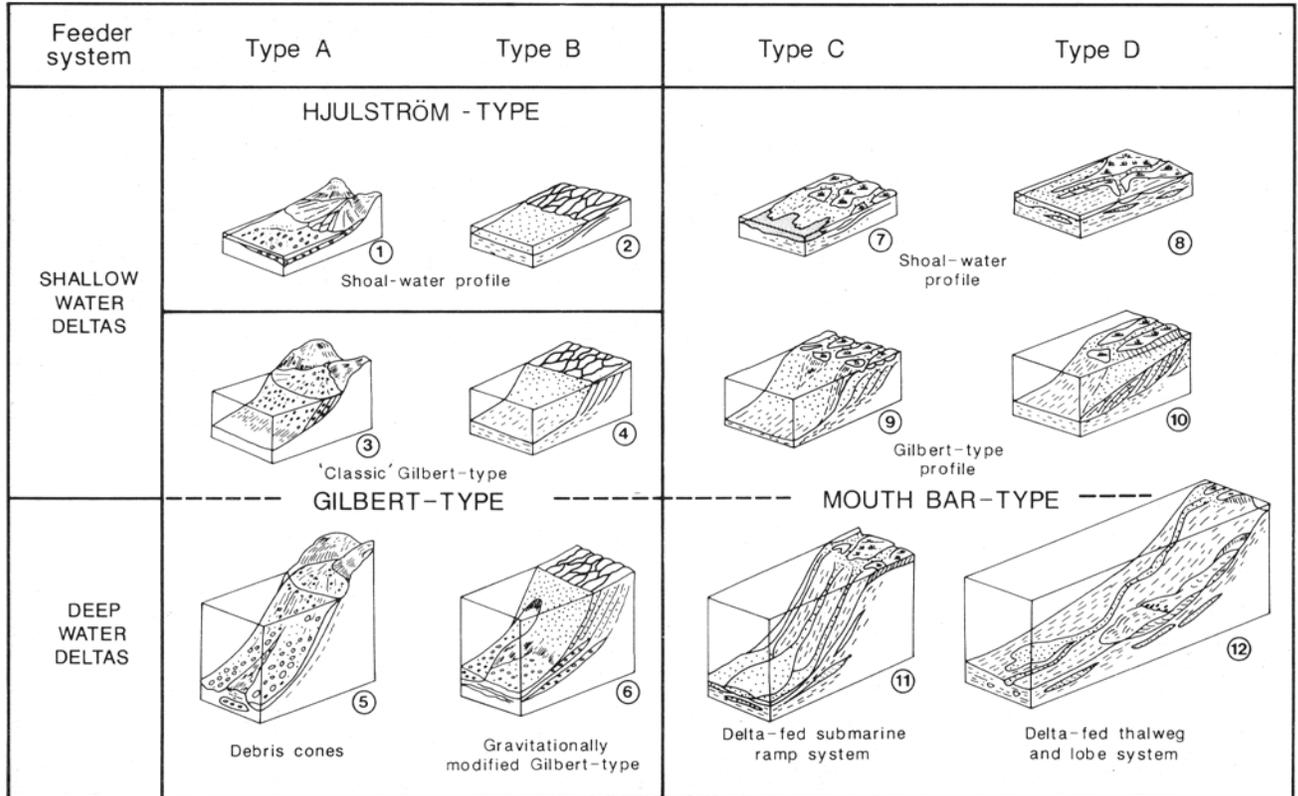
Considerando que la edad reportada para la primera berma, la que se encuentra más hacia tierra, es de 3230 +/- 70 BP (comunicación personal Nava-Sánchez) corresponde con el periodo de nivel alto del mar entre los 2 ka y 4 ka. El posterior descenso del nivel del mar permitió el desarrollo de los siguientes cordones de playa que se observan en la planicie deltaica de los cuatro abanicos deltas estudiados.

Evidencias de posición del nivel del mar más arriba que la posición actual en los abanicos deltas El Coyote en la Bahía de La Paz y de dos abanicos deltas en la Bahía de Los Planes han sido reportadas por Nava-Sánchez *et al.* (1995, 1999), quienes observaron un incremento en la disección de los canales hacia la parte baja de los abanicos deltas y escarpes de erosión de 8 a 10 m de altura.

### **4.3 Abanicos deltas: Parte subacuosa (Delta)**

El segmento subacuoso de un sistema abanico deltáico ha sido dividido en tres zonas (Postma, 1990): El frente del delta, pendiente del delta y prodelta. La arquitectura de esta parte subacuosa está influenciada por la interacción entre el régimen fluvial y la morfometría y dinámica de la cuenca receptora (Wescott y Ethridge, 1980; Postma, 1990; wescott, 1990). Un concepto que cobra importancia en la parte marina de un abanico delta es la disponibilidad de espacios para acomodo (Blum y Törnqvist, 2000), estos espacios para acomodo determinan en gran parte la tasa de crecimiento del sistema deltaico (Postma, 1990). Mientras que las características batimétricas, como las características de la plataforma continental o peninsular, definen las dos grandes categorías en las cuales se pueden clasificar los deltas: deltas de aguas someras y deltas de aguas profundas (Ethridge y Wescott, 1984; Elliot, 1986; Fraser y Suttner, 1986).

La interacción del régimen aluvial y las condiciones de la cuenca receptora determinan los procesos de transporte y depositación en la parte subacuosa del abanico. Esta relación también determina la tasa de sedimentación, la cual controla el crecimiento y su perfil batimétrico (Syvitski *et al.*, 1988). Considerando todo lo anterior Postma (1990) propone cuatro grupos para clasificar a los abanicos delta (Fig. 4.3.1).



4.3.1. 12 prototipos principales de deltas. Estos prototipos han sido distinguidos con base en una sola combinación de cuatro sistemas distributarios diferentes y dos rangos de profundidad, y también tomando en cuenta las características del flujo dominante, como inercial, de fricción y de flotabilidad (tomado de Postma, 1990).

Las principales formas de transporte de sedimento producidas por el efluente son la de suspensión y la carga de lecho en transporte, en donde el movimiento de masas es el principal transportador del sedimento en la pendiente de delta subacuoso. Se ha utilizado el término de avalancha para referirse a este tipo de movimiento de sedimentos (Postma, 1984, 1990; Nemec, 1990; Fig. 4.3.2).

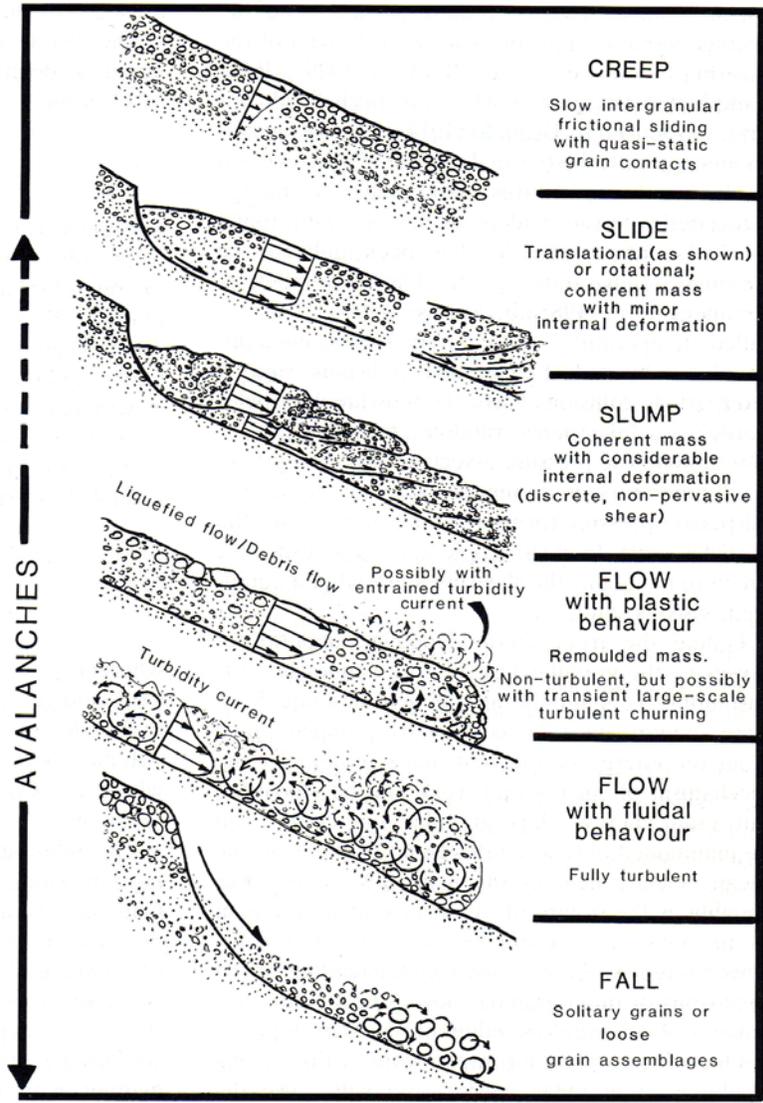


Figura 4.3.2. Rangos de procesos de transporte sedimentario que se desarrollan en los deltas subacuados. Dentro del rango de avalanchas que se muestran en esta figura incluyen también depresiones (slumps) y deslizamientos (slides) (Tomado de Nemeč, 1990).

La mayoría de los estudios en abanicos deltas conglomeradicos reportan la predominancia de procesos de movimientos de masas (Wescott y Ethridge, 1980; Postma, 1984; Prior y Bornhold, 1989). Prior *et al.* (1989) encuentran que los flujos sedimentarios que dominan en los deltas subacuados someros son los flujos por arrastre (creep) y deslizamientos (slides).

La parte más dinámica, de los componentes de delta subacuoso, es el frente del delta. Esta zona se extiende desde la zona intermareal hasta la base de la ola (Postma, 1984). Wescott y Ethridge (1980, 1990) definen, dentro de esta área, la zona de transición que corresponde a la playa, en donde la distribución del sedimento y la alternancia de playas erosivas y de depositación son controladas por la refracción y difracción del oleaje a través de la plataforma somera.

El objetivo de este capítulo es el de definir los procesos de sedimentación en los deltas subacuosos a partir de los parámetros granulométricos del sedimento y la forma del perfil topográfico. Para definir los rasgos morfológicos de la parte subacuosa de los deltas se realizó el levantamiento batimétrico a lo largo de la Bahía de Loreto, desde Punta El Morro al norte y Nopoló. Se colectaron muestras de sedimento tanto de la parte subacuosa de los deltas como de las zonas entre los deltas; también se levantaron perfiles topográficos de la playa a lo largo de la bahía y muestras de sedimentos. El modelo batimétrico digital se realizó con el sistema de información geográfica ArcView 3.2 y a partir de este modelo se realizaron los perfiles topográficos de la parte subacuosa de cada uno de los deltas. El análisis granulométrico se realizó por el método de tamizado para las muestras de playa, y el sedimento de plataforma se analizó con el analizador láser.

#### **4.3.1 Morfología de la cuenca receptora**

La morfología de la costa oriental de la península de Baja California es muy variable, el ancho de la plataforma peninsular interna es uno de los factores que controlan el desarrollo de los deltas. La plataforma peninsular en la Bahía de Loreto en general es angosta y esta delimitada al este por la cuenca Cochimie que tiene una profundidad máxima de 400 m (Fig. 4.3.3).

Las islas Coronado, ubicada al norte de la bahía, Carmen al este y Danzante al sur ofrecen resguardo de las condiciones hidrodinámicas que prevalecen en el Golfo de California. No obstante, considerando que la dirección del viento que domina en el año es del noroeste, la disposición de las islas puede incrementar la energía de los agentes costeros en la parte norte y en el área entre el sur de la isla Carmen e isla Danzante.

El ancho promedio de la plataforma peninsular en esta región es de 2.6 km y profundidad de 50 m, sin embargo en algunas zonas se extiende hasta los 100 m de profundidad (Fig. 4.3.3). Un rasgo importante a destacar es que la isobata de los 50 m presenta un comportamiento morfológico muy similar a la línea de costa actual principalmente desde el área donde se ubica el abanico delta de Arce hasta Nopoló al sur de la bahía.

El rango de las mareas en la parte central y sur del Golfo de California es de 1.5 m. Estas pueden generar corrientes de marea fuertes en las áreas entre las islas y el macizo peninsular. Mientras, que en la parte norte del golfo las corrientes de marea, las cuales dominan el movimiento del agua por efecto de la resonancia, producen que el rango de mareas se incremente rápidamente de 1.5 m a 7 m hacia la porción norte del golfo (Roden, 1964).

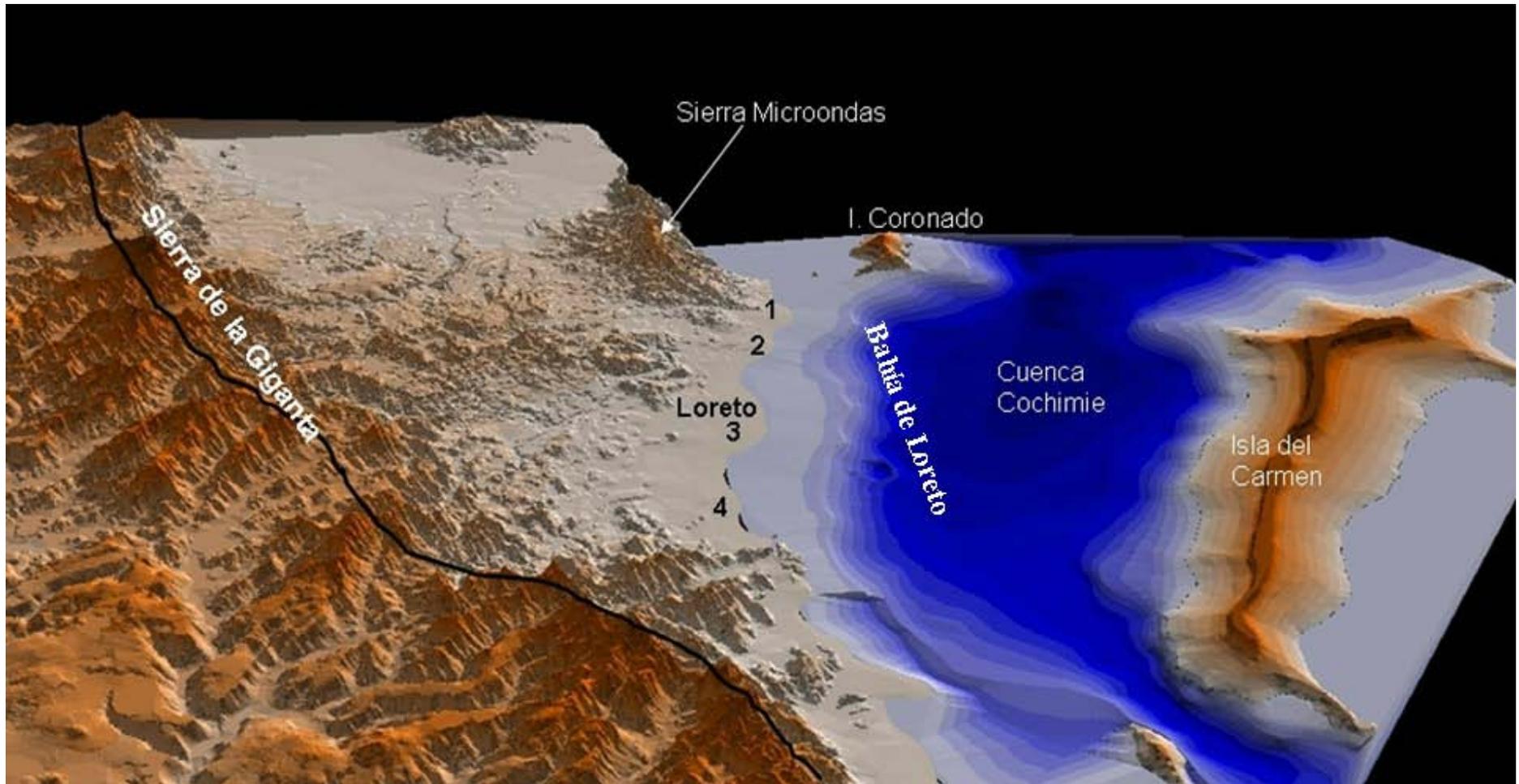


Figura 4.3.3. Rasgos batimétricos de la Bahía de Loreto. Los números indican la posición de los abanicos deltas (1.- Arce, 2.- Gua, 3.- Las Parras y 4.- El Tular).

Roden (1964) señala que las corrientes tienen una componente predominantemente hacia el sureste durante el invierno y primavera, cambian su dirección hacia el noroeste en el verano y otoño. Por su parte, Nava-Sánchez *et al.* (2001) señalan que el flujo dominante en todo el año en el margen occidental peninsular es hacia el sureste y que estas corrientes junto con la deriva litoral son causadas por el oleaje del norte. Esta condición determina en gran parte el patrón de distribución textural del sedimento en la zona costera y en el borde peninsular.

Kasper-Zubillaga *et al.* (2007) mencionan que el oleaje en la parte norte del Golfo de California es de poca altura, aproximadamente 0.30 m. Mientras que hacia la parte central, la altura del oleaje se encuentra en un rango de 0.6 a 0.9 m; incrementándose hacia el sur a un rango de 1.5 a 1.8 m. Así mismo, los vientos dominantes en la costa oeste soplan hacia la costa del Norte y noreste con velocidades de 2 a 6 m/s.

El perfil batimétrico de la parte norte de la bahía muestra que la plataforma es más amplia que en la porción sur, el ancho que tiene aquí alcanza los 5.6 km (perfil A-A', Fig. 4.3.4), es ligeramente cóncava y tiene una pendiente promedio de  $0.7^\circ$ . A los 50 m de profundidad (4 km de distancia desde la línea de costa) exhibe un ligero quiebre que puede estar definiendo la parte superior e inferior del frente del delta. Después de los 100 m de profundidad la pendiente del fondo se incrementa a  $2.1^\circ$  y marca el inicio del talud peninsular.

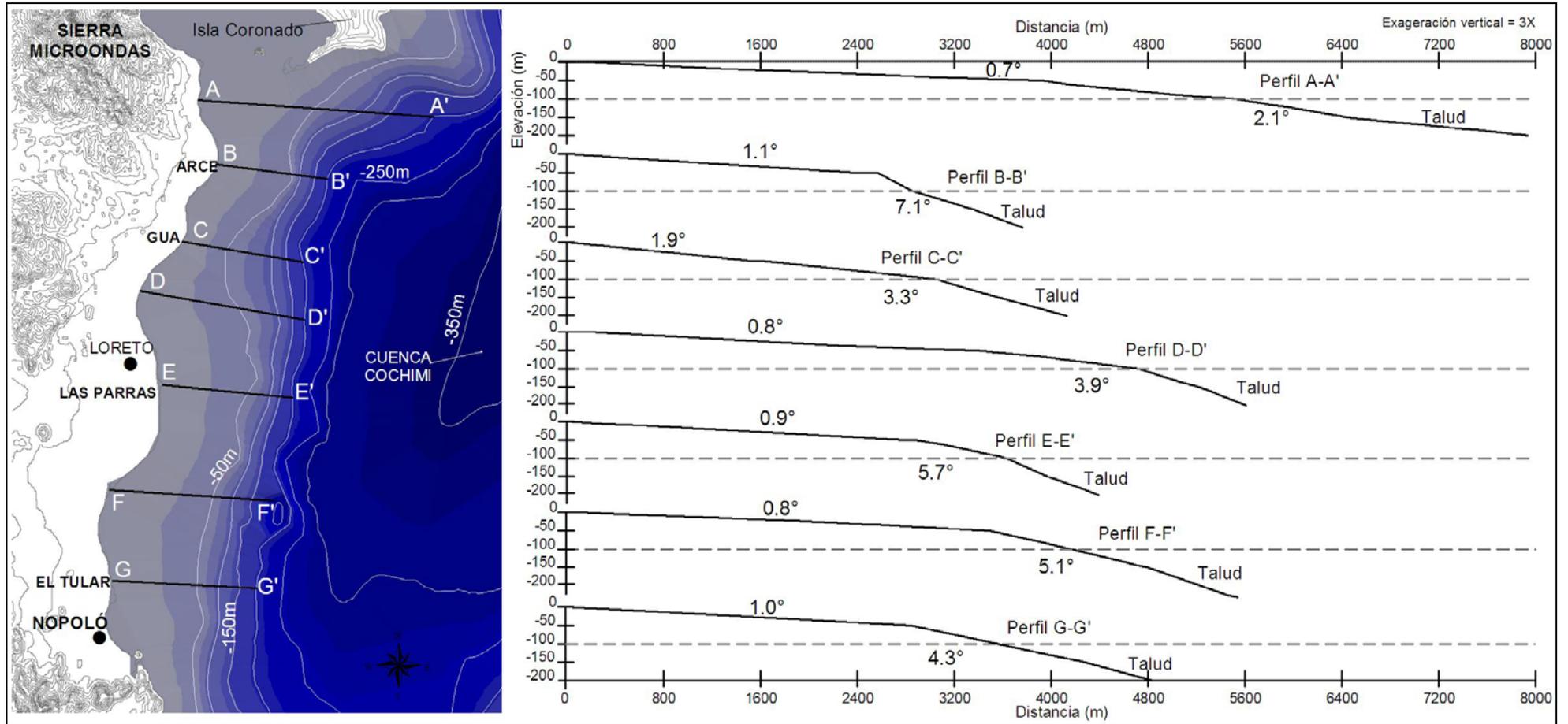


Figura 4.3.4. Rasgos batimétricos de la plataforma peninsular y ubicación de los perfiles batimétricos en Bahía de Loreto. Información batimétrica tomada de Nava-Sánchez (1997).

