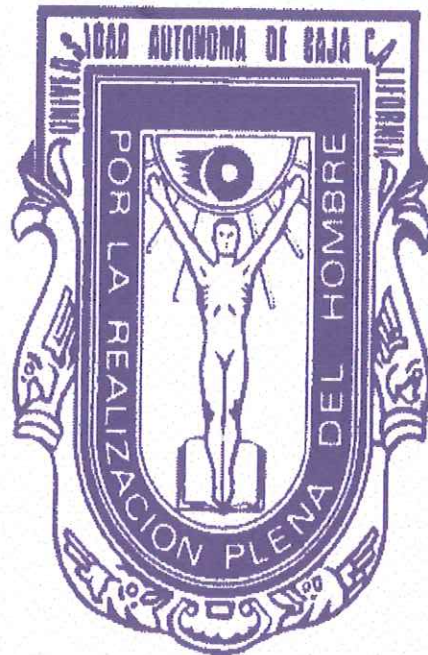


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



" MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN DEL ESTUARIO

MULEGÉ, B. C. S."

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

OCEANÓLOGO

PRESENTA

YAN RUIZ TABOADA



ENSENADA, B.C., JUNIO 2000

RESUMEN

La península de Baja California, en su porción central abarca desde Bahía de los Angeles hasta el Sur de Loreto, incluyendo el área de Mulegé, las evidencias de un desfasamiento principal producido por fallas de rumbo, son menores, únicamente locales. Por ello, dentro del área de Mulegé en el extremo Norte de Bahía Concepción, la formación del estuario que lleva su nombre, es de origen tectónico producido y controlado por una falla de transferencia, asociada a movimientos laterales o de rumbo. Las evidencias de dichos movimientos se ven reflejadas en los desniveles que se presentan en los terrenos Norte y Sur en ambos lados del estuario. Los cambios en el nivel del mar en el área de Mulegé se manifestaron por las elevaciones a las que se encuentran los depósitos sedimentarios del Plioceno [± 100 m. s.n.m] y las terrazas marinas (+6 m y +12 m s.n.m.) pertenecientes al Pleistoceno Superior. La estratigrafía y litología de los sedimentos dentro del área de Mulegé, se caracterizaron por una serie de rocas volcanoclásticas del Oligoceno-Mioceno del grupo Comondú, con una superposición en discordancia de sedimentos marinos costeros y estuarinos del Plioceno Superior de la Formación Infierno y estos últimos en discordancia bajo la Formación Mulegé, que consiste de areniscas marinas y conglomerados en depósitos de terrazas marinas locales. Para delimitar los contactos litológicos y estructuras geológicas secundarias en un área de aproximadamente 30 km², se utilizaron fotografías aéreas (estereografía) y un mapa topográfico (escalas 1:50000 en ambos casos) con los cuáles se elaboraron, a una escala de 1: 25 000, un mapa litológico y un mapa estructural. Se identificaron fósiles de ambiente estuarino y algunas especies de zonas intermareales correspondientes al Plioceno Tardío-Pleistoceno Superior. Se propone un modelo sobre la evolución del estuario según los cambios en el nivel del mar registrados dentro del área de estudio y un modelo neotectónico local, en donde la conclusión principal de este trabajo fue que el estuario esta controlado desde el Plioceno por una falla de transferencia sobre la cual se canaliza el cuerpo de agua. Esta falla E-W, delimita la continuidad de bloques N-S y es sobre el bloque norte en donde se observa actividad tectónica reciente < 125 ka. Por lo cual este cuerpo costero ha manifestado actividad tectónica desde por lo menos el Mioceno medio hasta el reciente y por lo tanto su periodo de vida es muy superior a la media para cuerpos marinos costeros.

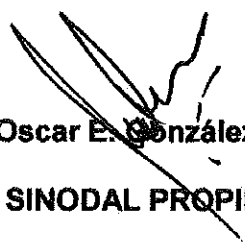
**" MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN DEL ESTUARIO
MULEGÉ, B.C.S."**

TESIS

**QUE PRESENTA:
YAN RUIZ TABOADA**

APROBADA POR:


Dr. Jorge Lepelesma Vázquez
PRESIDENTE DEL JURADO


M. C. Oscar E. González Yajimovich
SINODAL PROPIETARIO


M. C. Francisco Suárez Vidal
SINODAL PROPIETARIO

DEDICATORIA

Esta tesis de licenciatura está dedicada especialmente a una persona que quiero mucho y que me ha dado más de lo que se haya podido imaginar: amor, libertad y educación, a mi madre la Sra. María Elena Taboada.

A mis dos increíbles y super trabajadores hermanos que han depositado por más de 24 años toda su confianza, tiempo, comprensión, dinero, esfuerzo, cariño, aventuras, locuras, diabluras y tremenda paciencia a Yunuén y a Nimbe Ruiz Taboada.

A mis abuelos a los que están y a los que ya no, pero en especial a mi abuelita la Sra. Eva Bertha Bazán y a Dn. Rafael Taboada.
Y a mi Sr. padre Arnulfo Ruiz.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Autónoma de Baja California y en especial a la Facultad de Ciencias Marinas quién me ha formado con una capacidad de excelencia a lo largo de toda mi carrera.

Al Dr. Jorge Ledesma Vázquez por haber depositado TODA su confianza a lo largo de meses de trabajo en la universidad, por sus increíbles clases de geología a lo largo de la Baja, por brindarme la oportunidad de viajar y conocer otros lugares, otras experiencias, y de motivarme a ser siempre el mejor.

Al CONACyT con el proyecto 26654-T por todas las facilidades otorgadas para la realización de esta tesis. A todo el personal de la Fundación Protectora de Puebla "Aurora Marín de Taboada", en especial a mis tías Hermelinda Taboada y Socorro Taboada por la beca que me ayudó a terminar mis estudios de licenciatura.

A mis sinodales y amigos profesores M.C. Oscar E. González Yajimovich por sus críticas siempre constructivas, por las aventuras que pasamos remando y remando en aguas del Golfo de California y por su buen sentido del humor; al M.C. Francisco Suárez Vidal por sus clases de tectónica que me llevaron a tomar rumbo en mi área terminal de mi carrera hacia la geología, por sus críticas hacia mi trabajo y poder entender mucho mejor lo que estaba pasando con tantas fallas y fallas.

Al Dr. Roberto Millán Núñez, M.C. Eliseo Almanza Eredia y al M.C. Rigoberto Guardado France, por tener la paciencia y confianza a que llegara el día en que me titulara y así poder seguir siendo parte del personal académico de la FCM a mis escasos 24 años.

A todos mis maestros del área de geología: al M.C. Guillermo Ávila, a la luz de geología Miguel Angel Tellez, al M. C. Luis Cupúl, al mismísimo M.C. Francisco Aranda, entre muchos otros del CICESE y del IIO.

A todos mis amigos de Puebla y Ensenada que me han seguido en todo este trayecto y que nunca me han fallado: al Ing. Teodoro Román, Nellie Pérez, Isabel Vargas, Tharsis Anaya (amiga y casi hermana), a mi único amigo de Cuba al M. C. Rolando Vega, a Juan José Meza León quién elaboró y dio el toque artístico al modelo del estuario Mulegé, a Juan Carlos Ramirez por su enorme paciencia, a mi maestro espiritual de voluntad y decisión Alejandro Kurczyn, a un excelente compañero lleno de inquietudes, preguntas y buenos ratos Carlos Parra, a Luis Meyran por sus consejos que me ayudaron a ser mejor estudiante y por haberme hecho ver que hay más de una mujer en el mundo, a Santiago, a todos los salvavidas en especial al M.C. Juan Gabriel Correa. A las niñas más lindas de Ensenada Yolanda, Yanelí, Natalie y Yeimmy Millán, a Cristina Dozal, a Carolina y Vanessa, Alejandra Prieto y Samantha, Marianita, Brenda, Myriam, Ruth y a Gabriela Athié por haber compartido una de las mejores etapas de mi vida,

A todos mis amigos de la Generación Espontánea en especial a la Oc. Xotchitl Itzel Hernández por su ayuda en el campo en la elaboración de las secciones estratigráficas en Mulegé junto con Gerardo Díaz. A las personas que ya no están pero que me vieron crecer y me impulsaron a alcanzar mis sueños, a mis tías Concepción Bazán ' y María Elena Bazán' y a mi amigo Steve Aiken '.

A aquellas personas que me han dado la oportunidad de trabajar y relacionarme más con la gente de Ensenada en especial a un buen amigo John Duane, a la Sra. Elsa M. Parada y a todos mis compañeros del Oxi2 (los cuales ya no me soportan) y al más importante de todos por su amistad y confianza y por darle un giro a mi vida al Dr. Victor Zavala y familia.

A TODOS USTEDES MUCHÍSIMAS GRACIAS POR FORMAR PARTE EN ESTA ETAPA DE MI EXISTENCIA.

ÍNDICE

RESUMEN.....	I
APROBACIÓN DE TESIS.....	II
DEDICATORIA.....	III
AGRADECIMIENTOS.....	IV
TABLA DE FIGURAS.....	VI
INTRODUCCIÓN.....	1
ANTECEDENTES.....	8
OBJETIVO.....	13
METAS.....	13
ÁREA DE ESTUDIO.....	14
METODOLOGÍA.....	17
RESULTADOS.....	20
FOTOINTERPRETACIÓN.....	20
LITOFACIES.....	21
ICNOFÓSILES.....	23
RODOLITOS.....	23
DISCUSIONES.....	29
CONCLUSIONES.....	44
BIBLIOGRAFÍA.....	45
APÉNDICE.....	47

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.- Localización del área de estudio.....	15
Figura 2.- Localización de las estaciones de muestreo.....	16
Figura 3.- Mapa litológico.....	26
Figura 4.- Mapa estructural.....	27
Figura 5.- Modelo neotectónico del Estuario Mulegé.....	28
Figura 6.- Evolución del Estuario Mulegé desde el Plioceno medio a través del Pleistoceno a su forma actual.....	31
Figura 7.- Fotografía de los planos de falla correspondientes a la zona de transferencia, en El Sombrerito. Vista hacia el Este.....	16
Figura 8.- Fotografía del límite entre aluvión y terraza marina en Punta Prieta. Vista hacia el Norte.....	33
Figura 9.- Fotografía de sedimentos de origen estuarino en la base (Formación Infierno) subyaciendo a areniscas marinas de la Formación Mulegé.....	34
Figura 10.- Fotografía del límite de aluvión y terraza marina. Punta Gallito a 5 Km al sur del estuario. Vista hacia el Norte.....	35
Figura 11.- Fotografía de la icnofacies de Skolithos sobre sustrato blando: arenisca grisácea, con fragmentos de concha y tubos en escape.....	38
Figura 12.- Fotografía del afloramiento de rodolitos al norte del estuario, cercano a la antigua pista de aterrizaje.....	39
Figura 13.- Fotografía del banco de ostiones cercano a la línea de costa actual sobre el terreno norte. Vista hacia el Oeste.....	42
Figura 14.- fotografía al norte del estuario de conchas en forma de navaja de la especie <i>Tagelus</i> ; nótese la posición de vida de algunos de los organismos preservados hacia la cima del estrato.....	43

LISTA DE TABLAS

Tabla I.- Lista de fósiles identificados dentro de las unidades sedimentarias del estuario Mulegé, BCS.....	25
---	----

INTRODUCCIÓN

La geología del Plioceno-Pleistoceno de los terrenos que bordean al Golfo de California en Baja California Sur, es un laboratorio geológico natural que sirve como una llave a la interpretación de la evolución costera y de las relaciones bióticas que se desarrollaron en el pasado, las cuales están bien preservadas lo que permite determinar los paleoambientes durante los últimos 5.3 millones de años de actividad tectónica (Johnson y Ledesma-Vázquez , 2000).

