

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES
OCEANOLOGICAS**

**“ANALISIS DE TECTONOFACIES EN SAN NICOLAS,
BAJA CALIFORNIA SUR”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

MÁESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA

FRANCISCA STAINES URIAS

Ensenada, Baja California, abril de 1999.

No creo en ningún investigador hasta que lo
he oído decir tres veces "Lo dudo" y "No lo se"
Albert Einstein

**"ANÁLISIS DE TECTONOFACIES EN SAN NICOLÁS,
BAJA CALIFORNIA SUR"**

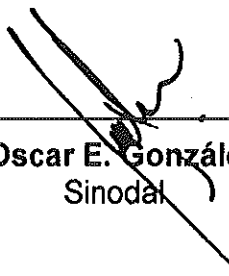
**TESIS
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS
PRESENTA:**

FRANCISCA STAINES URIAS

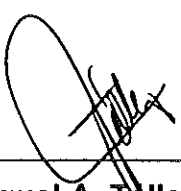
Aprobada por:



M.C. Jorge Ledesma Vázquez
Presidente del Jurado



M.C. Oscar E. González Yajimovich
Sinodal



M.C. Miguel A. Tellez Duarte
Sinodal

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se debe al esfuerzo conjunto de muchas personas e instituciones, por ello quisiera hacer público mi agradecimiento a todas ellas:

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología** que por medio del proyecto de investigación **Cuencas sedimentarias del Plioceno en el Golfo de California** (Convenio 26654-T) aportó los medios económicos y materiales para la realización de este trabajo y me otorgó una beca. Así como, a la **Universidad Autónoma de Baja California**, por el apoyo recibido.

Al **M.C. Jorge Ledesma Vázquez**, por la paciencia (y el valor) para volver a trabajar conmigo. Por su apoyo a lo largo de todo el proceso de realización de esta tesis, por enfrentarme siempre a nuevos retos y especialmente, por enseñarme como resolverlos. Gracias.

Al **M.C. Oscar González Yajimovich**, por su ayuda en la realización de este trabajo, por los consejos, los chistes y el buen humor con que toma las cosas.

Al **M.C. Miguel Téllez Duarte**, por su apoyo, por su paciencia y disponibilidad siempre que se necesitó algo.

Al **Dr. Markes Johnson** por su ayuda en la identificación y clasificación de fósiles, por su apoyo durante el trabajo de campo y por su paciencia para entender mi inglés.

Al **Oc. Gabriel Rendón**, por su ayuda en la preparación de las muestras.

Mi agradecimiento a todos los que participaron en las salidas de campo colaborando (quisieran o no) en esta tesis. Al **Ing. Francisco Romero Ríos**, por ayudarme a ver el mundo con ojos de geólogo. A **Rodolfo Bolaños** por su invaluable ayuda en el trabajo de campo, por tomar las cosas siempre con calma, aun en las peores situaciones, y hacer que todo pareciera más fácil. A **Itzel Hernández** por su ayuda, por cocinar tan bien y por hacer de interprete traductora hasta estando dormida.

También, mil gracias a todos mis compañeros de la maestría, que pasaron conmigo por cosas divertidas y otras que no lo fueron tanto.

Quiero también agradecer a todas aquellas personas que me han brindado su amistad y apoyo incondicional. **Mariana y Aida**, gracias por recibirme siempre sin importar la hora y el día. **Luis**, gracias por el tiempo, por escuchar, por tener siempre algo que decir y por hacer de la genética un mundo menos misterioso. **Liza y Luis**, gracias por su cariño y todas las cosas que imaginamos e hicimos juntos. **Ana, Miguel Angel, Gaby, Natalie**, gracias por hacer el camino más fácil.

Estoy en deuda también, con todos los maestros que ayudaron en mi formación, brindándome su apoyo y lo más importante, su amistad. **M.C. Dora Waumann, M.C. Rafael Hernández, M.C. Luis Zamudio, Biol. Amando Dieguez y M.C. Guillermo Ávila**.

Gracias a **Norma Huguenin**, que sin deberla ni temerla me ayudó en algunos de los momentos más difíciles que pasé en Ensenada.

Debo agradecer también a mi familia, por estar siempre cerca a pesar de los 3000 km. que nos separan. **Mamá**, gracias por la confianza y los ánimos (claro que el dinero para la

renta también fue importante). **Eleonora**, gracias por comprender que tu hermana es un ente extraño al cual no siempre es fácil entender.

Y por último, aunque no al último, **Victor**, gracias por tu apoyo, tu cariño, tu forma de ser y todo lo que me has ayudado a comprender.

RESUMEN

En el área de San Nicolás, Baja California Sur se localiza una cuenca de origen extensional, donde se realizó la cartografía y el levantamiento de columnas estratigráficas en sedimentos que conforman el relleno de la cuenca, con el propósito de inferir los procesos tectónicos que se sucedieron en ella. El relleno sedimentario de Cuenca San Nicolás se encuentra suprayaciendo a bloques de un aglomerado volcánico perteneciente a la Formación Comondú, que a su vez se encuentra sobre un basamento granodiorítico. Los sedimentos clasificados dividiéndolos en cuatro sistemas depositacionales distintos, que fueron nombrados: Conglomerado Marino pliocénico, Abanico Aluvial Costero, Calcarenitas pliocénicas y Depósitos pleistocénicos de Terraza Marina, cada uno de los cuales corresponde a un ambiente depositacional distinto; marino somero de alta energía, aluvial de clima árido con tormentas estacionales, marino somero semiprotegido y marino somero de alta energía (terrazza de abrasión), respectivamente. Los depósitos correspondientes al Abanico Aluvial Costero fueron utilizados como indicadores tectónicos. Se registraron y cuantificaron las estructuras direccionales presentes en estos depósitos (imbricación) en busca de patrones divergentes en la dirección de paleocorriente que evidenciaran una migración este-oeste de los abanicos. Los resultados que se obtuvieron fueron corroborados utilizando el tamaño promedio de los clastos, que disminuyó de acuerdo con la dirección de paleocorriente previamente establecida (sur-norte), pero que no presentó patrones radiales, por lo cual se descarta la posibilidad de un desplazamiento a rumbo de la cuenca. El análisis mineralógico realizado a muestras obtenidas de los depósitos aluviales (principalmente matriz de los conglomerados) permitió establecer un transporte mínimo desde la zona fuente. Las parasecuencias que conforman los depósitos del Abanico Aluvial Costero, fueron divididas en cuatro litofacies y la relación entre ellas permitió establecer que el abanico presentaba una agradación constante propia de una cuenca con un aporte de sedimento constante sin adición de espacio de acomodamiento, lo cual indica que el fallamiento que dio origen a la cuenca fue un evento único y que la cuenca fue tectónicamente estable, por lo menos hasta el Plioceno Medio. El adelgazamiento sistemático de los depósitos aluviales permitió establecer una geometría de medio graben asimétrico.

INDICE

Introducción	1
Antecedentes	8
Objetivos	14
Método de estudio	15
Metodología de campo	15
Metodología de gabinete y laboratorio	16
Mineralogía	16
Paleontología	16
Area de estudio	17
Resultados	20
Estratigrafía	20
Conglomerado Marino pliocénico	20
Abanico Aluvial Costero	24
Litofacies 1	26
Litofacies 2	32
Litofacies 3	35
Litofacies 4	39
Calcarenitas pliocénicas	43
Depósitos pleistocénicos de Terraza Marina	45
Discusiones	47
Conclusiones	56
Referencias Bibliográficas	57
Apéndice	63

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Modelo depositacional de un abanico aluvial.	10
Figura 2	Mapa del área de estudio.	18
Figura 3	Mapa geológico de Cuenca San Nicolás.	22
Figura 4	Fotografía Conglomerado Marino.	23
Figura 5	Fotografía espécimen tipo <i>Clypeaster Bowersi</i> .	25
Figura 6	Columna estratigráfica compuesta, arroyo San Nicolás.	27
Figura 7	Columna estratigráfica compuesta, arroyo Jacobo.	28
Figura 8	Columna estratigráfica compuesta, arroyo El Carricito.	29
Figura 9	Gráfica de distribución de tamaño de grano, Litofacies 1.	30
Figura 10	Fotografía afloramientos Litofacies 1.	30
Figura 11	Diagramas de rosa de la dirección de paleocorriente, Litofacies 1.	31
Figura 12	Diagramas de rosa de la dirección de paleocorriente, Litofacies 2.	33
Figura 13	Fotografía afloramiento Litofacies 2.	34
Figura 14	Gráfica de distribución de tamaño de grano, Litofacies 2.	34
Figura 15	Fotografía afloramientos Litofacies 3	36
Figura 16	Gráfica de distribución de tamaño de grano, Litofacies 3.	36
Figura 17	Diagramas de rosa de la dirección de paleocorriente, Litofacies 3.	38
Figura 18	Gráfica de distribución de tamaño de grano, Litofacies 4.	40
Figura 19	Fotografía afloramientos Litofacies 4.	40
Figura 20	Diagramas de rosa de la dirección de paleocorriente, Litofacies 3.	41
Figura 21	Fotografía contacto entre Litofacies 4 y Conglomerado Marino.	42
Figura 22	Mapa de la distribución de Litofacies del Abanico Aluvial Costero.	44
Figura 23	Fotografía depósitos de Terraza Marina, Punta San Antonio	46

LISTA DE TABLAS

Tabla I	Características de los sistemas depositacionales de Cuenca San Nicolás.	21
Tabla II	Jerarquización de unidades depositacionales.	51
Tabla III	Composición litológica de los depósitos de Abanico Aluvial	55

INTRODUCCIÓN

El origen de las cuencas sedimentarias es un elemento clave en el entendimiento de la evolución geológica de la litosfera continental. Por ello el estudio exhaustivo de las mismas permitió que durante la última década se diera un progreso sustancial en la comprensión de los aspectos mecánicos de la formación de las cuencas sedimentarias y la respuesta isostática de la litosfera a la formación de éstas (Cloetingh, *et al.*, 1993).

Este progreso se ve reflejado en la abundante generación de modelos actualísticos para el estudio de cuencas sedimentarias, que incluyen dentro de sus parámetros, procesos tectónicos, sistemas depositacionales, mecanismos de subsidencia y cronoestratigrafía (Dolan, 1989; Doutsos y Piper, 1990; Fedo y Miller, 1992).

Evidentemente el desarrollo de nueva tecnología aplicable a los estudios geofísicos es una de las causas de este avance, pero de igual importancia, para el análisis de cuencas, es la revolución del entendimiento de los sistemas de deposición modernos, que ha tenido como consecuencia la sofisticación de los modelos depositacionales actualísticos, así como el desarrollo de modelos petrológicos relacionados con la composición del sedimentos (Ingersoll, 1988).

El avance y mejora en las herramientas para la adquisición y procesamiento de datos sísmicos y en la tecnología de perforación, ha permitido generar una mejor base de datos mejor, con la cual pueden ser cotejados y corregidos los nuevos modelos. A su vez, el modelado de estos datos es una importante herramienta para

integrar diferentes aspectos del proceso de formación de una cuenca y la expresión tectónica del mismo en el tipo de relleno (Cloetingh, *et al.*, 1994).

Lo anterior ha permitido, que a partir del análisis del relleno sedimentario de una cuenca, sea posible determinar los procesos que le dieron origen. Ya que, distintos procesos generarán diferentes patrones de relleno; por ejemplo, el buzamiento de los estratos laminares (roll over) del bloque de techo dentro de las fallas límite de una cuenca, tradicionalmente ha sido usada para inferir la presencia de fallas lítricas (Schlische, 1991).

Por otra parte, las cuencas sedimentarias extensionales proveen el más importante registro de la historia del adelgazamiento de la corteza terrestre, pues contienen estructuras activas durante la sedimentación y estratos que proveen las delimitaciones cronológicas necesarias para fechar las estructuras. Así, la geometría de las cuencas, por si misma, provee información de los mecanismos y la magnitud de la extensión (Schlische, 1991).

Desafortunadamente, por su naturaleza, las cuencas extensionales comúnmente se encuentran enterradas bajo gruesas secuencias de estratos post rift o bajo metros de agua. En estos casos es posible obtener la información por métodos indirectos para después interpretarlos.

Los modelos de desarrollo de cuencas extensionales, trabajando bajo suposiciones muy simples relativas al relleno sedimentario de las cuencas, resultan, en un conjunto de características diagnósticas de la geometría de los estratos (incluyendo patrones de sobreposición) y sucesiones estratigráficas. Características

que sirven como apoyo para determinar la geometría de la cuenca, su evolución y desarrollo así como el modo y magnitud de la extensión (Schlische, 1991).

Algunos de estos modelos contemplan, aunque no profundamente, importantes datos acerca del estilo, escala y ciclicidad sísmica como controles de falla en cuencas (Catalano, *et al.*, 1993, Ringenbach, *et al.*, 1993 y Hippolyte *et al.*, 1993). Sin embargo, es importante recalcar que otros procesos, como cambios eustáticos en el nivel del mar, variaciones en el aporte sedimentario por cambios climáticos y la autocíclica activación de los depocentros, tienen la posibilidad de producir acumulaciones sedimentarias similares a las formadas por actividad tectónica (Dorsey *et al.*, 1997).

Para determinar la importancia relativa de cada uno de estos procesos es necesario evaluar las características de la cuenca y determinar, en forma general, los contextos tectónicos y estructurales del área, además de definir la génesis estratigráfica del relleno de la cuenca.

Por ello, la exitosa delimitación e interpretación de los sistemas depositacionales y de facies a escala cuenca, depende del correcto reconocimiento y correlación de paquetes estratigráficos. Así, el establecer unidades estratigráficas para cartografía y análisis es fundamental, pero comúnmente resulta, un difícil punto de partida para el análisis de una cuenca (Galloway, 1989a).

Para llevarlo a cabo de forma eficiente Galloway (1989a) incorpora tres elementos clave:

1) Los sistemas depositacionales son conjuntos tridimensionales de facies relacionadas, que registran los elementos paleogeomorfológicos mayores de la cuenca. En la estructura sedimentaria de la cuenca, estos gradúan lateralmente dentro de los sistemas adyacentes, formando asociaciones lógicas de elementos paleogeográficos. Los sistemas comúnmente muestran una tendencia evolutiva a través de sucesiones estratigráficas que registran periodos de tiempo geológicamente significativos, pero que son separados en sistemas subyacentes y suprayacentes por superficies erosivas (discordancias). Por ello, los paquetes estratigráficos, típicamente, consisten de sedimentos de diversos sistemas depositacionales.

2) Las superficies erosivas delimitantes separan paquetes estratigráficos y registran interrupciones mayores en la historia depositacional de la cuenca, pues registran periodos de no deposición o realmente baja deposición (con o sin la erosión subaérea o subacuática acompañante). Estas superficies tienen diferentes orígenes y pueden ser partes de una zona de migración de facies. Así, las superficies erosivas pueden pertenecer a un solo sistema depositacional o pueden separar diferentes unidades estratigráficas y diferentes edades. Estas superficies deben ser discordancias que, claramente, trunquen estratos subyacentes.

3) La arquitectura de las capas describe la relación geométrica entre las superficies de deposición (lechos) y los sistemas depositacionales.

Es decir, la utilización de un componente estratigráfico como indicador de un contexto tectónico, necesariamente implica la necesidad de aislar y reconocer dicho

componente. Por ello, dadas un número de posibles superficies limitantes (erosivas), es necesario elegir aquellas que mejor separen los cambios en la organización de los sistemas depositacionales (Galloway, 1989b).

Uno de los acercamientos potenciales para resolver este problema es el reconocer que el relleno de una cuenca comúnmente representa un registro episódico (Galloway, 1989a).

Además, existen unidades estratigráficas reconocidas como componentes importantes del relleno de una cuenca, pues definen claramente los procesos que les dieron origen. Por ejemplo, los ciclos sedimentarios presentes en una cuenca marina son definidos, comúnmente, por unidades límite conformadas por rocas marinas (generalmente lodolitas) y se caracterizan por episodios repetitivos de progradación señalados por periodos de transgresión e inundación (Galloway, 1989b). Igualmente, los abanicos aluviales costeros han sido reconocidos como un importante componente estratigráfico de las cuencas marinas tectónicamente activas (Dorsey *et al*, 1997).