En la parte marina frente a los deltas de Arce y de Gúa, la plataforma se vuelve angosta entre 2.5 y 3.2 km de ancho (perfiles B-B' y C-C', Fig. 4.3.4). Aquí la pendiente de la plataforma se incrementa en dirección sur de 1.1° en el frente del delta de Arce a 1.9° en el frente del delta de Gua. En el perfil B-B' se observa un quiebre a los 50 m de profundidad y 2.5 km de distancia con respecto a la línea de costa, aquí la pendiente es fuerte e inmediatamente después de los 100 m de profundidad se inicia el talud de la plataforma con una pendiente promedio de 7.1°. La morfología del perfil C-C' se mantiene sin cambios desde la línea de costa y a partir de los 100 m de profundidad incrementa la pendiente de 1.1° a 3.3° marcando el inicio del talud.

La forma del perfil D-D' (entre los abanicos de Gúa y Las Parras, Fig. 4.3.4) es ligeramente cóncavo muy uniforme hasta los 50 m de profundidad en donde se alcanza a apreciar un ligero cambio en la pendiente, posteriormente después de los 100 m de profundidad se marca el quiebre de la plataforma con pendiente de 3.9°.

El perfil E-E' (frente al abanico Las Parras, Fig. 4.3.4) tiene una longitud de poco más de 4.5 km y la forma del perfil es ligeramente cóncavo. El ancho de la plataforma es de 3.2 km hasta los 100 m de profundidad y con una pendiente promedio de 0.9°. Este perfil presenta un ligero cambio en la pendiente después de los 50 de profundidad que se continua por debajo de los 100 m de profundidad uniéndose con el talud de la plataforma después de los 150 m de profundidad, en esta zona la pendiente promedio del fondo es de 5.7°

La plataforma en la zona sur de la bahía se vuelve más angosta como lo muestran los perfiles F-F' (entre los abanicos Las Parras y El Tular) y el perfil G-G' (frente al abanico El Tular) (Fig. 4.3.4) que tienen una longitud de 3.4 km a 3 km; la forma de estos perfiles es ligeramente cóncava. La pendiente promedio de la plataforma en esta zona es de 0.8° a 1°, al igual que en los perfiles anteriores, éstos muestran un ligero quiebre a los 50 m de profundidad que se continua hasta los 100 m de profundidad en donde inicia el talud peninsular y la pendiente se incrementa a 5.1° y 4.3° respectivamente.

Para definir las características de cada una de las partes que componen la zona subacuosa de los deltas en la Bahía de Loreto, se realizaron gráficos de perfiles batimétricos hasta 10 y 80 m de profundidad. En los perfiles de 0 a 10 m se pueden observar los rasgos morfológicos del frente del delta y su interacción con el oleaje, mientras que en los perfiles de 0 a 80 m se resalta la extensión del frente del delta y el inicio del talud del delta, y en algunos casos se puede ubicar el prodelta.

### **4.3.2 Delta de Arce**

El frente del delta de Arce es de forma lobulada con una longitud de 3.4 km. En su parte subaérea exhibe tres lagunas pequeñas que se han desarrollado en el cauce de los arroyos, justo atrás de la berma (Fig. 4.3.5). Estas lagunas se encuentran en el extremo sur del abanico en donde las descargas fluviales han definido un lóbulo activo de depositación. EL desarrollo de estas lagunas es producto de la diferencia de nivel del terreno en el cauce, que se encuentra ligeramente por debajo del nivel del mar, lo que permite que el agua de mar se infiltre por la barrera, hacia esa zona; proceso que podría ocurrir principalmente en mareas altas. Las barreras areno-gravosas encierran completamente a las lagunas y tiene una distribución granulométrica amplia, en donde predominan las gravas con algunos clastos que alcanzan 15 cm de diámetro.

La playa al norte del abanico presenta dos bermas bien definidas (Fig. 4.3.5, perfil 20). Hacia tierra se observa una berma de tormenta con una pendiente de  $12.7^\circ$  y en dirección al mar se aprecia la berma actual con poco desarrollo (2.2m de ancho) y cara de la playa con pendiente fuerte ( $12.1^\circ$ , Tabla 4.3.1). La parte central del frente del delta está representada por los perfiles 19 y 18. Estos perfiles muestran al igual que el perfil número 20 la presencia de una berma de tormenta y una berma actual. Sin embargo, la pendiente disminuye en dirección sur de  $15.8^\circ$  en la cara de la playa para el perfil 19 a  $9.2^\circ$  en el perfil 18. Este mismo gradiente se mantiene hasta la parte sur del abanico en donde la pendiente en la cara de la playa es de  $8.2^\circ$ . Este último perfil muestra hacia tierra la barrera que encierra la laguna en esta parte del abanico.

Tabla 4.3.1. Pendiente en grados de la cara de la playa en la zona de transición del abanico delta de Arce.

Abanico-delta	Perfil de playa	Pendiente cara de la playa (grados)
Arce	20	12.1
	19	15.8
	18	9.2
	21	8.2

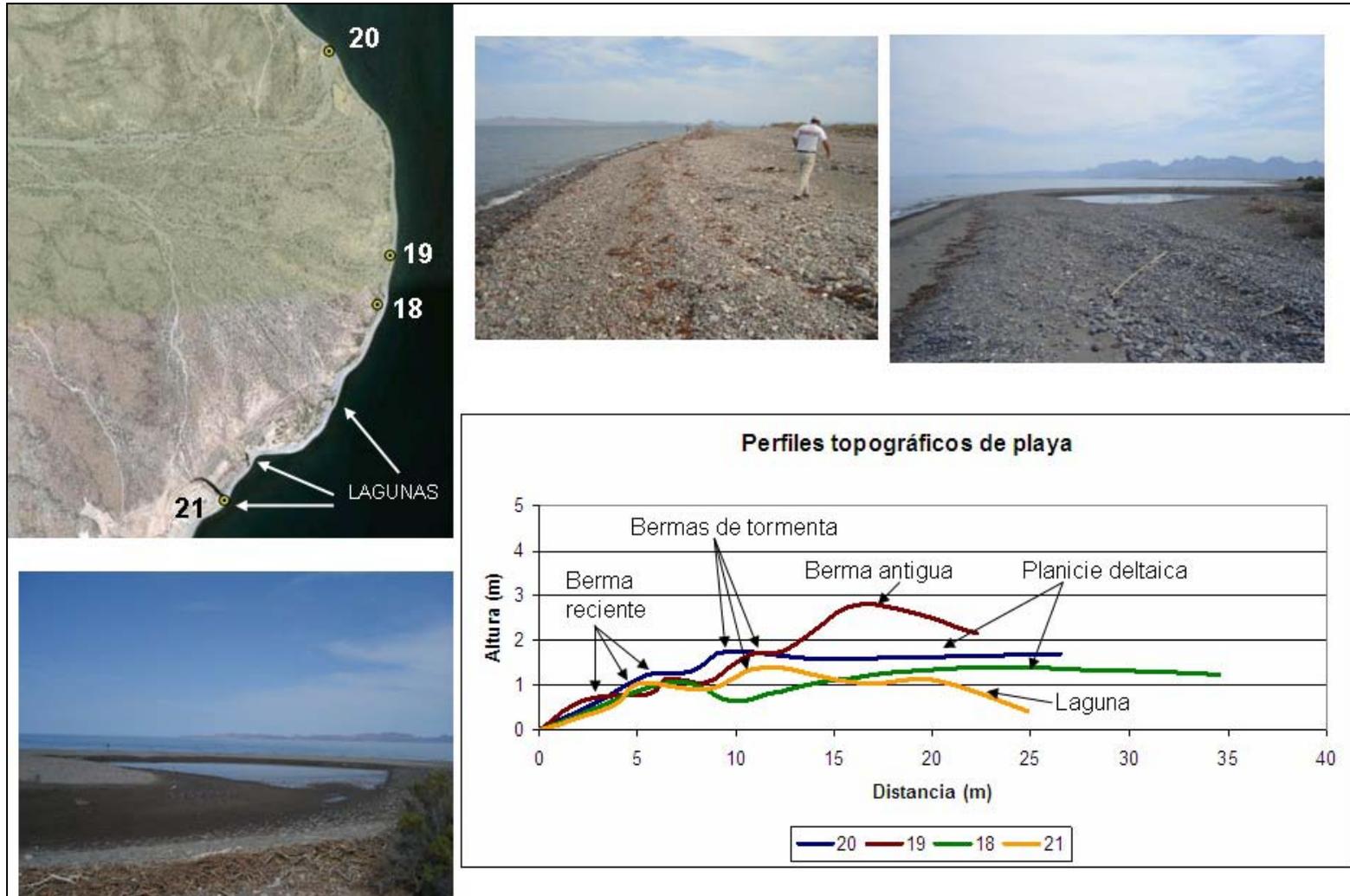


Figura 4.3.5. Rasgos generales a lo largo de la zona transicional del delta de Arce. Perfiles de playa en la parte norte, centro y sur del delta. Las líneas de color en el gráfico indican los perfiles topográficos de la playa (20, 19, 18 y 21).

El delta subacuoso de Arce se ha desarrollado en la parte más amplia de la plataforma peninsular de la bahía, al oeste de la isla Coronado. Puede ser que debido a ello este abanico delta presente una forma lobular bien definida y ligeramente progradante hacia el mar. De acuerdo con la morfología del perfil B-B', que se muestra en la figura 4.3.4, la influencia de la zona subacuosa actual del delta de Arce se extiende aproximadamente 2.5 km desde la línea de costa y alcanza una profundidad de 50 m, la pendiente en general de esta zona es suave ( $0.7^\circ$ ). No obstante, los perfiles de la figura 4.3.6 muestran variaciones en la morfología y en la pendiente a lo largo de esta zona subacuosa.

Los perfiles 1, 2 y 3 (Fig. 4.3.6) muestran que el frente del delta se extiende hasta los 16 m de profundidad aproximadamente y el ancho en la parte norte y centro del delta es de poco más de 600 m, mientras que en la parte sur su extensión se incrementa hasta alcanzar los 800 m. En el frente del delta la pendiente en los primeros 3 m de profundidad es pronunciada ( $2.7^\circ$ ) en la parte norte del delta y disminuye hacia el sur volviéndose mas suave ( $0.7^\circ$ ). Esta morfología se considera como una continuación submarina del perfil de playa. A partir de los 3 m de profundidad y hasta los 8 m la pendiente se vuelve suave (de  $0.9^\circ$  a  $0.4^\circ$ ). Después de los 10 m de profundidad la pendiente se incrementa nuevamente marcando el inicio del talud del delta y este se extiende hasta los 50 m de profundidad, su ancho promedio es de 2 km aproximadamente, la pendiente en el talud del delta es de  $8^\circ$  a  $10^\circ$ . De acuerdo con la morfología de los perfiles 1b, 2b y 3b (Fig. 4.3.6) se observa que el talud del delta presenta dos áreas, diferenciadas principalmente por los cambios en la pendiente, la primer área inicia a partir de los 16 m de profundidad aproximadamente y termina a los 30 m de profundidad, en donde inicia la segunda área y se extiende hasta los 80 m de profundidad. La pendiente en la primer área o parte superior del talud del delta es suave ( $1.6^\circ$  a  $2.3^\circ$ ) en comparación con la parte inferior del talud en donde la pendiente se incrementa hasta los  $8^\circ$  o  $10^\circ$ . Después del talud, los rasgos morfológicos de los perfiles 1, 2 y 3 no reflejan la presencia del prodelta.

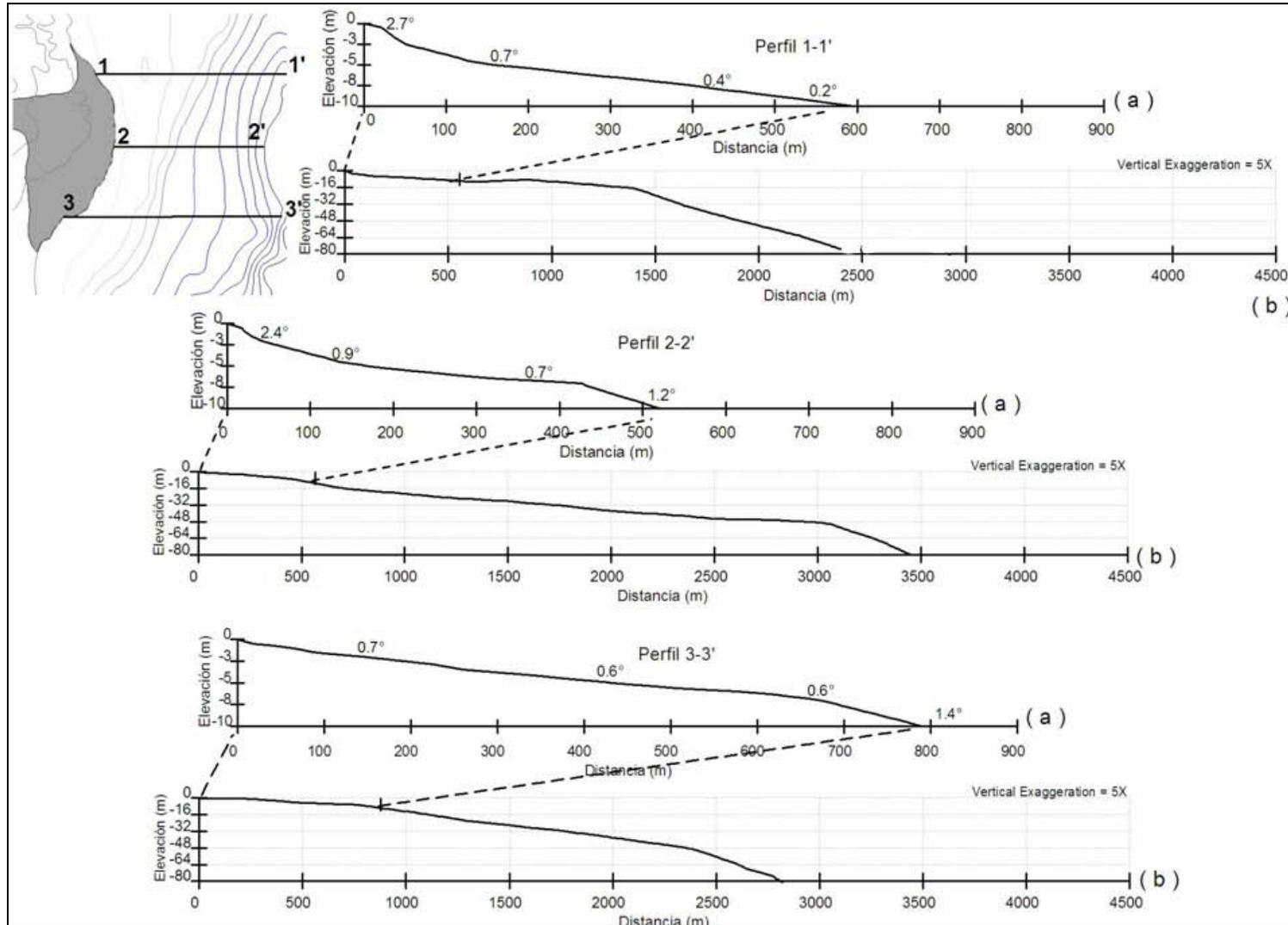


Figura 4.3.6. Perfiles batimétricos del frente del delta y talud del delta en la zona subacuosa del delta de Arce.

### 4.3.3 Delta de Gúa

La forma del frente del delta en este abanico es ligeramente lobulada, y su longitud es de 2.6 km. En la parte central del abanico delta se han desarrollado dos lagunas pequeñas, estas zonas son pequeños lóbulos recientes (toes) que indican las zonas actuales de las descargas fluviales (Fig. 4.3.7). La parte central de la zona transicional en este abanico se muestra ligeramente convexa hacia tierra, entre las dos zonas de descarga.

La laguna que se encuentra en la parte norte-centro del frente de delta es pequeña y se encuentra separada del mar por una barrera arenosa, con una cara de la playa de pendiente pronunciada ( $9.9^\circ$ ) (Fig. 4.3.7, perfil 16). Esta barrera está compuesta de gravas con algunos clastos que llegan a superar los 10 cm de diámetro. La playa en los perfiles 15 y 17, a ambos lados de la desembocadura, muestra una pendiente ligeramente menor, de  $7.9^\circ$  y  $5^\circ$  (Tabla 4.3.2). Es de esperar que la pendiente de la playa en la desembocadura sea más fuerte que en otras partes del frente del delta debido a que es ahí en donde se deposita la carga sedimentaria fluvial y generalmente esta carga sedimentaria presenta una distribución amplia que va desde las gravas hasta las arenas finas, predominado la fracción gruesa.

Tabla 4.3.2. Pendiente en grados de la cara de la playa en la zona de transición del abanico delta de Gúa.

Abanico-delta	Perfil de playa	Pendiente cara de la playa (grados)
Gúa	15	7.9
	16	9.9
	17	5.0
	1	1.8
	2	5.9

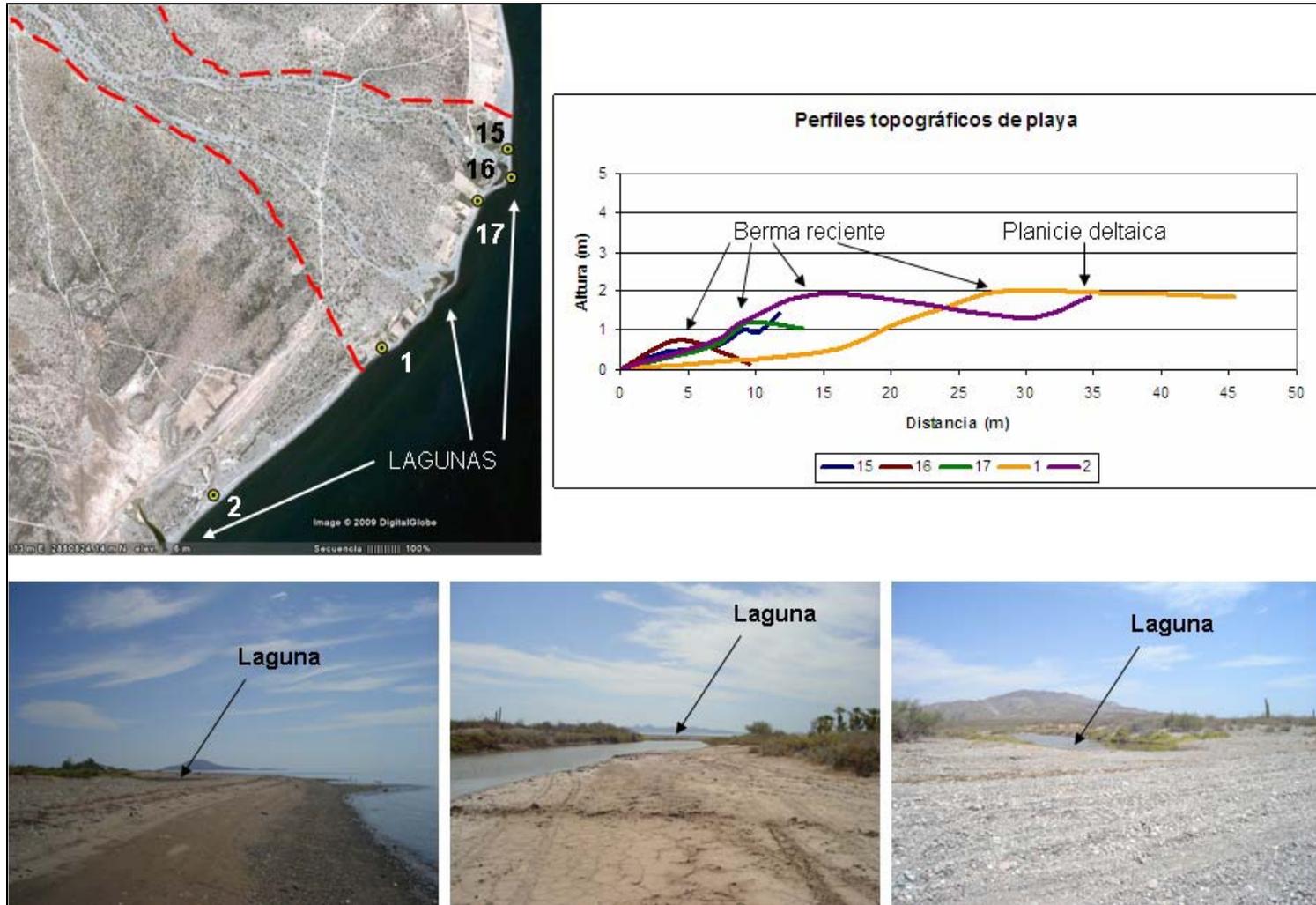


Figura 4.3.7. Rasgos generales a lo largo de la zona de transición en el abanico delta de Gúa. La línea roja indica los límites de la parte subaérea del delta. El perfil de playa 2 se encuentra en el área de transición entre los deltas de Gúa y Las Parras.

En la zona de transición entre los abanicos de Gúa y Las Parras, la playa amplía con pendiente de moderada a suave (Fig. 4.3.8, tabla 4.3.2). Hacia la trasplaya se encuentra una berma actual bien definida compuesta por gravas y cantos rodados e inmediatamente después inicia la planicie deltaica con pendiente  $<2^\circ$  en donde se han desarrollado pequeñas dunas primarias asociadas al transporte eólico y a la presencia de vegetación arbustiva. También en donde descargan los arroyos en esta zona se han creado pequeños lóbulos que rompen con el comportamiento general de la playa que es una playa recta. Además de la presencia de pequeñas lagunas en el cauce de estos arroyos, separadas de la influencia directa del mar por la berma actual. De acuerdo con los datos de los perfiles de playa en esta zona (perfil 2 de la tabla 4.3.2, y perfil 3 de la tabla 4.3.3) la pendiente en la cara de la playa se puede considerar de moderada a suave ya que varía en el rango de  $5.9^\circ$  y  $6.3^\circ$ .