La evolución costera es el resultado de procesos físicos que ocurren en la zona litoral. Influenciados por cambios relativos en el nivel del mar, estos procesos proveen las materias primas que construyen las secuencias estratigráficas separadas por discordancias (Van Wagoner et al, 1988) y que determinan la forma de salientes y bahías (Johnson y Ledesma-Vázquez, 2000).

Los procesos de origen tectónico han originado cuerpos costeros semicerrados como lagunas y estuarios que generalmente son cuerpos de agua paralelos o perpendiculares a la línea de costa separados del océano por una barrera y conectados éstos por uno o varios canales, con profundidades promedio que rara vez exceden unos pocos de metros (Almeida-Vega, 1988). Se reconocen dos grandes grupos de lagunas con relación a su origen: eustático o tectónico. En el primer caso, la evolución de la línea de costa a escala mundial ha registrado la influencia de la variación del nivel del mar, la

cual ha influido en la formación de las lagunas costeras y estuarios del mundo; en el segundo caso, el desarrollo de estructuras geológicas tipo graben o medio graben asociadas a procesos extensionales o transtensionales pueden generar lagunas costeras y/o estuarios (Almeida-Vega, 1988). La evolución de estos cuerpos costeros está asociada a procesos tectónicos dominantes en un área después de su formación. En una zona sujeta a levantamiento tectónico las lagunas tenderán a ser cada vez más someras y bajo procesos regresivos se originan planicies costeras influenciadas por procesos progradacionales (Almeida-Vega, 1988). Las fluctuaciones relativas del nivel del mar dan como resultado una laguna transgresiva y depósitos de barrera, o sucesiones regresivas de la berma; de esta manera, la laguna generalmente se inunda y el sistema de barrera se convierte en una planicie de inundación progradacional (Reinson, 1992).

Las líneas de costa dominadas por oleaje en regiones costeras deltáicas están caracterizadas por depósitos de arena elongados y paralelos a la playa. Pueden originarse como 1) una playa común sobre continente, 2) una amplia planicie de inundación que consiste de múltiples cordilleras de arena paralelas o 3) una isla de barrera transgresiva (Reinson, 1992).

Por otra parte las planicies de inundación, carecen de ambientes lagunares cerrados y canales de marea; así como las barreras regresivas se forman hacia el mar, la laguna y sus canales asociados se inundan y la barrera se desarrolla dentro de una planicie de inundación.

Existen tres elementos geomorfológicos principales (Reinson, 1992): 1) la barrera de arena por sí misma, 2) un cuerpo de agua ya sea, laguna o estuario, encerrado detrás de la barrera y 3) los canales de marea que cortan a través de las barreras y las conecta hacia el mar. De esta forma se tienen tres principales ambientes depositacionales: 1) el complejo barrera-dunas-playa submareal a subaérea, 2) un sistema lagunar submareal, planicies de marea y marisma, 3) canales de submareales e intermareales a complejos deltáicos mareales. Así las islas de barrera pertenecen a un sistema depositacional en donde cada componente combina los tres ambientes dentro de un amplio espectro de marcos depositacionales que fluctúan de islas de barrera a planicies costeras.

En un marco transgresivo existen distintas etapas depositacionales que van de; 1) islas de barrera que protegen a la laguna con pocas descargas de río, a; 2) lagunas más amplias con bocas extensivas de río inundadas y; 3) valles inundados por ríos, en forma elongada (estuarios) con o sin barreras en la boca del estuario.

Se ha manifestado que la razón de la existencia actual de los estuarios se asocia al aumento relativo del nivel del mar (evento transgresivo) durante el Holoceno, el cual dio inicio 15,000 años antes del presente, cuando el nivel del mar se encontraba a 120 m por debajo del nivel actual (Reinson, 1992). De esta manera, la formación y periodo de vida de un estuario depende del balance existente entre el aumento relativo del nivel del mar y el volumen de entrada de sedimento (Nichols y Biggs, 1985). En el registro estratigráfico, los depósitos

estuarinos proveen evidencias y forman parte de eventos transgresivos más que regresivos.

Dentro de la clasificación sedimentológica y morfológica para estuarios en planicies costeras propuesta por Reinson (1992), se establece que la interacción entre el prisma de marea (volumen de agua de entrada y salida causada por las mareas) y la descarga de agua dulce, es la responsable característica en la generación de una circulación estuarina o antiestuarina y de patrones sedimentarios en respuesta. En planicies costeras el volumen del prisma de marea se incrementa con el área de superficie del estuario. En cualquier momento durante una transgresión, el área de superficie de un estuario está en función del área de la cuenca de drenaje y a consecuencia de esto de la descarga de agua dulce.

Los estuarios que se sitúan dentro de la clasificación propuesta por Reinson (1992), de tipo lagunar y de boca abierta, presentan tres ambientes depositacionales: 1) sedimento marino; 2) mezcla entre sedimento marino-fluvial y; 3) aporte fluvial. Estos corresponden a la boca del estuario (en donde la arena del litoral se mueve hacia el cuerpo estuarino desde el océano) el área central de la cuenca (caracterizada por limos y arcillas) y la cabeza del delta o los canales superiores del estuario (caracterizado por arenas aluviales y gravas) respectivamente.

Los estuarios contienen distintos subambientes, que incluyen canales, deltas y planicies mareales, así como marismas y bahías submareales. La

asociación morfológica más acercada a un estuario con lagunas y por consiguiente lagunas con islas de barrera, enfatizan facies específicas que de alguna manera son repetitivas. Los depósitos estuarinos en general estarán oblicuamente alineados a perpendiculares a la línea de costa. La ocurrencia de los depósitos transicionales en un sistema estuarino y de las facies específicas dentro de un sistema de isla de barrera, dependerá del grado de dominancia de marea y oleaje (Reinson, 1992).

En la actualidad muchos de los centros de población se encuentran ubicados en zonas costeras tectónicamente activas. En estas regiones se han ubicado lagunas y estuarios de origen tectónico, por eso el estudio de las deformaciones recientes de la corteza terrestre de una zona, permiten la evaluación del riesgo geológico de la misma (Staines-Urias, 1996).

Dentro del marco geológico de un área, la identificación de fallamiento normal y a rumbo asociadas a estructuras de tipo graben o medio graben en zonas de extensionismo, son imprescindibles para la interpretación geomorfológica y origen de una cuenca determinada. Algunas lagunas y estuarios son controlados por fallas de este tipo. Asimismo en un marco tectónico existen zonas de transferencia y de acomodamiento que influyen significativamente en la distribución y en el flujo de agua subterránea dentro de terrenos extendidos. Por ejemplo, en las zonas de acomodamiento que contienen desagües principales y zonas de transferencia que forman escalones topográficos entre terrenos relativamente extendidos y sin extender, sirven

como principales zonas de recarga para las cuencas, ya que la gruesa capa de arena y grava porosa acumulada dentro de abanicos aluviales, abanicos delta y/o depósitos fluviales, permiten una amplia infiltración de agua dulce. El agua subterránea se infiltra hacia abajo a través de los depósitos de arena hacia las partes internas de la cuenca, en donde es atrapada por capas impermeables de grano fino como lodolitas o evaporitas (Faulds y Varga, 1998).

Las zonas de transferencia están compuestas por fallas menores que generalmente proveen de una larga componente de movimiento de rumbo y aproximadamente paralelo a la dirección de extensión (Faulds y Varga, 1998). Pueden clasificarse con base en la dirección relativa del echado de los sistemas de fallamiento normal en cualquier lado de la zona (antitética vs. sintética) y el sentido del movimiento dominante. Estas zonas o fallamientos de transferencia son el resultado de una distribución de esfuerzo heterogéneo dentro de terrenos extendidos y comúnmente sirven como estructuras de transformación que unen espacialmente distintos dominios de la extensión. Las fallas normales terminan dentro de zonas de transferencia pero a diferencia de las zonas de acomodamiento el esfuerzo es transferido directamente a través de fallas normales dentro de fallas de rumbo o deslizamiento oblicuo (Faulds y Varga, 1998).

El estilo de deformación dentro de las zonas de transferencia es dictaminado por el movimiento relativo entre los terrenos extendidos y la tendencia de la zona.

La tectónica extensional en la región del Golfo de California dio inicio entre el Mioceno medio y el temprano, en forma sencilla Este-Oeste. La extensión produjo subsidencia, la cual, se convirtió en los depocentros para formar las cuencas marinas hace 7.1 ± 0.05 Ma, tal como se ha establecido para la cuenca de Santa Rosalía (Holt, et al., 1997; en Ledesma-Vázquez et al., 1999), localizada aproximadamente 20 Km. al noroeste de Punta Chivato.

Los procesos de extensionismo local y los cambios relativos del nivel del mar han dejado evidencias marcadas en las márgenes costeras que bordean al Golfo de California y en particular del área de Bahía Concepción y Mulegé; por ello, este trabajo tiene la finalidad de presentar un marco geológico constituido por la tectónica y sedimentología, además de establecer la posible evolución y paleomorfología del estuario Mulegé durante el Plioceno Medio al Pleistoceno Superior.

ANTECEDENTES

McFall (1968), proporciona el trabajo más detallado en su reconocimiento geológico del área de Bahía Concepción y Mulegé. Realiza la cartografía y asigna la edad Pleistoceno a las terrazas que rodean a Bahía Concepción y describe las rocas subyacentes como del Plioceno que tentativamente correlaciona basándose en la litología, con las areniscas del Plioceno de la Formación Infierno expuestas en el área de Santa Rosalía.

De acuerdo con el trabajo descrito por Ashby y Minch, (1987) ninguna falla ha afectado los sedimentos del Plioceno superior ni las terrazas del Pleistoceno superior en ninguna de las localidades estudiadas. Algunas de las fallas más antiguas cortan claramente la zona volcánica del Mioceno, pero no hay muestras de elevación y/o hundimiento [sic] desde el Plioceno tardío en el área de Mulegé (Ashby y Minch, 1987).

