



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA
CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

“NEOTECTÓNICA DEL ÁREA DE SAN NICOLÁS,
BAJA CALIFORNIA SUR”.



T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

O C E A N O L O G O

PRESENTA

FRANCISCA STAINES URÍAS

Ensenada, Baja California, Septiembre de 1996



**The Truth
is Out
There**

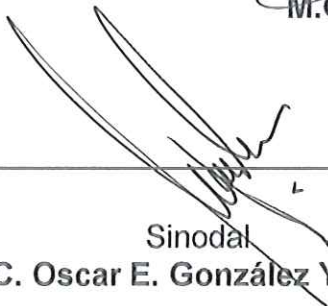
**“NEOTECTONICA DEL AREA DE SAN NICOLAS,
BAJA CALIFORNIA SUR”.**

**TESIS
QUE PRESENTA:
FRANCISCA STAINES URIAS**

Aprobada por:



Presidente del Jurado
M.C. Jorge Ledesma Vázquez



Sinodal
M.C. Oscar E. González Yajimovich



Sinodal
M.C. Guillermo E. Avila Serrano

DEDICATORIA

A Francisca Urías Hermosillo,
por todo lo que hemos vivido juntas,
por tu amor y todo lo grandioso que me
has enseñado.

A Eleonora Staines Urías,
por enseñarme el significado del
valor, y a pesar de ser mi hermana
menor ser un ejemplo a seguir.

A Victor Alfonso Macías Carranza,
por tu ayuda incondicional
y el cariño que siempre me brindas.

AGRADECIMIENTOS

Al M.C. Jorge Ledesma Vázquez, por la confianza que depositó en mí al permitirme trabajar con él y por el apoyo que siempre me brindó.

Al M.C. Oscar González Yajimovich, por los consejos siempre atinados con los cuales me guió en la realización de este trabajo.

Al M.C. Guillermo Ávila Serrano, por su disposición y ayuda a lo largo de este trabajo.

Al M.C. Miguel Tellez Duarte, por su ayuda en la identificación y clasificación de las muestras.

A mi mamá y mi hermana, por su apoyo incondicional a pesar de la distancia.

A Gaby, Miguel Angel, Aarón, Fabiola, Mark, Natalie, Marisel, Ragui, Angel, Elda, Mauricio, Laura, Reyna y Jorge, por lo que aprendí de todos a lo largo de 4 años y medio, compartiendo sueños y metas.

A Ana, René, Katia, Jesús, Berenice, Crisanto y Cuquis, por su amistad y apoyo en los momentos difíciles.

A Liza, por todo lo que hemos logrado y planeamos lograr.

A Victor por todo lo que vivimos y aprendimos juntos.

RESUMEN

En el área de Bahía San Nicolás, Baja California Sur, es posible apreciar terrazas marinas de origen pleistocénico, cubiertas por sedimentos de origen aluvial, superpuestas a calcarenitas fosilíferas del Plioceno.

Dichas terrazas fueron localizadas y por medio de comparación geomorfológica con los resultados expresados por otros autores (Ortlieb, 1990 y Ashby y Minch, 1986) se realizó un fechado de las mismas.

En base a este fechado se determinó que las terrazas presentes fueron formadas durante las subetapas 5e (-125 ka) y 5c (-105 ka), fechado que fue confirmado por las asociaciones fosilíferas de la zona.

Utilizando la curva de nivel del mar generada en base a las terrazas de la península de Huon en Papua Nueva Guinea se estableció la posición eustática original de las terrazas, que fue de 6m sobre el nivel medio del mar (s.n.m.m.) para las 5e y de 0.8m s.n.m.m. para las 5c.

La posición actual de las terrazas 5e fluctuó entre los 8.2 y 13.2m s.n.m.m., obteniéndose una razón máxima de levantamiento de $56 \text{ mm}/10^3$ años, mientras que para las terrazas 5c la posición actual era de 7.7 m s.n.m.m. por lo cual la razón de levantamiento calculada fue de $65.71 \text{ mm}/10^3$ años.

Los resultados indican que la zona es tectónicamente estable y que las terrazas donde se obtuvieron las máximas razones de levantamiento están asociadas a zonas de fallas de desplazamiento o de vulcanismo reciente (0.5 Ma) al sur de la Bahía.