Galloway (1989a) tras trabajar con un modelo conceptual presentado por Frazier (1974) define varios principios que constituyen la base para el estudio de la génesis de unidades estratigráficas:

- 1) Los sedimentos terrígenos presentes en el relleno de una cuenca generalmente son alóctonos, transportados al margen de la cuenca principalmente por sistemas fluviales locales o erosionados de las paredes de la cuenca (en el caso de zonas

tectónicamente activas). Así, una reorganización mayor de la paleogeografía de la cuenca involucra cambios en los principales ejes fluviales.

2) Las cuencas son rellenadas por una secuencia de intervalos que reflejan deposición y no deposición. Además, en cualquier tiempo específico, la deposición activa se concentra en una pequeña porción del área de la cuenca (depocentro), aunque cantidades menores de sedimento terrígeno se acumulan en otras partes (márgenes de la cuenca), pudiendo la erosión o no deposición ser predominante.

3) Los intervalos de tiempo representados por superficies erosivas varían. Sin embargo dichas superficies, donde sea, separan sedimentos de diferentes eventos depositacionales.

4) Cada pulso o evento depositacional es separado de otro pulso por superficies erosivas que inician y terminan en la línea de máxima inundación (lacustre o marina) y cada secuencia estratigráfica correspondiente es llamada parasecuencia.

5) Las facies progradantes, agradantes y transgresivas están arregladas de forma predecible en una secuencia de facies.

6) En la mayoría de las cuencas, existe una jerarquización de los ciclos deposición-no deposición.

Es decir, se reconoce, que los episodios depositacionales son las principales subdivisiones estratigráficas en tiempo y origen de rocas en la historia de la cuenca y su relleno.

Así, el análisis de los sistemas depositacionales que componen una cuenca permite establecer muchos de los procesos que le dieron origen y la forma en que dichos procesos afectaron la deposición dentro de ella.

En la actualidad una de las mayores metas en la investigación es determinar las diferencias entre los rifts ortogonales (procesos de extensión) y algunos contextos tectónicos más complejos, para determinar cuales son los procesos que afectaron y afectan importantes zonas de la corteza terrestre (Umhoefer *et al.*, 1996; Aydin y Nur, 1982).

ANTECEDENTES

Los abanicos aluviales costeros han sido reconocidos como un importante componente estratigráfico de las cuencas tectónicamente activas, porque las sucesiones de estos componentes estratigráficos proveen un registro de la interacción en relación con un nivel base (nivel del mar/lago $\pm$ subsidencia/levantamiento) y del aporte de sedimento (Görür, 1992). Además, su arquitectura, que comúnmente consiste de grandes acumulaciones verticales de sedimento, secuencias deltaicas con estratificación cruzada y superficies erosivas, registra episodios repetitivos de sucesiones verticales de depositación y no depositación, que pudiera indicar agradación del abanico o progradación de la línea de costa (Dorsey *et al*, 1997).

Un ambiente de depositación del tipo abanico aluvial puede ser determinado por diversas evidencias: sedimentos de color rojizo o amarillentos, clasificación pobre, acumulaciones masivas de granos gruesos, composición de los sedimentos sumamente similar a las capas de roca adyacentes (lechos), estratificación cruzada, presencia de canales, asociaciones de conglomerados y areniscas y ausencia de fauna (Görür, 1992).

Generalmente los abanicos aluviales costeros son agrupados con todos aquellos sistemas que por su forma son denominados abanico-deltas, y aunque algunos elementos le son comunes, no todos estos sistemas tienen las características de un verdadero abanico-delta.

Se ha definido a los abanico-deltas como abanicos aluviales progradantes dentro de un cuerpo de agua desde tierra alta adyacente (Holmes, 1965) y como depósitos aluviales de pendiente moderada producidos donde un flujo de derrame llega a zonas planas (Bates y Jackson, 1980), aunque ambas definiciones resultan inadecuadas, pues no mencionan algunos de los elementos que son diagnósticos de estos ambientes.

Los verdaderos abanico-deltas son depositados en la región inmediatamente adyacente a tierras altas, usualmente la falla límite de una cuenca y ocupan un espacio relativamente estrecho entre tierra alta y el cuerpo de agua permanente (McPherson, *et al.*, 1987). Es decir, un abanico-delta presenta dos componentes principales, uno subaéreo (fluvial) y uno subacuático (que incluye toda facies acuática, incluso la zona de retrabajo de playa).

El considerar una definición incompleta ha extendido el uso del término abanico-delta hasta incluir a todos los depósitos de sistemas fluviales en un contexto deltáico, lo cual es innecesario e incorrecto y ha sido también la principal fuente de confusión en la literatura. Así, un depósito tipo abanico-delta puede ser producto de muchos factores (retrabajo por olas y corrientes), por ello no todos los depósitos con forma de abanico pueden ser considerados abanico-deltas.

Para evitar este problema, Rust y Koster (1984) acuñan el término de abanico aluvial costero, utilizándolo donde existe un sistema abanico-deltáico con dominancia fluvial e implicando la posibilidad de la desaparición temporal del

componente subacuático del sistema por cambios eustáticos durante la evolución de la cuenca (Figura 1).

Para utilizar a los abanicos aluviales como registros de la evolución tectónica hay que considerar que la arquitectura particular de un abanico aluvial costero es controlada por el estilo de movimiento de la falla límite, en particular, por la magnitud del desplazamiento vertical de la falla en cada evento de deslizamiento (Colella, 1988).

Allí, la falla límite marca el inicio de la progradación deltáica, que continua gracias a la constante sedimentación. Esto causa, primeramente, una rápida subsidencia y el desarrollo de un escarpe en la superficie del lecho rocoso (Colella, 1988).

Diversos autores han explorado la posibilidad de utilizar abanicos aluviales costeros como indicadores del estilo tectónico de formación de una cuenca (Hendrix y Ingersoll, 1987, Milliman y Syvitski, 1992 y Stow, *et al.*, 1995).

En un estudio realizado al norte de Grecia, en una cuenca extensional, Görür (1992) al examinar la secuencia estratigráfica de un abanico aluvial Cuaternario encuentra que los abanicos controlados por fallas subsidentes se evidencian por un hundimiento progresivo del bloque de techo creando escalones con pendientes de deposición, donde el abanico se deposita si las pendientes mantienen un relieve sustancial (diferencia de altura) siendo generalmente más gruesos en la zona cercana al escarpe de falla y que las variaciones en el grosor de las secuencias, detectadas a lo largo de la zona de deslizamiento, pueden ser producidas por la

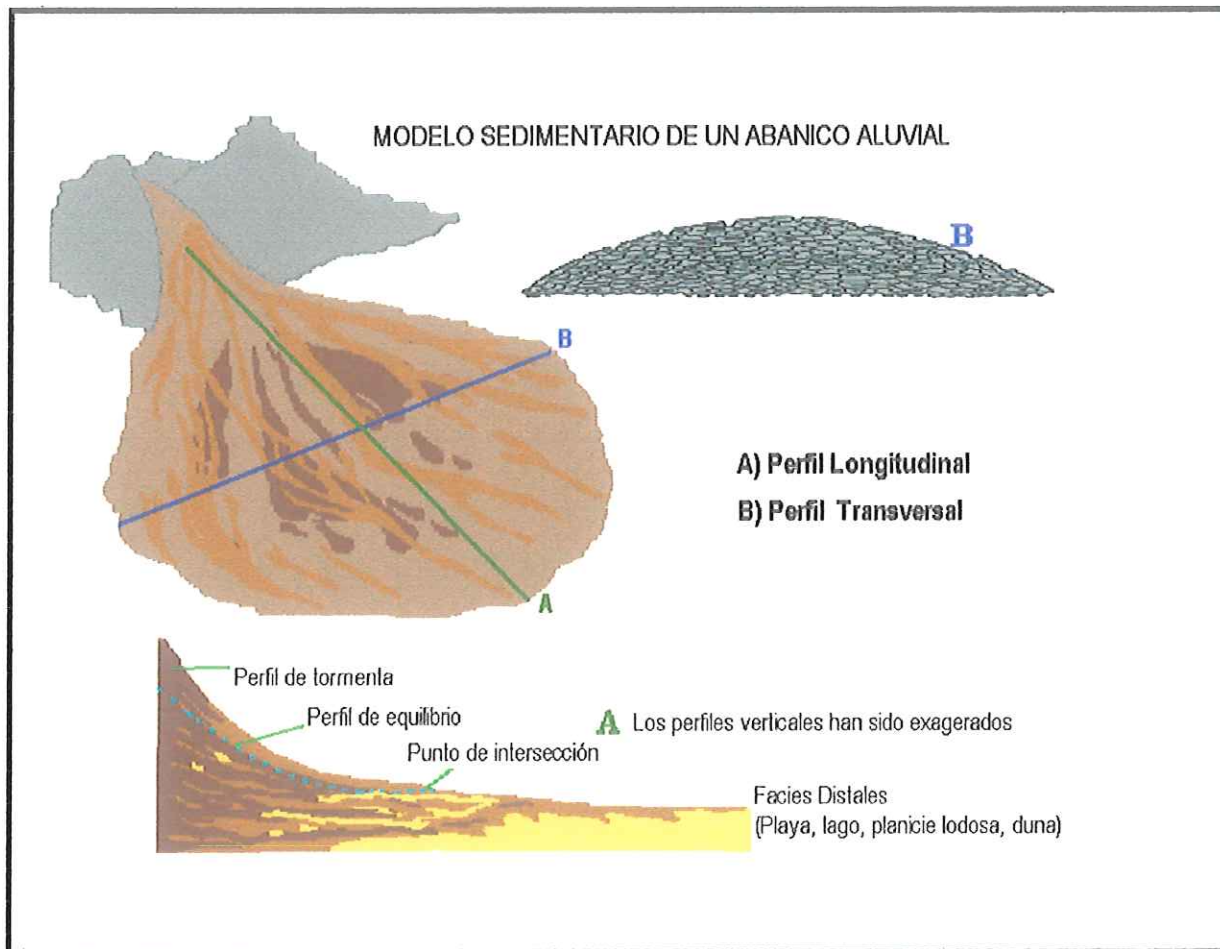


Figura 1. Modelo sedimentario de un abanico aluvial. Tomado de Spearing (1974).

superposición de un control cíclico regional (cambios en el nivel del mar/lago), mientras que las variaciones en las razones de desplazamiento o aporte de sedimento pueden ser responsables de las variaciones en la arquitectura a lo largo de la zona de desplazamiento.

En Baja California Sur, Dorsey *et al* (1997) examinaron una secuencia de abanicos tipo Gilbert en la cuenca pliocénica de Loreto. Dicha cuenca provee un excelente escenario para estudiar los controles tectónicos sobre la depositación de sistemas de abanicos ya que, los contextos estructurales y tectónicos de la zona son bien conocidos, la arquitectura estratigráfica de los abanicos aluviales costeros es revelada por la cartografía detallada de facies y la medición de secciones y por que la secuencia se encuentra bien delimitada por la existencia de dos horizontes de toba que pueden ser fechados radiométricamente. De este trabajo surgen importantes datos; la variación sustancial de la dirección de las paleocorrientes de una parasecuencia a otra, debido a cambios laterales en la dirección de aporte y la variación en el espesor de los distintos abanicos sugiere que la depositación fue episódica más que periódica, indicando que existe un control en un intervalo menor al mecanismo climático Milankovitch. Se concluye que Cuenca Loreto sufrió diferentes eventos de deslizamiento por sismicidad que consecuentemente dieron lugar a una extensión episódica de la corteza terrestre en esta zona.

Estos trabajos muestran que los abanicos aluviales costeros son indicadores confiables no solo del estilo tectónico de una cuenca, sino también del nivel de actividad sísmica de la misma.

En el Golfo de California, donde se ha propuesto un desarrollo temprano como rift ortogonal que evolucionó hacia un rift oblicuo (Axen, 1995) y cuya apertura ha sido explicada por diversos autores con diferentes teorías, se reconocen dos procesos tectónicos distintos. El primero ocurre en la parte norte del Golfo con una extensión en dirección ENE-WSW (Hausback, 1984), mientras otros autores sugieren que esta primera fase de extensión corresponde a la prolongación hacia el sur del sistema de Cuencas y Cordilleras (Henry, 1989) y otros atribuyen este proceso a una extensión oblicua producida por el desarrollo del nuevo límite de placas (Stock y Hodges, 1990). La segunda fase corresponde al desarrollo del rift oceánico en la parte central del Golfo dando lugar a la formación de una serie de pequeños centros de dispersión conectados por fallas transformes, que es considerado la actual frontera entre la Placa de Norteamérica y la Placa Pacífico (Curry y Moore, 1984; Bigioggero *et al.*, 1995; Stock y Hodges, 1989). Por ello, el estudio de las cuencas generadas en los últimos 5 Ma (Plioceno y Pleistoceno), resulta sumamente importante y útil, pues los patrones estratigráficos en los rellenos de dichas cuencas pudieran evidenciar la presencia de un margen con deslizamiento a rumbo en la frontera de placa (Umhoefer *et al.*, 1996).

Por ello la cuenca San Nicolás es una localidad de importancia, pues se trata de una cuenca formada durante el Plioceno, donde se presentan importantes depósitos correspondientes a abanicos aluviales costeros y donde a la fecha no se ha realizado un estudio que permita establecer cuales son fueron las características del régimen tectónico durante su formación y desarrollo, así como su relación con otras cuencas geográficamente cercanas.

OBJETIVOS

Objetivos:

Interpretar la evolución tectónica de la cuenca San Nicolás, en Baja California Sur.

Metas:

1. Reconstruir los paleoambientes presentes en la Cuenca de Bahía San Nicolás, durante el Plioceno, en base al análisis de litofacies.
2. Determinar el estilo tectónico durante la evolución de la cuenca en base a la sedimentación dentro de la misma.
3. Discriminar los movimientos de extensión de otros posibles movimientos de desplazamiento tectónico (deslizamiento a rumbo o compresión).
4. Determinar la ubicación y características morfológicas (tamaño, forma, orientación) de los abanicos de origen aluvial-tectónico en la Cuenca San Nicolás, en Bahía San Nicolás, B.C.S.
5. Delimitar la geometría de la cuenca.

MÉTODO DE ESTUDIO

Metodología de campo:

El trabajo de campo consistió en la cartografía geológica del área de estudio y en particular de los afloramientos de origen aluvial correspondientes, presumiblemente, a abanicos aluviales en las localidades de Arroyo San Nicolás, Arroyo Jacobo y Arroyo El Carricito. Se cartografió sobre mapas base a escala 1:25000.

En cada localidad:

1) Se registraron las fallas presentes, determinando rumbo, echado e inclinación, para poder delimitar el área correspondiente a Cuenca San Nicolás.

2) Se levantaron secciones estratigráficas.

3) Utilizando una malla de 100 puntos con un área de 1m^2 , se realizó un conteo de cantos para determinar porcentajes composicionales. Este método permite una evaluación rápida y certera de la composición litológica de un conglomerado eliminando la posibilidad de un sesgo debido al observador (Armin, 1987).

4) Se determinaron datos de paleocorriente midiendo la dirección del eje mayor de los clastos (cantos rodados) y la actitud de echado (ángulo de inclinación con respecto a la horizontal).

5) Se colectaron muestras de la matriz del conglomerado, de los clastos y de los fósiles asociados.

Metodología en el laboratorio y gabinete

El trabajo de gabinete consistió en la elaboración de planos geológicos y de las secciones estratigráficas de las localidades estudiadas.

Los datos obtenidos por el conteo con malla fueron analizados estadísticamente para obtener el diámetro promedio, los tamaños máximos y mínimos y los porcentajes relativos de una litología respecto a otra en cada una de las localidades, con el fin de caracterizar las diferentes litofacies y observar tendencias a lo largo de los depósitos aluviales.

Los datos de paleocorrientes fueron analizados utilizando métodos estadísticos circulares (diagramas de rosa) para un promedio de entre 30 y 50 mediciones de la orientación del eje más largo de los clastos. Los diagramas fueron generados por medio del paquete StereoNett versión 1.1.

Para la actitud de echado se obtuvo un promedio por localidad.