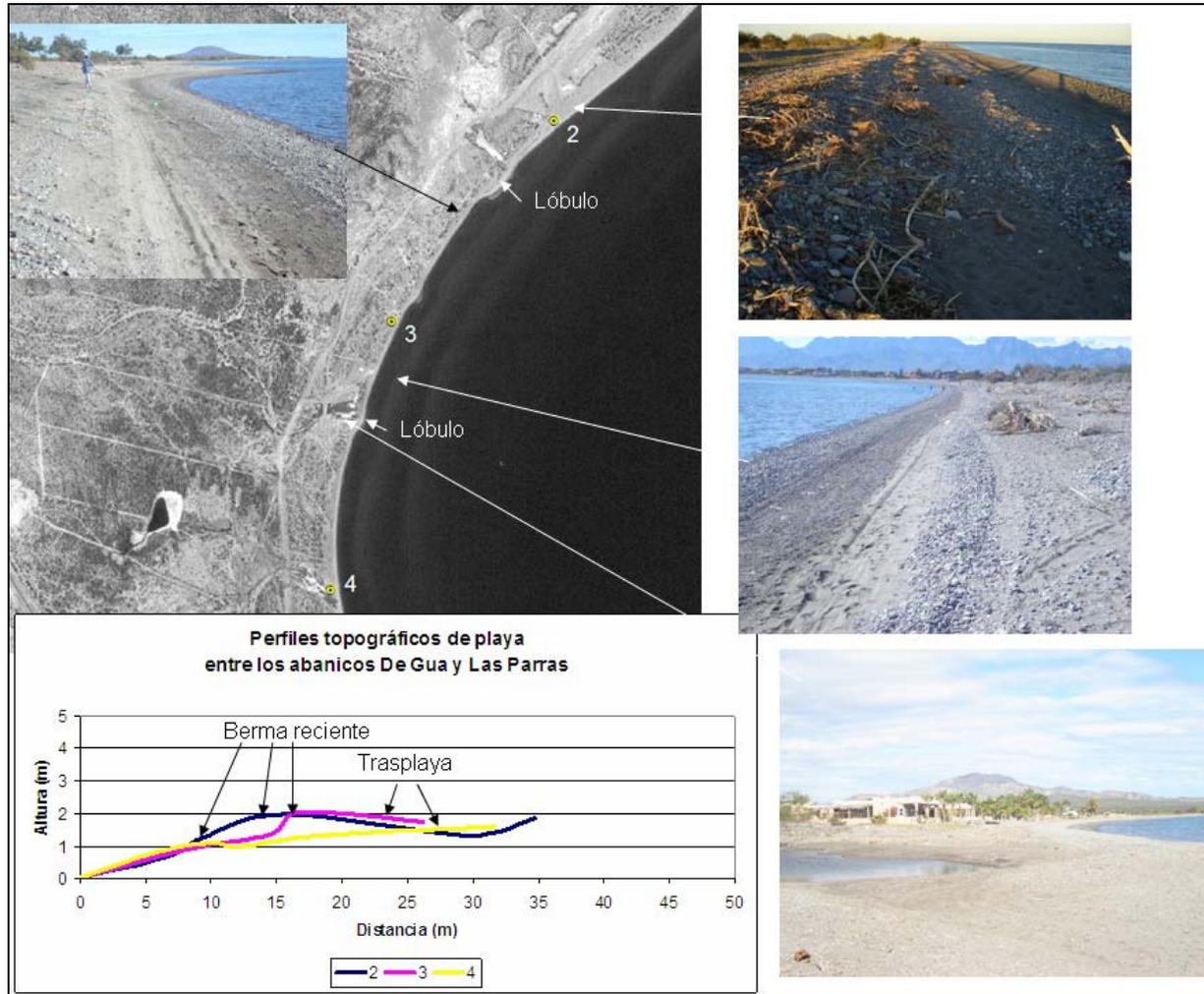


Figura 4.3.8. Perfiles de playa en la zona de transición entre los abanicos deltas de Gua y Las Parras. La posición de los lóbulos esta asociada a las descargas de los arroyos, además ahí se han desarrollado lagunas pequeñas.

El delta subacuoso de Gúa se desarrolla al sur del abanico-delta de Arce, el frente del delta es ligeramente cóncavo hacia el mar pero no tan desarrollado como el de Arce. La parte subacuosa en este delta parece tener influencia del oleaje hasta los 100 m de profundidad de acuerdo con la morfología del perfil C-C' (Fig. 4.3.4). El frente del delta tiene influencia hasta los 16 m de profundidad, es amplio en la parte norte y sur del delta de aproximadamente 600 y 700 m de ancho, mientras que en la parte central del delta se reduce a poco más de 300 m (Fig. 4.3.9., Perfiles 4a, 5a y 6a). La pendiente en el frente del delta es suave en la parte norte y sur ( $0.6^\circ$ ), y se incrementa considerablemente en su parte central ( $1.8^\circ$ ).

A partir de los 5 m de profundidad la pendiente se vuelve más empinada, este incremento en la pendiente pudiera estar indicando el inicio de la parte superior del talud conservándose así hasta los 30 m de profundidad, a partir de ahí la pendiente se incrementa nuevamente hasta los 80 m de profundidad, este intervalo (entre los 30 y 80 m) se puede considerar como la parte inferior del talud, en donde la pendiente alcanza los  $11^\circ$ .

La morfología de la parte inferior del talud presenta cambios en la pendiente marcando ligeros desniveles en esa zona. A partir de los 80 m de profundidad, al menos en la parte sur del delta perfil 6b, la pendiente se suaviza este cambio puede estar relacionado con la zona del prodelta.

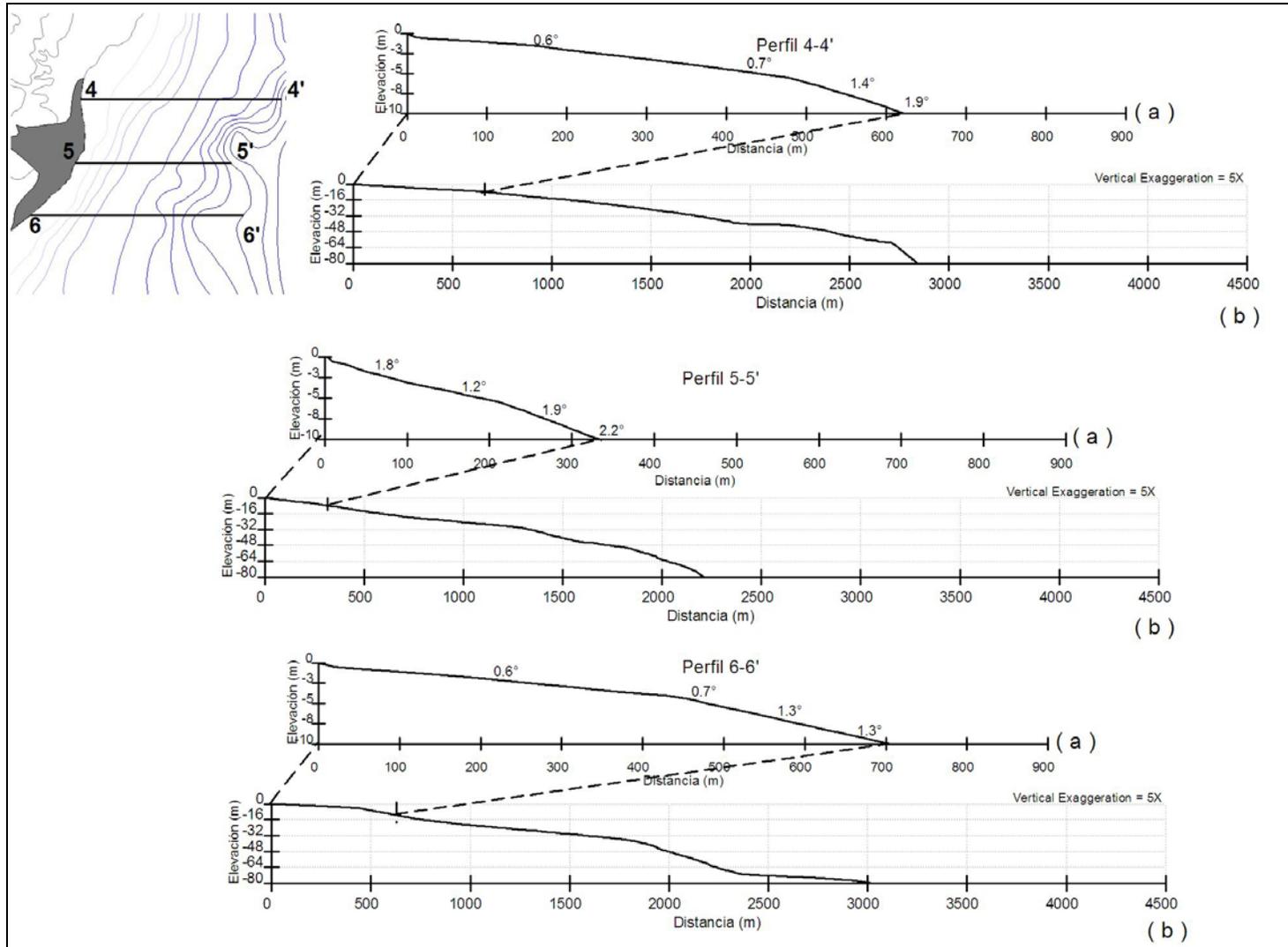


Figura 4.3.9. Perfiles batimétricos del frente del delta y talud del delta en la zona subacuosa del delta de Gúa.

#### 4.3.4 Delta Las Parras

La forma de la zona transicional en el abanico delta Las Parras es de cóncava a convexa en la parte norte, en el centro exhibe un lóbulo reciente asociado con las descargas del arroyo Las Parras, lo que permite la forma lobulada en esa parte, y hacia la zona sur la zona de transición es de recta a cóncava hacia el mar, es en esta zona en donde se han preservado de mejor manera los cordones de playa.

La parte frontal del lóbulo del delta presenta una barrera gravosa con una altura de 1.5 m, esta barrera separa a la laguna del mar (Fig. 4.3.10). En el lado de la barrera expuesto, se aprecian clastos grandes que llegan a alcanzar los 30 cm de diámetro. Esta barrera es rebosada en el extremo sur con marea alta y ocasionalmente la barrera llega a ser cortada cuando se presentan descargas fluviales importantes, asociadas al efecto que tienen los huracanes en esa zona.

La longitud de la zona de transición en este abanico es de 7.5 km. A lo largo de la playa se han desarrollado cuatro pequeñas lagunas asociadas con las descargas de los arroyos, dos en la porción norte del abanico, una frente a la desembocadura del canal alimentador y otra en su extremo sur (Figura 4.3.10).

La morfología de los perfiles de playa reflejan para la zona norte una berma bien definida que presenta una altura que varía entre 1.0 y 1.5 m (perfiles topográficos 4, 5 y 6, Fig. 4.3.10, tabla 4.3.3). La pendiente de la cara de la playa es moderada en los perfiles 4 y 5 ( $7.9^\circ$  y  $8.3^\circ$  respectivamente) y decrece hacia el perfil 6 ( $6.8^\circ$ ), debido a la protección que ejerce la marina en esta área.

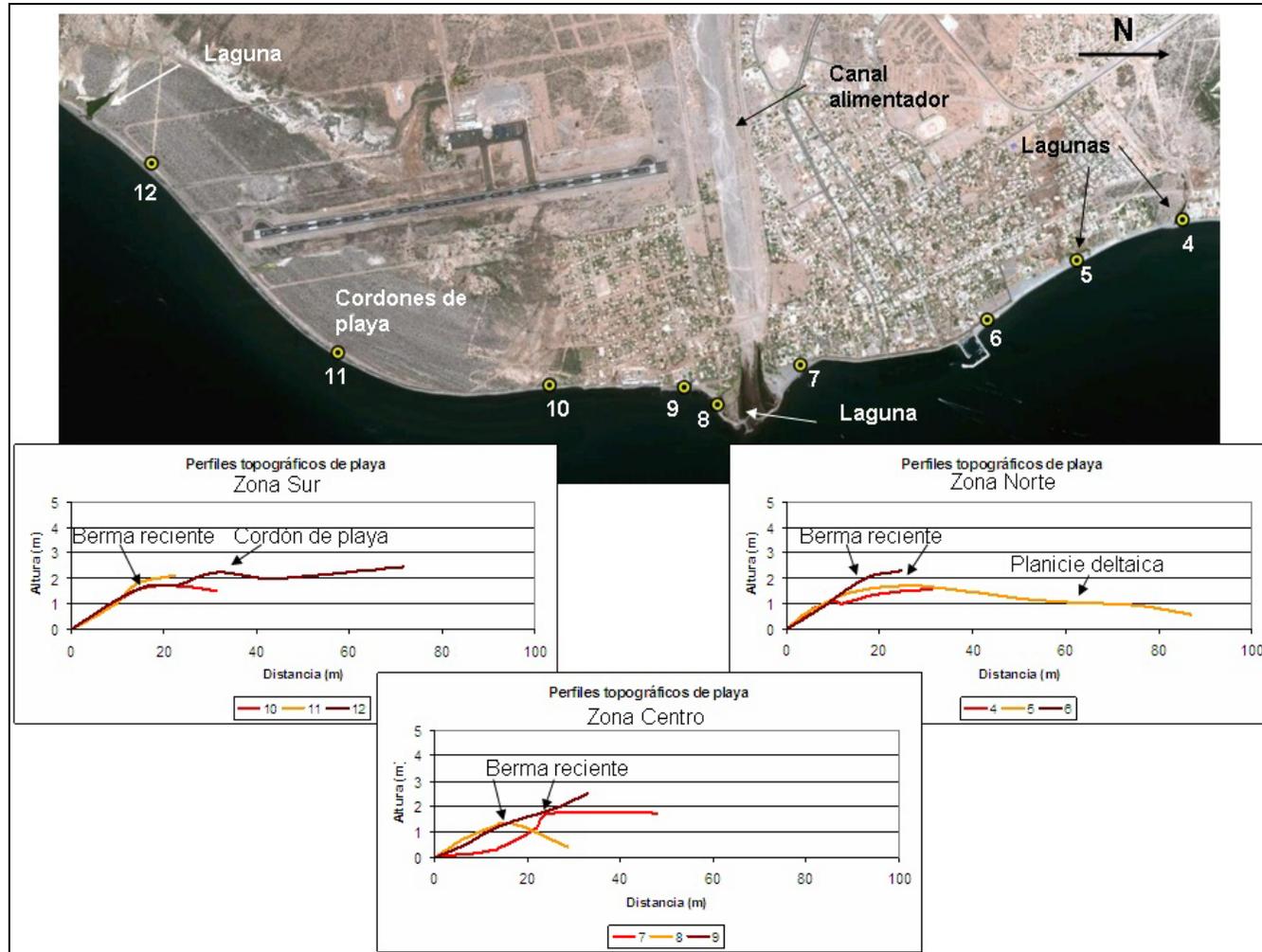


Figura 4.3.10. Rasgos generales a lo largo del frente del delta Las Parras y perfiles de playa en la parte norte, centro y sur del delta.

Tabla 4.3.3. Pendiente en grados de la cara de la playa en la zona de transición del abanico delta Las Parras.

Abanico-delta	Perfil de playa	Pendiente cara de la playa (grados)
Las Parras	3	6.3
	4	7.9
	5	8.3
	6	6.8
	7	1.2
	8	6.8
	9	4.5
	10	6.6
	11	5.7
	12	6.8

La parte central del frente del delta está caracterizada por los perfiles 7, 8 y 9 (Fig. 4.3.10). El perfil 7 muestra una berma desarrollada, con un ancho de 15 m aproximadamente, la pendiente de la cara de la playa es suave ( $1.2^\circ$ ) también el sedimento se ve de tamaño más pequeño en comparación con la playa en la parte norte e incluso con el sedimento en la playa en donde se midieron los perfiles 8 y 9. La pendiente suave de la playa en la parte norte del lóbulo del delta se debe a que es una zona protegida de la energía del oleaje.

Los perfiles de playa que caracterizan la morfología de la parte sur del delta son el 10, 11 y 12. La forma de estos perfiles muestra la berma de la playa actual en donde la pendiente varía entre  $5.7^\circ$  y  $6.8^\circ$  y hacia la trasplaya el perfil 12 muestra la presencia de uno de los cordones de playa (Tabla 4.3.3). En general la pendiente de la playa se mantiene constante en esta zona, al igual que el ancho de la playa.

En la playa inmediatamente después del delta en dirección sur se observa la presencia de una serie de espigones que modifican la dinámica costera en esta zona (Fig. 4.3.11). La pendiente de la cara de la playa es de  $4.5^\circ$  (perfil 9, tabla 4.3.3) el tipo de sedimento que predomina son las gravas-arenosas. En esta área la berma ha sido erosionada por el efecto del oleaje sobre los muros de protección y se sabe que en algunas ocasiones el oleaje ha alcanzado la base de las construcciones que se encuentran hacia tierra.



Figura 4.3.11. Rasgos morfológicos de la playa al sur del delta Las Parras. Se observa la construcción de una serie de espigones que han modificado la dinámica costera en esta zona en particular aumentando la acción del efecto erosivo sobre el de depositación.

La parte subacuosa del abanico-delta Las Parras se extiende hasta los 100 m de profundidad (Fig. 4.3.4, perfil E-E'), con una longitud desde la línea de costa de 4.5 km aproximadamente. Comparando los perfiles batimétricos de la zona subacuosa se encuentra que el frente del delta tiene influencia en una franja de 2 km de ancho desde la línea de costa hasta alcanzar los 32 m de profundidad, sin embargo en la parte central del delta, la influencia del frente del delta alcanza los 2.5 km (Fig. 4.3.12, perfil 9-9'a) desde la línea de costa en dirección al mar.

En el frente del delta, en la parte norte y sur, la pendiente es suave, de  $0.6^\circ$  a  $0.7^\circ$  (Fig. 4.3.12, perfiles 7-7'a y 8-8'a) en la parte norte y de  $0.7^\circ$  a  $0.5^\circ$  (Fig. 4.3.12, perfiles 10-10'a y 11-11'a) en la parte sur, esta pendiente suave se mantiene hasta los 5 m de profundidad en ambas partes, sin embargo se observa en el comportamiento de los perfiles que esta zona somera y con pendiente suave es más extensa que en la parte sur.

En general la forma de los perfiles 7-7' y 8-8' reflejan una plataforma amplia en donde predominan las pendientes suaves. El frente del delta tiene un gradiente que va de  $0.6^\circ$  a  $0.7^\circ$  y la pendiente en el talud del delta varía de  $1.2^\circ$  a  $2^\circ$ . La morfología de estos perfiles refleja una zona protegida de la acción del oleaje.

La morfología de la parte central del delta subacuoso se manifiesta en el perfil 9-9' (Fig. 4.3.12). Aquí, la pendiente del frente del delta es más pronunciada ( $1.5^\circ$ , perfil 9-9'a, Fig. 4.3.12), en comparación con la zona norte y sur, y se incrementa ligeramente con la profundidad hasta alcanzar los  $2^\circ$  en la pendiente y mantiene esa pendiente hasta casi los 32 m de profundidad. Después de los 32 m de profundidad y de acuerdo con los rasgos topográficos de los perfiles inicia el talud del delta, este presenta una morfología con pendiente moderada ( $\sim 3^\circ$ ) y prácticamente sin cambio hasta los 45 m. Después de los 45 m de profundidad, la pendiente se vuelve un poco más fuerte alcanzando en la parte central y sur del delta pendientes de aproximadamente  $11^\circ$ , este incremento en la pendiente puede estar marcando la presencia del borde peninsular.