El registro local del nivel del mar que muestran las rampas costeras en la Formación San Marcos del Plioceno en Punta Chivato, es consistente con las incursiones más prolongadas y tempranas del Plioceno en la curva eustática de Haq *et. al* (1988). De acuerdo a su curva eustática, los eventos transgresivos registrados inundaron globalmente hasta una altura de 90 m por encima del nivel del mar actual, con alguna componente de subsidencia local en Punta Chivato (Jonhson et al, 1996). Suponiendo que la curva eustática de Haq *et. al* (1988) tiene la forma correcta, pero un poco exagerada en escala por un factor de cuatro, los 100 m de una relativa elevación del mar registrada en Punta

Chivato durante los eventos TB 3.4/5 se atribuyen a 22.5 m de levantamiento eustático y 77.5 m de subsidencia. Durante los episodios de enfriamiento entre los 4.7 y 3.5 Ma, el nivel del mar habría descendido únicamente 7.5 m por debajo del nivel actual en lugar de 30 m (Johnson et al., 1996).

La costa del Golfo en el Plioceno y con relación al Pleistoceno de Baja California Sur, se encuentra horizontal o caracterizada por depósitos con echados sin-sedimentarios menores a 10° (Ledesma-Vázquez y Johnson, 1993).

El registro paleoambiental del área de Mulegé no está bien definido debido a la preservación limitada de los sedimentos en esta área, sólo se reconocen los sedimentos del Plioceno superior, el resto del registro del Terciario y Cuaternario ha sido destruido por la erosión, o cubierto por sedimentos, o bien no fue depositado en esta área (Ashby y Minch, 1987).

Según Ashby y Minch (1987), el estuario Mulegé existía en el Plioceno tardío y en el Pleistoceno tardío. Pudo haber existido durante el Pleistoceno temprano y mediano; sin embargo, no existen fósiles para corroborar su existencia en la continuidad del tiempo geológico.

La distribución ambiental, basada en los fósiles marinos encontrados en distintas localidades al norte y sur del estuario identificados como *Ostrea vespertina*, *Anomia peruviana* y *Argopecten circularis*, indican que el estuario Mulegé ya existía durante el Plioceno tardío, pero era mucho más grande

durante el Plioceno tardío y el Pleistoceno tardío que ahora (Ashby y Minch, 1987).

Mediante el análisis de la taxonomía de los moluscos fósiles, Ashby y Minch (1987), reconstruyeron parcialmente la paleogeografía durante el Plioceno y el Pleistoceno tardío respectivamente en el área de Mulegé. La presencia de ambientes marinos someros del Plioceno y Pleistoceno tan cercanos de sus contrapartes actuales indican la ausencia de un tectonismo del Plioceno tardío significativo en el área costera de Mulegé (Ashby y Minch, 1987) [sic]. No ha habido ningún levantamiento importante de la costa desde el Plioceno tardío. Los sedimentos del Plioceno superior y del Pleistoceno superior cercanos a la orilla se encuentran sobre elevaciones cercanas a la línea de costa actual.

En el Pleistoceno tardío, el área de Mulegé consistió de arenisca marina y bajos de lodos estuarinos flanqueados por el océano abierto, medios ambientes litorales rocosos y arenosos (Ashby y Minch, 1987).

Las terrazas marinas se han estudiado en toda la Baja California por Ortlieb (1991), pero un mayor énfasis fue dado al emplazamiento (*in situ*) de biotas en costas rocosas del Pleistoceno, sobre la costa del golfo cercano a Punta Chivato (Libbey y Johnson, 1997).

En Punta Gallito son características las dunas de arena recientes, cubriendo las terrazas del Pleistoceno (Ashby y Minch, 1987). Las dunas todavía son activas en el sur de las bocas de los grandes arroyos donde la

configuración costera permite que el viento dominante del norte desplace el agua cargada de sedimento que se acumula a lo largo de la playa y así transporta la arena tierra adentro para formar las dunas (McFall, 1968).

En el área de Mulegé se han identificado terrazas marinas (+9 m y +12 m) expuestas de manera casi continua desde Punta Colorado hasta Punta Gallito así como en Punta Concepción del otro lado de Bahía Concepción a partir de Mulegé (Ashby y Minch, 1987). Dentro del área de Mulegé, la terraza forma una superficie de pendiente suave de 1.5 Km de ancho y termina contra las unidades volcánicas del Grupo Comondú del Mioceno (Ashby y Minch, 1987) [sic]. Esta terraza se encuentra dividida localmente, en su mayor parte, por arroyos o cubierta por aluvión o dunas de arena recientes. La gran extensión de esta terraza y la presencia de un segmento bien desarrollado de la terraza de +12 m en El Sombrerito (Ashby y Minch, 1987).

Gabb (1867), Beal (1948), Mc Fall (1968) y Ortlieb (1978), asignaron la edad del Pleistoceno a los depósitos de terraza, mediante la fauna encontrada. Ashby y Minch (1987), pudieron asignar a *Cancelaria cassidiformis* y *Strombus granulatus*, *Gyrineum strongi* y *Cancellaria coronadoensis* una edad de Pleistoceno tardío. Más tarde Ashby et al, (1987) determinaron la edad que se corroboró mediante el análisis radiométrico por series de U 234/ Th 230 de dos especímenes del coral *Porites californica*. Las edades obtenidas mediante este método son $124\ 000 \pm 6\ 000$ años y $144\ 000 \pm 7\ 000$ años, correspondientes al alto marino interglacial 5e Sangamaniano de Shakleton y Opdyke (1973),

En Santa Rosalía localizada a 50 Km. al norte de Mulegé, terrazas del Pleistoceno han sido elevadas hasta 340m, cuando en el área de estudio la posición de la terraza del Pleistoceno tardío está a 12 m, lo que significa que ésta ha experimentado poca elevación isostática y por lo mismo el área de Mulegé no fue afectada por la misma actividad tectónica que afecto a Santa Rosalía (Ashby y Minch, 1987).

El estuario lineal Mulegé pudo ser controlado por falla según McFall, (1968). Se encontró que las terrazas de 12 m a ambos lados del estuario Mulegé no muestra un desplazamiento diferencial, esto indica que no ha habido ningún movimiento vertical del Cuaternario en ninguna falla propuesta [sic]; el nivel del mar durante el alto marino 5e fue casi lo suficientemente elevada como para justificar la elevación de esta terraza. El área de Mulegé sufrió un levantamiento isostático de sólo 4 a 6 m desde el Pleistoceno tardío (Ashby, y Minch, 1987). La hipótesis de control de diques de McFall (1968), es una posible explicación de la posición del estuario (Ashby, y Minch, 1987).

Johnson y Ledesma-Vázquez, (2000) establecen que los múltiples niveles de las superficies horizontales en las costas de Baja California Sur se formaron debido a prolongados episodios de levantamiento y por lo tanto, no cualquier superficie plana que represente una discordancia entre las rocas del basamento y los depósitos ricos en fósiles que sobreyacen, debe ser interpretada como una terraza marina (Johnson y Ledesma-Vázquez, 2000).

Los depósitos en terraza están expuestos sólo en las áreas protegidas a la acción de la erosión o a la de una depositación de cobertura aluvial. Johnson (1996), realizó un estudio de discriminación de rampas carbonatadas y terrazas marinas en donde marca las diferencias entre ambas estructuras. En su trabajo concluye que las terrazas inferiores que rodean a Punta Chivato (a 20 Km al norte de Mulegé) están ubicadas a una elevación por encima de los 6 metros. Lo que da como resultado que el área a tenido únicamente un ligero levantamiento tectónico de 0.04 mm/año, mucho menor a la interpretación de Ortlieb, (1978).

OBJETIVO

Interpretar el marco geológico del Estuario Mulegé y su evolución durante el Neogeno de Baja California Sur.

Metas:

1. Realizar una fotointerpretación y generar la cartografía litológica y estructural.
2. Determinar el estadio tectónico del Estuario Mulegé con base en las estructuras geológicas presentes en el área de estudio.
3. Reconstruir los paleoambientes del Plioceno y Pleistoceno preservados en el área de Mulegé, con base en el análisis de las secciones estratigráficas y fauna fosilífera.
4. Proponer un modelo neotectónico local.

ÁREA DE ESTUDIO

Mulegé se localiza en el extremo norte de Bahía Concepción, en la costa Este de la Península de Baja California entre los $111^{\circ} 59'$ y $111^{\circ} 55'$ de longitud Oeste y los $26^{\circ} 52'$ y $26^{\circ} 55'$ de latitud Norte [Fig. 1]. McFall (1968), proporciona el trabajo más detallado, hasta entonces, sobre la geología del área de Bahía Concepción y Mulegé. La geología del área de Mulegé consiste de una serie de rocas volcanoclásticas del Oligoceno-Mioceno del Grupo Comondú con una superposición en discordancia de sedimentos marinos costeros y estuarinos del Plioceno superior de la Formación Infierno, que están en discordancia bajo la Formación Mulegé que consiste de areniscas marinas y conglomerados en depósitos de terrazas locales.

Staines-Urias (1999), hace una comparación entre la zona de Mulegé y Santa Rosalita con la cuenca de San Nicolás, segmentos costeros que 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-Vázquez y Johnson, 1993) característicos de esta zona.

El estuario de Mulegé morfológicamente es un cuerpo de agua semicerrado por una barrera de arena de tipo tómbolo que se conecta con El Sombrerito, un cuerpo andesítico de la Formación Comondú (Fig. 2). Este estuario tiene una longitud aproximada de 4.5 Km y 500 m en su porción más ancha que incluye la boca de 300m de ancho que se abre hacia las aguas del Golfo de California.