Mineralogía. Se efectuó el análisis petrográfico de las muestras de los clastos para determinar las diferentes litologías que componen los conglomerados de las distintas litofacies. Para ello, se realizó la preparación de láminas delgadas de acuerdo a la metodología propuesta por Rendón-Márquez (1995). Mismas que posteriormente fueron analizadas en un microscopio con luz polarizada.

Paleontología. Los macrofósiles colectados fueron identificados al nivel de especie cuando su estado de preservación lo permitió, con la finalidad de realizar inferencias paleoambientales y, en algunos casos, cronológicas.

ÁREA DE ESTUDIO

Bahía San Nicolás se encuentra localizada entre los $111^{\circ} 26'$ y $111^{\circ} 36'$ de longitud Oeste y los $26^{\circ} 30'$ y $26^{\circ} 37'$ de latitud Norte aproximadamente a 18 km del rancho El Rosarito, Baja California Sur, que se encuentra a un costado de la Carretera Transpeninsular (Figura 2).

En la región de Loreto se aprecian afloramientos de la Formación Comondú y de las calcarenitas del Plioceno, que componen junto con las areniscas fosilíferas, los sedimentos de la Cuenca de Loreto, y sobre los cuales se presentan terrazas marinas cubiertas por sedimentos de origen aluvial (Cassarrubias-Unzueta y Gomez-Lopez, 1994). En esta región se presentan gruesas secuencias de conglomerados, lodolitas y calizas con presencia de ostras y pectenidos fósiles. En algunas zonas se presentan arrecifes de coral, tobas, andesitas y basaltos. La presencia de tobas y lahar indica acción volcánica durante el relleno de la cuenca. Además es posible apreciar discordancias angulares y la presencia de vidrio volcánico en las capas de conglomerado, que sugieren hubo una deformación intermitente en la zona (Minch y Leslie, 1991).

Umhoefer *et al* (1994) concluyen que la zona sur de la Cuenca de Loreto evolucionó en un contexto transtensional que produjo un mosaico de facies complejo. El análisis estructural, indica que la falla que produjo el deslizamiento hacia el noroeste es la estructura más importante de la zona con un hundimiento sindeposicional en el este (Umhoefer *et al*, 1996). Sin embargo la zona de San Nicolás resulta más parecida al área comprendida entre Santa Rosalía y Mulegé,

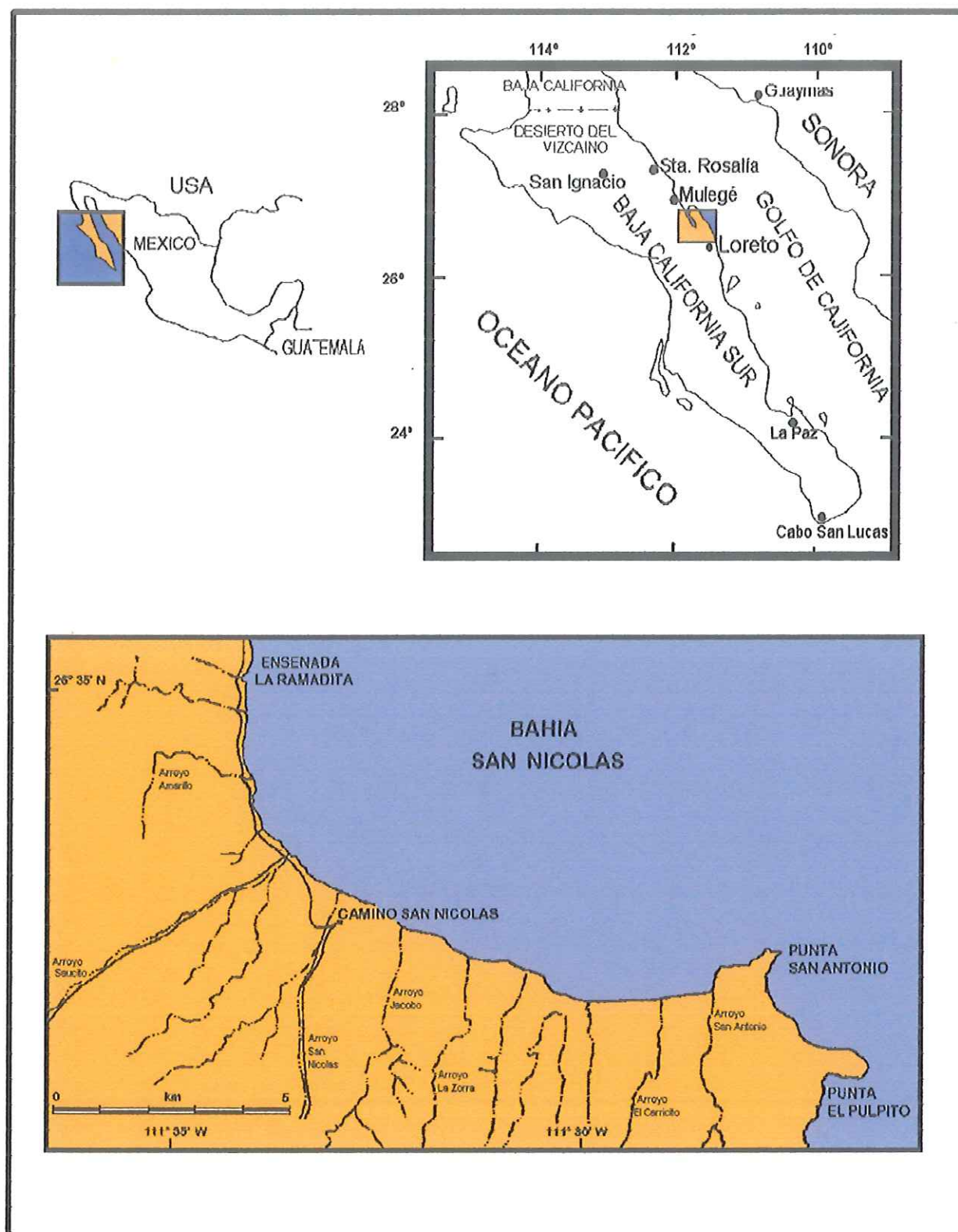


Figura 2. Mapa del área de estudio

especialmente a la zona de Punta Chivato, donde los segmentos costeros están separados por fallas con rumbo noroeste, no como un bloque único sino como una sucesión de bloques, lo cual da como resultado diferencias regionales expresadas tanto estructural como topográficamente como altos y bajos adyacentes (Ledesma-Vazquéz y Jonhson, 1993).

RESULTADOS

Estratigrafía. Los sedimentos presentes en la Cuenca San Nicolás se encuentran representados por cuatro sistemas depositacionales principales: 1) Conglomerado Marino pliocénico, 2) Abanico Aluvial Costero, 3) Calcarenitas pliocénicas y 4) Depósitos pleistocénicos de Terraza Marina (Tabla I). Los cuatro sistemas se encuentran delimitados por superficies erosivas y su deposición se llevó a cabo sobre el basamento de la cuenca; formado por bloques inclinados de la Formación Comondú, que se encuentra suprayaciendo a un basamento granodiorítico (Ledesma-Vázquez, *et al.* 1997). A su vez Cuenca San Nicolás se encuentra delimitada al oeste por una falla con rumbo N-S y un echado de 90°, al sur y este por una falla normal, que es considerada la falla maestra de la cuenca, y al norte por el Golfo de California (Figura 3).

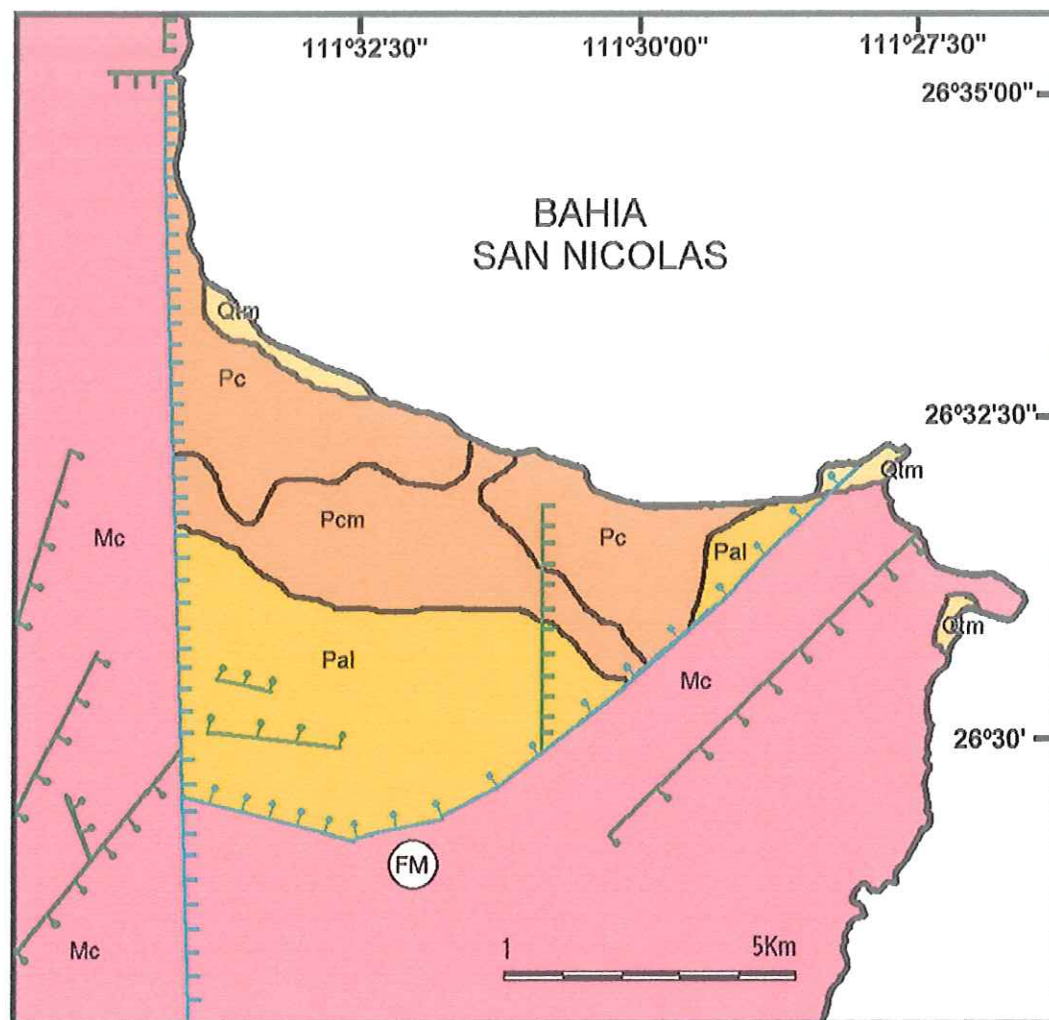
A continuación se presentan una descripción de cada uno de los sistemas depositacionales.

Conglomerado Marino. Descansa sobre un aglomerado volcánico perteneciente a la Formación Comondú. El conglomerado está primordialmente compuesto por clastos de subredondeados a redondeados, sustentados por una matriz de arenisca calcárea, bien clasificado, presenta gradación normal. En algunas zonas, especialmente las más cercanas a la playa en la desembocadura de Arroyo Jacobo, se observa estratificación cruzada (Figura 4).

En la sección inferior los fósiles son abundantes y en buen estado de conservación. La asociación fosilífera está compuesta por tres especies que

Tabla I . Sistemas deposicionales presentes en Cuenca San Nicolás.

Sistemas deposicionales	Litofacies que lo componen		Características
Conglomerado Marino pliocénico			Paraconglomerado marino bien clasificado, con matriz calcárea.
Abanico Aluvial Costero	Cabeza del abanico	Litofacies 1	Paraconglomerados, pobremente clasificados, con abundante matriz terrígena.
		Litofacies 2	Ortoconglomerados moderadamente clasificados con escasa matriz.
	Zona media	Litofacies 3	Paraconglomerados aluviales interestratificados con areniscas u horizontes de cantos rodados.
	Base del abanico	Litofacies 4	Paraconglomerados con presencia de lentes de arenisca y estratificación cruzada.
Calcarenitas pliocénicas			Areniscas fosilíferas de grano fino con matriz carbonatada
Depósitos pleistocénicos de Terraza Marina			Conglomerado bien estratificado de poco espesor con abundancia de fósiles, depositado sobre una superficie de abrasión.



- | | |
|---|--------------------------|
| Pal. Abanico Aluvial Costero | Fallas límite (normales) |
| Pcm. Conglomerado Marino Pliocénico | Fallas normales |
| Pc. Calcarenitas Pliocénicas | |
| Qtm. Depósitos Pleistocénicos de Terraza Marina | |
| Mc. Rocas Miocénicas (Fm. Comondú) | Falla maestra |

Figura 3. Mapa geológico de Cuenca San Nicolás



Figura 4. Sobre el cauce de Arroyo Jacobo, depósitos correspondientes al Conglomerado Marino.

corresponden a un ambiente marino somero de alta energía *Ostrea vespertina*, *Pecten vogdesi* y *Pecten keepi*, siendo los pectínidos más abundantes.

Avanzando en dirección S-N, se observan capas de arenisca separadas de capas de conglomerados por aparentes superficies erosivas.

En la sección media se observa un incremento en el tamaño de los fósiles sin embargo disminuyen el grado de conservación y la abundancia.

El tamaño de los clastos se incrementa en la sección superior (50 cm de diámetro en promedio). Aquí se identificó a *Ostrea vespertina*, *Pecten vogdesi* y debido a la mala conservación de los fósiles algunos fragmentos de concha solo pudieron ser clasificados como *Pecten sp.*, los pectinidos continúan siendo más abundantes.

En la parte superior de esta sección se colectaron especímenes del equinodermo *Clypeaster bowersii*, extinto en el Plioceno Medio, cerca de 3.4 Ma. (Durham, 1950), permitiendo otorgar una edad máxima al depósito (Figura 5).

En esta sección las capas de conglomerado presentan una inclinación de 6° hacia el este.

Al suroeste, hacia la falla maestra, aproximadamente a 4 Km de la línea de costa, el conglomerado marino interdigita con un conglomerado aluvial, evidenciando la transición de un ambiente marino somero a un ambiente aluvial. En esta zona, las calcarenitas pliocénicas se encuentran suprayaciendo ambos depósitos, observandose que el contacto es discordante erosivo y angular.