También que el área presenta una razón de levantamiento por debajo de la media que se presenta en toda la península (Ortlieb, 1978, 1980, 1990; Rockwell, 1989), que es de $100 \text{ mm}/10^3$ años.

Los resultados difieren a los presentados por Ortlieb (1990) para la misma área, principalmente debido a la utilización de metodologías distintas, de lo cual se desprende la importancia de la evaluación correcta del depósito que se considera conforma las terrazas, así como la utilización de otros depósitos de origen marino (líneas de costa rocosas).

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
OBJETIVO	10
METODOLOGÍA	11
Área de estudio	11
Método de campo	11
Método de laboratorio	14
Paleontología	14
Sedimentología	14
Fechado de terrazas	14
RESULTADOS	15
Estratigrafía	15
Terrazas del Saucito Inferior y Superior	15
Terraza Aeropuerto	18
Terraza Jacobo	22
Terraza San Antonio	25
Terraza EL púlpito	26
DISCUSIONES	30
CONCLUSIONES	36
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	37

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio.	12
Figura 2. Localización de las estaciones de muestreo.	13
Figura 3. Localización de la terrazas marinas.	16
Figura 4. Columna estratigráfica TSI y TSS.	19
Figura 5. Columna estratigráfica TSS.	20
Figura 6. Columna estratigráfica de TA.	21
Figura 7. Columna estratigráfica TA.	23
Figura 8. Columna estratigráfica TA.	24
Figura 9. Columna estratigráfica TSA.	27
Figura 10. Columna estratigráfica de TSA.	28
Figura 11. Columna estratigráfica de TP.	29
Figura 12. Edad y posición eustática original de las terrazas formadas durante las subetapas 5e y 5c, en base a la estimación de las variaciones del nivel del mar. (Shackleton, 1986).	32

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Listado faunístico y presencia por estaciones.	17
Tabla 2. Altura relativa de las terrazas de San Nicolás.	31
Tabla 3. Razón de levantamiento calculada.	33

INTRODUCCIÓN

En la actualidad muchos de los centros de población se encuentran ubicados en zonas costeras tectónicamente activas y por ello son vulnerables a los impactos adversos de los terremotos. Por esto, el estudio de las deformaciones recientes de la corteza terrestre de una zona resulta de gran importancia, pues permite la evaluación del riesgo geológico de la misma. De esta labor se encarga la tectónica costera y más específicamente, cuando las deformaciones que se estudian tuvieron lugar hace menos de 20 Ma (Mioceno), los estudios realizados al respecto reciben el nombre de neotectónicos.

Dentro de los elementos en los que se apoyan las interpretaciones de la neotectónica costera, el nivel del mar es el más común y uniforme, pues es la más conveniente referencia para determinar un aparente movimiento vertical en la corteza y permite estimar cortos periodos de estabilidad tectónica, al producir terrazas marinas.

Las terrazas marinas son resultado de la erosión litoral, producida cuando el nivel del mar permanece constante el tiempo suficiente y son por ello un registro geológico del mismo, es decir, los restos de depositación o erosión de líneas de costa abandonadas nos permiten establecer el nivel del mar en una determinada época (Ortlieb, 1991a). Una línea de costa abandonada o una secuencia de ellas, es un registro del nivel del mar relativo que representa tanto el nivel real del mar como el aparente. Los cambios en el nivel del mar real son movimientos verticales absolutos de la superficie del océano que afectan de manera global o regional, si son de escala global son conocidos como movimientos eustáticos (Friedman, 1978). La historia del nivel del mar es fluctuante, es por ello que cada línea de costa abandonada debe ser correlacionada con su edad.

La primera tarea en la neotectónica costera es separar la componente aparente, de la real y de la relativa en los registros de cambio del nivel de mar (Kenneth, 1986), en donde tenemos:

$$\text{Cambio relativo} = \text{Cambio real} + \text{Cambio aparente}$$

El nivel del mar real, es obtenido, sustrayendo los cambios aparentes (el inverso de los movimientos verticales de la corteza) de un detallado registro relativo del nivel del mar. Sin embargo, las más grandes incertidumbres en las mediciones de los cambios en el nivel del mar real, provienen de la suposición de una línea de costa estable, donde las estabilidades a corto plazo no pueden ser demostradas por datos independientes de mediciones de la tierra y solo pueden ser expresados en forma relativa, agregando a esto la complicación del uso de diferentes técnicas de fechado que ocasionalmente dan resultados conflictivos para mediciones a corto término (Kenneth, 1986). Además, en el área del Golfo de California, el clima árido produce serias interferencias con las determinaciones geocronológicas de los restos marinos del Pleistoceno (Ortlieb, 1991a).