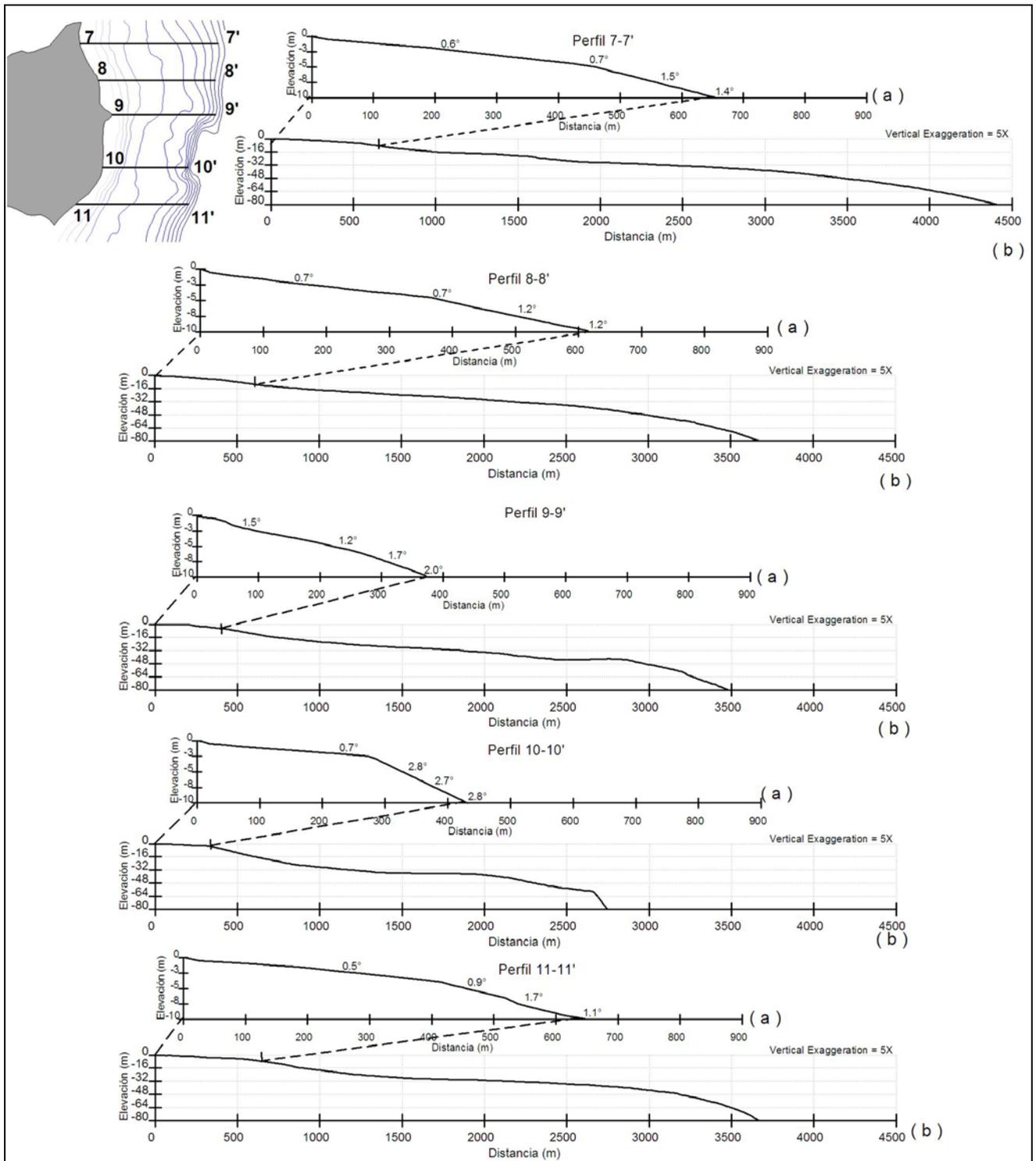


Figura 4.3.12. Perfiles batimétricos del frente del delta y talud del delta en la zona subacuosa del delta Las Parras.

Los rasgos morfológicos de la parte sur están representados en los perfiles 10-10' y 11-11'. El frente del delta en esta zona se extiende hasta poco más de 400 m desde la línea de costa en dirección al mar. La pendiente es suave ( $0.7^\circ$ ) y disminuye a  $0.5^\circ$  en dirección sur. El talud del delta presenta este mismo comportamiento de mayor pendiente en el perfil 10 y disminuye la pendiente hacia el perfil 11.

No es muy clara la ubicación del prodelta en las tres zonas ya que la pendiente de la parte inferior del talud es pronunciada y los perfiles no muestran cambios más allá de esta zona. Sin embargo, en el perfil 9 después de los 48 m de profundidad se manifiesta un área con pendiente muy suave que podría ser el prodelta.

#### **4.3.5 Delta El Tular**

La forma del frente del delta del abanico delta El Tular es ligeramente lobulada con cordones de playa en su parte norte y hacia la parte sur una antigua planicie de inundación sobre la que se encuentra el desarrollo turístico de Nopoló. Aquí la playa es ligeramente cóncava y la pendiente de la cara de la playa es de moderada a suave. Esta playa está semiprotegida por el delta del abanico El Tular y Punta Nopoló al sur como se muestra en la figura 4.3.13.

En la zona donde descarga el arroyo EL Tular se encuentra una pequeña laguna separada del mar por una barrera arenosa de poca altura, misma que es rebosada en algunas partes por el efecto de las mareas.

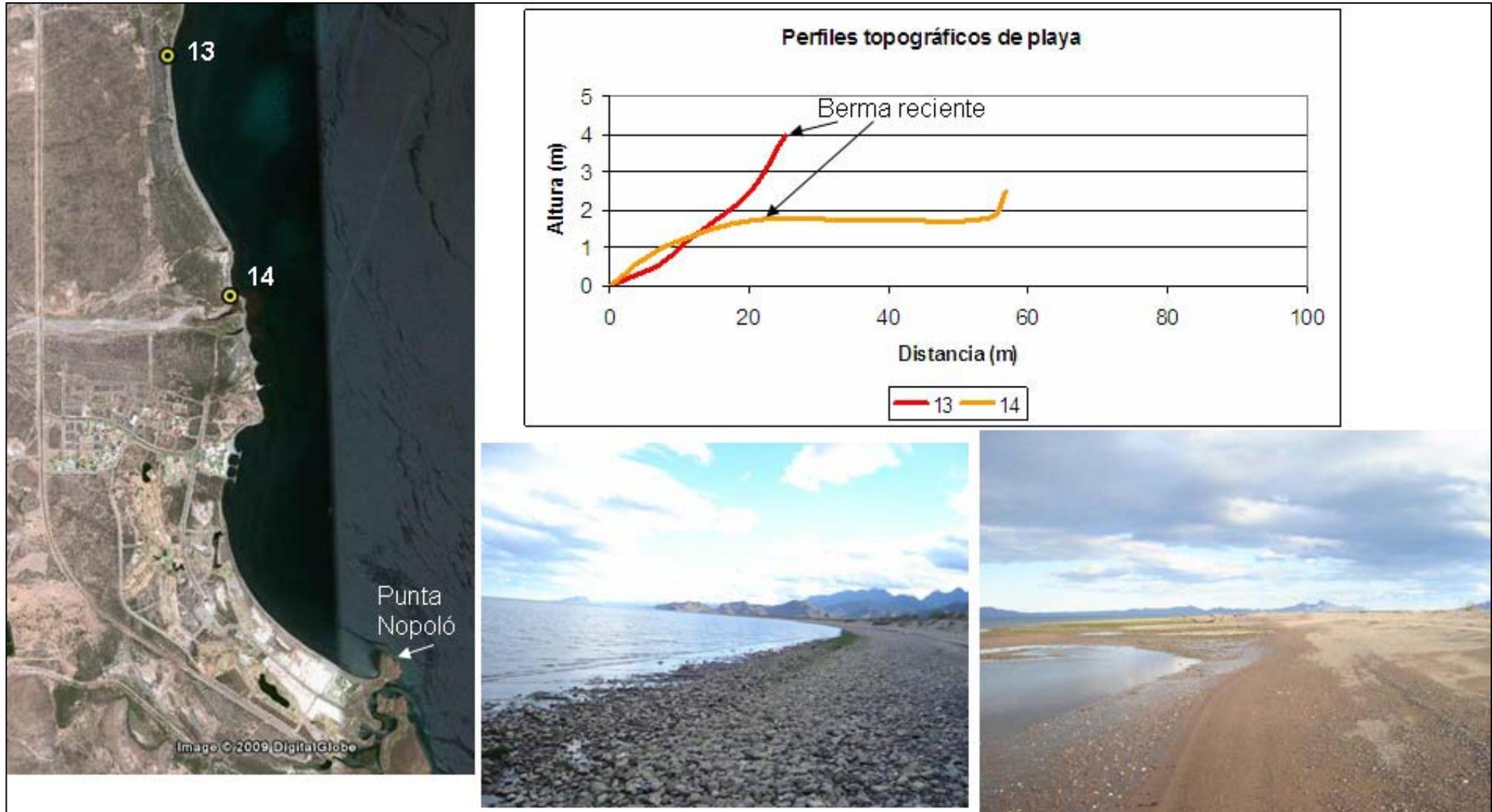


Figura 4.3.13. Rasgos generales a lo largo del frente del delta El Tular y perfiles de playa en la parte norte, centro y sur del delta.

En la zona donde descarga el arroyo EL Tular se encuentra una pequeña laguna separada del mar por una barrera arenosa de poca altura, misma que es rebosada en algunas partes por el efecto de las mareas.

Al norte de este delta la playa es recta con sedimento del tipo de las gravas arenosas y hacia la trasplaya se ha desarrollado un cordón de dunas con una altura que alcanza los 4 m, como lo muestra el perfil 13 en la figura 4.3.13. Este cordón de dunas está estabilizado por vegetación arbustiva, la pendiente de la playa en esta área es de 4.5° y se incrementa a 7.5° hacia el perfil 14 (Tabla 4.3.4) hacia la parte central de la zona transicional. Esto es natural debido a que en las descargas fluviales principales de los deltas el sedimento presenta una distribución amplia del tamaño de grano por la influencia fluvial y la pendiente de la playa suele ser mayor en esta parte comparada con la pendiente en los flancos.

Tabla 4.3.4. Pendiente en grados de la cara de la playa en la zona de transición del abanico delta Las Parras.

Abanico-delta	Perfil de playa	Pendiente cara de la playa (grados)
El Tular	13	4.5
	14	7.5

La forma del delta subacuoso El Tular es casi recta en comparación con la forma desarrollada de los otros tres deltas que se encuentran en la bahía. El perfil 12-12' (Fig. 4.3.14) muestra que el frente del delta es más amplio en la parte norte en comparación con la zona centro y sur del mismo. Aquí, el frente del delta se extiende 900m desde la línea de costa hasta alcanzar 5 m de profundidad, la pendiente es suave (0.5° a 0.4°) y después de los 5m de profundidad la pendiente se incrementa hasta 1.7° marcando un ligero quiebre, que pudiera corresponder a la parte superior del talud del delta con un ancho de poco mas de 1 km, la pendiente promedio es de 2.1°, después de los 32 m de profundidad se encuentra una zona con pendiente muy suave (plana) que pudiera ser la parte del prodelta. Después de ahí la pendiente se incrementa

nuevamente hasta los 8° considerándose como una pendiente fuerte y podría considerarse como el quiebre de la plataforma peninsular.

En la parte central del delta (Fig. 4.3.14, perfil 13-13'), el ancho del frente del delta se reduce a 700 m, en donde en los primeros 10 m de profundidad la pendiente es suave (0.8°) y se incrementa ligeramente a 1.7° después de los 3 m de profundidad.

Entre los 10 y 16 m de profundidad existe un área plana de aproximadamente 200 m de ancho, e inmediatamente después, hacia el mar, la pendiente cambia y alcanza los 2°, esta pendiente se mantiene más o menos constante hasta los 40 m de profundidad. Esta zona se puede considerar como la parte superior del talud del delta, y después de ahí la pendiente se incrementa nuevamente marcando la parte inferior del talud del delta. Por debajo de los 50 m de profundidad existe una planicie que se puede considerar como el prodelta.

En la parte sur del delta, el ancho del frente del delta es de 600 m. En los primeros 3 m de profundidad la pendiente es suave (0.6°) y se incrementa ligeramente con la profundidad hasta alcanzar los 2.2°, esta pendiente se extiende por más de 2.5 km hasta los 48 m de profundidad, después de ahí existe una zona con pendiente muy suave que pudiera considerarse como el prodelta con un ancho de casi 500 m. Inmediatamente después, la pendiente se vuelve pronunciada (6°) hasta los 80 m de profundidad.

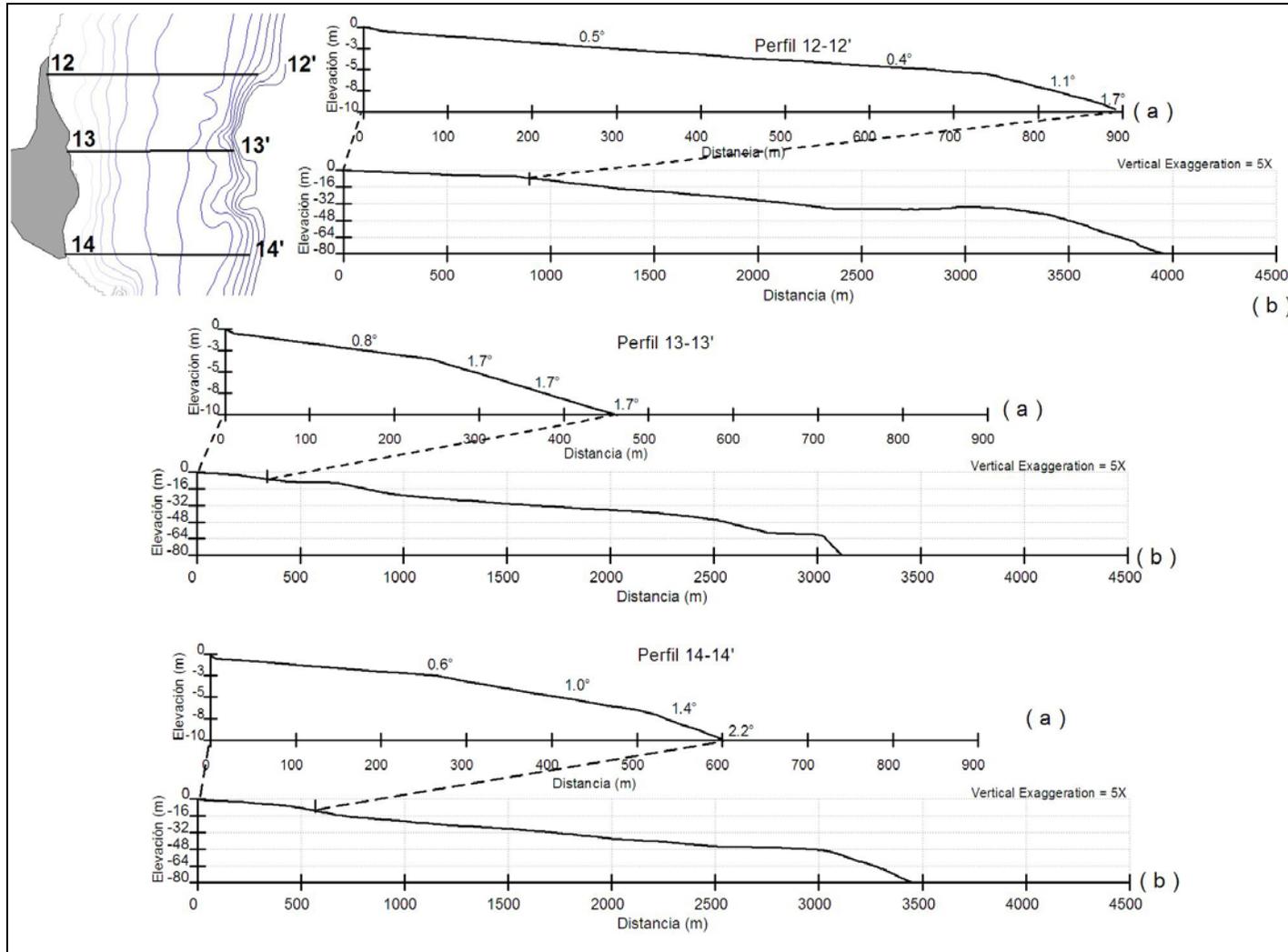


Figura 4.3.14. Perfiles batimétricos del frente del delta y talud del delta en la zona subacuosa del delta El Tular.

### 4.3.6 Sedimentología de los deltas

#### 4.3.6.1 Zona de transición (playa)

A lo largo de la playa, en los cuatro abanicos deltas estudiados, predominan los boleos y gravas con una matriz arenosa del 20% aproximadamente. En la cara de la playa de estos abanicos, los porcentajes de arena son más elevados. El análisis textural se realizó del sedimento en la cara de la playa en donde la fracción mayor es menor a los 2 mm, de tal manera que se pudiera analizar por el método del tamizado. La fracción mayor a 2 mm no se considero en el análisis. Los resultados de los parámetros texturales como media, desviación estándar (o selección), sesgo y curtosis, se muestran en la tabla 4.3.5 y estos parámetros se describen a continuación.

Tabla 4.3.5. Parámetros texturales del sedimento de la playa. Los valores están en unidades phi ( $\emptyset$ ).

Muestra	Media	Desviación Estándar	Sesgo	Curtosis	Nombre del sedimento (Wentworth, 1922)
1	1.12	1.24	-0.87	2.65	Arena media, polimodal
2	-0.04	1.39	0.44	2.78	Arena muy gruesa, polimodal
3	1.04	1.46	-0.70	2.44	Arena media, polimodal
4	0.24	1.87	0.24	1.42	Arena gruesa, polimodal
5	0.47	1.77	0.13	1.57	Arena gruesa, polimodal
6	-0.29	1.43	0.85	2.66	Arena muy gruesa, polimodal
7	2.24	0.59	-0.49	5.55	Arena fina, bimodal
8	0.11	1.23	0.31	2.65	Arena gruesa, polimodal
9	1.09	1.71	-0.31	1.70	Arena media, polimodal
10	0.17	1.69	-0.06	1.44	Arena gruesa, bimodal
11	0.49	1.70	0.21	1.75	Arena gruesa, polimodal
12	0.43	1.77	-0.01	1.51	Arena gruesa, polimodal
13	-0.10	1.34	0.04	1.98	Arena muy gruesa, bimodal
14	-0.13	1.38	0.50	2.55	Arena muy gruesa, polimodal
15	0.39	1.62	0.11	2.02	Arena gruesa, polimodal
16	0.39	1.63	0.14	2.02	Arena gruesa, polimodal
17	1.16	1.80	-0.40	2.05	Arena media, polimodal
18	-0.60	1.43	1.00	3.26	Arena muy gruesa, polimodal
19	-0.06	1.65	0.48	2.07	Arena muy gruesa, polimodal
20	0.08	1.31	0.18	2.33	Arena gruesa, bimodal
21	0.66	1.70	0.02	2.02	Arena gruesa, bimodal

#### 4.3.6.1.1 Grupo textural del sedimento

Con la clasificación de los sedimentos de Folk (1974) se pueden identificar tres tipos de sedimentos en la zona de transición de los abanicos deltas, estos son (1) Grava arenosa, (2) Arena gravosa y (3) Arena ligeramente gravosa (Figura 4.3.15).

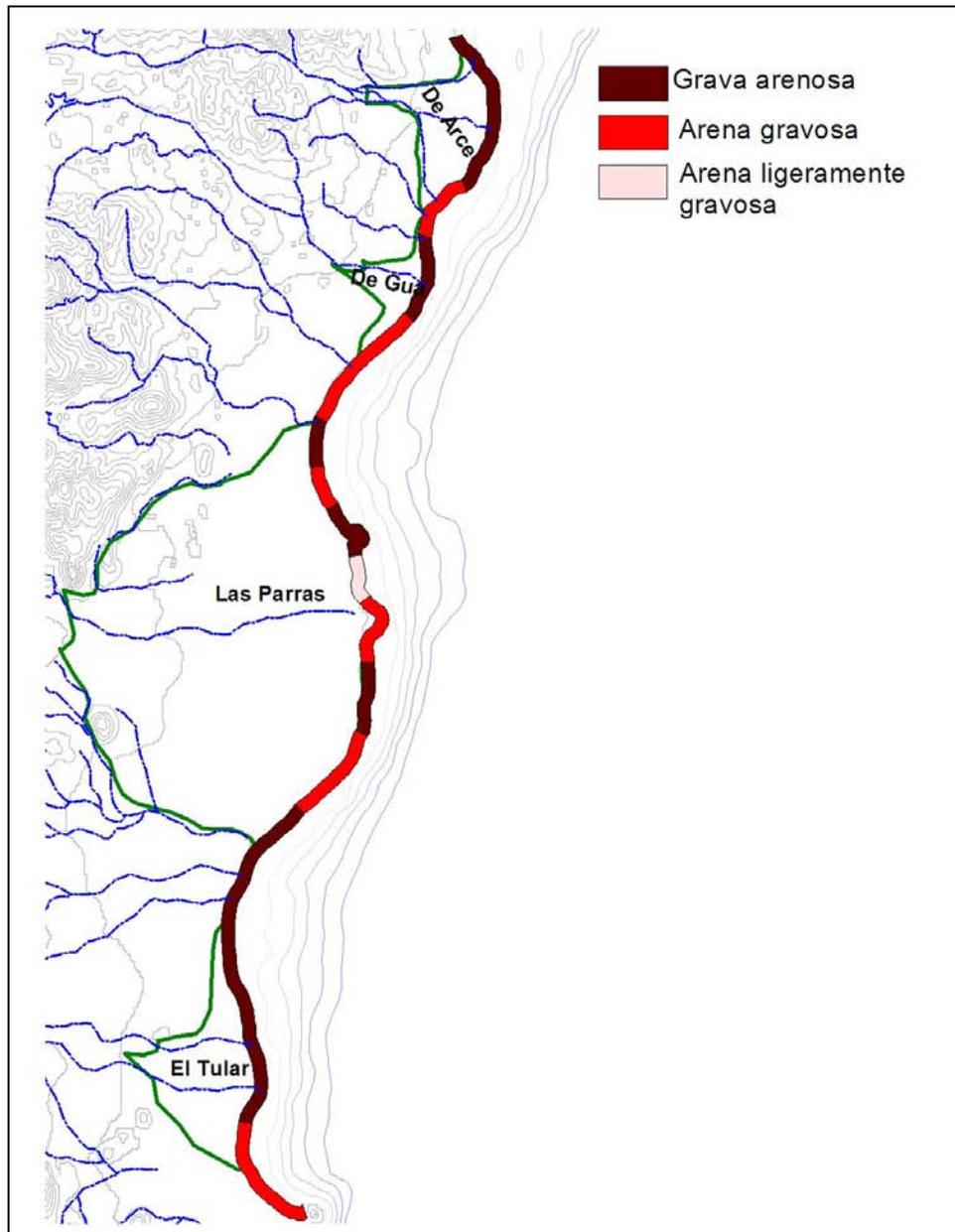


Figura 4.3.15. Grupo textural del sedimento de la zona de transición de acuerdo con la clasificación de Folk (1974). La línea continua de color verde indica el perímetro de cada uno de los abanicos deltas.