Abanico aluvial costero. La sección sedimentaria representativa del abanico aluvial costero se divide en tres secciones, representadas por cuatro

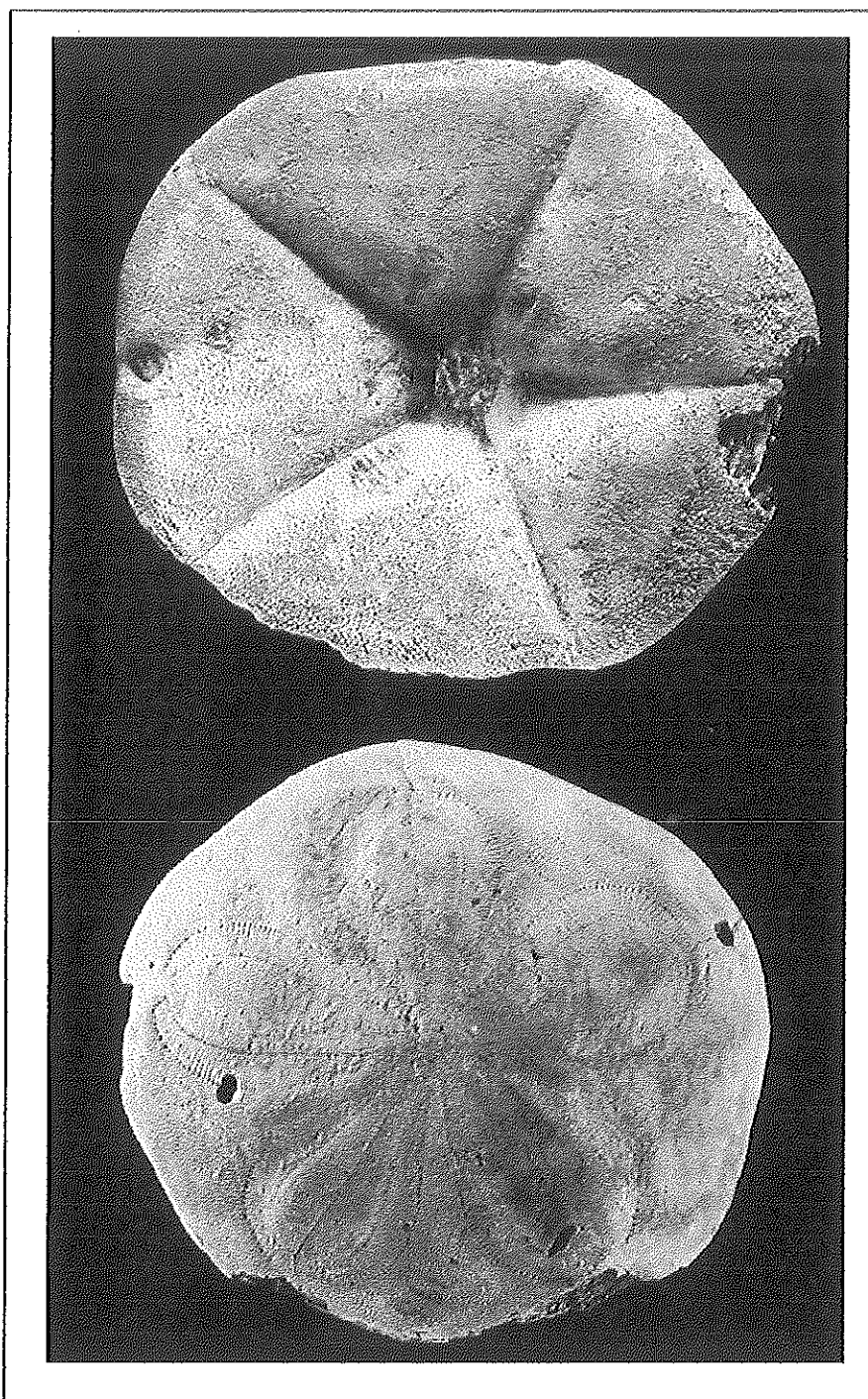


Figura 5. Especimen holotipo de *Clypeaster bowersi*. Tomado de Durham, 1950.

diferentes litofacies, correspondientes dos de ellas a la zona superior del abanico (cabeza del abanico), otra más al segmento medio y una cuarta a la zona inferior (base del abanico) (Figuras 6, 7 y 8).

Zona superior (Cabeza del abanico). Sección compuesta por las litofacies 1 y 2.

Litofacies 1. Paraconglomerado

Está compuesto por clastos de 1 a 32 cm de diámetro con una media de 5.40 cm, pobremente clasificado, en una abundante matriz terrígena de granos angulosos (Figura 9). Se divide en capas o paquetes con una extensión lateral no mayor de 15m y un espesor de entre 6 y 10 m. Desprovistos de cualquier estructura, además de una burda estratificación horizontal. Los contactos entre capas son no erosivos y se observa una correlación positiva entre el tamaño promedio de los clastos y el espesor de la capa correspondiente. Algunos paraconglomerados exhiben una imbricación bien desarrollada, especialmente donde los clastos presentan un eje considerablemente mayor (capas inferiores). Individualmente, los clastos, van de angulosos a redondeados (Figura 10).

La dirección de las paleocorrientes, determinada basándose en la imbricación de los clastos, fue predominantemente SW-NE (Figura 11).

Se observa que hacia el NE (a partir de la falla maestra) disminuye el diámetro de los clastos a un promedio de 4.8cm. Esta litofacies está representada por los depósitos más cercanos a la falla maestra. Lateralmente se extienden de Arroyo San Nicolás a Arroyo Jacobo, apareciendo nuevamente hasta la zona de Arroyo El Carricito.

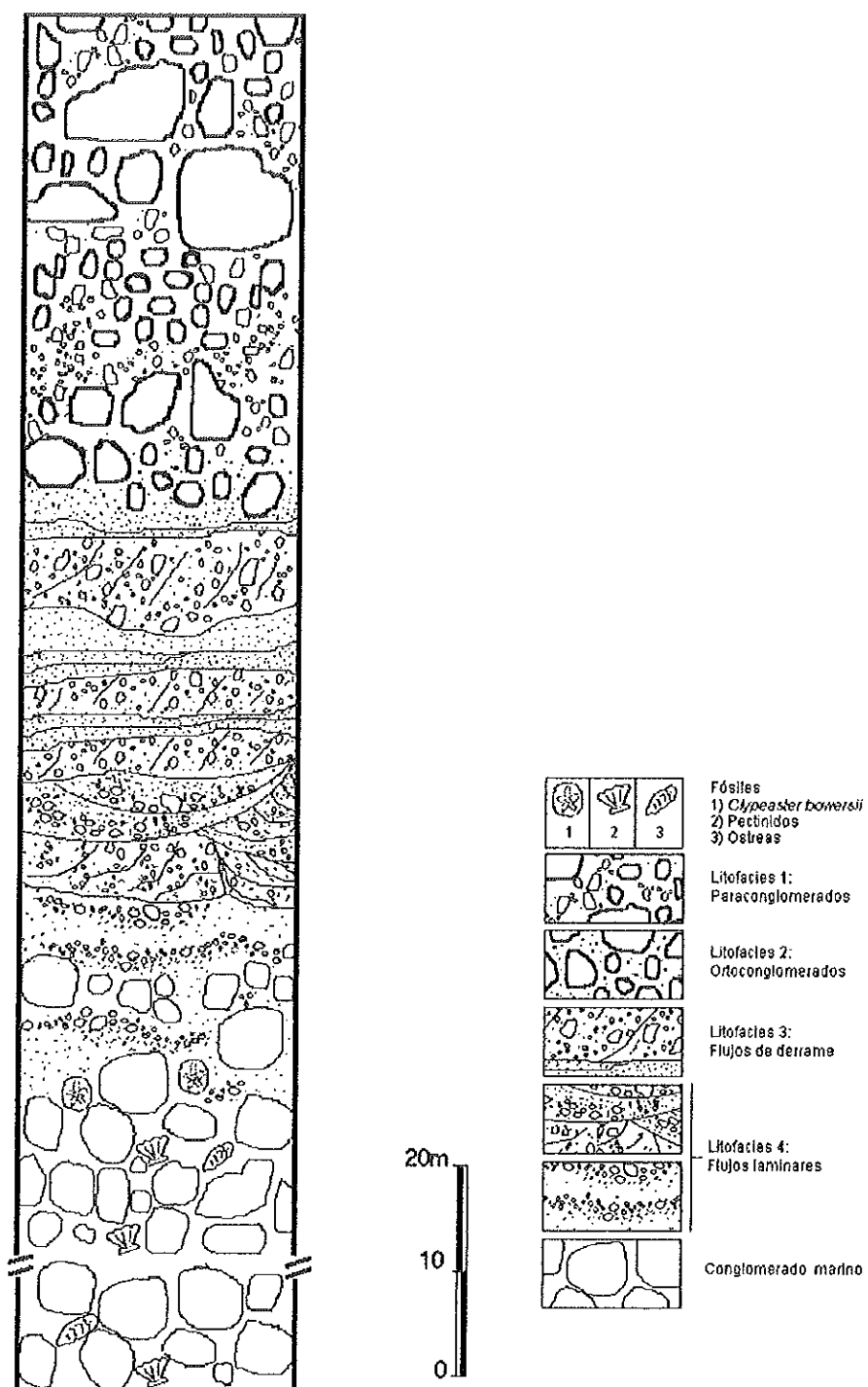


Figura 6. Columna estratigráfica compuesta correspondiente a los depósitos de abanico aluvial que afloran sobre el cauce de Arroyo San Nicolás.

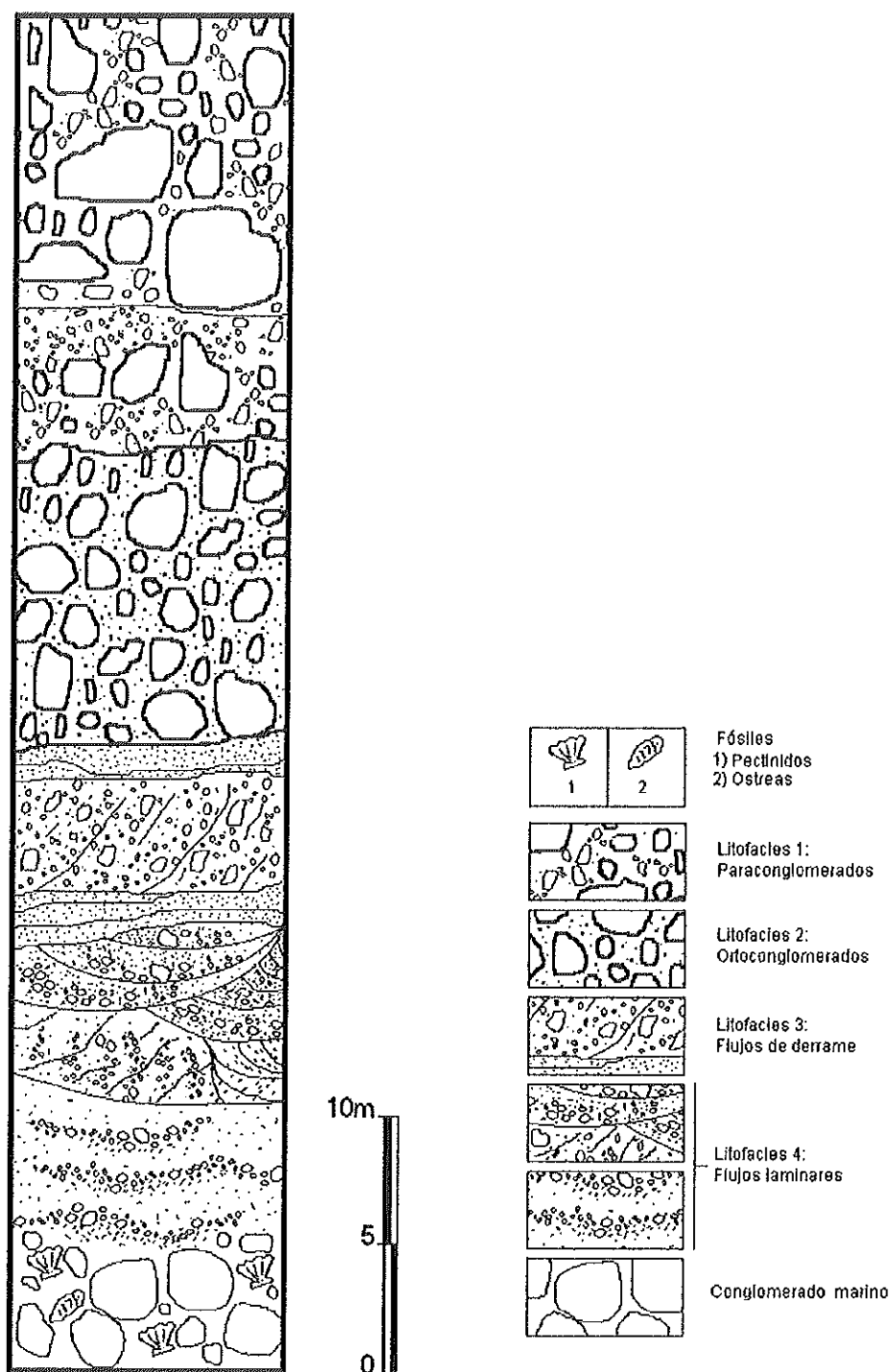


Figura 7. Columna estratigráfica compuesta correspondiente a los depósitos de abanico aluvial que afloran sobre el cauce de Arroyo Jacobo.

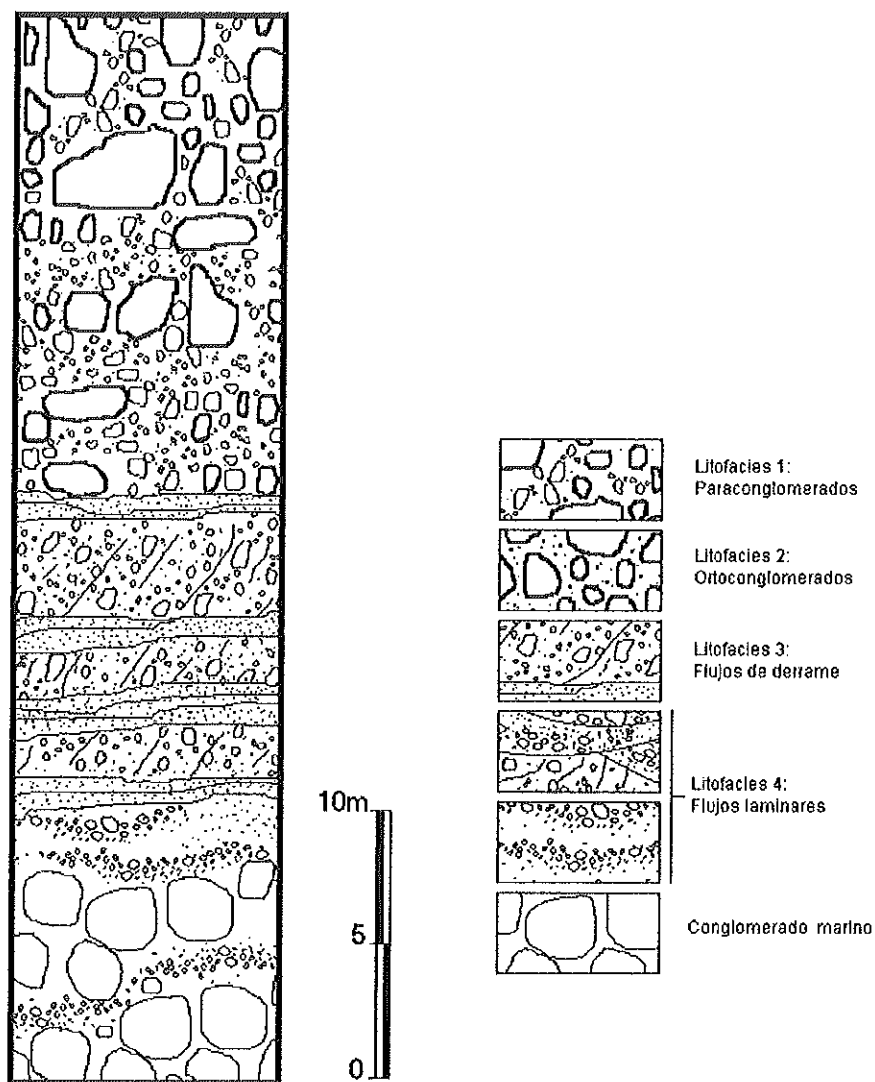


Figura 8. Columna estratigráfica compuesta correspondiente a los depósitos de abanico aluvial que afloran sobre el cauce de Arroyo El Carricito.