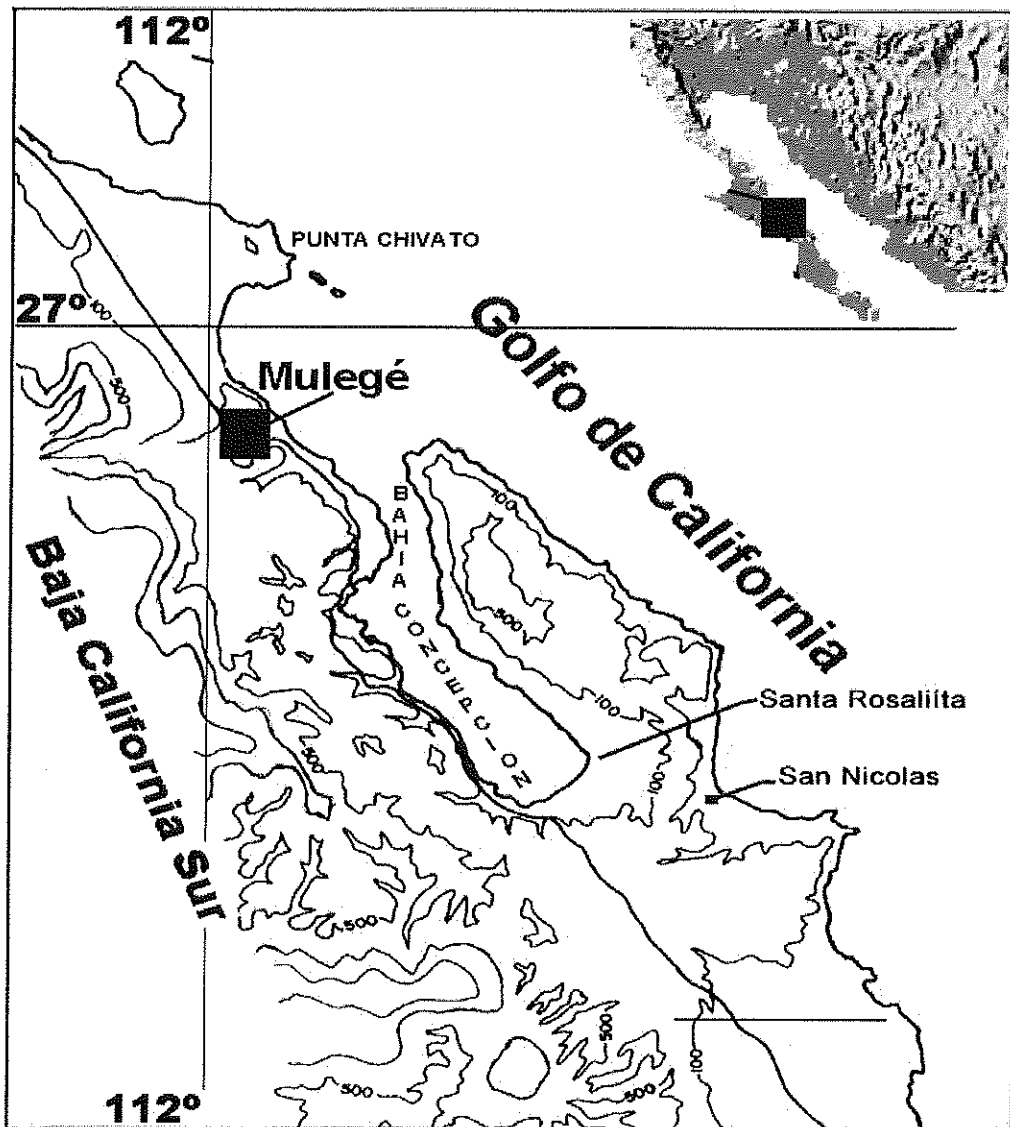


Figura 1. Localización del área de estudio. Mulegé, B. C. S.

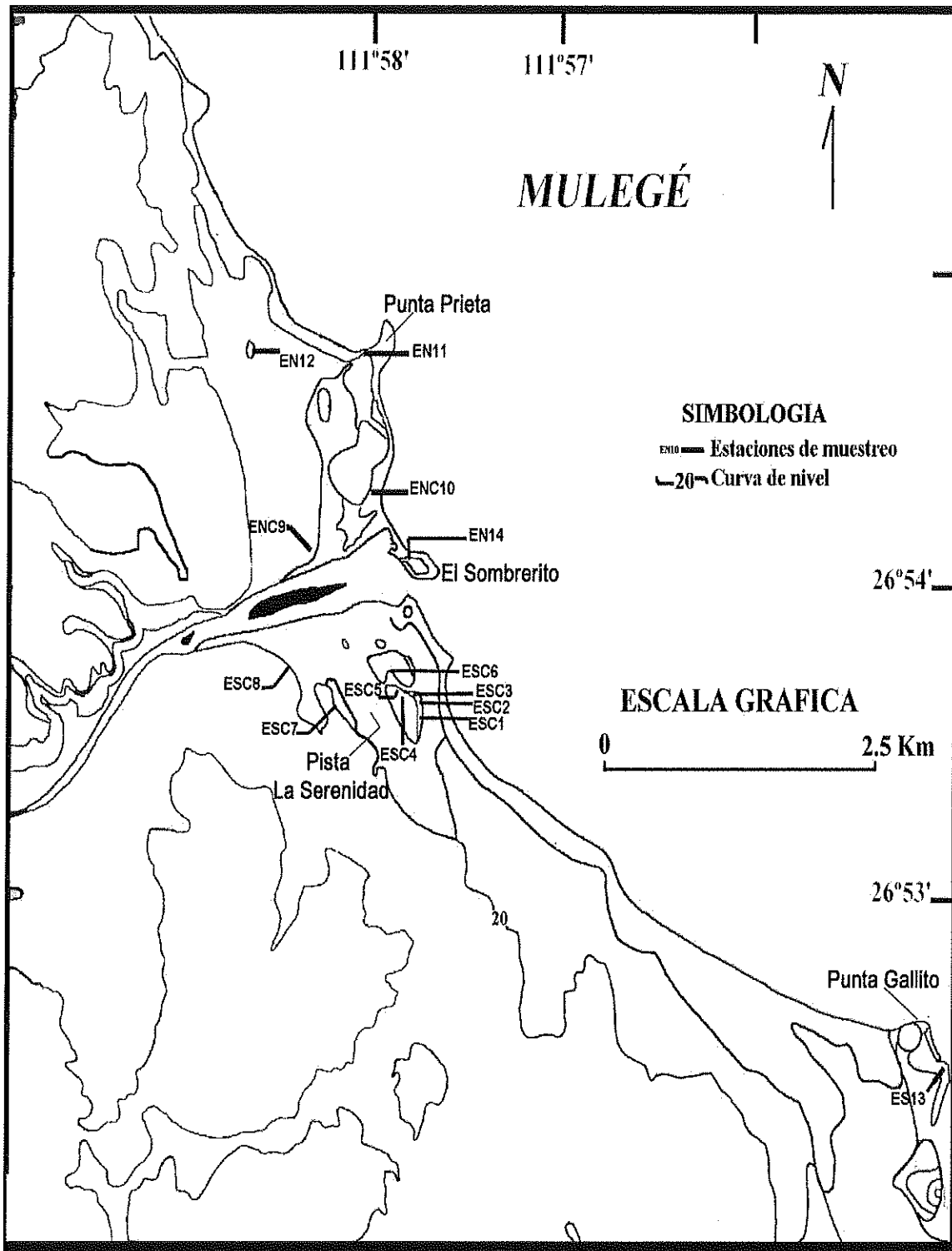


Figura 2. Localización de las estaciones de muestreo.

METODOLOGÍA

1. Metodología de Campo:

El trabajo de campo consistió en elaborar la cartografía geológica del área de Mulegé, y las secciones estratigráficas de los afloramientos de origen estuarino y marino.

- 1) Cartografiado sobre mapas base escala 1:25 000.
- 2) Mapa estructural de las fallas geológicas, determinando rumbo y echado de las mismas.
- 3) Elaboración de secciones estratigráficas.
- 4) Colecta de muestras de sedimento en cada estrato de las columnas estratigráficas.
- 5) Identificación de las terrazas marinas en ambos lados del estuario.
- 6) Colecta de fósiles de origen marino en los depósitos de terraza marina.

2. Metodología en el laboratorio y gabinete

El trabajo de gabinete consistió en la elaboración de la cartografía geológica y estructural, así como de las secciones estratigráficas de las localidades estudiadas, así como la identificación de los fósiles colectados en distintas localidades.

A] CARTOGRAFÍA

Se utilizó un mapa topográfico a escala 1:50 000, en donde se delimitó el área de estudio, posteriormente se realizó la ampliación correspondiente a una escala 1: 25 000. Se emplearon dos juegos de fotografías aéreas blanco y negro a escala 1:50 000 del área de Mulegé proporcionadas por INEGI, las cuales fueron analizadas bajo un estereoscopio de espejos para localizar las estructuras geológicas presentes, desnivel entre terrenos y contactos litológicos.

B] SEDIMENTOLOGIA

Se procesaron datos de 11 secciones estratigráficas (espesores, alturas y tipo de material) con el programa ROCKWORKS®99, con el cual se obtuvo el graficado de cada una de las secciones estratigráficas.

Se tamizaron 11 muestras de sedimento de las secciones más representativas en ambos lados del estuario, utilizando el método descrito por Folk (1974) para el análisis de tamaño de grano.

C] PALEONTOLOGÍA

Con la finalidad de hacer inferencias paleoambientales y en algunos casos, cronológicas, los macrofósiles colectados fueron identificados a nivel de

especie cuando su estado de preservación lo permitió, utilizando la referencia de Keen (1971) y Durham (1950).

DJ MODELO NEOTECTÓNICO

Mediante el análisis estructural de las fallas que controlan al estuario y de los desniveles entre los terrenos norte y sur presentes en el área de Mulegé, se realizó un modelo idealizado de bloques utilizando fotografías aéreas y las tomadas en el campo (Fig. 5).

RESULTADOS.

Mediante el análisis de la cartografía y los pares estereográficos de fotografías aéreas, se logró elaborar un mapa de contactos litológicos [Fig.3] y un mapa estructural [Fig. 4], las columnas estratigráficas y la descripción litológica de las mismas se presentan en el apéndice. El mapa base, permitió identificar el Estuario Mulegé orientado E-W, el cual se abre hacia las aguas del Golfo de California [Fig.1]. En el mapa estructural, se ubican las fallas con rumbos entre $N 40^{\circ}$ y $46^{\circ} W$ y con echados casi verticales. Este fallamiento normal intersecta a una falla de transferencia con rumbo lateral E-W que controla y canaliza el cuerpo del estuario. Los planos de falla sobre 15 m de terreno correspondientes a la zona de transferencia, tienen echados casi verticales (65° , 90° y $85^{\circ} N$) y su rumbo es de $S 80^{\circ} E$, se localizaron en El Sombrerito sobre roca porfirítica andesítica de la Formación Comondú [Fig. 7].

La carta geológica y la verificación de campo nos permitió elaborar un total de 10 secciones estratigráficas, localizadas principalmente en las localidades cercanas a la pista La Serenidad (ESC1, ESC2, ESC3, ESC4, ESC5, ESC6) y sobre la carretera al sur del estuario (ESC7 y ESC8) y al norte en los afloramientos cercanos a la orilla del estuario (ENC9) y a la antigua pista de aterrizaje en donde se localizó un afloramiento de rodolitos (EN10) continuando hacia Punta Prieta (EN11) y por extremo sur hasta Punta Gallito (ES13) (Fig. 2).