No se observa un patrón definido del comportamiento textural del sedimento en la playa, sin embargo se puede destacar que el sedimento en los abanico-deltas de Arce y de Gúa es de tipo grava arenosa mientras que el sedimento de la playa entre estos dos abanico-deltas cambia a arena gravosa, lo mismo sucede en la playa que se encuentra entre los abanicos de Gúa y Las Parras.

Esta zonificación del grupo textural del sedimento puede dar una idea que la energía del oleaje es mayor a lo largo de la zona de transición de los deltas y que en las zonas entre los abanicos la energía del oleaje disminuye debido a la protección que presentan los abanicos a estas zonas.

La playa del abanico-delta Las Parras presenta una zonificación en donde al parecer las áreas con el grupo textural de las gravas arenosas coincide con las zonas de mayor energía del oleaje que arriba a la playa, mientras que las zonas con arenas gravosas y arena ligeramente gravosa podrían coincidir con las áreas protegidas de la energía del oleaje a lo largo del frente del delta.

La zona de transición del abanico El Tular, el sedimento de la playa es un tanto homogéneo, presentándose solamente el grupo textural de las gravas arenosas, cambiando solamente al grupo de las arenas gravosas en el área de Nopoló en el extremo sur del área de estudio. Esto último puede estar relacionado con la protección que le da a esta zona la saliente rocosa.

#### **4.3.6.1.2 Tamaño medio del sedimento de la playa**

La media del tamaño de grano para la cara de la playa cae en las arenas muy gruesas, arena gruesa, arena media y arena fina (Figura 4.3.16). La zonificación que muestra el tamaño de grano del sedimento a lo largo de la bahía presenta cierta similitud con el comportamiento del grupo textural. En la figura 4.3.11 se puede apreciar que el sedimento en la parte frontal de los deltas de Arce, de Gúa y El Tular es del tipo de las arenas muy gruesas mientras que en las playas entre los deltas el tamaño de grano disminuye a arena gruesa y en algunos casos a arena media. Como las dimensiones de la

zona de transición del delta Las Parras son mayores se evidencian zonas con diferentes tamaños de sedimento como se muestra en la figura 4.3.16, en donde predominan las arenas gruesas y arenas medias. Cabe destacar que la única zona con sedimento mas fino (arena fina) es al norte del lóbulo del delta (Fig. 4.3.16, muestra 7). La distribución del tamaño de grano en la parte sur de este abanico es homogénea en ella predomina el sedimento de arena gruesa y cambia hacia el sur a arenas muy gruesas.

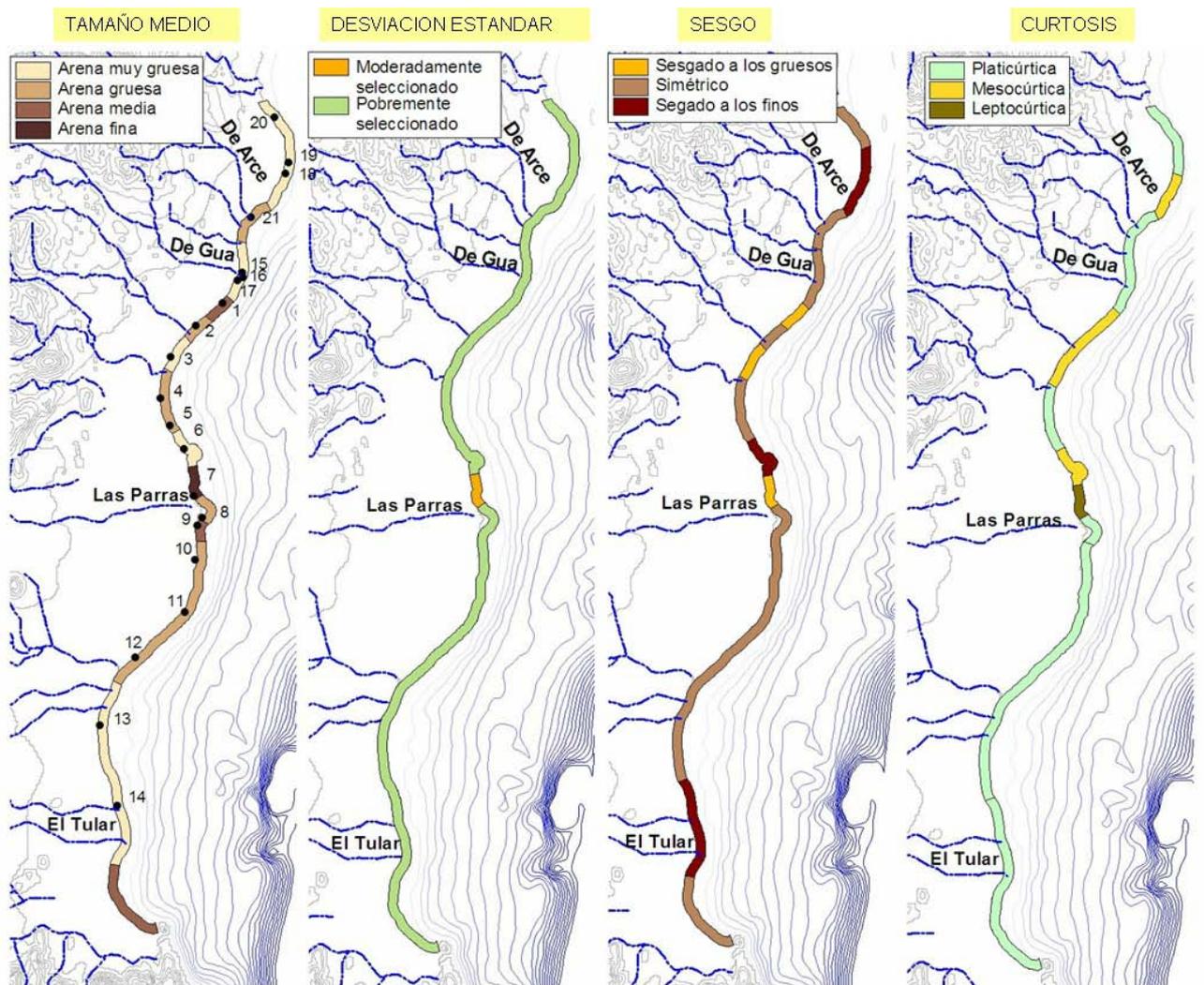


Figura 4.3.16. Parámetros texturales (media, desviación estándar, sesgo y curtosis) del sedimento de la playa. También se indican los puntos de muestreo y la etiqueta de las mismas.

#### **4.3.6.1.3 Desviación estándar del sedimento de la playa**

La desviación estándar o selección del sedimento en el frente del delta y a lo largo del litoral en la Bahía de Loreto es homogénea es decir que el sedimento en su mayoría está pobremente seleccionado como lo muestra la figura 4.3.16, destacando solamente la parte norte del delta del abanico Las Parras en donde el sedimento es moderadamente seleccionado. Sin embargo, la descarga del delta puede ser determinante en el grado de selección; dejando un rango amplio de tamaños de grano en donde la energía del oleaje se ve disminuida en época de descarga del arroyo. Es probable que debido a que en el periodo de muestreo no se presentaron descargas fluviales importantes; esto ayudó a mantener el patrón de selección presente en ese periodo.

#### **4.3.6.1.4 Sesgo del sedimento de la playa**

Se presentan dos distribuciones particulares del sesgo a lo largo del litoral de la Bahía de Loreto. El primero es desde el área donde se encuentra el abanico delta de Arce hasta la parte media del delta del abanico Las Parras (Fig. 4.3.16). En esta área el sesgo del sedimento muestra un control ejercido por la orientación de la playa con respecto a la dirección predominante de arribo del oleaje (que en general es del noreste), es decir el sedimento tiene una ligera tendencia de cambio de sesgado a los gruesos o negativo a sesgado a los finos o positivo, pasando por la simetría. Además en el frente del abanico delta de Arce el sedimento presenta un sesgo positivo o hacia los finos relacionado con las descargas fluviales.

El segundo patrón de distribución que presenta el sesgo del sedimento incluye la parte media del delta del abanico Las Parras hasta el extremo sur del área de estudio incluyendo el delta del abanico El Tular. Aquí el sesgo es más homogéneo que en el área norte; es simétrico y solamente en el frente de El Tular el sedimento es sesgado a los finos o positivo.

#### **4.3.6.1.5 Cúrtosis del sedimento de la playa**

La curtosis o picudez del sedimento a lo largo del litoral de la Bahía de Loreto en su mayoría presenta una distribución platicúrtica y solamente en algunas zonas muy localizadas la distribución del sedimento es mesocúrtica (Fig. 4.3.16). Estas zonas se localizan en la parte sur de los abanicos deltas de Arce y de Gua y una última en la parte norte del delta del abanico Las Parras, aquí mismo también el sedimento presenta una distribución tipo leptocúrtico.

#### **4.3.6.2 Frente del delta, talud del delta y prodelta**

En la tabla 4.3.6 se muestran los valores de los parámetros texturales para cada una de las muestras de sedimento superficial que fueron tomadas en diferentes partes de la plataforma peninsular desde Punta el Bajo, al norte, hasta Punta Nopoló al sur, así como la clasificación textural y comportamiento modal.

Tabla 4.3.6 Parámetros texturales del sedimento de la plataforma peninsular. Las unidades de los valores están en unidades phi ( $\emptyset$ ), las muestras están ordenadas de acuerdo con el ambiente sedimentario.

Muestras	Ambiente	Prof. (m)	Grupo Textural	Media (phi)	Media	Desv. Est. (phi)	Desv. Est.	Sesgo (phi)	Sesgo	Picudez (phi)	Picudez
B-58	Area próxima a Isla Coronado	2	arena	1.19	AM	1.22	PS	0.24	SF	19.34	L
B-59	Area próxima a Isla Coronado	5	arena	1.31	AM	1.09	MS	0.08	S	28.29	M
B-60	Area próxima a Isla Coronado	10	arena	0.38	AG	0.89	MS	-0.08	S	31.71	M
B-61	Area próxima a Isla Coronado	20	arena	1.29	AM	1.49	PS	-0.05	S	13.32	P
B-62	Area próxima a Isla Coronado	9	arena	1.28	AM	0.93	MS	0.14	SF	14.24	M
B-63	Area próxima a Isla Coronado	4	arena	1.82	AM	1.49	PS	-0.18	SG	14.77	ML
B-43	Delta subacuoso de Arce	20	arena lodosa	2.52	AM	1.93	PS	0.17	SF	8.04	ML
B-44	Delta subacuoso de Arce	10	arena	2.45	AF	1.53	PS	0.16	SF	13.09	ML
B-45	Delta subacuoso de Arce	5	arena	2.52	AF	1.21	MS	0.20	SF	23.50	ML
B-46	Delta subacuoso de Arce	2	arena	1.79	AM	1.16	MS	0.17	SF	22.83	L
B-47	Delta subacuoso de Arce	2	arena	2.14	AF	1.21	MS	0.11	SF	20.14	L
B-48	Delta subacuoso de Arce	5	arena	1.43	AM	1.74	PS	-0.30	SG	9.53	L
B-49	Delta subacuoso de Arce	15	arena	1.91	AM	1.24	MS	0.09	S	23.38	ML
B-50	Delta subacuoso de Arce	21	arena	1.52	AM	1.19	MS	0.25	SF	22.08	M
B-51	Delta subacuoso de Arce	20	arena	1.24	AM	1.09	MS	0.11	SF	21.33	P
B-52	Delta subacuoso de Arce	10	arena	0.79	AG	1.00	MS	-0.05	S	23.76	P
B-53	Delta subacuoso de Arce	10	arena	1.19	AM	1.11	MS	0.19	SF	23.57	P
B-54	Delta subacuoso de Arce	5	arena	1.30	AM	0.99	MS	0.00	S	32.84	M
B-55	Delta subacuoso de Arce	2	arena	1.95	AM	1.21	MS	0.21	SF	19.30	L
B-56	Delta subacuoso de Arce	2	arena	1.92	AM	1.07	MS	-0.03	S	30.76	L
B-57	Delta subacuoso de Arce	5	arena	2.65	AF	1.45	PS	0.01	S	15.13	L
B-35	Delta subacuoso de Gúa	19	arena lodosa	3.06	AF	1.56	PS	-0.14	SG	13.93	ML
B-36	Delta subacuoso de Gúa	10	arena lodosa	3.13	AF	1.38	MS	-0.27	SG	19.20	ML
B-37	Delta subacuoso de Gúa	5	arena lodosa	3.15	AF	1.37	MS	-0.21	SG	18.72	ML
B-38	Delta subacuoso de Gúa	2	arena	2.54	AF	1.12	MBS	-0.08	S	30.51	L
B-39	Delta subacuoso de Gúa	2	arena	2.11	AF	1.05	MS	0.09	S	32.68	L
B-40	Delta subacuoso de Gúa	5	arena	3.01	AF	1.32	MS	-0.16	SG	20.42	ML
B-41	Delta subacuoso de Gúa	10	arena	2.67	AF	1.43	PS	0.06	S	16.43	ML
B-42	Delta subacuoso de Gúa	20	arena lodosa	3.30	AMF	1.76	PS	-0.38	MSG	8.87	ML
B-31	Zona transicional entre Gúa y Las Parras	2	arena	2.18	AF	1.21	MS	0.24	SF	21.84	ML
B-32	Zona transicional entre Gúa y Las Parras	6	arena	2.88	AF	1.29	MS	-0.19	SG	21.87	L
B-33	Zona transicional entre Gúa y Las Parras	10	arena lodosa	3.82	AMF	1.69	PS	-0.45	MSG	9.74	ML
B-34	Zona transicional entre Gúa y Las Parras	20	arena lodosa	4.18	LMG	1.88	PS	-0.59	MSG	7.23	L
B-1	Delta subacuoso Las Parras	2	arena	2.77	AF	1.02	MBS	-0.14	SG	41.43	L
B-18	Delta subacuoso Las Parras	2	arena	3.13	AF	1.23	MS	-0.15	SG	24.86	L
B-19	Delta subacuoso Las Parras	2	arena	2.11	AF	1.17	MS	0.11	SF	23.40	ML
B-2	Delta subacuoso Las Parras	5	arena lodosa	3.38	AMF	1.57	PS	-0.45	MSG	12.21	ML
B-20	Delta subacuoso Las Parras	2	arena	2.13	AF	1.22	MS	0.19	SF	20.80	ML
B-21	Delta subacuoso Las Parras	2	arena	2.17	AF	1.01	MBS	0.01	S	33.80	L
B-22	Delta subacuoso Las Parras	3	arena	3.01	AF	1.30	MS	-0.18	SG	22.12	L
B-23	Delta subacuoso Las Parras	3	arena	1.45	AM	1.49	PS	0.01	S	11.80	M

AM= arena muy gruesa, AG=arena gruesa, AM=arena media, AF=arena fina, AMF=arena muy fina, LMG=limo muy grueso. MBS=moderadamente bien seleccionado, MS=moderadamente seleccionado, PS=pobrememente seleccionado. SG=sesgado a los gruesos, S=simétrico, SF=sesgado a los finos, MSG=muy sesgado a los gruesos. P= Platicúrtica, M=mesocúrtica, L=leptocúrtica, ML=muy leptocúrtica.

Tabla 4.3.6a Parámetros texturales del sedimento de la plataforma peninsular. Las unidades de los valores están en unidades phi ( $\emptyset$ ), las muestras están ordenadas de acuerdo con el ambiente sedimentario.

Muestras	Ambiente	Prof. (m)	Grupo Textural	Media (phi)	Media	Desv. Est. (phi)	Desv. Est.	Sesgo (phi)	Sesgo	Picudez (phi)	Picudez
B-24	Delta subacuoso Las Parras	6	arena	2.72	AF	1.40	MS	-0.24	SG	17.22	ML
B-25	Delta subacuoso Las Parras	10	arena lodosa	3.17	AF	1.47	PS	-0.38	MSG	15.96	ML
B-26	Delta subacuoso Las Parras	20	arena	2.02	AM	1.91	PS	0.05	S	8.43	L
B-27	Delta subacuoso Las Parras	20	arena lodosa	4.11	AMF	2.00	PS	-0.60	MSG	6.22	L
B-28	Delta subacuoso Las Parras	10	arena	2.91	AF	1.27	MS	-0.12	SG	22.81	L
B-29	Delta subacuoso Las Parras	5	arena lodosa	3.04	AF	1.54	PS	-0.35	MSG	16.94	ML
B-30	Delta subacuoso Las Parras	2	arena	2.46	AF	1.18	MS	0.09	S	25.56	ML
B-71	Delta subacuoso Las Parras	10	arena lodosa	4.18	LMG	1.74	PS	-0.49	MSG	8.52	L
B-72	Delta subacuoso Las Parras	4	arena	2.87	AF	1.23	MS	-0.23	SG	24.37	L
B-73	Delta subacuoso Las Parras	5	arena lodosa	3.18	AF	1.44	PS	-0.38	MSG	16.46	ML
B-74	Delta subacuoso Las Parras	10	arena lodosa	3.88	AMF	1.72	PS	-0.41	MSG	8.97	L
B-75	Delta subacuoso Las Parras	20	lodo	6.56	LM	1.86	PS	-0.40	MSG	4.22	M
B-76	Delta subacuoso Las Parras	20	arena lodosa	4.33	LMG	1.84	PS	-0.44	MSG	7.38	L
B-77	Delta subacuoso Las Parras	10	arena lodosa	3.82	AMF	1.56	PS	-0.35	MSG	12.33	ML
B-78	Delta subacuoso Las Parras	4	arena	1.98	AM	1.39	PS	-0.05	S	15.53	ML
B-79	Delta subacuoso Las Parras	5	arena lodosa	2.95	AF	1.51	PS	-0.37	MSG	14.84	ML
B-80	Delta subacuoso Las Parras	10	arena lodosa	3.38	AMF	1.54	PS	-0.33	MSG	13.94	ML
B-81	Delta subacuoso Las Parras	20	arena lodosa	3.19	AMF	2.12	PS	-0.52	MSG	6.18	L
B-5	Zona transicional entre Las Parras y El Tular	2	arena	2.30	AF	1.24	MS	0.24	SF	20.08	ML
B-70	Zona transicional entre Las Parras y El Tular	20	lodo arenoso	4.72	LMG	1.90	PS	-0.53	MSG	6.38	L
B-10	Delta subacuoso El Tular	13	lodo arenoso	4.72	LMG	1.90	PS	-0.47	MSG	6.52	L
B-11	Delta subacuoso El Tular	4	arena lodosa	3.27	AMF	1.46	PS	-0.13	SG	16.15	ML
B-15	Delta subacuoso El Tular	2	arena lodosa	3.15	AMF	1.38	MS	-0.09	S	18.36	L
B-16	Delta subacuoso El Tular	2	arena	2.42	AF	1.13	MS	-0.01	S	29.61	L
B-17	Delta subacuoso El Tular	3	arena lodosa	2.86	AF	1.39	MS	-0.22	SG	17.60	ML
B-3	Delta subacuoso El Tular	10	arena	1.48	AM	1.64	PS	-0.04	S	9.84	M
B-4	Delta subacuoso El Tular	5	arena	1.56	AM	1.30	PS	0.10	S	19.92	M
B-6	Delta subacuoso El Tular	5	arena lodosa	3.49	AMF	1.37	MS	-0.28	SG	18.89	ML
B-65	Delta subacuoso El Tular	20	lodo	6.74	LM	1.82	PS	-0.32	MSG	3.72	M
B-66	Delta subacuoso El Tular	20	arena lodosa	4.50	LMG	2.34	MPS	-0.33	MSG	4.21	L
B-67	Delta subacuoso El Tular	10	arena lodosa	3.95	AMF	1.70	PS	-0.43	MSG	9.64	ML
B-68	Delta subacuoso El Tular	11	arena lodosa	4.34	LMG	1.75	PS	-0.47	MSG	8.52	L
B-69	Delta subacuoso El Tular	20	lodo arenoso	6.09	LG	1.99	PS	-0.33	MSG	3.68	M
B-7	Delta subacuoso El Tular	10	arena lodosa	3.82	AMF	1.88	PS	-0.34	MSG	8.48	ML
B-8	Delta subacuoso El Tular	10	arena lodosa	3.66	AMF	1.76	PS	-0.32	MSG	9.12	ML
B-9	Delta subacuoso El Tular	4	arena lodosa	3.07	AF	1.58	PS	-0.14	SG	12.37	ML
B-12	Area próxima a Punta Nopoló	14	arena lodosa	3.89	AMF	1.65	PS	-0.41	MSG	10.28	ML
B-13	Area próxima a Punta Nopoló	5	arena lodosa	3.32	AMF	1.32	MS	-0.38	MSG	21.71	ML
B-14	Area próxima a Punta Nopoló	2	arena	3.21	AMF	1.08	MBS	-0.16	SG	39.29	L
B-64	Area próxima a Punta Nopoló	20	arena lodosa	4.11	AMF	1.81	PS	-0.57	MSG	8.00	L

AM= arena muy gruesa, AG=arena gruesa, AM=arena media, AF=arena fina, AMF=arena muy fina, LMG=limo muy grueso. MBS=moderadamente bien seleccionado, MS=moderadamente seleccionado, PS=pobremente seleccionado. SG=sesgado a los gruesos, S=simétrico, SF=sesgado a los finos, MSG=muy sesgado a los gruesos. P= Platicúrtica, M=mesocúrtica, L=leptocúrtica, ML=muy leptocúrtica.