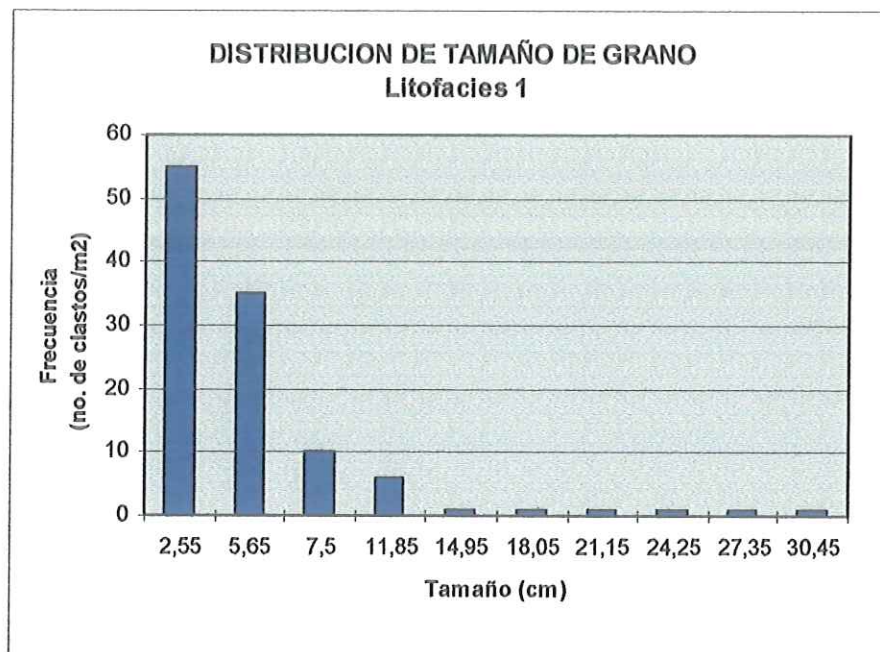


Figura 9. Distribución de tamaño de grano para la Litofacies 1

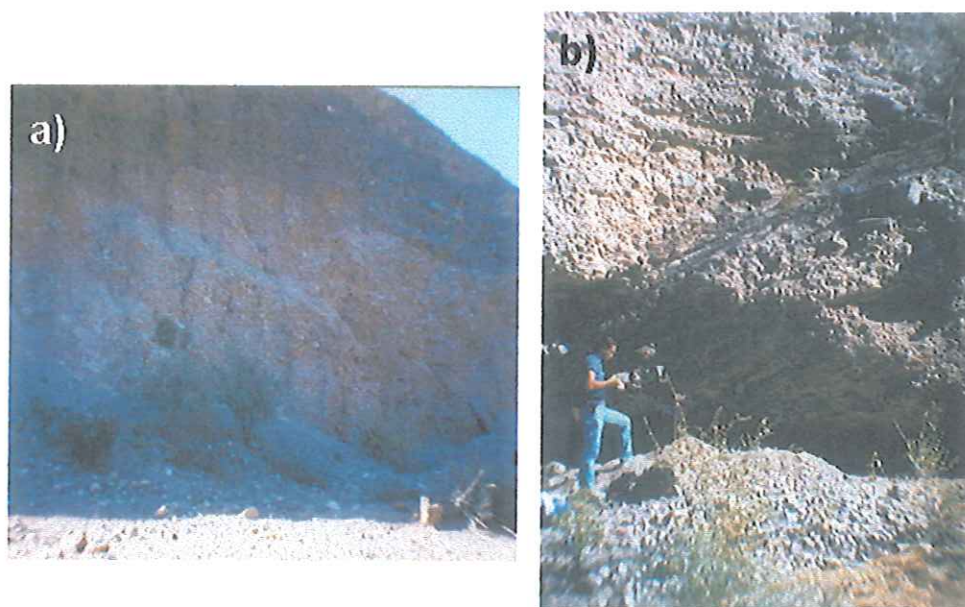


Figura 10. Litofacies 1

- a) Afloramiento cercano a la falla maestra sobre el cauce de Arroyo San Nicolás.
- b) En Arroyo San Nicolás, contacto entre la Litofacies 1 y Calcarentas pliocénicas.

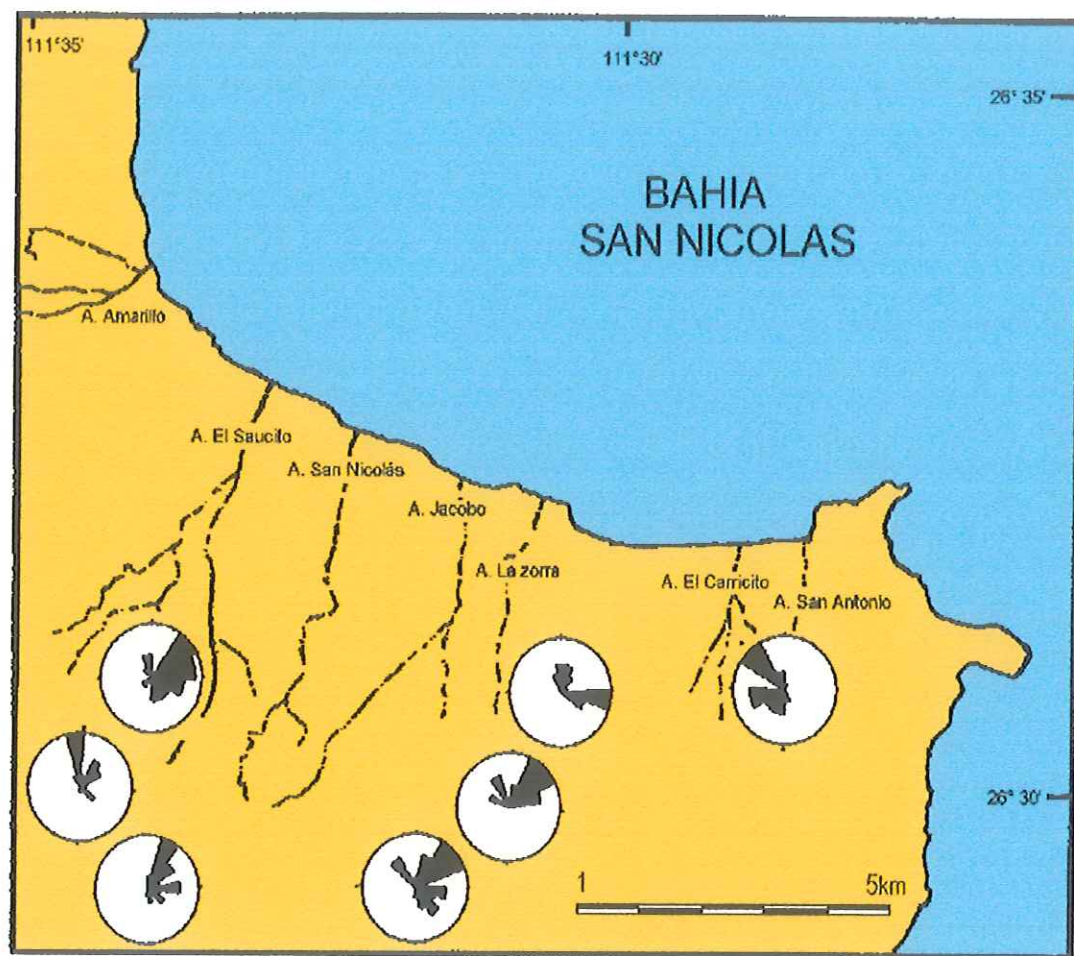


Figura 11. Diagramas de rosa de la dirección de paleocorriente en la Litofacies 1.

Litofacies 2. Ortoconglomerados:

Compuesta por capas de conglomerados moderadamente clasificado, con escasa matriz terrígena (arena gruesa). Muestran una imbricación unimodal bien desarrollada en base a la cual se determinó una dirección de paleocorriente SW-NE, coincidente con la litofacies 1 (Figura 12). Algunas capas exhiben estratificación cruzada. Las capas se encuentran bien delimitadas por superficies erosivas, no son lateralmente extensivas y aparecen suprayaciendo a los paraconglomerados que conforman la litofacies 1, siendo depósitos menos abundantes (Figura 13).

Individualmente, los clastos varían de 0.5 a 26 cm, con una media de 4.46 cm (Figura 14).

Interpretación

En los depósitos correspondientes a la litofacies 1 el grado de clasificación de los clastos y la variabilidad en el desarrollo de una estratificación horizontal indican un flujo detrítico de alta viscosidad, provocado por lluvias intensas y una erosión activa. Este tipo de depósitos comúnmente se origina en la zona aledaña a la falla principal y migran hacia el depocentro de la cuenca, conforme aumenta el relleno sedimentario en la cuenca (agradación). Sin embargo en zonas áridas, la alta permeabilidad del sedimento impide un desplazamiento considerable de la masa sedimentaria, limitando su presencia a una pequeña zona de la cuenca donde la pendiente es alta (Colella, 1989).

Por otra parte, los ortoconglomerados de la litofacies 2 pudieron ser originados por una depositación cernida, en zonas donde se produce la percolación

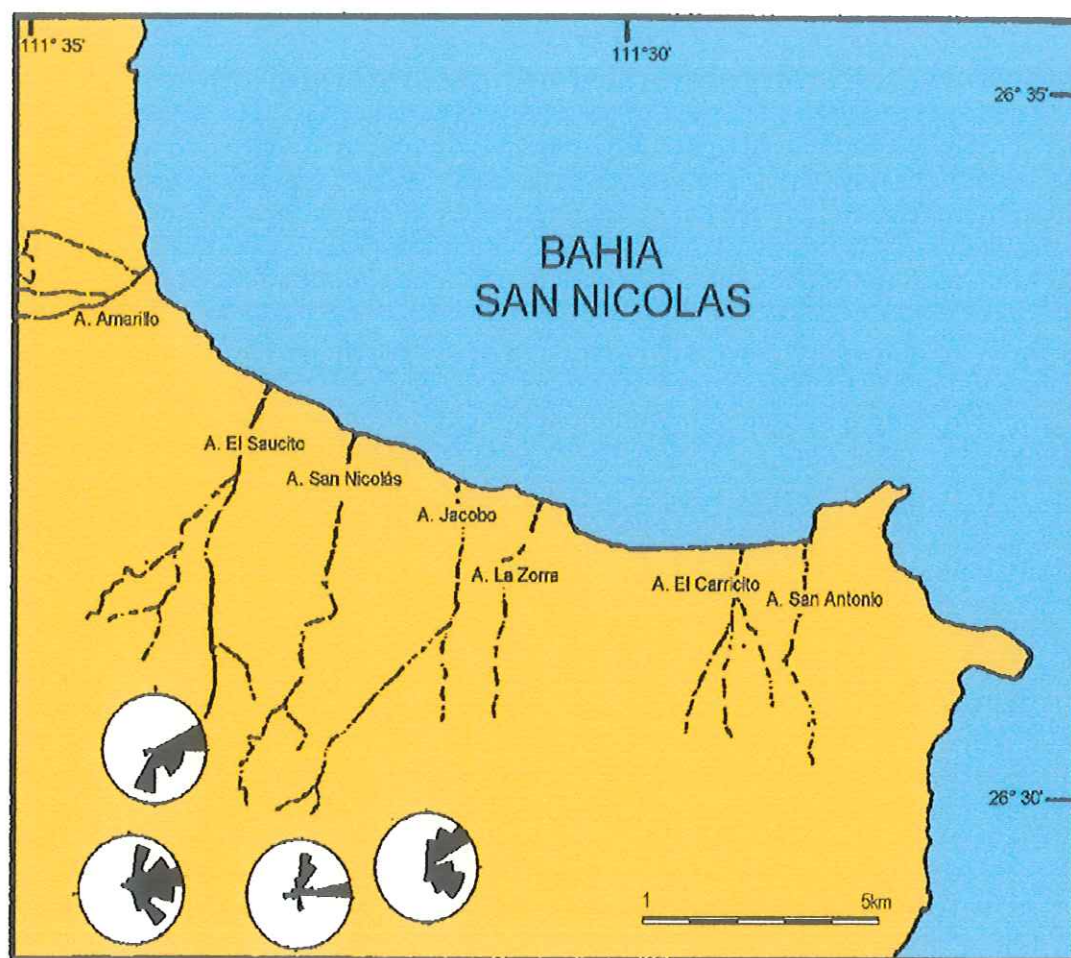


Figura 12. Diagramas de rosa de la dirección de paleocorriente en la Litofacies 2.

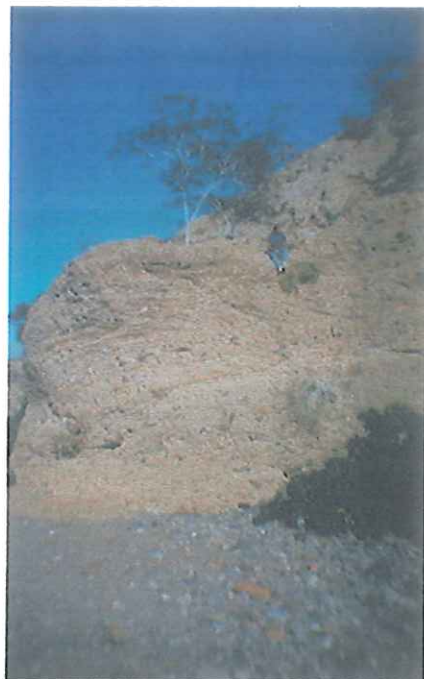


Figura 13. Litofacies 2
Afloramiento de la Litofacies 2 sobre el cauce de Arroyo San Nicolás

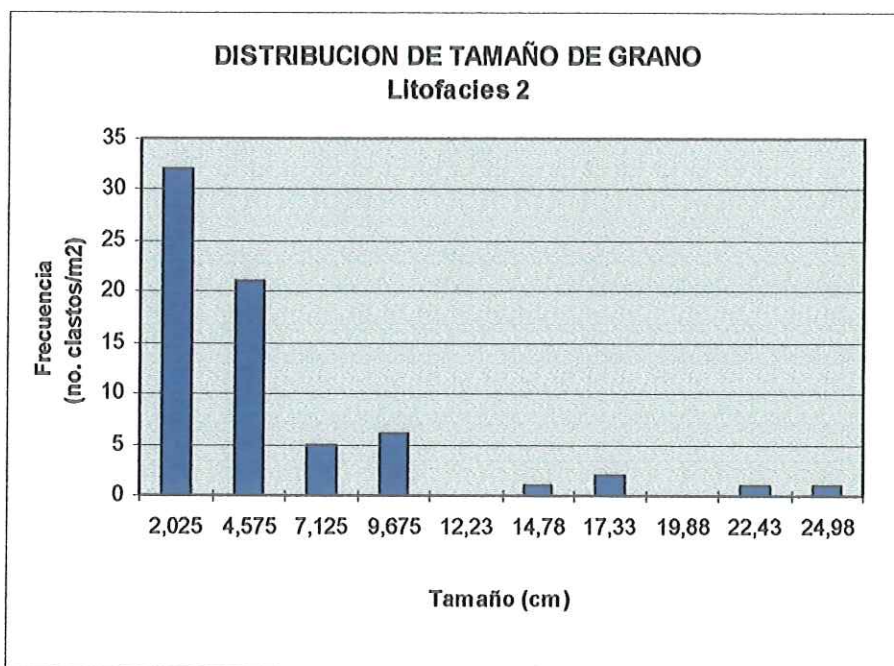


Figura 14. Distribución de tamaño de grano para la Litofacies 2

del agua y sedimento fino, pudiendo representar la zona frontal de un flujo detrítico (Davis, 1983).

Las superficies erosivas pueden ser interpretadas como bases de capa que se formaron durante eventos menores (flujos confinados) (Dart *et al*, 1994). Además, la imbricación unimodal bien desarrollada que presentan los depósitos pudiera reflejar una fuerte tracción fluvial durante la depositación (Armin, 1987). También, la correlación positiva entre tamaño promedio de los clastos y el espesor de capa, indican una relación positiva entre la competencia y el tamaño de flujo, relación que resulta particularmente clara en esta zona (Collinson, 1982) (Apéndice 1).

La asociación de ambas litofacies por sus características corresponde a la zona superior (cabeza) del abanico aluvial (Davis, 1983).

Litofacies 3. Flujos de derrame.

Compuesta por conglomerados aluviales que aparecen suprayaciendo a las litofacies 1 y 2. Se presentan capas de arenisca laminar u horizontes de cantos rodados de 1 a 5 cm de diámetro que presentan estratificación cruzada que son separadas por superficies erosivas, de horizontes de conglomerado bien clasificado con escasa matriz y clastos de más de 10 cm de diámetro, donde la estratificación cruzada es menos evidente o no existe (Figura 15). En general esta litofacies presenta clastos cuyos diámetros varían de 1 a 12 cm, con un promedio de 4.28 cm (Figura 16).