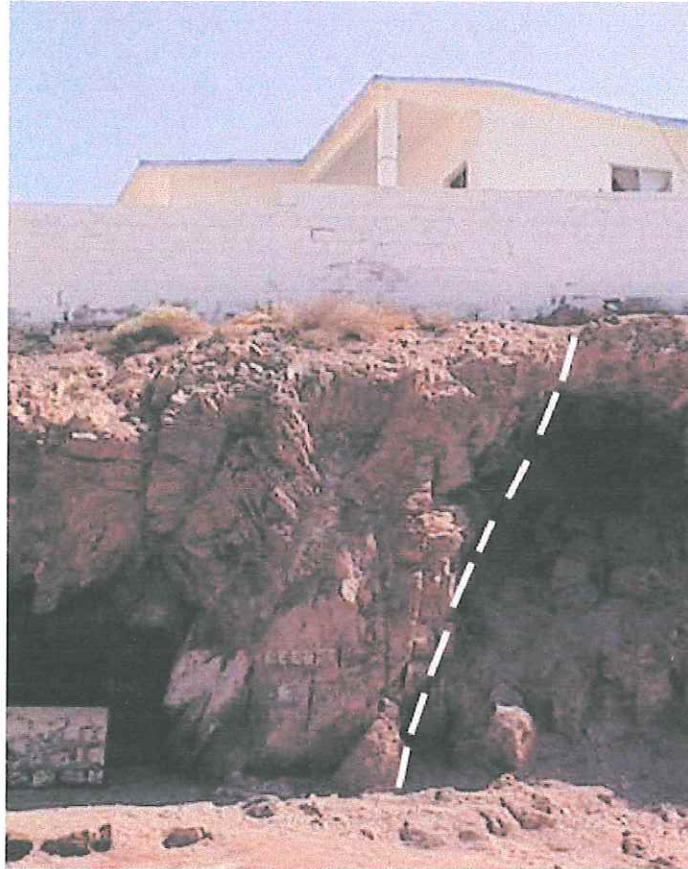


Figura 7.- Fotografía de los planos de falla correspondientes a la zona de transferencia, en El Sombrerito, vista hacia el Este.

LITOFACIES

La carta geológica nos permite identificar un grupo de unidades diferenciadas en la región y verificadas con el trabajo de campo, las cuales se presentan de la siguiente manera (Fig. 3):

A] Roca ígnea extrusiva [Mi], observada en toda el área de estudio: forma parte de la Sierra Azteca con elevaciones de hasta 300 m, un cuerpo extrusivo conforma el Sombrerito y aglomerados volcanoclásticos cercanos a la pista La Serenidad.

B] Arenisca arcillosa de color amarillo pálido, de grano muy fino, bioturbada de aspecto masivo asignada a la Formación Infierno [Pi].

C] Conglomerado fosilífero de fragmentos de roca volcánica que descansa discordantemente, sobre areniscas de la Formación Infierno.

D] Arenisca marina grisácea fosilífera con abundantes trazas de icnofósiles.

E] Terraza marina [Q_{tm}] a +12 m expuesta desde Punta Prieta hasta el límite sur del bloque norte, en el Sombrerito. Del lado sur en los afloramientos de las localidades cercanas a la pista La Serenidad: ES1 a la ES6 y en Punta Gallito.

F] Dunas del Holoceno [Q_s].

G] Aluvion [Q_{AL}], se presenta en los cauces de los arroyos y en la planicie de inundación de los mismos.

Formación Comondú (BLOQUES): Aglomerados y brechas andesíticas porfiríticas del Oligoceno-Mioceno superior, forman gran parte del basamento local (ESC6, EN14).

Formación Infierno: Compuesta por Arenisca arcillosa de grano fino, bioturbada, de aspecto masivo y parcialmente estratificada. Sedimento estuarino.

Formación Mulegé: Depósitos de terraza marina a +12 m y arenisca marina color gris con abundantes trazas de icnofósiles del tipo *Ophimorpha* y escasos del tipo *skolithos*. Con abundantes fragmentos de conchas articuladas y desarticuladas en posición horizontal y vertical (ESC1-ESC7).

Conglomerado fosilífero: El tamaño de los clastos varía considerablemente de 5 a 20 cm de diámetro, con una imbricación predominantemente hacia el E-SE.

Fósiles: Todos los ejemplares colectados se recuperaron exclusivamente de las unidades identificadas como de afinidad marina (ESC1, ESC6, ESC7 ESC8, ENC9 y ENC10) areniscas y conglomerados fosilíferos marinos. Los fósiles se presentaron, dependiendo de la capa sedimentaria en donde se colectaron en diferentes formas; en posición de vida, articulados, desarticulados y fragmentados. Así también, se presentaron formando coquinas de 0.20 a 0.50 m de espesor [Tabla 1].

ICNOFÓSILES

Preservados en capas de arenisca marina fosilífera color gris pálido con abundantes fragmentos de conchas y fragmentos de roca volcánica en la base, se encontraron trazas de icnofósiles del tipo *Ophiomorfa* y en menor proporción de *Skolithos* (Fig. 11).

RODOLITOS

Al norte del estuario en la estación EN12, se localizó un afloramiento de rodolitos, algas rojas coralinas, de un espesor aproximado de 4m, a 40 m s.n.m. y a una distancia de la línea de costa de 1.5 Km. Los fragmentos de rodolitos se presentan principalmente como formas cilíndricas elongadas, cuyo tamaño varia de 1 a 4 mm de largo y su espesor (diámetro) de 0.5 a 2 mm. Estos fragmentos

han sido identificados como correspondientes al tipo folioso (Foster et al., 1997).

Un segundo tipo de fragmentos dentro de los rodolitos se presenta como formas irregulares semiesféricas, como pequeños nódulos de láminas de carbonato.

TABLA I.- Lista de fósiles identificados dentro de las unidades sedimentarias del estuario Mulegé. BCS

Fósiles presentes dentro de las unidades sedimentarias del Plioceno tardío al Pleistoceno superior

Mollusca, Pelecypoda	Plioceno tardío	Pleistoceno superior
<i>Anadara cepoides</i>		X
<i>Chione undatella</i>	X	X
<i>Chione californiensis</i>	X	X
<i>Chione gnidia</i>	X	X
<i>Chione sp.</i>	X	X
<i>Donax gracilis</i>		X
<i>Glycymeris gigantea</i>	X	X
<i>Megapitaria squalida</i>		X
<i>Ostrea palmula</i>	X	
<i>Tagelus dombeii</i>	X	X
<i>Telina idea</i>		X
Mollusca, Gastropoda		
<i>Calliostoma rema</i>		X
<i>Cerithidea hegewischii</i>		X
<i>Cerithium sp</i>		X
<i>Conus bartschi</i>	X	X
<i>Crepidula uncata</i>		X
<i>Crucibulum spinosum</i>		X
<i>Hanetia anomala</i>	X	X
<i>Macoma carlottensis</i>		X
<i>Nassarius sp</i>		X
<i>Natica sp</i>		X
<i>Nuculana elenensis</i>		X
<i>Oliva incrassata</i>		X
<i>Olivella dama</i>		X
<i>Polinices bifasciatus</i>	X	X
<i>Polinices uber</i>	X	X
<i>Rhinocoryne humboldti</i>		X
<i>Strombus granulatus</i>	X	X
<i>Terebra variegata</i>	X	X
<i>Turbo fluctuosus</i>	X	X
<i>Turritela rubescens</i>	X	X

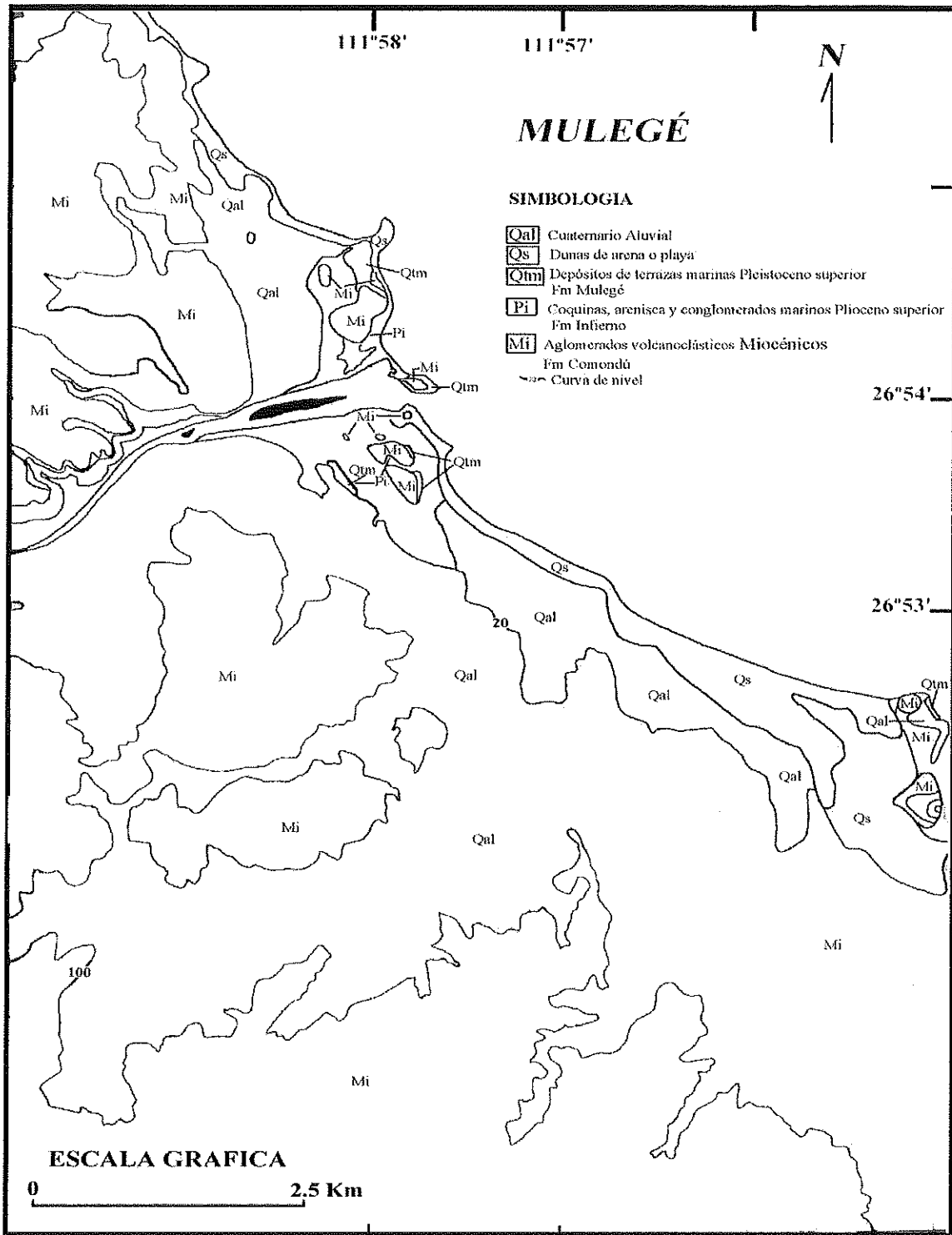


Figura 3. Mapa de contactos litológicos.