#### 4.3.6.2.1 Grupo textural del sedimento

De acuerdo con la clasificación de Folk (1974), utilizada por el programa Gradistat, el sedimento que se encuentra en la plataforma en la Bahía de Loreto es de tres tipos: (1) arenas, (2) arenas lodosas, y (3) lodos (Fig. 4.3.17).

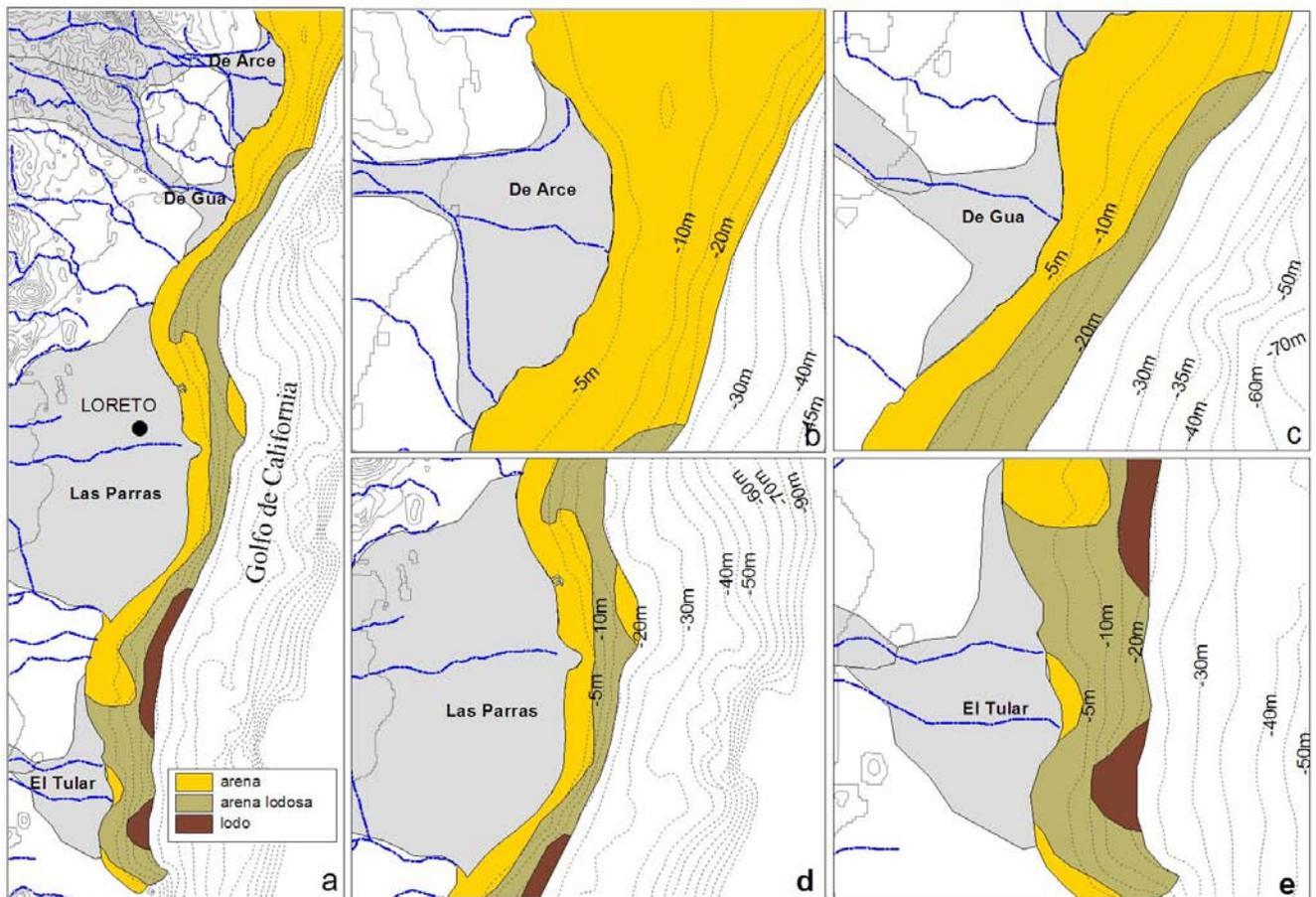


Figura 4.3.17. Distribución de la composición textural del sedimento en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto y de la parte subacuosa de cada uno de los abanico-deltas. Los grupos presentes son: los de las arenas, arenas lodosas y lodos.

Las arenas y las arenas lodosas son las que se encuentran distribuidas en la mayor parte de la superficie de la plataforma, no obstante, el grupo de las arenas dominan en la parte norte y su distribución disminuye en dirección sur, restringiéndose a una franja paralela a la línea de costa, alcanzando los 10 m de profundidad.

De manera contraria, en la parte sur dominan las arenas lodosas y disminuye su distribución hacia el norte en una franja paralela a la de las arenas. La distribución de las arenas y las arenas lodosas denota una zona de “mezcla” en la parte central de la plataforma, en donde el grupo de las arenas domina la línea de costa hasta casi los 10 m de profundidad, mientras que las arenas lodosas se distribuyen generalmente después de los 10 m de profundidad. Los lodos se encuentran en zonas muy restringidas en el extremo sur de la bahía, de acuerdo con la figura 4.3.17a los depósitos de lodos se localizan después de los 15 m de profundidad.

El sedimento es unimodal (Tabla 4.3.6) en la mayor parte de la extensión de la plataforma, con algunas zonas bimodales a trimodales. Esta última se presenta en el extremo sur de la bahía, mientras que la distribución bimodal del sedimento no presenta un comportamiento que se pueda asociar a los procesos costeros o con la profundidad, debido a que se distribuye tanto en la zona somera (cercana a la línea de costa) como a profundidades que rebasan los 10 m.

*La distribución de los tipos de sedimento por cada abanico delta se describe a continuación:*

En la parte subacuosa del delta de Arce dominan las arenas (Fig. 4.3.17b), y solamente, hacia el sur, después de los 15 m de profundidad se localizan arenas lodosas, que más bien podrían estar asociadas a la zona de transición entre los abanicos deltas de Arce y de Gúa (Fig. 4.3.17 a y b).

En el delta subacuosa de Gúa el gradiente del tipo de sedimento es del grupo de las arenas desde la línea de costa y hasta los 10 m de profundidad aproximadamente (Fig. 4.3.17 a y c).

Entre el abanico de Gúa y Las Parras, en donde se ha desarrollado una ensenada pequeña, la franja de las arenas, paralela a la línea, de costa ha sido restringida prácticamente hasta los 5 m de profundidad, mientras que grupo de

las arenas lodosas ha ampliado su distribución como se muestra en la figura 4.3.17a.

La parte subacuosa del delta Las Parras (Fig. 4.3.17d), presenta un gradiente hacia el mar, de la línea de costa y hasta los 10 m de profundidad aproximadamente, el tipo de sedimento que predomina son las arenas, mientras que después de esta profundidad la fracción de los lodos se incrementa, de manera que el sedimento cambia a arenas lodosas.

Esta distribución del sedimento se observa en la parte norte y centro del delta, mientras que en su parte sur, la franja con arenas se hace angosta, y se restringe a los 5 m aproximadamente. Después de esta profundidad y hasta los 20 m dominan las arenas lodosas, y después de los 20 m de profundidad se encuentra un depósito de lodos.

La distribución del tipo de sedimento en el delta subacuoso El Tular presenta los tres tipos de sedimentos, dominando la mayor extensión las arenas lodosas, las cuales se distribuyen desde la línea de costa hasta los 20 m de profundidad (Fig. 4.3.17). Mientras que, el grupo de las arenas se restringe a una zona frente a la descarga del arroyo El Tular y los lodos están presentes hacia el sur del delta subacuoso donde sería la parte más protegida de esta zona, debido a la presencia de la punta rocosa Nopoló.

#### **4.3.6.2.2 Tamaño medio del sedimento**

El tamaño de grano del sedimento superficial en la plataforma peninsular varía de manera general desde arenas muy gruesas a limo medio (Fig. 4.3.18a). La distribución de las arenas muy gruesas está restringido a la parte norte de la bahía y coincide con la ubicación del canal que se encuentra entre la península e Isla Coronado.

El tamaño medio del sedimento que domina la zona subacuosa del delta de Arce es de arena media (Fig. 4.3.18b, tabla 4.3.6), sin embargo, se encuentran

parches cubiertos por arena fina en la parte norte del delta después de los 5 m de profundidad, en la parte central en los primeros 5 metros de profundidad, y en la parte sur del delta inicia el depósito de las arenas finas a los 5 m de profundidad y se amplía hacia el sur hasta cubrir la zona subacuosa del delta de Gúa. La ubicación de estos depósitos de arena fina coincide con las zonas de desembocadura de cauces distributarios en la planicie deltaica de Arce.

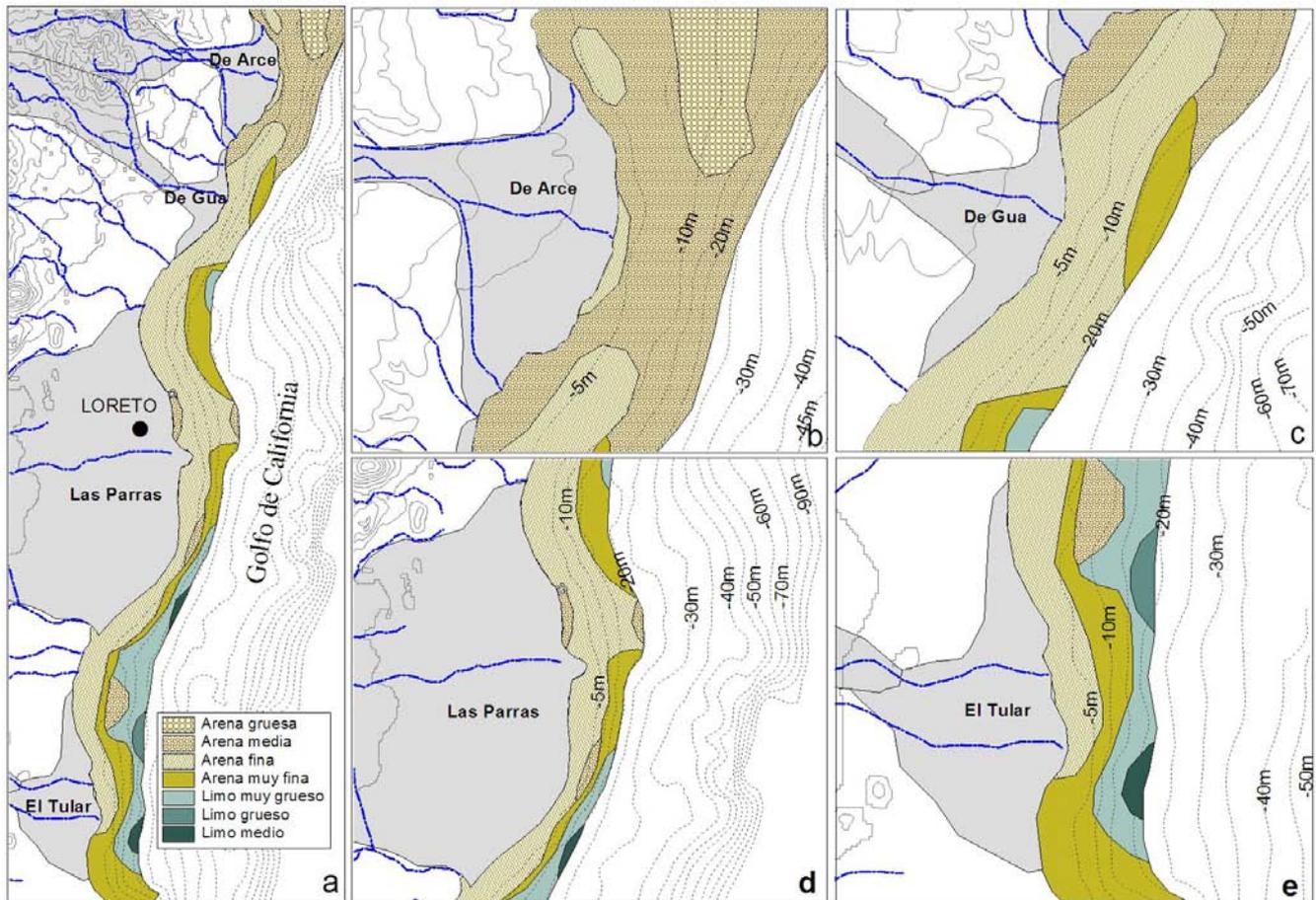


Figura 4.3.18. Distribución del Tamaño medio del sedimento en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto y de la parte subacuosa de cada uno de los abanicos deltas. Los tamaños medios del sedimento presentes en la plataforma presentan un rango amplio que va desde las arenas gruesas hasta los limos medios.

La parte subacuosa del delta de Gúa está dominada por sedimento cuyo tamaño medio cae en las arenas finas (Fig. 4.3.18c), sin embargo, en la parte norte, paralela a la línea de costa y hasta los 5 m de profundidad se encuentra una franja de arena media, continuación de la parte sur de la zona subacuosa

del delta de Arce. Después de los 10 m de profundidad el tamaño medio del sedimento disminuye a las arenas muy finas y conforme aumenta la profundidad el tamaño medio disminuye hasta los limos (limo grueso, en la zona subacuosa del delta de Gúa).

La distribución del tamaño medio del sedimento en la parte subacuosa del delta Las Parras varía de arena fina a arena muy fina en relación con la profundidad en la parte norte (Fig. 4.3.18d), mientras que en la parte central del delta las arenas medias dominan, en una franja cercana a la línea de costa y al igual que en la parte norte el tamaño del sedimento disminuye conforme aumenta la profundidad. No obstante, en la visita de campo se observó que en esta zona del delta se encuentran clastos con tamaños que alcanzan los 20 cm de diámetro, principalmente próximos a la línea de costa, lo cual coincide con la desembocadura del arroyo Las Parras. En la parte sur de éste delta, el tamaño medio del sedimento disminuye a los limos los cuales son dominantes y su distribución se hace más notoria hacia el sur de la bahía.

El tamaño medio del sedimento delta subacuoso El Tular presenta un gradiente mejor diferenciado con la profundidad. La figura 4.3.18e muestra una franja en la parte norte y centro del delta, desde la línea de costa hasta los 5 de profundidad, donde el tamaño medio es de arena fina, el cual disminuye con la profundidad, pasando a las arenas muy finas y después a los limos.

#### **4.3.6.2.3 Desviación estándar o selección del sedimento**

El sedimento en la plataforma de la Bahía de Loreto es de pobremente seleccionado a moderadamente bien seleccionado (Fig. 4.3.19a). En el área al norte del abanico delta de Arce, en los primeros 5 m de profundidad el sedimento está pobremente seleccionado y después de los 5 m y hasta los 20 m de profundidad la selección del sedimento cambia a moderadamente bien seleccionado.

En dirección al sur la distribución de la clasificación del sedimento es contraria a la descrita en el párrafo anterior. La figura 4.3.19a muestra que el sedimento en la plataforma peninsular es moderadamente bien seleccionado en una franja casi continua paralela a la línea de costa hasta los 5 m de profundidad. Con el incremento de la profundidad (>5m) la selección del sedimento cambia a pobremente seleccionado.

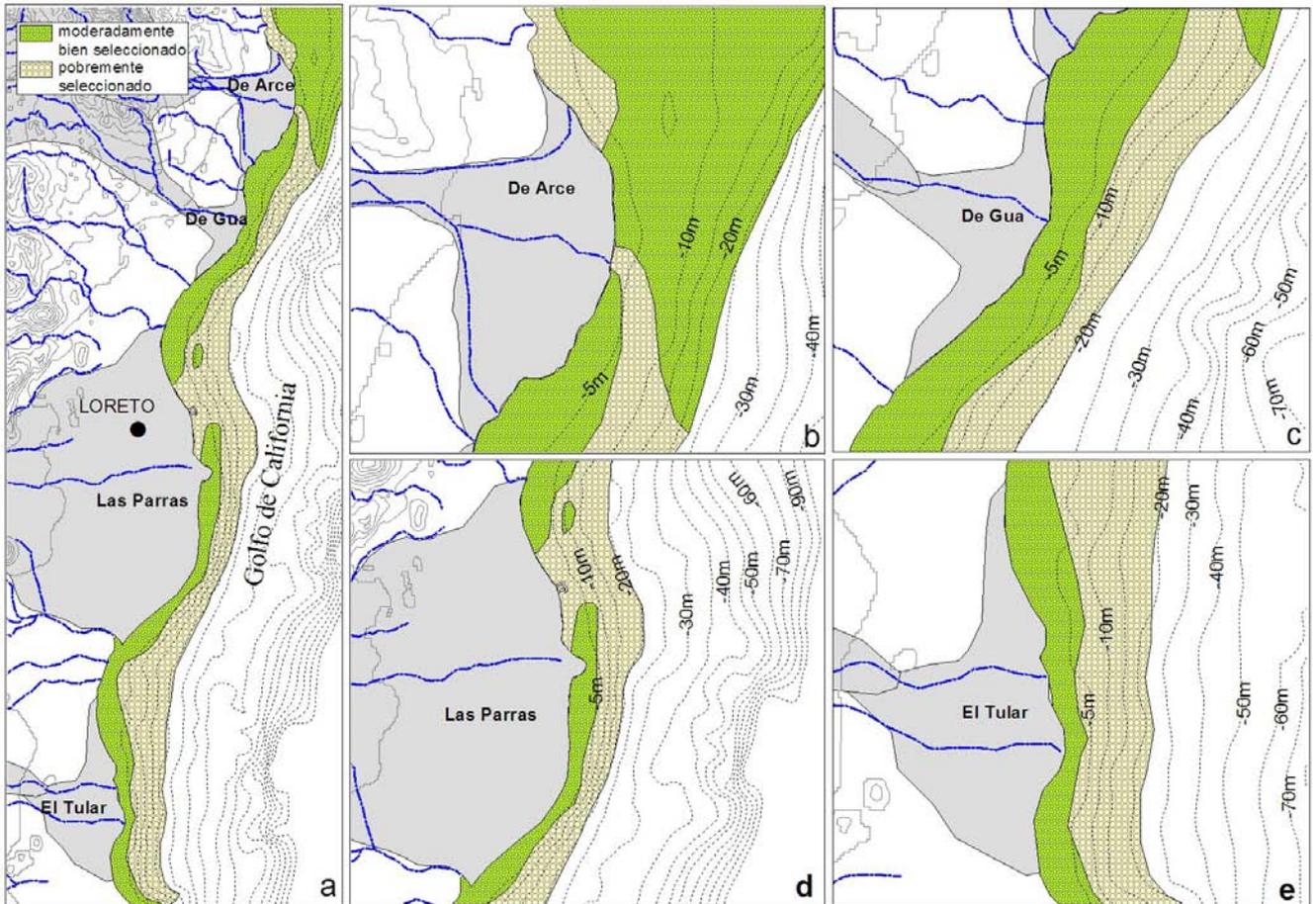


Figura 4.3.19. Distribución de la selección del sedimento en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto y en cada uno de los abanicos deltas. La selección del sedimento se restringe de moderadamente bien seleccionado a pobremente seleccionado siendo esta ultima clasificación la que predomina en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto.

El sedimento en la mayor parte de la zona subacuosa del delta de Arce es moderadamente bien seleccionado y solamente una franja paralela a la línea de costa, hasta los 5 m de profundidad, al norte del delta, y otra en el sur del

delta hacia los 15 m de profundidad el sedimento está pobremente seleccionado (Fig. 4.3.19b).

La selección del sedimento en la zona subacuosa del delta de Gúa (Fig. 4.3.19c) presenta un patrón mejor definido, donde el sedimento es moderadamente bien seleccionado desde la línea de costa y hasta los 10 m de profundidad aproximadamente. Entre los 10 y 20 m de profundidad la selección del sedimento es de pobremente seleccionado. Estas condiciones de selección del sedimento prevalecen en la zona subacuosa de transición entre el delta de Gúa y Las Parras.

El patrón de selección del sedimento en la parte norte del delta subacuoso Las Parras es más errático en su parte norte que hacia la parte central y sur del mismo. En la parte norte el sedimento moderadamente bien seleccionado está restringido a una franja que alcanza los 5 m, parece que las condiciones energéticas del oleaje permanecen constantes desde la zona transicional anteriormente mencionada y hasta esta parte norte del delta (Fig. 4.3.19d). A partir de ahí y hacia la parte central el sedimento es pobremente seleccionado y cambia a moderadamente bien seleccionado en el área contigua al lóbulo que forma la descarga del arroyo Las Parras.

En la zona sur de este delta la selección del sedimento es muy similar a lo encontrado en el delta subacuoso de Gúa, donde el sedimento es de moderadamente bien seleccionado desde la costa y hasta los 5 m de profundidad, y se vuelve pobremente seleccionado conforme la profundidad aumenta hasta alcanzar los 20 m. Este mismo patrón prevalece en el delta subacuoso El Tular (Fig. 4.3.19e).

#### **4.3.6.2.4 Sesgo del sedimento**

El sesgo del sedimento representa la simetría o preferencia de dispersión del sedimento hacia un lado u otro del promedio (Blott y Pye, 2001). El sedimento en la mayor parte de la plataforma en la Bahía de Loreto es sesgado hacia los

gruesos, no obstante, en la parte norte de la bahía la dispersión del sedimento es simétrica con tendencia hacia los tamaños finos (Fig. 4.3.20a). Desde el área en donde se ubica el delta subacuoso de Gúa y hasta la parte sur del delta El Tular la distribución del sedimento es simétrica en una franja paralela a la línea de costa menor a los 5 m de profundidad. En esta misma franja se encuentran parches de sedimento con una distribución sesgada a los finos, estos se encuentran en las zonas de transición entre los abanicos y parece ser asociados a las descargas de los arroyos en esa zona; también en la parte sur del delta subacuoso Las Parras. Entre los 5 y 20 m de profundidad el sedimento en la plataforma presenta una distribución de sesgado a los gruesos y dos parches aislados después de los 20 m de profundidad casi frente a la descarga del arroyo Las Parras y frente a la zona de transición entre los abanicos deltas Las Parras y El Tular.