Los conglomerados exhiben una imbricación bien desarrollada y, aunque existe una mayor disparidad en la dirección de imbricación, la tendencia general

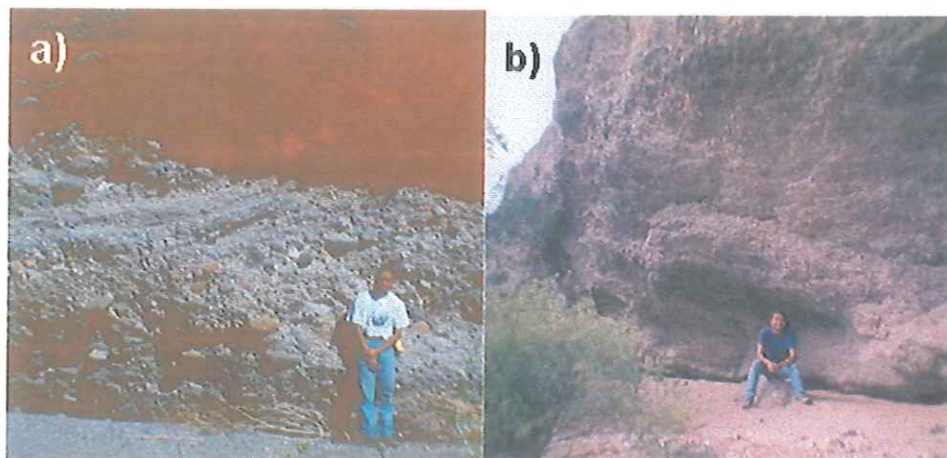


Figura 15. Litofacies 3

a) Afloramiento sobre el cauce de Arroyo Jacobo.

b) Afloramiento sobre el cauce de Arroyo San Nicolás.

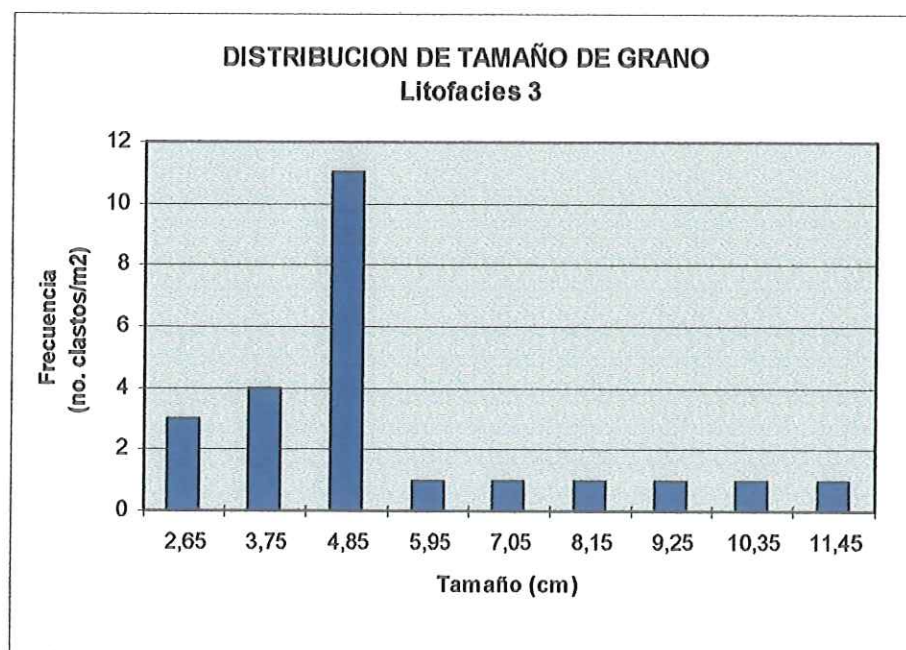


Figura 16. Distribución de tamaño de grano para la Litofacies 3

sigue señalando una dirección de paleocorriente SW-NE (Figura 17). La actitud de echado (inclinación con respecto a la horizontal) es de 17.5° en promedio.

Se observan superficie erosivas que truncan diferentes capas (siempre capas con espesores menores a 1m) y sobre las cuales se depositaron materiales más gruesos.

Al avanzar hacia el NE las capas laminares de arenisca se vuelven más comunes y aumentan de espesor.

Interpretación.

Las superficies erosivas entre capas sugieren que cada una de ellas es resultados de un flujo único, que puede ser interpretado como producto de la perdida de competencia cuando la corriente llega a una zona de menor pendiente.

La actitud de echado de los cantos, menor a 25° , excluye la posibilidad de que los depósitos pudieran haberse originado por flujos de gravedad (Dart *et al*, 1994).

Por otra parte, la presencia de superficies erosivas transgresivas (es decir que truncan más de una capa), es el resultado de flujos posteriores a la deposición de las capas o de infiltración de agua de la zona superior del abanico, que al escurrir formó canales, que posteriormente, se rellenaron con material más grueso de un flujo ulterior (Selley, 1996).

Esta litofacies no es considerada diagnóstica, sin embargo indica la migración de facies hacia el depocentro, es decir la agradación del abanico (Collinson, 1982) y los depósitos que la conforman, probablemente, tienen su origen en la sección media del abanico.

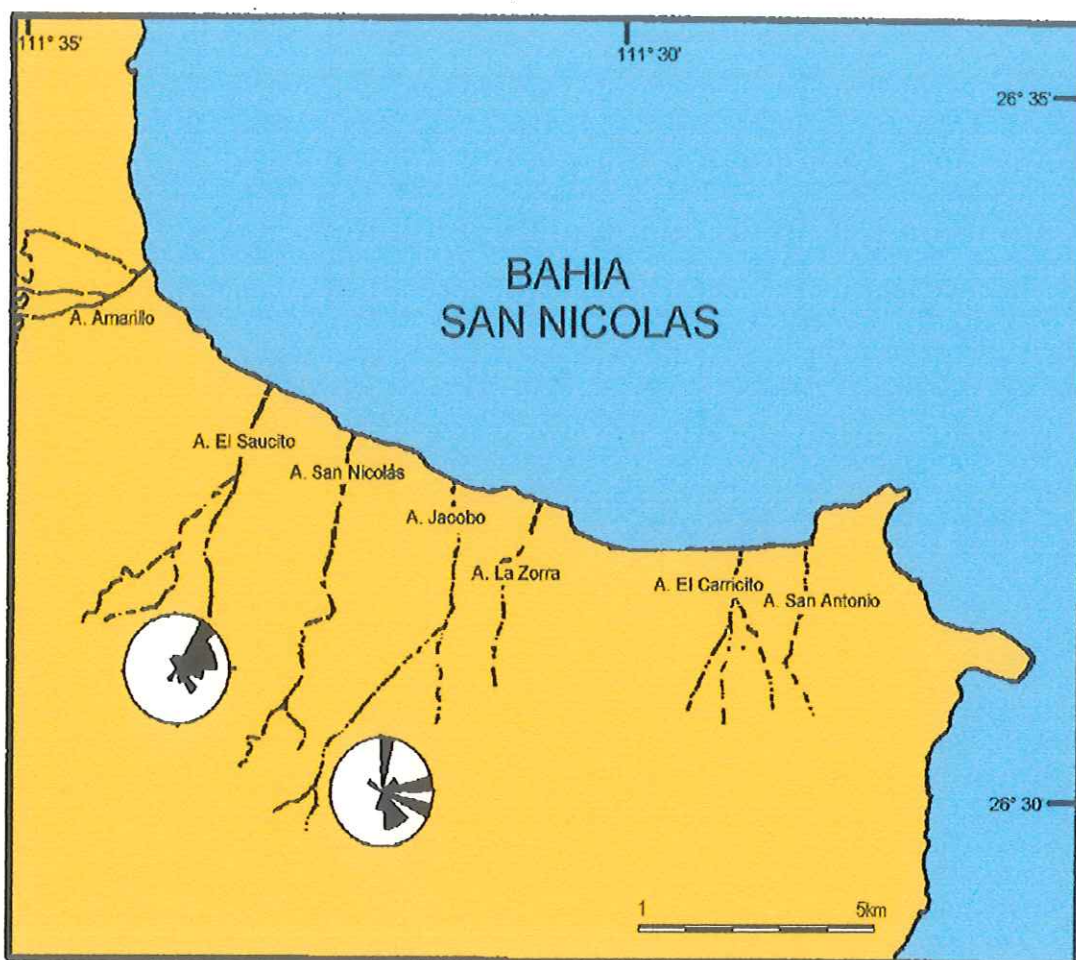


Figura 17. Diagramas de rosa de la dirección de paleocorriente en la Litofacies 3.

Litofacies 4. Flujos de manto.

Compuesta por conglomerados bien clasificados con abundante matriz y clastos de 1 a 6.5 cm de diámetro con un promedio de 3.01cm (Figura 18), que interdigitan con los depósitos de la litofacies 3.

Se observan lentes de arenisca gruesa y los contactos entre capas son no erosivos. Solo en algunos casos las bases de los lentes erosionan y deforman la zona adyacente del conglomerado, generando una superficie cóncava sobre la cual se redeposita el material (Figura19).

Los conglomerados presentan estratificación cruzada y se observan superficies erosivas transgresivas que generalmente, afectan solo una capa (menos de 1 m de penetración), siendo estas superficies más abundantes pero de menor tamaño que en la litofacies 3.

En esta unidad no se observa una correlación entre el tamaño de clasto y el espesor de capa. Tampoco se presenta una imbricación bien desarrollada, principalmente debido a la forma de los clastos. Sin embargo, en las zonas donde fue posible determinar una dirección de paleocorriente, esta varió considerablemente (Figura 20)

Aproximadamente a 2.5 Km hacia el NE, a partir de la falla maestra los conglomerados aluviales que conforman la litofacies 4 interdigitan con los depósitos correspondientes al conglomerado marino (Figura 21).

Interpretación.

La falta de correlación entre el tamaño de clasto y el espesor de capa sugiere que las capas son resultado de múltiples flujos continuos, o del retrabajo de material de zonas superiores (Collinson, 1982) (Apéndice 1).

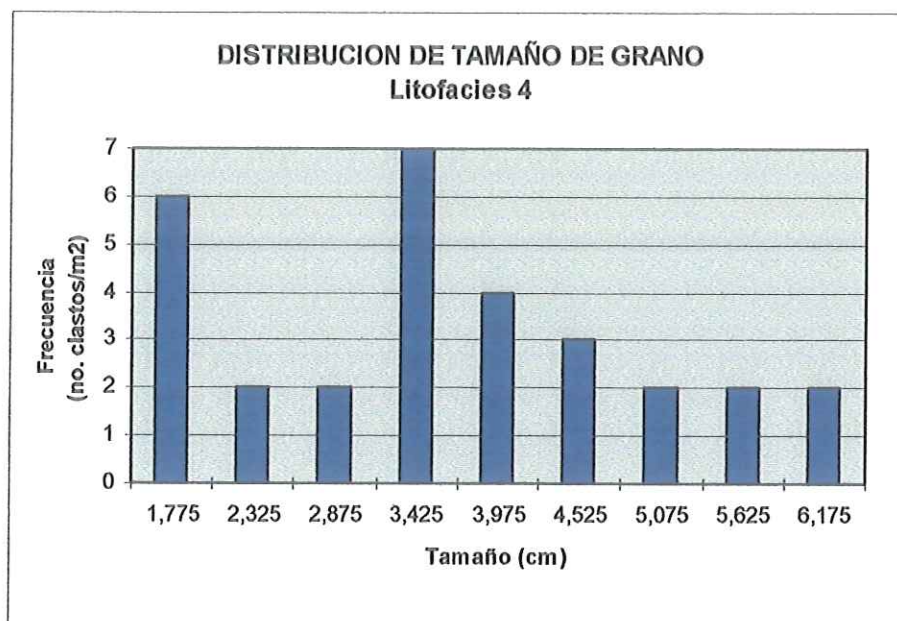


Figura 18. Distribución de tamaño de grano para la Litofacies 4



Figura 19. Litofacies 4. Sobre el cauce de Arroyo San Nicolás: Lente de arenisca correspondiente al rellenado de un canal por material más fino.

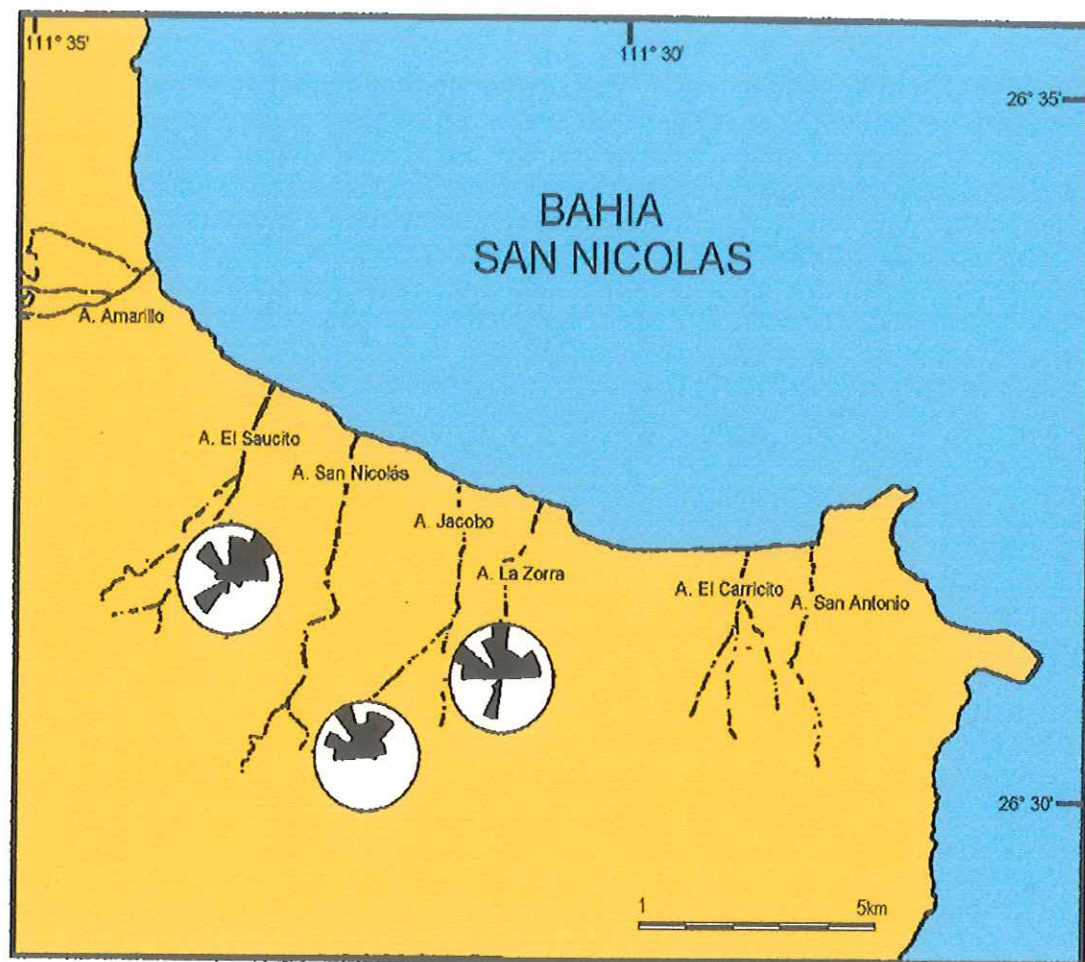


Figura 20. Diagramas de rosa de la dirección de paleocorriente en la Litofacies 4.



Figura 21. Sobre el cauce de Arroyo San Nicolás, depósitos correspondientes a la Litofacies 4, que interdigitan con depósitos correspondiente al Conglomerado Marino.