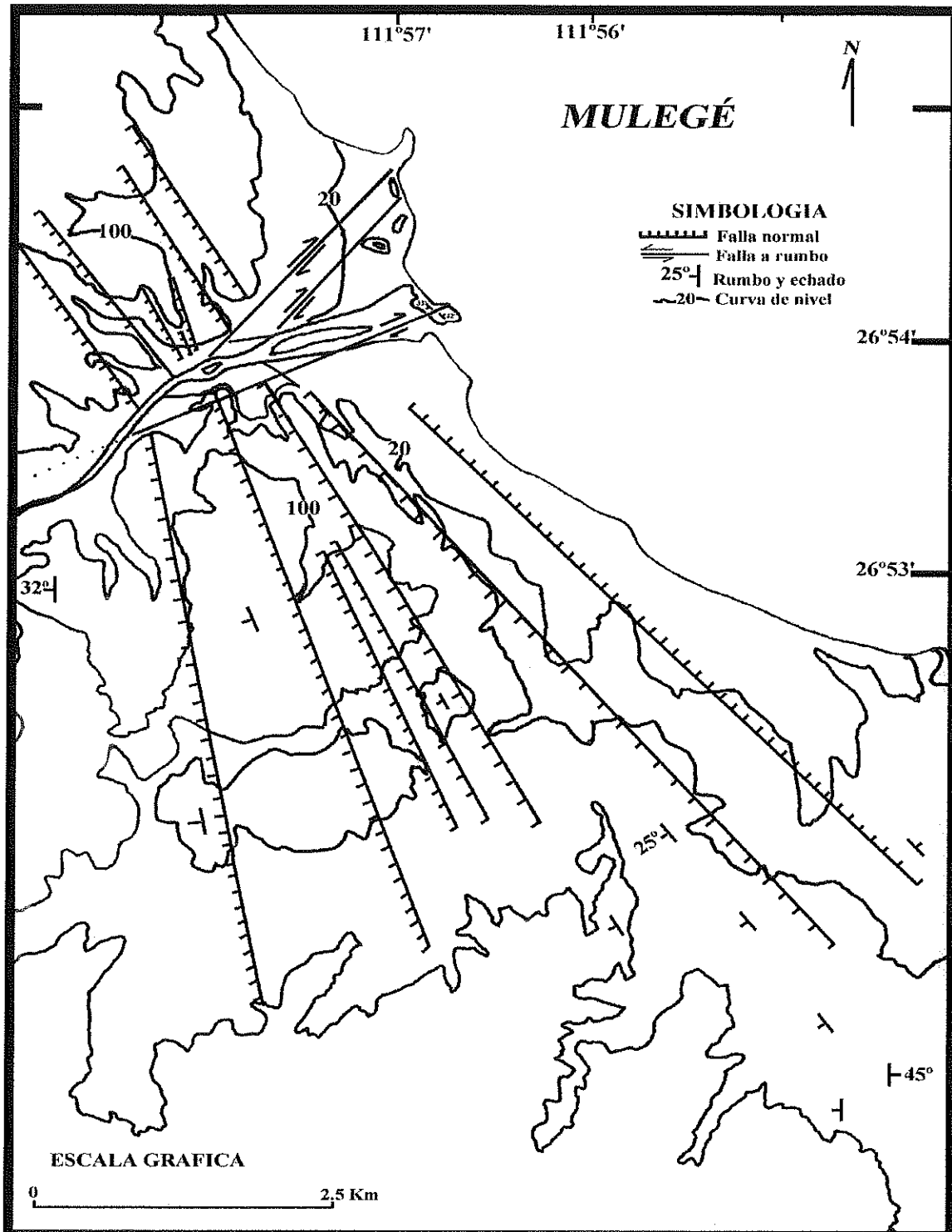


Figura 4. Mapa Estructural.

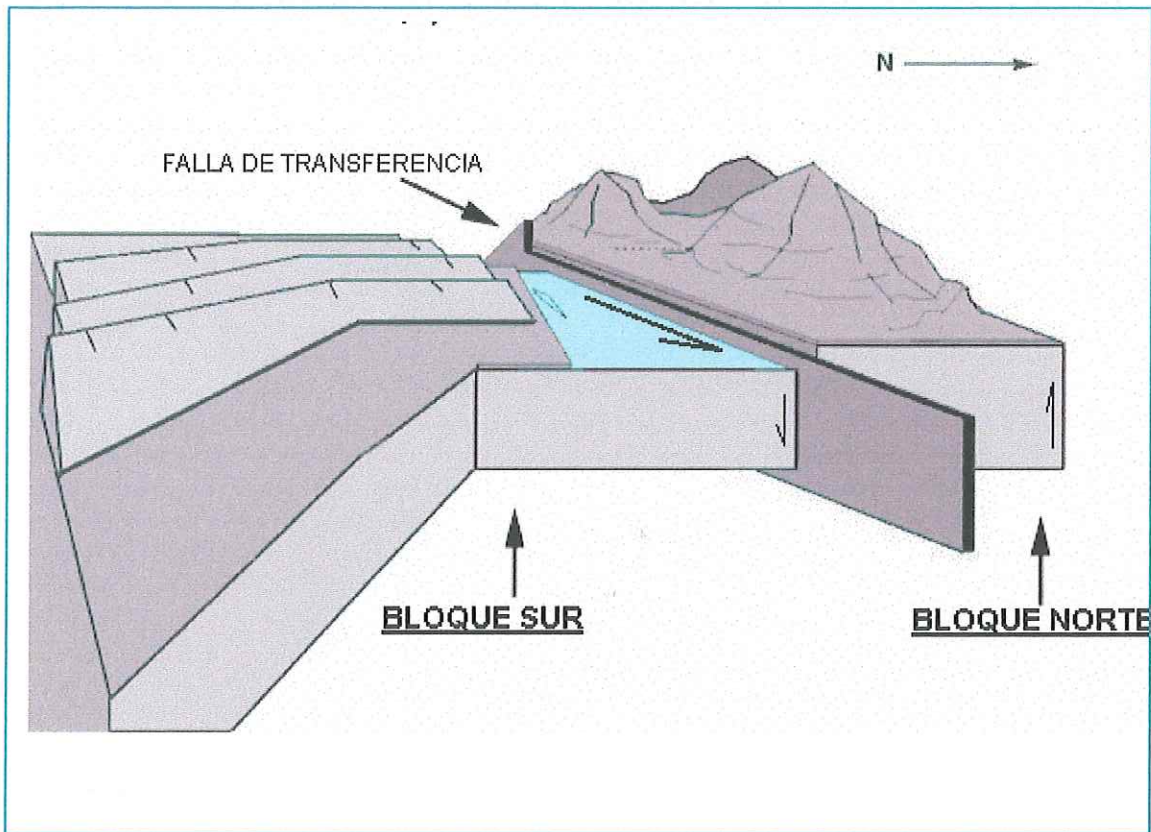


Figura 5. Modelo Neotectónico del Estuario Mulegé.

DISCUSIONES

Durante el Mioceno tardío dentro del área de Mulegé gran parte del basamento local formado por roca volcánica andesítica de la Formación Comondú, se deformó como producto del extensionismo del Protogolfo (Ledesma-Vázquez, 1999). De esta manera se genera un sistema lístrico de fallas antitéticas y fallamiento con rumbo lateral derecho y perpendicular al sistema lístrico generando altos topográficos entre 250-500m y desnivel entre terrenos extendidos. Este sistema de fallamiento se encuentra paralelo a la línea de costa, aunque los planos de falla entre sí, no son completamente paralelos (fallamiento en abanico), la actitud del fallamiento converge hacia la parte media del estuario, algunas de estas fallas continúan su rumbo hacia el norte (Fig. 4) Cabe mencionar que el estuario Mulegé se encuentra en un área de esfuerzos tectónicos que posiblemente se generan dentro del área de Bahía Concepción (Fig. 1) y que se propagan de tal forma, que dan origen a un sistema de fallas antitéticas controladas por una falla principal muy probable a fallamiento de detachment (Ledesma-Vázquez, 1999), en su conjunto la estructura en sí puede denominarse medio graben; Los planos de fallamiento normal con rumbo N 35°-40° W tectónicamente forman parte de un sistema estructural más complejo dentro de la provincia extensional del Protogolfo y localmente de Bahía Concepción (Ledesma-Vázquez, 2000). Este sistema lístrico dentro de Mulegé se ve limitado por una falla de transferencia con rumbo E-W que corta perpendicular a la costa y donde se canaliza el cuerpo

estuarino. Este movimiento relativo entre bloques da como resultado un desnivel entre el bloque norte y el bloque sur en ambos lados del estuario.

Hacia el Plioceno medio 3.7 Ma, el nivel del mar alcanzó aproximadamente los 60 m (transgresión marina) [Fig. 6] propiciando la formación de depósitos de arenisca fosilífera, margas y coquinas; el Estuario Mulegé era un cuerpo de agua más grande y su cobertura está evidenciada por los bancos de ostiones encontrados en ambos lados del estuario a más de 20 m de altura sobre el n.m.m.; asentado y controlado por una falla de transferencia. Durante el Plioceno Superior 1.6 Ma una fuerte regresión afectó al Estuario Mulegé cuando el nivel del mar bajó hasta -90 m s.n.m.m ocasionando que organismos quedaran preservados en posición de vida como se observó para *Tagelus* sp [Figura 14]; posteriormente un evento transgresivo el cual coincide con el alto marino interglacial 5e, el nivel del mar alcanzó cerca de los 30 m quedando formadas terrazas marinas y dando la forma actual del estuario [Fig. 6],

ESTRATIGRAFÍA

El trabajo realizado por Ashby y Minch, (1987) sobre la estratigrafía del área de Mulegé corrobora las observaciones del presente trabajo realizadas en la descripción de las secciones estratigráficas al norte y sur del estuario. De manera sencilla, tres formaciones principales caracterizan el área de Mulegé: Formación Comondú (Oligoceno superior-Mioceno inferior), Formación Infierno (Plioceno superior) y la Formación Mulegé (Pleistoceno superior).