Las terrazas marinas pueden ser utilizadas para la reconstrucción de los paleoniveles del mar, pero es necesario considerar:

a) La dificultad de la localización del ángulo de la línea de costa (orilla de la terraza), especialmente, en regiones cubiertas con sedimentos aluviales o eólicos, como el caso de la península de Baja California.

b) La identificación de la transgresión máxima en casos donde la línea de playa está cerca de las plataformas marinas.

c) La distinción entre los distintos interglaciares y su correspondiente estadio glacial (Ortlieb, 1991a). Sin embargo, la utilización de facies del tipo de línea de costa rocosa, siempre y cuando sean bien identificadas, nos proporciona una herramienta de trabajo que permite complementar la información obtenida del depósito de terraza, eliminando la mayoría de estos inconvenientes (Ledesma-Vazquez y Johnson, 1993).

Durante la disminución en el nivel del mar, también se generan líneas de costa, pero la mayoría de éstas son destruidas por oleaje erosivo durante las siguientes fluctuaciones del nivel del mar y, como resultado raramente aparecen en los registros marinos emergentes (Kenneth, 1986).

Una excepción es la secuencia de las terrazas emergentes en la península de Huon, en Papua Nueva Guinea, donde la disminución en el nivel del mar está

registrada como acumulaciones deltáicas, que se encuentran preservadas bajo una cubierta protectora de arrecifes de coral, depositadas durante subsecuentes aumentos en el nivel del mar (Kenneth, 1986).

A lo largo de muchas líneas de costa subsidentes, los registros formados durante periodos de disminución en el nivel del mar probablemente dominan el registro geomórfico, pero son difíciles de distinguir de aquellas formadas durante los aumentos en el nivel del mar (Kenneth, 1986).

Los datos tectónicos más detallados en todo el mundo, para distinguir líneas de costa ascendentes de emergentes en el Pleistoceno, son los contenidos en la curva del nivel paleoceánico, obtenida al restar las elevaciones tectónicas constantes de los registros del nivel del mar relativo, en los datos obtenidos de los arrecifes de coral en la península de Huon en Papua Nueva Guinea (Shackleton, 1987). Ahí se fecharon por el método de U234/ Th230, fósiles de coral, dando como resultado una curva de nivel del mar en el paleocéano que abarca hasta ~340 ka y que coincide con otras curvas más largas pero menos detalladas de líneas de costa de arrecifes de coral emergentes de la Isla de Barbados y de datos de Isótopos de oxígeno obtenidos de núcleos de mar profundo. Las características más sobresalientes de la curva del nivel paleoceánico de Nueva Guinea como dato tectónico son: Los registros de los aumentos periódicos interglaciares a intervalos aproximados de 100 ka y los registros de aumentos menores entre estos periodos en intervalos de 20 ka durante los últimos 120 ka, pues virtualmente, todas las líneas de costa del Pleistoceno en el mundo, fueron formadas durante estos breves aumentos en el nivel del paleocéano. Los registros del nivel paleoceánico en Barbados y en los núcleos de mar profundo, indican que el ciclo principal de 100 ka de aumentos interglaciares llega hasta 700 ka de años atrás (Shackleton, 1987).

Se argumenta que no se debe usar una curva local del nivel del mar para datos tectónicos en todo el mundo, debido a que la superficie del mar, un geoide aproximado, está muy lejos de ser una superficie gravitacional equipotencial, si esta suposición es correcta, implica que los cambios más importantes inducidos glacialmente en volumen del océano, no están expresados por fluctuaciones en el

respectivamente y las líneas de costa o terrazas derivadas de dichos aumentos son a menudo referidas a estas designaciones alfanuméricas (Rockwell, et al., 1989).

Los fechados con radiocarbono en madera fósil, conchas y turba de depósitos sedimentarios en el macizo continental y en bahías poco profundas en la costa de todo el mundo, indican que el nivel del mar estaba entre 100 y 150 m bajo su posición actual durante el último máximo glacial entre ~20 y ~15 ka, aumentando rápidamente hasta llegar a unos 4 o 5 m bajo su posición actual alrededor de ~5 a ~7 Ka mientras los bloques de hielo más grandes se retrajeron al final del Pleistoceno (Kenneth, 1986).