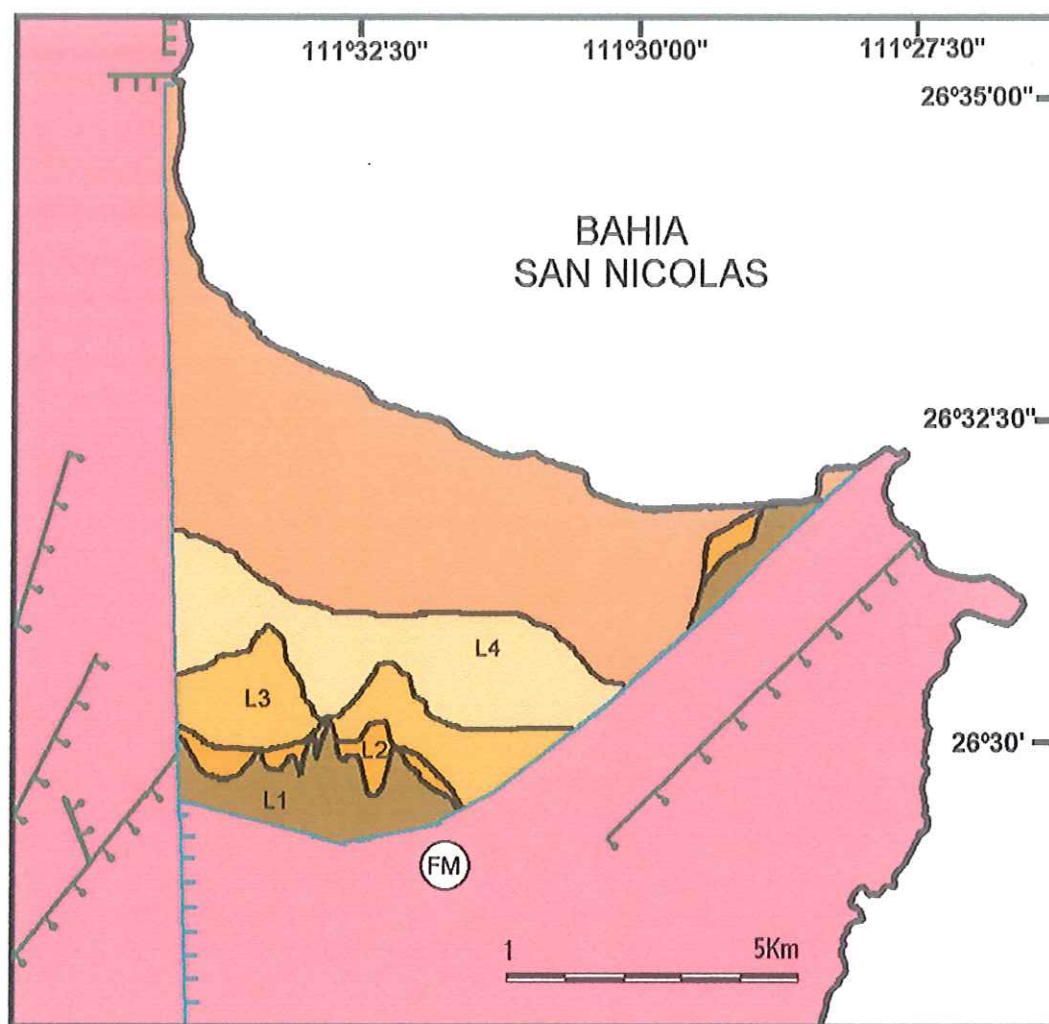
Las superficies transgresivas indican la presencia de canales, que conforman un sistema de distribución con una dirección no definida.

Los lentes de arenisca con bases erosivas se producen por la llegada constante de material debido a flujos intensos pero de muy corta duración (flujos flash). La abundancia de estos lentes indica una pérdida de pendiente, situación que puede deberse a un aporte constante de material en una cuenca sin adición de espacio o, alternatively, a un incremento en la razón de deposición en una cuenca con constante incremento de volumen (Dart *et al*, 1994; Dorsey *et al*, 1997; Schlische, 1992).

Se infiere, entonces, que los depósitos de la litofacies 4, corresponde a la base del abanico, que en la sección más joven (reciente) interdigitan con los depósitos correspondientes al Conglomerado Marino pliocénico, representando la transición de un ambiente aluvial a uno marino somero (Dart *et al*, 1994) (Figura 22).

Calcarentas pliocénicas. Se encuentran suprayaciendo al Conglomerado Marino y los depósitos correspondientes al abanico Aluvial Costero, en la mayor parte de la cuenca el contacto con los sedimentos correspondientes a otros sistemas depositacionales es no erosivo.

Se trata de areniscas fosilíferas de grano fino con una matriz carbonatada, en la que se observan gasterópodos y pectínidos. La roca se presenta compacta de un color rojizo a blanquecino, en ocasiones se observa estratificación cruzada. El fracturamiento es escaso y cuando se presenta tiene una dirección NW-SE y N-S. Tienen un espesor máximo de 60 m (Casarrubias-Unzueta y Gomez-Lopez, 1994).



- L1. Litofacies 1
- L2. Litofacies 2
- L3. Litofacies 3
- L4. Litofacies 4

Fallas límite (normales) 

 Fm

Falla maestra

Figura 22. Mapa de la distribución de Litofacies que conforman el Abanico Aluvial Costero.

La sección superior, con un espesor de 30m es la que contiene la mayor cantidad de fósiles y aflora al noroeste de la cuenca.

Depósitos pleistocénicos de Terraza Marina. Se encuentran suprayaciendo a las calcarenitas pliocénicas. Se trata de ortoconglomerados de origen marino, bien clasificados y muy bien estratificados, depositados sobre una terraza de abrasión, ricos en fósiles. Los depósitos presentan un espesor máximo de 5m y es posible observarlos a lo largo de la costa de Bahía San Nicolás (Figura 23).

Estos depósitos se formaron durante las subetapas isotópicas 5e (-125ka) y 5c (-105ka). Los correspondientes a la subetapa 5e se encuentran entre los 11 y 13 m s.n.m.m., mientras que los correspondientes a la subetapa 5c se encuentran entre los 5 y 8 m s.n.m.m (Staines-Urías, 1996).



Figura 23. Terraza Marina correspondiente a la subetapa isotópica 5e, Punta San Antonio.

DISCUSIONES.

Los sistemas depositacionales presentes en Cuenca San Nicolás representan cuatro diferentes ambientes de depositación.

El Conglomerado Marino es indicador de un ambiente marino somero de alta energía, propio de una playa expuesta. El cambio progresivo en el estado de conservación de los fósiles pudiera indicar un incremento en la energía al disminuir la profundidad avanzando hacia la zona alta de la playa, suposición favorecida por la desaparición de *Pecten keepi* cuya concha es más delgada y por ello menos resistente que la de *Pecten vodgesi*, por lo cual es considerado un organismo de zonas más profundas.

Los depósitos sedimentarios que componen este sistema están interestratificados con los depósitos correspondientes al Abanico Aluvial Costero. Esta relación indica la transición de un ambiente marino somero a un ambiente aluvial, que por sus características, es resultado de un clima árido con fuertes tormentas estacionales, pues generalmente, en zonas donde llueve regularmente la vegetación inhibe el desarrollo de abanicos aluviales (Reineck y Singh, 1980). Además, no existe evidencia de la formación de facies lagunares que indiquen una precipitación pluvial continua.

Las Calcarenitas Pliocénicas, que se encuentran suprayaciendo tanto al Conglomerado Marino como a los depósitos correspondientes al Abanico Aluvial Costero presentan una fauna y características texturales y composicionales propias de un ambiente marino semiprotegido (embaimiento) (Ortlieb, 1978) que tuvo lugar cuando la cuenca fue inundada por el mar.

Sobre la Calcarenitas Pliocénicas se desarrollaron los Depósitos pleistocénicos de Terraza Marina, estos depósitos son indicadores de cambios en el nivel del mar y se forman en la zona de playa en ambientes de alta energía (terrazas de abrasión).

En particular, el desarrollo de un abanico aluvial puede tener lugar en una cuenca tectónicamente estable a partir de su formación o en una cuenca con un proceso de subsidencia activo, ya sea esta constante o episódica, y su construcción ocurre por discretos episodios de deposición que producen lóbulos. Individualmente, cada lóbulo forma un paquete de sedimento genéticamente relacionado, que está superpuesto vertical o lateralmente al lóbulo anterior.

En una sección transversal un lóbulo generalmente está delimitado por discordancias y puede describirse como una parasecuencia depositacional, que no necesariamente está ligada a una oscilación relativa del nivel del mar. De hecho, la interpretación errónea de las fronteras entre parasecuencias (superficies límite) puede llevar a la sobre estimación de la razón de subsidencia de una cuenca (Galloway, 1989a).

En el caso de los depósitos de la Cuenca San Nicolás las fronteras entre lóbulos no resultan claras, principalmente debido al incipiente desarrollo del abanico. Sin embargo, existen relaciones entre las litofacies que conforman al abanico, que nos permiten inferir algunos de los procesos que tuvieron lugar durante su desarrollo.

En Cuenca San Nicolás, una de las evidencias acerca del desarrollo tectónico durante la formación de los depósitos correspondientes al abanico aluvial, es la preservación preferente de la litofacies 1 sobre la litofacies 2. Esto puede ser

interpretado como consecuencia de la agradación constante del abanico, producto de una limitada o nula adición de espacio de acomodamiento en una cuenca, o de un incremento substancial en la razón de aporte sedimentario en una cuenca con subsidencia activa sea esta constante o episódica (por sismicidad) (Dart et al, 1994).

Cuenca San Nicolás se formó tras el fallamiento de un basamento granítico y de un aglomerado volcánico perteneciente a la Formación Comondú, dentro de un contexto tectónico extensional relacionado con un sistema de fallas normales que dieron origen al Protogolfo de California y que posteriormente produjeron depresiones como Cuenca Loreto y Bahía Concepción (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994), por ello es de suponer que la formación de Cuenca San Nicolás es producto de una extensión de la corteza terrestre. Además la presencia de un alto topográfico, representado por el bloque de techo de una falla normal, en este caso la falla maestra, que marca el límite de la cuenca implica el deslizamiento del bloque del piso permitiendo la formación de una cuenca con una geometría de medio graben, característica de un régimen extensional (Umhoefer, et al. 1994). Así, el hecho de que una cuenca con estas características no incremente su volumen (espacio de acomodamiento) implica estabilidad tectónica (no subsidencia). En el caso de Cuenca San Nicolás esto significa que la cuenca se formó a partir de un evento único de deslizamiento, es decir un único evento extensional.

Analizando la hipótesis de una rápida agradación del abanico, considerando una cuenca con subsidencia activa, debemos tomar en cuenta que los incrementos en la razón de depositación de una cuenca, generalmente son consecuencia de

cambios climáticos extremos. Es decir, las variaciones en la descarga de sedimentos son provocadas por lapsos húmedo-secos en el clima local, que podrían ser controlados por cambios climáticos globales (Dart et al, 1994). Mientras que periodos húmedos producen altas descargas de sedimentos y agradación del abanico, periodos secos producen bajos aportes y regresión. Sin embargo, para validar la hipótesis de un control climático sobre el aporte de sedimento, generando una agradación constante bajo un régimen de subsidencia activa, sería necesario suponer que los cambios en la subsidencia se dieron paralelos a cambios climáticos, esto significa que las mayores tasas de subsidencia tuvieron lugar, siempre durante periodos húmedos.

Se sabe que fluctuaciones climáticas de alta frecuencia (mecanismos climáticos con periodos submilankovitch, menores a 10^4 años) ocurren tanto como para que coincidir con la escala temporal de formación del abanico (Dorsey et al, 1997). Sin embargo, esta es una evidencia pequeña como para indicar que perturbaciones climáticas pudieran ser lo suficientemente frecuentes y exactas como para producir las grandes variaciones en la precipitación pluvial necesarias para enmascarar los cambios en la subsidencia al activar y desactivar la agradación del abanico. Es obvio suponer cambios estacionales en el régimen climático de una zona (cambios con periodos menores a 10^3 años), sin embargo el periodo de estos cambios es tan pequeño que solo es registrado como una transición entre capas, pues a pesar de las altas tasas de depositación instantánea que pueden darse durante dichos eventos (Tabla II), estos pueden no verse reflejados en el registro

Tabla II . Jerarquización de unidades depositacionales en depósitos aluviales, basada en las dimensiones físicas, tasa de sedimentación instantánea y escala de tiempo de formación. Tomado de Miall (1992).

Grupo	Escala de tiempo del proceso (años)	Ejemplo de procesos	Tasa de sedimentación instantánea	Unidades depositacionales fluviales o aluviales	Rango y superficies limitantes características
1	10^{-6}	Deposición diferencial por diferencias de densidad		laminas	0 orden Superficies laminadas
2	10^{-5} - 10^{-4}	Migración de estructuras planares	10^5	ripples (microondulitas)	1er orden Conjunto de superficies separando capas distintas
3	10^{-3}	Migración de estructuras planares	10^5	Incremento diurno de una duna, reactivación de una superficie	1er orden Conjunto de superficies separando capas distintas
4	10^{-2} - 10^{-1}	Migración de estructuras planares	10^4	Formación de una duna	2do orden Superficies separando procesos sedimentarios
5	10^0 - 10^1	Eventos estacionales Tormenta de los 10 años	10^2 - 10^3	Desarrollo de estructuras mayores	3er orden Cambio de 5 a 20° en el ángulo de echado en la dirección de acreción
6	10^2 - 10^3	Tormenta de los 100 años, migración de una barra	10^2 - 10^3	Formación de barras	4to orden Superposición de barras
7	10^3 - 10^4	Procesos geomórficos de largo plazo	10^0 - 10^1	Formación de canales y lóbulos deltáicos	5to orden Superficies planas o cóncavas de la base de un canal
8	10^4 - 10^5	Ciclos Milanckovitch de 5to orden	10^{-1}	Secuencia de canales superpuestos	6to orden Planas, de extensión regional
9	10^5 - 10^6	Ciclos Milanckovitch de 4to orden	10^{-1} - 10^{-2}	Sistema depositacional de un abanico aluvial	7mo orden Secuencia de superficies limitantes, con extensión regional
10	10^6 - 10^7	Ciclos Milanckovitch de 3to orden	10^{-1} - 10^{-2}	Relleno de una cuenca	8vo orden Discordancia regional

estratigráfico debido a su limitado potencial de conservación en periodos de no deposición (periodos secos) (Miall, 1992).

También hay que considerar que, cambios de alta frecuencia en el régimen climático implican la autocíclica activación y desactivación de los lóbulos, así como avulsión de los canales. Cuando esto sucede, la dirección de la paleocorriente puede variar substancialmente de una parasecuencia a la siguiente (Dorsey *et al*, 1997), pues la dirección de aporte cambia lateralmente a través del tiempo, de acuerdo con la zona de deposición activa en el momento, generando diferentes pseudodepocentros. Sin embargo, los datos colectados en la zona superior del abanico (litofacies 1 y 2) revelan un transporte uniforme hacia el NE, coincidiendo con los datos de la sección media (litofacies 3). A diferencia de la sección inferior (litofacies 4) donde se observan variaciones relacionadas con la presencia de canales, propios de un sistema dendrítico de drenaje.

Solo los depósitos de la zona de Arroyo El Carricito presentan una paleocorriente con dirección SE-NW y ésta variación fue producida por la geometría de la falla maestra y la posición de estos depósitos en relación al depocentro de la cuenca (Figura 3).

También, resulta importante destacar que la subsidencia activa provoca la formación de depósitos escalonados que mantienen una pendiente considerable a pesar de una sedimentación constante, favoreciendo flujos gravitacionales y generando depósitos donde los clastos presentan una inclinación de 25 a 30° con respecto a la horizontal. Este tipo de depósitos se origina por el arribo de flujos de alta energía durante eventos estacionales (altas descargas, flujos de gran

capacidad) provenientes de las zonas altas de abanico (Dart et al, 1994). En contraste, cuando la pendiente no se conserva, debido a la acumulación del sedimento por falta de nuevo espacio en la cuenca, los flujos se vuelven lentos y su capacidad erosiva disminuye, generando capas con estratificación planar o cruzada (dependiendo de su velocidad e intensidad), que presentan contactos no erosivos, pudiendo alternarse entre horizontes de material grueso (conglomerados) y otros más finos (arenas) representando la variabilidad en la intensidad y duración en los eventos de deposición y donde los clastos presentan una inclinación promedio menor a los 20° como es el caso de la litofacies 3.

Otro rasgo importante en los depósitos fluviales de la Cuenca San Nicolás, es la presencia de superficies erosivas separando estratos con características muy similares, en cuanto a tamaño de clasto e inclinación de los mismos. Este tipo de superficies son generadas en épocas de poca sedimentación y separan diferentes eventos depositacionales representando un hiatos. Cuando estas superficies separan capas estratificadas horizontalmente con inclinación similar (que varían menos de 5° una de la otra), como en el caso de las litofacies 3 y 4, representan inactividad tectónica, por lo menos en un ciclo deposición – no deposición. En cambio, cuando los estratos separados por superficies erosivas presentan una diferencia neta en la actitud de echado de sus clastos mayor a 5°, son indicadores de subsidencia activa durante el periodo de no sedimentación (Dart et al, 1994 y Galloway y Williams, 1991).