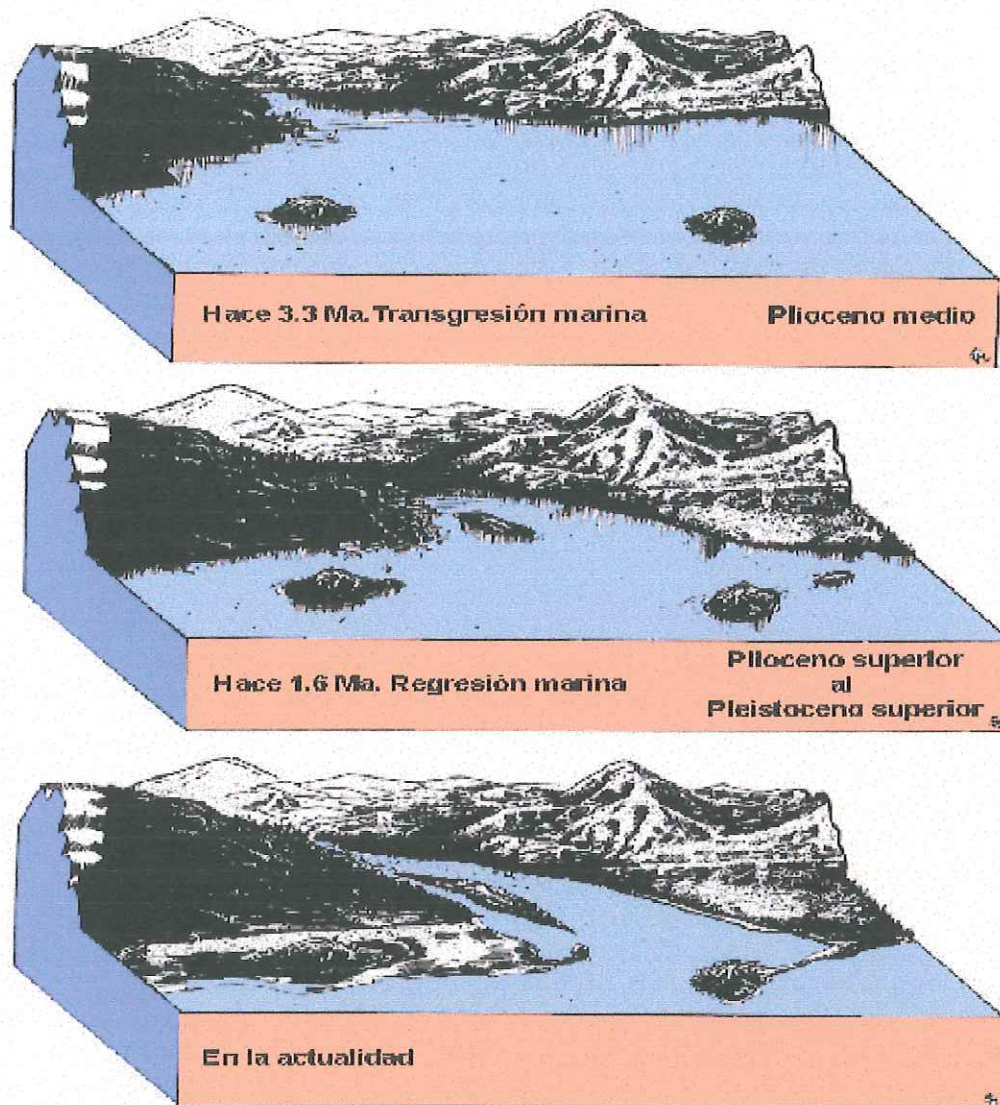


Figura 6.- Evolución del estuario Mulegé desde el Plioceno medio a través del Pleistoceno a su forma actual.

La Formación Comondú y la Formación Infierno se encuentran a su vez cubiertas y en discordancia con depósitos en terrazas de areniscas marinas y gravas del Pleistoceno superior (Ashby y Minch, 1987), en las localidades al sur del estuario y sobre la carretera Mulegé-Loreto: ES1, ES2, ES3, ES4, ES5, ES7 Y ES8. En algunas localidades al norte del estuario cerca de Punta Prieta la terraza marina está cubierta por aluvión o bien no es prominente [Figura 8].

FORMACIÓN COMONDÚ

Dentro del área de Mulegé esta formación está constituida por aglomerados volcanoclásticos, tobas y basaltos del Oligoceno superior al Mioceno inferior, del Grupo Comondú (McFall, 1968), lo que formaría gran parte del basamento local. La muestra de mano del aglomerado andesítico colectado en El Sombrerito se identificó como una brecha volcánica andesítica con los cristales de feldespatos bien desarrollados; al sur, se localizó un cuerpo porfirítico andesítico pseudoestratificado con 30° de echado con "capas" que presentan un rumbo de N 30° W en las cercanías a la pista La Serenidad. Estos cuerpos ígneos pertenecen al Grupo Comondú, siendo McFall, (1968) quién le designara la categoría de grupo y la subdividió en seis formaciones.

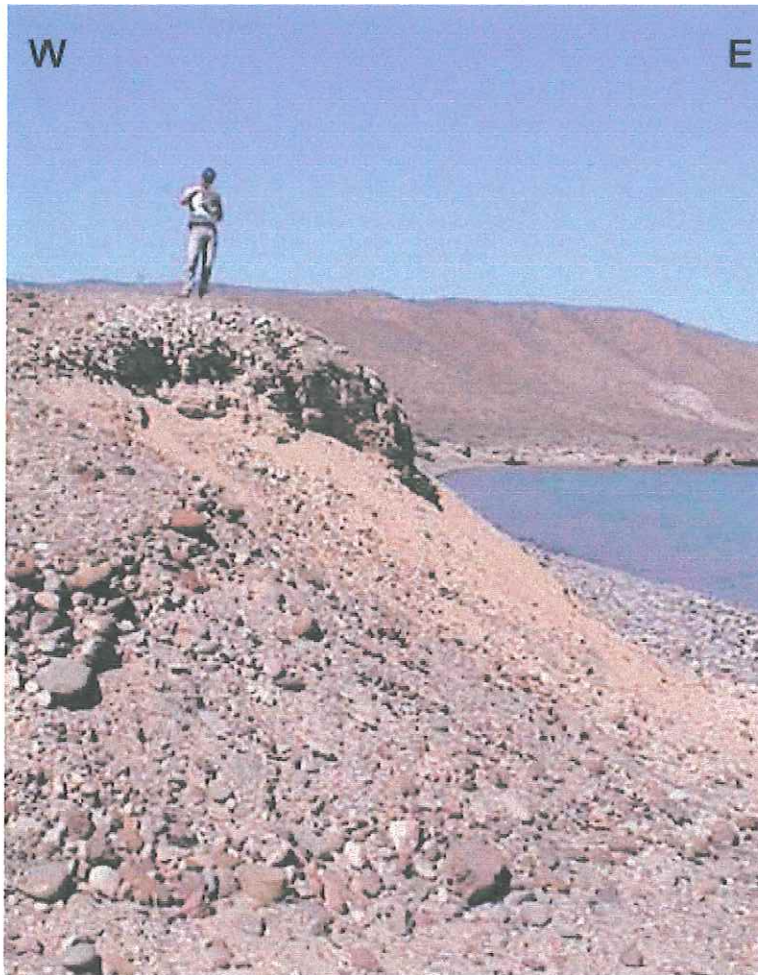


Figura 8.- Fotografía del límite entre aluvión y terraza marina en Punta Prieta vista hacia el Norte.

FORMACIÓN INFIERNO

En el área de Mulegé esta formación consiste de arcosas líticas arcillosas, bien clasificadas, color naranja café y parcialmente estratificadas a masiva, moderadamente litificada y ligeramente arcillosa (Ashby y Minch, 1987). El contacto entre las capas es laminar y efervesce con HCl, bioturbadas, el tipo de icnofósil correspondiente a esta capa no fue claramente identificado, pues el

estrato contenía manchas de color rojizo, marcando así la actividad de organismos (Fig. 9).



Figura 9.- fotografía de sedimentos de origen estuarino en la base (Formación Infierno) subyaciendo a areniscas marinas de la Formación Mulegé. Vista hacia el Oeste.

FORMACIÓN MULEGÉ

Las litofacies correspondientes a esta formación se caracterizan por ser depósitos en terraza marina a +12 m del Pleistoceno superior, conglomerados de base de 2 a 4 m en espesor escasamente fosilíferos y areniscas grisáceas altamente fosilíferas de grano mediano a grueso de 2 m de espesor (Ashby y Minch, 1987). La arenisca marina presenta abundantes trazas de icnofósiles del tipo *Ophiomorpha* y *Skolithos* como pipas cilíndricas que van de 3 a 5 cm en diámetro y de 1 a 7 mm de grosor en las paredes internas (Chamberlain, 1978).

(Fig.11). Con respecto a las litofacies antes descritas, lo mismo sucede al sur del estuario a 5 Km de distancia en Punta Gallito, reportada por Ashby y Minch, (1987) como la sección tipo: una terraza marina a +12 m que rodea la punta, el resto de la terraza no es visible por las arenas de dunas del Holoceno localizadas en la parte superior. Posiblemente el nivel del mar llegó al límite en donde se encuentra aluvión y de esta manera permitió la colonización de organismos de zonas intermareales (gasterópodos, pelecípodos y equinodermos) sobre la línea de costa y posteriormente la formación de la terraza; sin embargo, la extensión de la terraza hacia el NW no es prominente y no se encontró evidencia alguna de la presencia de fósiles marinos sobre el terreno circundante de toda la extensa planicie que corre apartir del sur del estuario hasta las cercanías de la estación de microondas Tiburón [Fig. 10].



Figura 10.- fotografía de limite de aluvión y terraza marina. Punta Gallito a 5 Km al sur del estuario. Vista hacia el Norte.

Los conglomerados descritos en las secciones estratigráficas ESC1, ESC2, ESC3, ESC4, ESC5, ESC6, ESC7, ESC8 y ESC9 están constituidos por fragmentos de roca volcánica subredondeados y moderadamente clasificados, en algunas capas de la localidad ES6, la primera de estas capas subyace a una coquina con espesor de hasta 1 m, con fragmentos de conchas de moluscos en contactos bien definidos por tamaños que van de 2 a 6 cm y una segunda se forma con fragmentos entre 0.02cm a 2 cm y una tercera capa con fragmentos de 2.5 cm a 6 cm que rodea a un paleoislole formado por roca volcánica de la Formación Comondú; estos depósitos descansan sobre un paraconglomerado de fragmentos de roca volcánica subredondeados de forma elongada, que presenta imbricación hacia el este, cabe mencionar que la orientación de los clastos no fue medida. Hacia la cima de esta sección ES6 se identificó una rampa carbonatada con inclinación de 6° como aquellas descritas por Johnson, (1996) en Punta Chivato, del Plioceno.

ICNOFÓSILES

La icnofacies de *Skolithos* (Seilacher, 1964) corresponde a medios depositacionales de elevada energía hidrodinámica, habitualmente con frecuentes fenómenos erosivos. Los procesos erosivos eliminan posibles estructuras biogénicas producidas por sedimentívoros y suspensívoros en los niveles más superficiales del sedimento (Bromley y Asgaard, 1991, en Gilbert y

Martinell, 1998). El resultado es una asociación con baja diversidad dominada por las estructuras más profundas que incluyen fundamentalmente pozos verticales (*Skolithos*, *Ophiomorpha*) y estructuras de equilibrio (*Diplocraterion*, *Conichnus*). La icnofacies de *Skolithos* es típica de ambientes arenosos tales como zonas litorales y sublitorales de playa, barras arenosas o frentes deltáicos. Aunque típicamente se desarrolla en ambientes marinos someros; no obstante, la icnofacies de *Skolithos* puede también aparecer en medios marinos profundos con la presencia de corrientes de fondo como por ejemplo, en canales distributarios de abanicos submarinos (Frey et al., 1990, en Gibert y Martinell, 1998). Las icnofacies de *Skolithos* representan la actividad de comunidades bentónicas adaptadas a energía elevada y sustratos móviles (Gibert y Martinell, 1998). En las capas de arenisca se observaron madrigueras predominantemente en posición vertical algunas interconectadas entre sí, en las capas más superficiales de esta litofacies (Figura 11).