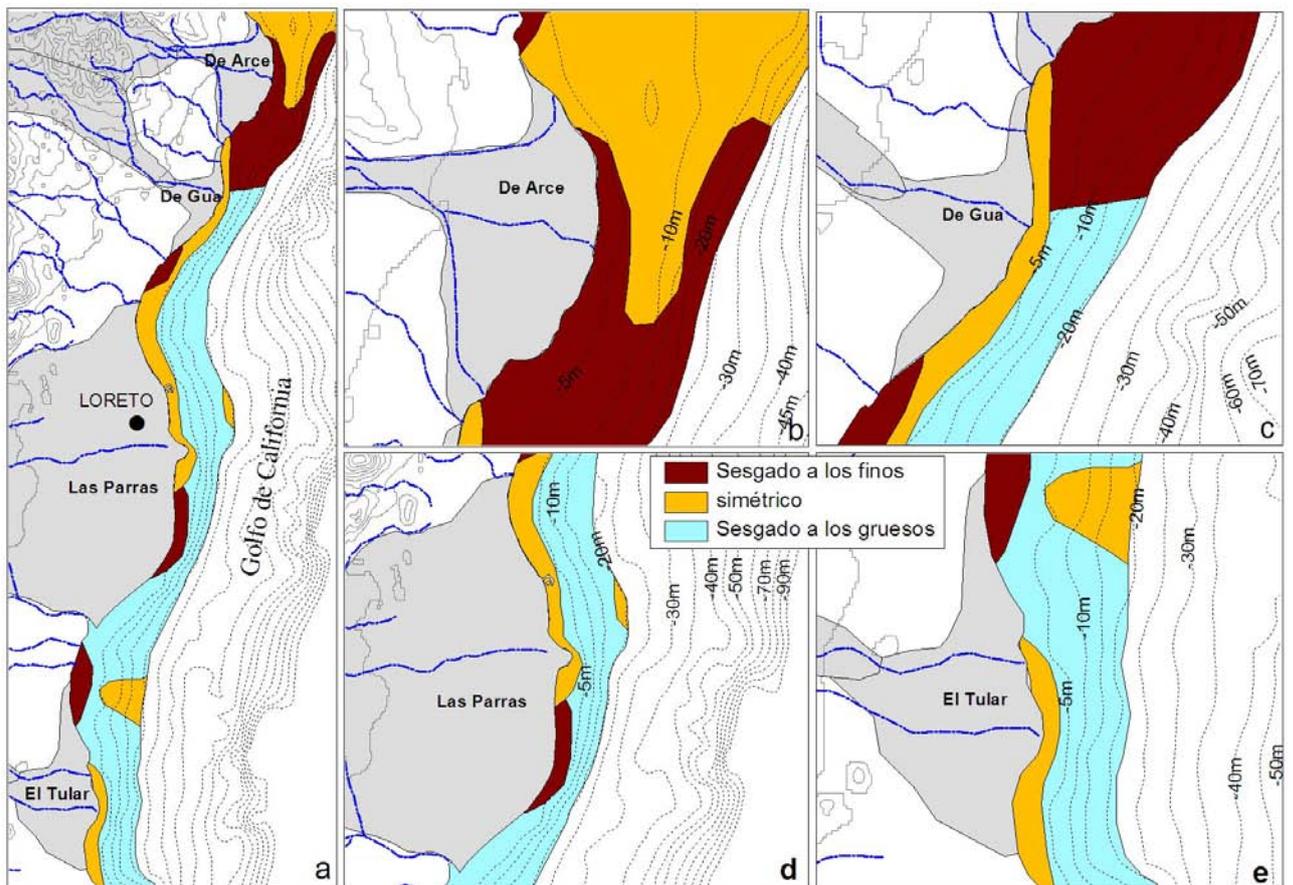


Figura 4.3.20. Distribución del Sesgo del sedimento en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto y en cada uno de los abanicos deltas. La distribución del sesgo del sedimento es de sesgado a los gruesos, simétrico y sesgado a los finos.

La dispersión del sedimento en la zona subacuosa del delta de Arce es de simétrica en la parte norte y cambian en dirección sur a sesgada a los finos (Fig. 4.3.20b), este patrón se mantiene hasta la parte norte del delta de Gua. Después de ahí y dirección sur el sesgo del sedimento a profundidad menor a los 5 m es simétrico y entre los 5 y 20 m de profundidad el sedimento es sesgado a los gruesos (Fig. 4.3.20c).

En la zona transicional entre el delta de Gua y Las Parras, el sedimento en la plataforma presenta una dispersión con una tendencia hacia los tamaños finos y con la profundidad cambia a sesgado a los gruesos pasando por la simetría. Cabe destacar que el sedimento con sesgo a los finos en esta zona está restringido al área de influencia de la descarga de los tributarios fluviales que descargan aquí (Fig. 4.3.20a).

La distribución del sesgo del sedimento en el delta subacuoso Las Parras es de simétrico a sesgado a los gruesos en la parte norte y centro del delta asociado al cambio en la profundidad de la columna de agua. En la zona sur de este delta el sesgo del sedimento en la parte somera de la playa (<5m de profundidad) el sedimento es sesgado a los finos, cabe mencionar que en esta parte del delta existen una serie de espigones que interfieren con la deriva litoral y la refracción del oleaje, y después de los 5 m y hasta los 20 m de profundidad el sesgo del sedimento es sesgado a los gruesos (Fig. 4.3.20d).

El sedimento en la zona subacuosa del delta El Tular presenta una distribución con sesgo hacia los gruesos en su parte norte, y en la desembocadura del arroyo El Tular y hacia la porción sur del delta el sesgo del sedimento es simétrico hasta los 5 m de profundidad. Entre los 5 y 20 m de profundidad el sesgo del sedimento es sesgado a los gruesos (Fig. 4.3.20e).

#### 4.3.6.2.5 Curtosis o picudez del sedimento

La figura 4.3.19 muestra que el sedimento en la plataforma de la Bahía de Loreto es platicúrtica en la parte norte, en el área próxima a Isla Coronado (Fig. 4.3.21a), y cambia a mesocúrtica y finalmente a leptocúrtica en dirección a la línea de costa. A partir de ahí y en dirección hacia el sur de la bahía la distribución del sedimento se mantiene leptocúrtica con algunas variaciones muy puntuales en la parte central del delta Las Parras y otras en la zona subacuosa del delta El Tular aproximadamente después de los 10 m de profundidad. De lo anterior se encuentra que la distribución de la picudez no varía en general a lo largo de la bahía y por lo tanto los procesos costeros asociados con la distribución del sedimento no tienen efecto en este parámetro.

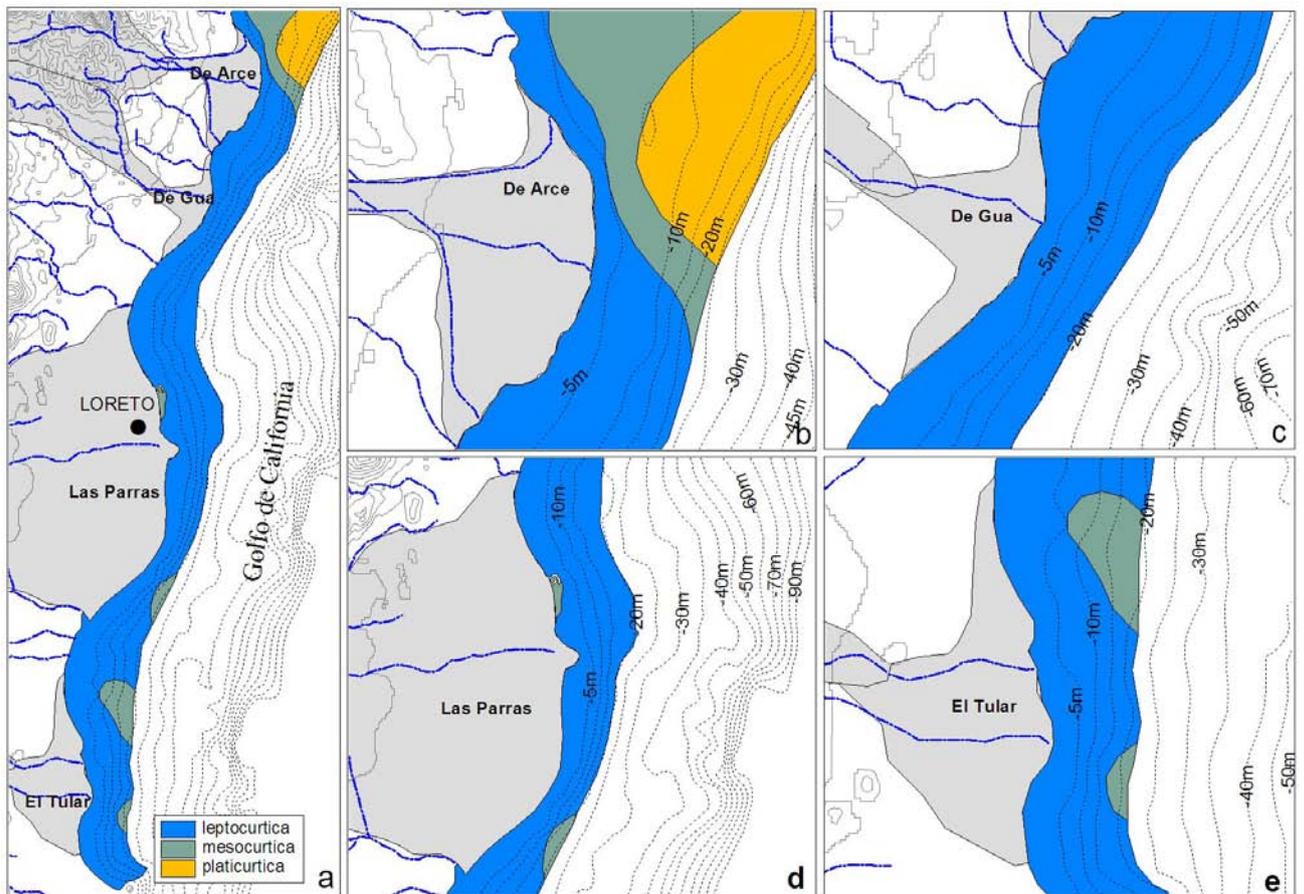


Figura 4.3.21. Cúrtosis del sedimento en la plataforma peninsular de la Bahía de Loreto y en cada uno de los deltas subacuosa. La distribución de la picudez o curtosis no refleja una relación con los procesos costeros que actúan en la bahía.

#### 4.3.7 Discusión de los deltas

La zona subacuosa de los abanicos deltas es la menos estudiada. Esto se debe a que los procesos que afectan la sedimentación y erosión en esta zona son difíciles de observar, especialmente aquellos de baja frecuencia asociados a los ciclones los cuales llegan a modificar de manera considerable la morfología de esta zona. Las variaciones morfológicas de la zona subacuosa en los abanicos deltas dependen de las características del régimen fluvial y del de la cuenca receptora. Además de la interacción entre la descarga fluvial y la columna de agua de la cuenca. Dependiendo de las características de densidad en ambos fluidos pueden desarrollarse morfologías particulares asociadas a diferentes procesos de sedimentación (Wright, 1977; Postma, 1990), estos procesos de sedimentación pueden ser flujo por inercia y difusión turbulenta, fricción turbulenta de fondo, y flotabilidad.

Los perfiles batimétricos de estos deltas han permitido distinguir dos zonas principales: el frente del delta y el prodelta. Esta morfología corresponde a los deltas de aguas someras de acuerdo con la clasificación propuesta por Postma (1990). El frente del delta es la parte superior del delta subacuoso. Esta zona va de la playa hasta la base de la ola (Postma, 1984). El frente del delta presenta una zona de transición en donde domina el ambiente de playa (Wescott y Ethridge, 1980). Las descargas fluviales han sido el principal agente que ha desarrollado el delta subacuoso de los abanicos estudiados dando origen a la forma lobulada que presentan. Sin embargo, por las condiciones climáticas actuales de aridez y lluvias escasas, son los procesos costeros los que se han encargado de redistribuir el sedimento en la zona de transición de estos deltas. La tasa de desarrollo de la forma lobulada de estos deltas sugiere que la acción de los procesos costeros en la Bahía de Loreto es heterogénea, de tal manera que la parte norte de la bahía está más protegida de la energía del oleaje en relación con la parte sur de la bahía, en donde se ve incrementado el oleaje; es por ello que los deltas de Arce y Las Parras muestran mejor desarrollo del lóbulo del delta. Esto concuerda con lo señalado por Hayes y Michael (1982), quienes proponen que los depósitos en la zona de transición reflejan de manera primaria la interacción del aporte de sedimentos y

la acción del oleaje, desarrollando deltas lobulados (lobate deltas) en zonas protegidas y deltas arqueados (arcuate deltas) en áreas expuestas.

Esto se debe a la morfología de la cuenca receptora, como se puede observar en la figura 4.3.3, es alargada donde su eje mayor es paralelo a la línea de costa, mientras que el eje menor es perpendicular y de menor longitud debido a la posición de la isla Carmen, próxima a la línea de costa. Si consideramos que la dirección del oleaje que domina en la bahía es del norte-nordeste (Robles, 1985) es de esperar que el fetch mayor sea de norte a sur, lo que hace que la parte sur de la bahía presenta oleaje con mayor energía, mientras que en la parte norte de la bahía la energía del oleaje se ve disminuida por la presencia de la isla Coronado y la sierra Microondas en la margen peninsular. Debido a lo anterior se infiere que existen variaciones en el ángulo de incidencia del oleaje y en la energía del oleaje a lo largo de la línea de costa.

#### *Zona de transición*

El desarrollo de bermas de gravas en el frente del delta de los cuatro abanicos estudiados es evidencia de la alta energía del oleaje. Este tipo de oleaje juega un papel importante en el desarrollo de la morfología del frente del delta de Arce, Gúa, Las Parras y El Tular. Cuando se ve incrementada la energía del oleaje, este puede romper en algunos lugares del frente de los deltas la berma y propicia el desarrollo de pequeñas lagunas, principalmente en la parte baja de los cauces de los arroyos que llegan hasta la parte baja de los deltas. Estas lagunas se presentan en la base de los cuatro deltas. Los cambios en la dirección de arribo del oleaje y de la energía promueven la construcción nuevamente de la berma en el frente de las lagunas. Estos cambios energéticos del oleaje condicionan la temporalidad de las lagunas. En el área en donde se desarrollan estas lagunas, generalmente la presencia de la berma induce la sedimentación, principalmente de limos y arcillas, como se observó en campo. Este proceso de sedimentación con el tiempo puede provocar el azolve del área y elevar la superficie del abanico en esta zona desarrollando un nuevo nivel base y provocando la deriva del cauce del arroyo.

El transporte litoral hacia el sur a lo largo de la costa de la bahía tiene una gran variedad de impactos en la morfología del frente del delta. Los principales efectos de estos son el desarrollo de playas erosivas y de acreción a lo largo del frente de los deltas, y el incremento de la pendiente provocado por la presencia de sedimento gravoso en la parte central de los deltas.

Como ya menciono, la parte norte de la bahía es una zona protegida de la energía del oleaje. Esto ha permitido el buen desarrollo del lóbulo del abanico de Arce. Sin embargo la acción de las corrientes litorales ha hecho que dominen los procesos erosivos sobre los de depositación en la parte norte de este abanico. Mientras que la parte central refleja los procesos de una zona de bypass erosiva. Las características morfológicas y sedimentológicas en la porción sur del abanico permiten considerar a esta zona como una playa de acreción, esta zona es la parte mas protegida del abanico. Este efecto de acreción se mantiene hasta la porción norte del abanico delta de Gúa. La porción central de este abanico, al igual que en el delta de Arce es de by pass y erosiva por la morfología de la línea de costa. La pendiente de la playa en la porción sur es más suave ( $5^\circ$ ) la playa es más amplia (~25m) y el sedimento cambia de grava arenosa a arena gravosa. Parece ser que la presencia del abanico delta de Arce en el norte interviene con la acción del oleaje y de las corrientes litorales de tal manera que permite que en este abanico los procesos de depositación estén presentes tanto en su porción norte como en la sur.

Al igual que en la zona entre el abanico de Arce y de Gúa, la zona protegida entre el abanico de Gúa y Las Parras presenta rasgos morfológicos de playas con pendiente moderada a suave ( $5.9^\circ$  a  $7.9^\circ$ ), ligeramente amplias (~15m) en donde predominan el sedimento de arenas gravosas y cambia a gravas arenosas en el inicio de la porción norte del abanico delta Las Parras, la pendiente de la playa también presenta un gradiente en esa dirección. Estas características indican que esta zona es la más protegida de los procesos costeros (corrientes litorales y oleaje), esta playa se puede considerar como playa de acreción.

La morfología de la porción norte del abanico delta Las Parras es de playa amplia (~20m) con pendiente de suave a moderada (6.8° a 8.3°, Fig. 4.3.4, tabla 4.3.3), el sedimento, en general, es del tipo de las gravas arenosas. Los procesos que predominan en esta porción son los de depositación. En la porción central del delta la pendiente promedio es de 5.5°, el tipo de sedimento que predomina en esta zona son las arenas ligeramente gravosas en su extremo norte y de arena gravosa a grava arenosa en el resto de esta porción central. Sus características morfológicas indican que es una zona de by pass y en donde predominan los procesos erosivos. Estos rasgos se amplían hasta la base sur del lóbulo del delta. Esto se debe a la presencia de una serie de espigones que hace que predomine la sedimentación en la margen norte del estos espigones y se incremente la erosión en su margen sur. En la porción sur de este abanico la playa es amplia (~20m) con pendiente promedio de 6.3° el tipo de sedimento es de gravas arenosas a arenas gravosas. Hacia la trasplaya existe una serie de cordones de playa que evidencian la dominancia de los procesos de depositación sobre los procesos erosivo.

La forma ligeramente lobulada del delta El Tular, la pendiente moderada de la playa (4.5 a 7.5°), el dominio de las gravas arenosas en el sedimento y la presencia de cantos rodados mayor a los 30 cm permiten considerar que los procesos que dominan en la mayoría de la margen de este abanico son los erosivos. Parece ser que este abanico es el más expuesto a la acción del oleaje, por su ubicación en la bahía.

La distribución de las playas erosivas y de depositación en estos abanicos deltas esta directamente relacionado a la distribución de la energía del oleaje y a la presencia de depósitos fluviales de grano grueso en al línea de costa. Además, la energía del oleaje que incide sobre la playa es controlada por los procesos de refracción y difracción del oleaje. Por lo tanto, las áreas más expuestas a la energía del oleaje son: la parte norte y centro del delta de Arce, la porción central del delta de Gúa y Las Parras, y toda la margen del delta El Tular.

### *Frente del delta*

El límite del frente del delta hacia el mar depende del régimen de oleaje que predomine en la zona, es decir el límite inferior del frente del delta es la zona en la plataforma en donde el oleaje empieza a sentir el fondo marino (Nemec, 1990, Nava-Sánchez, 1999). Sin embargo, se debe de mencionar que el oleaje de tormenta puede variar la posición del límite del frente del delta y recorrerlo generalmente hacia mar adentro, de tal manera que es conveniente considerar las características del oleaje de tormenta (periodo, longitud de onda) para definir con mayor certeza el límite del frente del delta como ya lo ha mencionado Wescott (1990) para el abanico delta Yallahs en las costas de Jamaica.

El límite morfológico del frente del delta está marcado en el perfil topográfico con un incremento sustancial en la pendiente, el cual marca el inicio del talud del delta. El límite inferior del frente del delta de los abanicos de Arce, de Gúa, Las Parras y El Tular se encuentra entre 10 y 16 m de profundidad. El perfil topográfico del delta de Arce (Fig. 4.4.3) muestra dos zonas con pendientes diferentes. Una somera hasta los 5 m de profundidad aproximadamente en donde la pendiente es moderada ( $2.4^\circ$  - $2.7^\circ$ ), y otra entre los 5 y 10 m de profundidad en donde el gradiente de la pendiente cambia a poco más suave de  $1^\circ$ , estos cambios también están presentes en el frente del delta de los otros tres abanicos sin embargo no son tan marcados. Puede ser que estos cambios en la morfología del perfil y de pendiente estén asociados a diferentes regímenes de oleaje locales que se presentan en la bahía, o a la presencia de barreras paralelas al perímetro del delta. Nava-Sánchez (1997) señala que los deltas en la margen occidental del Golfo de California controlados por el oleaje desarrollan barreras y canales como en el caso del frente del delta Las Parras.

Estudios anteriores mencionan que el transporte perpendicular a la línea de costa presenta un gradiente en el tamaño de grano que generalmente es de los tamaños gruesos cercano a la línea de costa, hacia los tamaños finos en la base del frente del delta en dirección al mar. Esta distribución parece estar presente en los deltas de Gúa, Las Parras y El Tular, no siendo así en el delta

subacuso de Arce (Figs. 4.4.7 y 4.4.8) en donde el sedimento es predominantemente arenas. Se observó en campo que en la parte central del frente del delta existían tamaños gruesos ubicados dentro de las gravas, siendo más evidente en los frentes del delta de Arce y Las Parras, esto se debe por un lado a las descargas de los arroyos, cuya carga sedimentaria es muy heterogénea (los tamaños del sedimento van desde gravas hasta limos arcillas). Estas descargas fluviales, generalmente asociadas a los huracanes, presentan densidades diferentes a la densidad de la columna de agua marina, promueve los diferentes patrones de transporte como son el flujo inercial, flujo turbulento y el flujo boyante (Wright, 1977) que es el que transporta el sedimento más fino hasta la parte más distal del delta subacuoso (el prodelta). Por otro lado a la refracción del oleaje que se presenta en el frente del delta debido a la forma lobulada del delta y al ángulo de incidencia del oleaje, de esta manera el oleaje incidente en el frente del delta generalmente es de mayor energía en la parte central, de energía moderada hacia los flancos del delta.