Analizando otros aspectos, resulta significativa la comparación entre las tres localidades estudiadas Arroyo San Nicolás, Arroyo Jacobo y Arroyo El Carricito, pues

se observan contrastes significativos en el espesor de las secuencias. Siendo la zona de San Nicolás donde la sección del abanico presenta un mayor espesor y un mejor desarrollo y la zona del Carricito donde los depósitos son más estrechos e indiferenciados.

Estas variaciones pueden ser función de la localización de la zona de exposición de la falla con respecto al depocentro, o de una razón diferencial en la subsidencia del bloque de techo (Dart et al, 1994 y Armin, 1987).

En el caso de la cuenca San Nicolás, el adelgazamiento sistemático de la secuencias hacia el SE, provee evidencia para proponer una geometría de medio graben asimétrico.

El reducido tamaño de los abanicos (apenas 3.5 km. de longitud máxima) en comparación con otras zonas, indica que los sedimentos acumulados derivan de áreas relativamente estrechas (Dart et al, 1994). Estas áreas pueden ser limitadas por una cuenca de drenaje pequeña o por que el régimen pluvial impide la formación de flujos constantes a pesar de que exista una cuenca de drenaje potencialmente amplia.

En la Cuenca San Nicolás, la evidencia indica que el factor limitante fue la extensión de la cuenca de drenaje en conjunto con la extensión del área de acantilados (zona descubierta del bloque de techo en la zona de la falla maestra): Tampoco se encontraron facies lagunares ni evaporíticas, comunes en depósitos aluviales de zonas áridas (Rust y Koster, 1984), probablemente debido a la estrecha extensión del área de acantilados y las características del basamento, en conjunto con un régimen de precipitación pluvial extremadamente bajo (lluvia escasa y

esporádica) que impidió la formación de un sistema de arroyos permanentes que pudiera acarrear sedimentos provenientes de fuera de la cuenca o formar lagunas estacionales.

Los análisis composicionales muestran una similitud entre la composición litológica de los depósitos aluviales y la composición del material expuesto en la zona de acantilados (Formación Comondú) (Tabla III), suficiente como para suponer que esta zona fue la fuente exclusiva de material para la formación del abanico. Observando, además una disminución de los clastos menos resistentes hacia el depocentro de la cuenca, consecuencia de la fragmentación por transporte desde la zona fuente hasta el depocentro.

Tabla III. Composición litológica y porcentaje de cobertura por m², según tipo de roca.

Tipo de roca	Comondú	Litofacies 1	Litofacies 2	Litofacies 3	Litofacies 4
Dacita	3.3	11.9	6.9	31.3	26.2
Basalto	23.1	23	16.8	25	16.7
Andesita	11.3	22.9	39.1	18.8	35.6
Riolita alcalina	13.3	24.2	29.1	21.9	21.4
Cuarcita	14.7	11.7	8	2.8	0
Riolita con abundante biotita	11.62	3.2	0	0	0
Ignimbrita	8.4	2.9	0	0	0
Toba porfírica	3.3	0	0	0	0
Riolita holocristalina	10.9	0	0	0	0

CONCLUSIONES

•En cuenca San Nicolás existen cuatro sistemas depositacionales que representan cuatro diferentes ambientes de deposición:

Conglomerado Marino: Ambiente marino somero de alta energía (playa expuesta).

Abanico Aluvial Costero: Ambiente aluvial, clima árido con fuertes tormentas estacionales.

Calcarenitas pliocénicas: Ambiente marino somero semiprotegido (bahía).

Depósitos pleistocénicos de Terraza Marina: Ambiente marino somero de alta energía (terrazas de abrasión).

•Cuenca San Nicolás es producto de un evento único de fallamiento, consecuencia de un régimen tectónico extensional, por lo cual se la considera tectónicamente estable desde su formación hasta el Plioceno Medio.

•No existe evidencia para suponer un desplazamiento a rumbo de la falla maestra.

•Cuenca San Nicolás presenta una geometría de medio graben asimétrico.

•El incipiente desarrollo del cuerpo de abanico es consecuencia de la extensión de la cuenca de drenaje, como factor principal, y en segundo término del régimen climático.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Armin, R. (1987) Sedimentology and tectonic significance of Wolfcampian (Lower Permian) conglomerates in the Pedregosa basin: Southeastern Arizona, southwestern New Mexico, and northern Mexico, Geological Society of America Bulletin, 99:42-65.
- Axen, G. (1995) Extensional segmentation of Main Gulf Escarpment, Mexico and United States, Geology, 23:6,515-518.
- Aydin, A. y A. Nur (1982) Evolution of Pull-apart basins and their scale independence, Tectonics, 1:1, 91-105.
- Bates, P. y J. Jackson Eds. (1987) Glossary of Geology, 3era ed. American Geological Institute, USA, 788p.
- Bigioggero, B., S. Chiesa, A. Zanchi, A. Montrasio y L. Vezzoli (1995) The Cerro Mencionares Volcanic Center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift, Geological Society of America Bulletin, 107:9, 1108-1122.
- Casarrubias-Unzueta, Z. y G. Gómez-López (1994) Geología y Evaluación Geotérmica de la Zona Bahía Concepción, B.C.S., México, Revista Mexicana de Geoenergía, 10:3, 75-88.
- Catalano, S., C. Monaco y L. Tortorici (1993) Pleistocene strike-slip tectonics in The Lucanian Apennine (Southern Italy), Tectonics, 12:3, 656-665.
- Cloetingh, S, W. Sassi y F. Horváth (1993) The origin of sedimentary basins: state of the art and first results of the task force, Tectonophysics, 225:vii-x.
- Cloetingh, S., O. Eldholm, B. Larsen, R. Gabrielsen y W. Sassi (1994) Dynamics of extensional basin formation and inversion: Introduction, Tectonophysics 240: 1-9.

- Colella, A. (1988) Fault-controlled marine Gilbert-type fan deltas, *Geology*, 16:106-1034.
- Collinson, J. (1982) Alluvial sediments en: Reading, H. (Ed) *Sedimentary Environments and facies*, Elsevier, New York, 15-59pp.
- Curry, J. y D. Moore (1984) Geologic history of the mouth of the Gulf of California. En: J. Crouch y S. Bachman (Eds.), *tectonic and sedimentation along the California Margin*, Pacific Section Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, 38:17-36.
- Dart, C., R. Collier, R. Gawthorpe, J. Keller y G. Nichols (1994), Sequence stratigraphy of (?) Pliocene-Quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnese, Greece, *Marine and Petroleum Geology*, 11:5, 545-560.
- Davis, R. (1983) *Depositional Systems*, Prentice-Hall, Inc. Ed., New Jersey, USA.
- Dolan, J. (1989) Eustatic and tectonic Controls on Deposition of Hybrid Siliciclastic/Carbonate Basinal Cycles: Discussion with Examples, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73:10, 1233-1246.
- Dorsey, R., P. Umhoefer y P. Falk (1997) Earthquake clustering inferred from Pliocene Gilbert-type fan deltas in the Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, *Geology*, 25:8, 679-682.
- Doutsos, T. y D. Piper (1990) Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of Quaternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting, *Geological Society of America Bulletin*, 102:812-829.
- Durham, W. (1950) *Megascopic Paleontology and Marine Stratigraphy en 1940 E.W. SCRIPPS Cruise to the Gulf of California*, The Geological Society of America, 7-208 pp., San Diego, USA.
- Fedo, C. y J. Miller (1992) Evolution of a Miocene half-graben basin, Colorado River extensional corridor, southeastern California, *Geological Society of America Bulletin*, 104:481-493.

- Galloway, W. (1989a) Genetic stratigraphic Sequence in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 73:2, 125-142.
- Galloway, W. (1989b) Genetic stratigraphic Sequence in Basin Analysis II: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 73:2, 143-154.
- Galloway, W. y T. Williams (1991) Sediment accumulation rates in time and space: Paleogene genetic stratigraphic sequences of the northwestern Gulf of Mexico basin, Geology, 19:986-989.
- Görür, N. (1992) A tectonically controlled alluvial fan wich developed into a marine fan-delta at a complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey, Sedimentary Geology, 81:243-252.
- Hausback, B. (1984) Cenozoic Volcanic and Tectonic evolution of baja California Sur, Mexico, Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section S.E.P.M., 39:219-236.
- Hendrix, E. y R. Ingersoll (1987) Tectonics and alluvial sedimentation of the opper Oligocene/lower Miocene Vazquez Formation, Soledad Basin, southern California, Geological Society of America Bulletin, 98: 647-663.
- Henry, C. (1989) Late Cenozic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California, Geological Society of America Bulletin, 101:1147-1156.
- Hippolyte, J., J. Angelier, F. Bergerat, D. Nury y G. Guieu (1993) Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France, Tectonophysiscs, 226:15-35.
- Holmes, A. (1965) Principles of Physical Geology, Ronald Press, USA, 1288pp.
- Ingersoll, R. (1988) Tectonics of sedimentary basins, Geological Society of America Bulletin, 100: 1704 – 1719.

- Ledesma-Vázquez, V. y M. Jonhson (1993) Neotectónica del área Loreto-Mulegé, en: Delgado-Argote, M. y Martín-Barajas, A. (Eds.), Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México: Unión Geofísica Mexicana, Monografía, 1:115-122
- Ledesma-Vázquez, J., M. Jonhson, F. Romero-Ríos, F. Staines-Urías, X. Hernández-Morlán y R. Bolaños-Sánchez (1997) Granodiorite source for sedimentary deposits in Punta Chivato-San Nicolás Region, B.C.S. IV Reunión Anual sobre Geología de la Península de Baja California, Ensenada.
- McPherson, J., G. Shanmugam, R. Moiola (1987) fan deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas, Geological Society of America Bulletin, 99:331-340.
- Miall, A. (1992) Alluvial deposits, en: Walker G. y N. James (Eds), Facies Models: Response to Sea Level Change, Geological Association of Canada, GEOText1, 119-142.
- Milliman, D. y J. Syvitski (1992) Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers, The Journal of Geology, 100:525-544.
- Minch, J. y T. Leslie (1991) The Baja Highway, Jonh Minch and Associated, Inc. USA.
- Ortlieb, L. (1978) Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en la parte central de Baja California, Revista del Instituto de Geología de la UNAM, 2:200-211.
- Reineck, H. y I. Singh (1980) Depositional Sedimentary Enviroments, Springer-Verlag Berlín Heidelberg, Alemania, 551pp.
- Rendón Marquez, G. (1995) Técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología del CICESE, Comunicaciones Académicas, Serie Geología, 32pp.

- Ringenbach, R., N. Pinet, J. Stéphan y J. deiteil (1993) Structural variety and tectonic evolution of strike-slip basins related to Philippine fault system, northern Luzon, Philippines, *Tectonics*, 12:1, 187-203.
- Rust, B. y E. Koster (1984) Coarse Alluvial Deposits, en *Facies Models*, Geological Association of Canada, *GEOtext*1, 53-70.
- Schlische, R. (1991) Half-graben basin filling models: New constraints on continental extensional basin development, *Basin Research*, 3:123-141.
- Schlische, R. (1992) Structural and stratigraphic development of the Newark extensional basin, eastern North America: Evidence for the growth of the basin and its bounding structures, *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1246-1263.
- Selley, R. (1996) *Ancient Sedimentary Environments*, Chapman and Hall Ed., 4ta ed., Londres
- Spearing, L. (1974) Tomado de <http://www.geobyte.com/strikeslip.html>, página multimedia creada por Dr. Michael Pidworny, Department of Geography, Okanagan University College.
- Staines-Urias, F. (1996) Neotectónica del área de San Nicolas, Baja California Sur, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California.
- Stock, J. y K. Hodge (1990) Miocene to recent structural development of an extensional accommodation zone, NE of Baja California, Mexico, *Journal of Structural Geology*, 12:3, 315-328.
- Stow, A., N. Braakenburg y C. Xenophontos (1995) The Pissouri Basin fan-delta complex, southwestern Cyprus, *Sedimentary Geology*, 98:245-262.

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

Umhoefer, P., J. Stock y A. Martín (1996) Tectonic Evolution of the Gulf of California and its Margins, *GSA Today* (Penrose Conference Report), p 16-17.

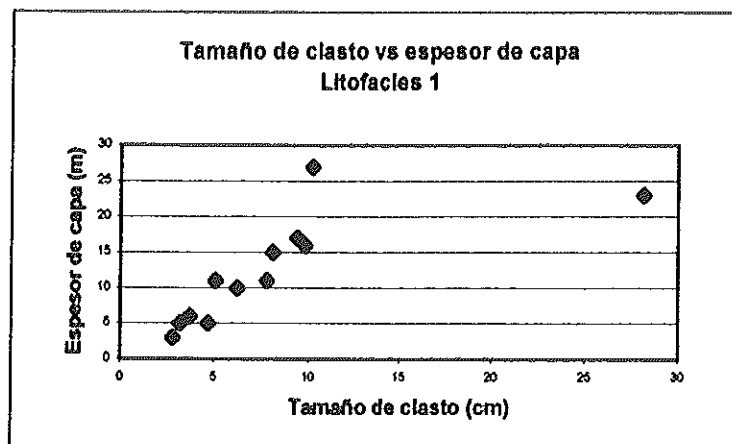
Apéndice 1

Relación entre el tamaño de clasto y el espesor de capa en cada Litofacies

Litofacies 1

Tamaño clasto Espesor capa

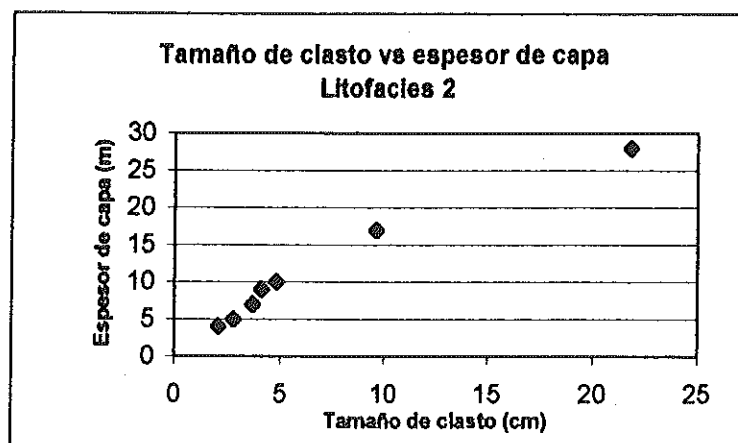
(cm)	(m)
2,8	3
3,2	5
3,7	6
4,7	5
5,1	11
6,2	10
7,8	11
8,1	15
9,4	17
9,8	16
10,2	27
28,2	23



Litofacies 2

Tamaño clasto Espesor capa

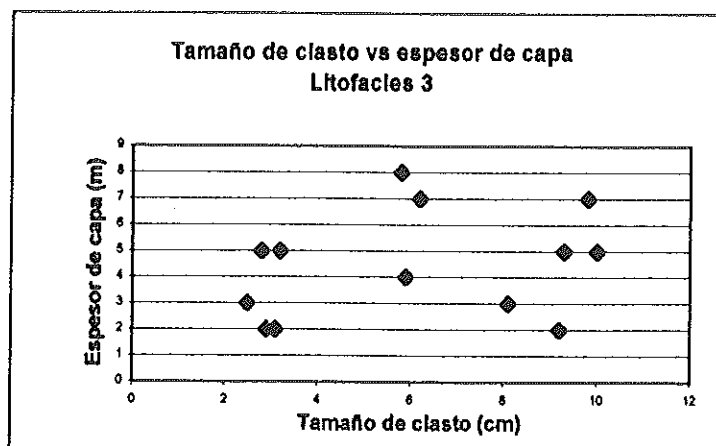
(cm)	(m)
2,1	4
2,8	5
3,7	7
4,1	9
4,8	10
9,6	17
21,8	28



Litofacies 3

Tamaño clasto Espesor capa

(cm)	(m)
2,5	3
2,8	5
2,9	2
3,1	2
3,2	5
5,8	8
5,9	4
6,2	7
8,1	3
9,2	2
9,3	5
9,8	7
10	5



Litofacies 4

Tamaño clasto Espesor capa

(cm)	(m)
1,2	2
1,3	3
1,8	3
2	4
2,8	5
2,9	3
4,1	1
4,3	7
5,9	2