Hacia el norte del estuario sobre una extensa planicie, se localizó un afloramiento de rodolitos, (algas rojas coralinas) los cuales son particularmente importantes en aguas someras en donde bajo las condiciones oceanográficas apropiadas se favorece la apropiación de CaCO_3 para la generación de material en la estructura (Figura 12). A escala mundial las capas de rodolitos se presentan entre las zonas templadas y tropicales (Foster et al. 1997). La calcificación aparentemente favorece la supervivencia de los individuos al incrementar la resistencia a la perturbación debida a la acción del oleaje y el

pastoreo de organismos mayores. Asimismo el marco calcáreo genera un hábitat relativamente estable para otros organismos (Foster et al. 1997).



Figura 11.- Fotografía de la Icnofacies de Skolithos sobre sustrato blando: arenisca grisácea, con fragmentos de concha y tubos en escape.

Estas estructuras calcificadas poseen un alto potencial de preservación y pueden ser incorporados a los estratos como fragmentos sedimentarios. Dependiendo de las condiciones de preservación los conjuntos fosilíferos de organismos carbonatados, así como del conocimiento de la composición de las especies y de sus atributos morfológicos, estos pueden proveer de información de las condiciones ambientales imperantes en su formación (Foster et al. 1997) Los rodolitos representan una combinación de crecimiento y atributos morfológicos en conjunto con la calcificación que favorece la sobrevivencia en un ambiente dinámico mejorando las tasas de supervivencia de estos organismos. Estas algas rojas varían desde forma de costras que cubren clastos a individuos laminares hasta formas arborescentes y su abundancia

varía de individuos aislados en canales de flujo a cuerpos muy extendidos conformados por varias capas de individuos, las capa de rodolitos se presentan a nivel mundial de la zona intermareal hasta los 200 m de profundidad (Foster et al., 1997). La importante contribución de los rodolitos a los depósitos sedimentarios al poder constituirse en los productores de carbonatos más importantes en aguas someras subtropicales y templadas (Carannante et al., 1988; en Ledesma-Vázquez, 2000) y su abundancia en los conjuntos fosilíferos ha sido ampliamente reportada y utilizada para generar interpretaciones paleoambientales (Johnson and Hayes 1993; Meldahl 1993; Dorsey, 1997).



Figura 12.- Fotografía del afloramiento de rodolitos al norte del estuario, cercano a la antigua pista de aterrizaje.

Foster et al. (1997) basándose en su trabajo en Bahía Concepción y otras áreas del Golfo de California, describen básicamente tres formas: arbustiva (fructicosa), folioso y aterronado (lumpy) (Foster et al., Fig. 4). Estos autores mencionan que en el caso de rodolitos del tipo aterronado, únicamente se localizan expuestas al oleaje. La morfología de estas formas, dada por su talla, forma, densidad de follaje, origen del follaje, varía en parte de acuerdo con el hábitat. Una conclusión importante denota que los únicos hábitats en los cuales los rodolitos no se presentan son costas con fuerte pendientes, al no poderse fijar los individuos ni en aguas tranquilas en las cuales el sedimento fino los pueda cubrir.

Extensos depósitos de rodolitos se presentan en el Golfo de California tanto en el Plioceno como en el Pleistoceno, tanto como individuos completos o como abundantes fragmentos (Ortlieb, 1978; Meldahl, 1993; Dorsey, 1997; Simian and Johnson, 1997; en Ledesma-Vázquez, 2000), así como en la actualidad se presentan ampliamente representados (Foster et al. 1997).

Los ejemplares identificados en el bloque norte del estuario sobre una extensa planicie costera aproximadamente a 20 m s.n.m.m y a 1.5 Km de la actual línea de costa corresponden a formas del tipo fructicosa y aterronada expuestas a oleaje moderado, lo cual nos indica que la línea de costa para este tiempo se ubicó a esa altura (Figura 12); es probable que haya existido una entrada de agua de mar por Punta Prieta (Figura 2) lo cual pudiese interpretarse que el nivel del mar permaneció un tiempo relativamente largo para que estos

organismos se fijaran al sustrato, esta inundación a su vez trajo consigo que el pórfiro andesítico quedara rodeado y constituyera un islote, al igual que al sur del estuario cerca de la pista La Serenidad. De esta manera, la colonización de organismos de zonas intermareales fue prominente, evidencias de ello son los bancos de *Ostrea vespertina* (Fig. 13) alrededor del montículo con un espesor de hasta 2 m y de los depósitos encontrados en los cortes de carretera en las estaciones ESC7 que pudieran haber sido parte de toda una distribución paleoarrecifal en las margenes marinas del estuario.

Aproximadamente a partir de la isolínea de 20 m s.n.m.m en donde se encontraba el nivel del mar, se desarrollaron depósitos de origen estuarino bioturbados, aporte de río marcado por depósitos terrígenos de arena muy fina limosa y grava, con lentes de *Ostrea sp* en posición horizontal, nuevamente hay una depositación de lutita bioturbada, el nivel del mar tuvo ciertas fluctuaciones en un amplio periodo durante el Plioceno medio, sube el nivel del mar se deposita material limoso aporte de río característico de zonas de manglar con la presencia de raíces de mangle, ya hacia el Pleistoceno superior se originan las terrazas marinas fechadas con una edad de 125 Ka corroboradas por la fauna asociada a estos depósitos como *Chione sp*, *Argopecten sp.*, *Tagelus sp*, *Polinices sp* y *Pecten sp* además del fechado radiométrico reportado por Ashby et al. (1987), por series de U/Th para el coral *Porites californica* (Fig. 9).



Figura 13.- Fotografía del banco de ostiones cercano a la línea de costa actual sobre el terreno norte. Vista al Oeste.

Posterior a estos eventos entre el cambio del nivel del mar y la inestabilidad tectónica de la región de Mulegé trajo consigo un levantamiento del bloque norte siendo a su vez las terrazas marinas sobre este terreno elevadas mas de +12 m de altura con planos de falla cortándolas en distintas secciones; ya que la terraza marina es de 125 Ka, el levantamiento es aún más joven y esto contradice una de las conclusiones propuestas por Ashby y Minch, (1987) que establecen la ausencia de un tectonismo del Plioceno superior significativo en la zona costera de Mulegé. Por lo tanto, Mulegé se encuentra en una zona de estabilidad tectónica aparente y dentro de una zona sujeta a esfuerzos tectónicos mayores dentro de la provincia extensional del Golfo de California y en particular de las áreas adyacentes de Bahía Concepción.



Figura 14.- Fotografía al norte del estuario de conchas en forma de navaja de la especie *Tagelus*; nótese la posición de vida de algunos de los organismos preservados hacia la cima del estrato. Vista hacia el NW.

CONCLUSIONES

Con base a los resultados obtenidos en la cartografía y en la fotointerpretación del área de Mulegé se encontró que:

1. El estuario esta controlado desde el Plioceno por una falla de transferencia E-W sobre la cual se canaliza el cuerpo de agua.
2. Esta falla de movimiento a rumbo lateral derecho delimita la continuidad de bloques N-S y es sobre el bloque norte en donde la terraza marina formada a en el estadio interglaciar 5e actualmente a +12 m de manera regional, ha sido elevada y fraccionada por actividad tectónica reciente <125 Ka.
3. La terraza marina correspondiente al estadio 5e de 125 Ka, se distribuye de manera casi continua sobre el bloque norte y en secciones sobre el bloque sur hasta Punta Gallito.
4. Un sistema lístrico de fallas antitéticas con rumbos hacia el NW en un arreglo en abanico se distribuye sobre los terrenos del bloque norte siguiendo, algunas de las fallas propuestas, su continuidad sobre el bloque sur en un desfaseamiento aparentemente asociado a la falla de transferencia.
5. Este cuerpo costero ha manifestado actividad tectónica desde por lo menos el Mioceno medio hasta el reciente y por lo tanto su periodo de vida es muy superior a la media para cuerpos marinos costeros.
6. Los rodolitos encontrados sobre el bloque norte nos dan una evidencia de una posible entrada de agua marina por el norte del estuario durante el Plioceno tardío.

7. El bloque sur del estuario permaneció mas expuesto a las aguas del protogolfo que el bloque norte, en donde la energía del oleaje era mayor sobre este terreno que aquella en la porción norte del estuario.

BIBLIOGRAFÍA

- Almeida, M., 1988, Análisis de datos aeromagnéticos de la Planicie Costera del Valle de San Quintín, B. C., México. Tesis de Licenciatura Facultad de Ciencias Marinas.
- Ashby, J. R., Minch, J. A., 1987, Stratigraphy and Paleocology of the Mulege embayment, Baja California Sur, Mexico. *Ciencias Marinas*. 13(2):89-112.
- Ashby, J.R., Ku, T. L., Minch, J. A., 1987, Uranium series ages of corals from the upper Pleistocene Mulege Terrace, Baja California Sur, Mexico. *Geology*. Vol. 15, p. 139-141.
- Chamberlain, C. K., 1978, Recognition of Trace Fossils in Cores, in: Trace Fossils Concepts. SEPM Short Course, Oklahoma. No.5 (119-139).
- 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.
- Faulds, J. E. y Varga, R. J., 1998, The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes, En: Faulds, J. E., y Stewart, J.H., eds., *Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 323. p.1-45
- Gibert, J. M. y Martinell, J., 1998, El Modelo de Icnofacies 30 años después. *Revista Española de Paleontología*, 13(2) 167-174.
- Johnson, M. E., Simian, M. E., 1996, Discrimination Between Coastal Ramps and Marine Terraces at Punta Chivato on the Pliocene-Pleistocene Gulf of California. *Journal of Geosciences Education*. Vol. 44, p. 569.

- Keen, A. M., 1971, "Sea Shells of Tropical West America: Marine Mollusks from Baja California to Peru". 2nd Ed. Stanford, CA., Stanford University Press. 1064 pp.
- Ledesma-Vázquez, J. y M. Johnson, 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., 2000, Cuencas Sedimentarias del Plioceno en el Golfo de California; Cuenca San Nicolás, Baja California Sur. Tesis de Doctorado. Facultad de Ciencias Marinas. 160 pp.
- McFall, C.C., 1968, Reconnaissance Geology of the Concepcion Bay área, Baja California, México: Stanford University Pubs. In: Geol. Sciences. 10(5), 25 p. 3 plates.
- 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.
- Reinson, G. E., 1992, Transgressive Barrier Island and Estuarine Systems, en: Walker, R. G. y James N. P., eds., Facies Models: Response of Sea Level Change. Geological Association of Canada. Geotext1. Stittsville, Ontario. 454p
- Staines-Urias, F., 1996, Neotectónica del área de San Nicolas, Baja California Sur. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas. 38pp.
- Staines-Urias, F., 1999, Análisis de tectonofacies en San Nicolas, Baja California Sur. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias Marinas. 64 pp.

**APÉNDICE.- COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS Y DESCRIPCIÓN
LITOLÓGICA DE LAS MISMAS**

•