Como ya se mencionó anteriormente la distribución del sedimento en el frente del delta de Arce difiere a la que se presenta en los otros, además de lo anterior esto se puede deber a la ubicación de este abanico delta dentro de la bahía, donde las corrientes de marea y el oleaje no permiten esa diferenciación que se observa en la zona subacuosa de los otros abanicos, tomando en cuenta que aunque las corrientes no son muy intensas ( $\sim 0.25$  m/s) el canal que se forma entre el macizo peninsular y la isla coronado pudiera intensificar el efecto de las corrientes litorales, de tal manera que el sedimento fino estaría siendo transportado en dirección de las corrientes.

#### *Talud del delta y prodelta*

El talud del delta es la zona que separa al frente del delta del prodelta que es la parte más distal del delta subacuoso. En el talud del delta la influencia del oleaje no está presente y en cambio cobran importancia los procesos de sedimentación y transporte de masas por gravedad asociadas a las descargas fluviales en el frente del delta y que llegan a alcanzar esta zona (Postma, 1990). Los perfiles topográficos de la parte subacuosa de los deltas de Arce, de

Gúa, Las Parras y El Tular muestran que el talud del delta esta presente después de los 30 m de profundidad, aquí la pendiente se incrementa a aproximadamente entre 3° y 4°. Considerando que el oleaje de tormenta cuando se llega a presentar en la bahía tiene influencia desde los ~40 m de profundidad, puede ser que el talud del delta de estos abanicos sea dinámico y que en dadas ocasiones se generen procesos de deslizamiento pro efecto del oleaje de tormenta modificando las características batimétricas del talud del delta. Nemec (1990) menciona que con el incremento de la pendiente en el talud del delta la inestabilidad de esta zona crece de tal manera que se propicia el movimiento de masas de diferentes formas como son los deslizamientos, avalanchas y flujos de turbidez. Considerando que la pendiente del talud del delta no es muy fuerte parece ser que el proceso de transporte dominante es el deslizamiento y la resuspensión del sedimento más fino, y que finalmente este sedimento es acarreado hasta el prodelta.

El prodelta es la parte más dista de la parte subacuosa de los abanicos deltas. En esta zona domina la sedimentación por gravedad (Postma, 1990). En los perfiles topográficos de la parte subacuosa de los deltas en el área de estudio no se muestra un rasgo que evidencie la presencia del prodelta, sin embargo parece que el perfil 9-9' del delta Las Parras (Fig. 4.4.5) y en el perfil 6-6' del delta El tular (Fig. 4.4.4) la pendiente suave de esa zona pudiera estar relacionada con el prodelta. Parece ser que en general el prodelta no esta presente en la parte subacuosa de los deltas en la Bahía de Loreto, esto puede estar relacionado con el ancho de la plataforma peninsular que al ser angosta y somera no se existen las condiciones para que se desarrolle dicha zona y que el sedimento asociado a esta zona sea llevado hacia la cuenca Cochimie por procesos de flujos de turbidez. Nava-Sánchez (1997) menciona la existencia de estos procesos en el borde de la plataforma peninsular en la Bahía de Loreto.

## 5. CONCLUSIONES

Las cuencas de drenaje que abastecen de sedimento a los abanicos deltas en la Bahía de Loreto son pequeñas de tal manera que tienen una respuesta rápida o inmediata a los cambios climáticos y tectónicos. Sin embargo, la litología predominante en la cuenca, la pendiente del terreno y la red de drenaje, permiten suponer que la tasa de erosión es más alta en las cuencas Las Parras y El Tular y menor en las cuencas de Arce y de Gúa. Además, la longitud de la zona de tránsito en las cuencas de drenaje que es mayor a los 3 km y el gradiente  $<7^\circ$ , restringen el transporte del sedimento hacia el prisma sedimentario de los abanicos deltas.

Los abanicos deltas en el área de estudio como abanicos deltas planos de aguas someras tipo Hjulström A. Con base en las variaciones de pendiente desde la zona apical hasta la base del abanico se encuentra que los flujos de sedimentación varían de flujos de escombros por inundación a flujos de corrientes en ese mismo sentido.

En la zona de transición (cuenca de drenaje) y en la parte subaerea de los abanicos dominan los flujos de escombros y los flujos de corrientes. Los flujos de corrientes se presentan con mayor frecuencia que los flujos de escombros. Estos últimos están asociados a lluvias catastróficas, donde la precipitación media sobrepasa los 300 mm, cíclicas de por lo menos cada 10 años. Por otro lado los flujos de corrientes se asocian a precipitaciones que pasan los 200 mm, las cuales son más frecuentes en el área de estudio.

Los abanicos aluviales en la Bahía de Loreto se encuentran en una etapa erosiva. Estos abanicos no están totalmente desarrollados, la base de estos abanicos se ubica en su parte media y la disección de los canales, cerca de la desembocadura de los arroyos, es de 0.8 a 1.2 m. Lo anterior sugiere que el estado erosivo de los abanicos es el resultado de los cambios del nivel del mar en los últimos 6 mil años.

Las playas a lo largo de la Bahía de Loreto y en las márgenes de los abanicos se clasifican con base en su morfología y sedimentología en playas de depositación y playas erosivas. Las payas erosivas se distribuyen en la parte norte del abanico delta de Arce, la parte central de los cuatro abanicos y en la mayor parte de la margen del delta El Tular. Mientras que las playas de depositación se ubican en la margen sur del delta de arce, y en las márgenes norte y sur de los deltas de Gúa y Las Parras. La distribución de estas playas esta directamente relacionada a la refracción y difracción de la energía del oleaje a lo largo de la parte marina de la bahía y a la presencia de depósitos fluviales de grano grueso en la línea de costa.

La base del frente del delta en los abanicos deltas de la Bahía de Loreto se ubica entre los 5 y 10 m de profundidad, es ahí en donde tiene efecto el oleaje que predomina en la zona, sin embargo si se considera la base de la ola de tormenta esta zona podría extenderse hasta los 50 m de profundidad. De acuerdo con estos datos y los parámetros texturales de la zona marina se puede considerar que la plataforma peninsular en la Bahía de Loreto es dinámica. Por otro lado, lo angosto de la plataforma solo permite que se encuentren desarrollados en la zona subacuosa de los deltas el frente del delta y el talud del delta. El dinamismo en la plataforma permite inferir que las condiciones para que se desarrolle el prodelta no son las adecuadas de tal manera que el sedimento del prodelta es transportado hacia el fondo de la cuenca marina Cochimie. Los procesos de sedimentación en el frente del delta son por flujos de tracción, deslizamiento y resuspensión del sedimento.

## BIBLIOGRAFIA

Atwater, T. y Stock, J. 1998. Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States. *International Geology Review*, 10: 375-402.

Axen, G., 1995. Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment, Mexico and United States. *Geology*, 23(6): 515-518.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fan processes and forms, *Geomorphology of Desert Environments*, Edited by Athol D. Abrahams and Anthony J. Parson. Published by Chapman & Hall: 354-402.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. 2008. Quaternary sedimentology of the Rose Creek fan delta, Walker Lake, Nevada, USA, and implications to fan-delta facies models. *Sedimentology*, 55: 579-615.

Blissenbach, E., 1954; Geology of aluvial fans in semiarid regions. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65: 175-190.

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

Blum, M.D. and Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47: 2-48.

Brocard, G. 2003. Origine, spatio-temporelle et signature morphologique de l'incision fluviale dans les Alpes dauphinoises (SE France) In Laure J.P. 2007. Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the aAude and Orb (France). *Geomorphology* 93 (3-4): 343 - 367.

Bull, W.B., 1962. Relations of alluvial fan size and slope to drainage basin size and lithology in western Fresno County, CA, U.S. Geological Survey Professional Paper 450-B: 51-53.

Bull, W.B., 1964. History and causes of channel trenching in western Fresno County, California. *American Journal of Science* 262: 249-258.

Bull, W.B., 1977. The alluvial-fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1: 222-270.

Campos Aranda, D. F. 1998. Procesos del Ciclo Hidrológico. Vol.1, Tomo 1/2. Editorial Universitaria Potosina. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. 517 p.

Colella, A. 1988. Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. In Colella, A. and Prior, D.B. (eds.). *Coarse-Grained Deltas*, Blackwell Scientific Publications, London.:13-27.

Demek, W.M., 1972; *Manual of detailed geomorphological mapping*, International Geographical Union, Commission on Geomorphological Survey and Mapping, Prague. 344 p.

Denny, C.S., 1967. Fans and pediments. *American Journal of Science*, 265: 81-105.

Dorn, R. I., 1988, A Rock Varnish Interpretation of Alluvial-Fan Development in Death Valley, California. *National Geographic Research*, 4(1): 56-73.

Dorsey, R.J., Umhoefer, P.J., Renne, P.R., 1994. Rapid subsidence and stacked-Gilbert-type fan-deltas, Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology* 98: 181-204.

Dorsey, R.J. y Umhoefer, P.J. 2000. Tectonic and eustatic controls on sequence stratigraphy of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, México. *GSA Bulletin*, 112 ( 2): 177-199.

Drew, F. 1873. Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the upper Indus basin. *Quaternary Journal of the Geological Society of London*, v. 29: 441-471.

Elliot, T., 1986. Deltas. In *Sedimentary Environments and facies* (Ed. By H.G. Readig). Blackwell, Oxford. 615 p.

Ethridge, F.G. y Wescott, W.A., 1984. Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits. In: *Sedimentology of gravels and conglomerates* (Ed. By E.H. Kisters and R.J. Steel). *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* 10: 217-235.

Ethridge, F.G., Germanoski, D., Schumm, S.A., Wood, L.J. 2005. The morphological and stratigraphical effects of base-level change: a review of experimental studies. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 35: 213-241.

Folk, R.L. y Ward, W. 1957. Brazo river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Pet.*, 27: 3-26.

Folk, R.L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing, Co. Texas. 182 p.

Fraser, G.S. y Suttner, L. 1986. Alluvial fans and fan deltas. In Blair, T.C y McPherson, J.G. 1994. *Alluvial fan processes and forms. Geomorphology of Desert Environments*. Edited by Athol D. Abrahams and Anthony J. Parson. Published by Chapman & Hall. pp. 354-402.

García-Mondéjar, J., 1990. Sequence analysis of a marine Gilbert-type delta, LaMiel Albian Lunada Formation of northern Spain. In: Coarse-Grained Deltas (Eds A. Collela and D.B. Prior), Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 10: pp. 255-269. Blackwell International, Oxford.

Gawthorpe, R.L. and Collela, A., 1990. Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. In: Coarse-Grained Deltas (Eds A. Collela and D.B. Prior), Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 10: pp. 113-127. Blackwell International, Oxford.

Harvey, A.M., 1990. Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain. In: A.H. Rachocki and M. Church (Editors), Alluvial Fans: A Field Approach. Wiley, Chichester: 247-269.

Harvey, A.M., 2002. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada. *Geomorphology*, 45: 67-87.

Hayes, M.O., y Michel, J. 1982. Shoreline sedimentation within a forearc embayment, Lower Cook inlet, Alaska. *Journal of sedimentary Petrology*, 52: 251-263.

Hooke, R.L., 1968. Steady state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins. *American Journal of Science*, 266: 609-629.

Howard, A.D. 1967. Drainage analysis in geological interpretation: a summation. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 51(11): 2246-2259.

Ikeda, H. e Iseya, F. 1988. Experimental study of the heterogeneous sediment transport: Tsukuba. *Environmental Research Center Paper*, v.: 12:1-50.

INEGI, 1996. Estudio hidrológico del estado de Baja California Sur. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 206 p.

Jelgersma, S. y Tooley, M.J. 1995. Sea-Level Changes During the Recent Geological Past. In Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation (Ed. por Finkl, Ch.W.), Special Issue No. 17, Journal of Coastal Reserch, The Coastal Education y Reserch Foundation. 402 p.

Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., Morales De la Garza, E. 2007. Caracterización textural de la arena de playa del Golfo de California, México: Implicaciones para los procesos costeros y el relieve. *Ciencias Marinas*, 33(1): 83-94.

Kim, W. and Paola, C., 2007. Long-period cyclic sedimentation with constant tectonic forcing in an experimental relay ramp. *Geology*, 35: 331-334.

- Ledesma-Vazquez, J., Johnson, M.E., 1993. Neotectonica del area Loreto-Mulege. En: Delgado-Argote, L.A., Martin-Barajas, A. Eds., *Contribuciones a la Tectonica del Occidente de Mexico. Union Geofisica Mexicana*.
- Lonsdale, P., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California, in Winterer, D., Hussong, M y Decker, R.W., eds., *The eastern Pacific and Hawaii*, Geological Society of America, Boulder, Co., *The Geology of North America*, N: 499-521.
- López-Ramos, E., 1978; *Geología de México 2ª. Ed.*, México, D.F. Edición escolar, 3 volúmenes.
- Macy, J.P. 2005. Miocene Rotation and Quaternary Uplift of Carmen Island, Baja California Sur, México. Tesis de Maestria Northern Arizona University. 136 p.
- Markham, C., 1972. Baja California's climate: *Weatherwise Magazine*, Volume April: 64-76.
- Martín-Barajas, A., 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII: 72-83.
- Martínez-Gutiérrez, G. 2002. Assessment of landscape change associated with tropical cyclone phenomena in Baja California Sur, Mexico, using satellite remote sensing [Dissertation thesis-Ph.D.]: Oxford, OH, Miami University. 146 p.
- Martínez-Gutiérrez, G y Mayer, L. 2004. Huracanes en Baja California, México y sus implicaciones en la sedimentación en el Golfo de California. *GEOS*. Vol. 24 (1): 57-64.
- Mayer, L. 1990. *An introduction to quantitative geomorphology*, Prentice-Hill, Engelwood Cliff. 380 p.
- Mayer L., y Vincent, K.R. 1999. Active tectonics of the Loreto area, Baja California Sur, Mexico. *Geomorphology*, 27: 243-255.
- McLean, H. 1988. Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, Mexico. In Mayer L., y Vincent, K.R. 1999. Active tectonics of the Loreto area, Baja California Sur, Mexico. *Geomorphology*, 27: 243-255.
- McPherson, J.G., Shanmugam, G. y Moiola, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 99: 331-340.
- Melton, M.A., 1965. The geomorphic and palaeoclimatic significance of alluvial deposits in Southern Arizona. *Journal of Geology*, 73: 1-38.

- Mina-Uhink, F. 1957. Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California: *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*, 9: 139-269.
- Nava-Sánchez, E.H., 1992 ; Sedimentología de la cuenca San Juan de Los Planes, Baja California Sur, México. Tesis de Maestría CICIMAR, La Paz B.C.S. 180 p.
- Nava-Sánchez, E.H., Cruz-Orozco, R., Gorsline, D.S. 1995. Morphology and sedimentology of two contemporary fan deltas on the southeastern Baja California peninsula, México. *Sedimentary Geology* 98: 45-62.
- Nava-Sánchez, E.H. 1997. Modern fan deltas of the West Coast of the Gulf of California, México. Tesis de Doctorado University of Southern California, Los Angeles, California, USA: 229 p.
- Nava-Sánchez, E.H., Gorsline, D.S., Cruz-Orozco, R., 1999. The El Coyote fan delta: A wave-dominated example from the Gulf of California, Mexico. *Quaternary International* 56: 129-140.
- Nava-Sánchez, E.H., Gorsline, D.S., Molina-Cruz, A. 2001. The Baja California Peninsula Borderland: structural and sedimentological characteristics. *Sedimentary Geology* 144: 63-82.
- Navarro-Lozano, J.O., Nava-Sánchez, E.H., Godínez-Orta, L., Murillo Jiménez, J. 2009. Morfología y sedimentos de la playa y plataforma de la Bahía San Lucas, Baja California Sur, México. *Océanides*, 24(1): 1-14.
- Nemec, W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slope. In *Coarse-grained deltas: Spec. Publs int. Ass. Sediment*, 10 (Ed. por A. Colella y D. B. Prior). :29-73.
- Nemec, W. and Postma, G., 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In: *Alluvial Sedimentation* (Eds Marzo, M. and Puigdefabregas, C.), Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 17: 235-276.
- Nemec, W. y Steel, R.J. 1988. What is a fan-delta and how do we recognize it? In Nemec, W. and Steel R.J (eds.), : *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie and Son, London.:3-13.
- Nicholas, A.P. and Quine, T.A., 2007. Modeling alluvial landform change in the absence of external environmental forcing. *Geology*, 35: 527-530.
- Ortlieb, L., 1991. Quaternary Vertical Movements along the Coasts of Baja California and Sonora. In: Dauphin, J.P. and Simoneit, B.R.T. (eds.), *The Gulf and Peninsula Province of the Californias. Am. Assoc. Petroleum Geologists Memoir* 47: 447-480.

- Postma, G. 1984. Slump and their deposits in fan delta front and slope. *Geology*, v.12: 27-30.
- Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Colella, A. and Prior, D.B. (eds.), *Coarse-grained Deltas*, Int. Assoc. *Sediment. Spec. Pub.* 10: 13-27.
- Postma, G. 2001. Physical climate signatures in shallow and deep-water deltas. *Global and Planetary Change* 28: 93-106.
- Prior, D. B. y Bornhold, B. D. 1988. Submarine morphology and processes of fjord fan deltas and related high-gradient systems: modern examples from British Columbia. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting* (Ed. por W. Nemeč y R.J. Steel), pp. 125-143. Blackie and Son, Glasgow.
- Robles, G.S. 1985. Estudio geográfico del Estado de Baja California Sur. Dir. Cult., Baja California Sur, Gobierno, 203 p.
- Roden, G.I. 1964. Oceanographic aspects of Gulf of California. *Marine Geology of the Gulf of California*, Van Andel, T.H., Shor, G.G. (eds.) *American Association of Petroleum Geologist, Memoir* 3: 30-58.
- Ryder, J.M. 1971. Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 1252-64.
- Saito, K. and Oguchi, T., 2005. Slope of alluvial fans in humid regions of Japan, Taiwan and the Philippines. *Geomorphology*, 70: 147-162.
- Semmens, D.J. 1997. Sedimentology and geomorphology of a modern fan delta, Loreto, Baja California Sur, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 81:1781.
- Schumm, S.A. 1977. *The Fluvial System*, John Wiley & Sons: 338 p.
- Schumm, S.A., Mosley, P.M. and Weaver, P.H., 1987. *Experimental Fluvial Geomorphology*. John Wiley & Sons, New York: 413 p.
- Stock, J. M., y Hodges, K. V. 1990. Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, northeastern Baja California, Mexico: *Journal of Structural Geology*, 12: 315-328.
- Strahler, A.N., 1977; *Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology*. Paper 5, Part II: Hortonian Rejuvenation, page 169 to 176 in the *Drainage Basin Morphology*, edited by Stanley A. Schumm. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, U.S.A.

Syvitski, J.P.M., Smith, J.N., Calabrese, E.A. and Boudrea, B.P., 1988. Basin sedimentation and the growth of prograding deltas. *J. geophys. Res.* 93: 6895-6908.

Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Renne, P., 1994. Tectonic of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California. *Geology* 22 (7): 649-652.

Umhoefer, P.J., Mayer, L., Dorsey, R.J. 2002. Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California peninsula, México: *Geological Society of America Bulletin* 114: 849-869.

Umhoefer, P.J. y Stone, K.A. 1996. Description of kinematics of the SE Loreto basin fault array, Baja California Sur, Mexico: a positive field test of oblique-rift models: *Journal of Structural Geology* 18: 595-614.

Van Andel, T.H., 1964. Recent marine sediments of Gulf of California. In Van Andel, T.H. Shor, G.G. (Eds), *Marine Geology of the Gulf of California: A symposium*. Vol. 3, pp. 216-310. *Memoirs of American Association of Petroleum Geologists* 64: 374-399.

Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geol.*, 30: 377-392.

Wescott, W.A. 1990. The Yallahs Fan Delta: A Coastal Fan in a Humid Tropical Climate, In Rachoky, H., y Church, M. (eds.), *Alluvial Fan: A Field Approach*, John Wiley y Sons. Ltd.: 213-225.

Wescott, W.A., Ethridge, F.G., 1980. Fan-delta sedimentology and tectonic setting Yallahs fan delta, southeast Jamaica. *American Association of Petroleum Geology Bulletin* 64: 374-399.

Whipple, K.X. and Trayler, C.R., 1996. Tectonic control of fan size: the importance of spatiallyvariable subsidence rates. *Basin Res.*, 8: 351-366.

Woodroffe, C.D., 2002. *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge University Press: 623p.

Woodroffe, C.D., Murray-Wallace, C.V., Bryant, E.A., Brooke, B., heijnis, H., Price, D.M. 1995. Late quaternary sea-level highstands in the Tasmanian Sea: evidence from Lord Howe Island. *Marine Geology* 125: 61-72.

Wright, L.D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a sythesis. *Geol. Soc. America Bull.* 88: 857-868.

Wright, L.D., Roberts, H.H., Coleman, J.M., Kupfer, R.L., Bowden, L.W., 1973. Process-form variability of multiclass coasts: Baja California. Louisiana State University, Technical Report, Vol. 137, 54 p.