Aunque los cambios en el nivel del mar en los últimos 5 ka pueden haber variado debido a distorsiones geoidales menores y a carga hidroisostática por parte de la corteza, los datos más confiables indican que el nivel de mar no a fluctuado de manera significativa ($\pm 2\text{m}$), ni ha estado más alto que su posición actual durante este periodo de tiempo (Kenneth, 1986). Consecuentemente las líneas de costa abandonadas del Holoceno, a diferencia de las del Pleistoceno, no representan fluctuaciones eustáticas en el nivel del mar pero representan movimientos episódicos de la corteza o fuertes eventos de tormenta.

A lo largo de zonas costeras erosivas emergentes, las líneas de costa abandonadas del Holoceno se forman y sobreviven solo donde el levantamiento de la corteza es lo suficientemente rápido (1 - 2 m/ ka), para contrarrestar los efectos destructivos de la erosión por oleaje. Sin embargo, a lo largo de zonas costeras progradantes, las líneas de costa abandonadas depositacionales sobreviven solo donde hay poco o es inexistente el levantamiento de la corteza.

La mayoría de las líneas de costa emergentes del Holoceno, tanto de origen depositacional como erosivo, son similares en configuración a sus contrapartes del Pleistoceno, pero usualmente son más pequeñas, más finas en expresión geomórfica, y mejor preservadas. También, debido a su edad relativamente joven, la mayoría de las líneas de costa abandonadas del Holoceno, se encuentran dentro de las decenas en vez de los cientos de metros sobre el nivel del mar actual.

A lo largo de algunas zonas costeras recientemente levantadas las líneas de costa abandonadas consisten en bandas horizontales de fósiles de organismos intermareales sésiles, como balanos que son también indicadores precisos del nivel del mar, aun en áreas con grandes rangos de marea (Ortlieb, 1980; Pirazzoli, et al., 1985).

Debido a distorsiones geoidales regionales o subregionales, ajustes locales hidroisostáticos, condiciones oceanográficas variables (corrientes, temperatura de agua, salinidad) y fluctuaciones climáticas, probablemente no exista una curva del nivel del mar del Holoceno tardío, derivada localmente, que pueda ser usada como un dato tectónico preciso y universal para medir pequeños movimientos verticales de la corteza (-2 m). Lo mejor que se puede obtener, de una curva derivada localmente, es un dato para ser usado en tectónica regional. Sin embargo, los datos de líneas de costa abandonadas en todo el mundo indican que los cambios relativos en el nivel del mar mayores de 2 y 4 m en los últimos 6 ka son de origen tectónico (Kenneth, 1986).

La mayoría de las líneas de costa abandonadas del Holoceno en los registros geológicos han sido directa o indirectamente fechadas con técnicas de radiocarbono. Sin embargo, el repentino y drástico decremento en la altura del nivel del mar entre ~7 ka y ~5 ka ocasionalmente provoca un incorrecto o impreciso fechado del material por radiocarbono (particularmente en conchas marinas, para las líneas de costa abandonadas emergentes del Holoceno. Este problema potencial existe, por que la más alta de las líneas de costa abandonada en una secuencia, representa dos diferentes paleolíneas de costa, una línea de costa transgresiva más antigua que 6 ka y una regresiva más joven de 6 ka. Consecuentemente, las conchas marinas depositadas en la línea de costa transgresiva más antigua, pueden ser retrabajadas en los sedimentos depositados en la más joven línea de costa regresiva.

Los patrones regionales de desplazamiento vertical de la línea de costa abandonada (elevación o subsidencia) y la deformación (plegamiento y fallamiento) comúnmente reflejan procesos tectónicos primarios (subducción y dispersión)

relacionados directamente con los movimientos horizontales de placas (Kenneth, 1986).

En muchas áreas, los desplazamientos verticales de tierra a escala local, también reflejan procesos no tectónicos tales como tuncencia volcánica, ajustes isostáticos debidos a la acumulación y compactación de sedimento por procesos naturales o por extracción de fluidos. En muchos casos, especialmente aquellos que involucran desplazamientos verticales menores, es difícil, si no imposible, distinguir cambios aparentes del nivel del mar tectónicos de no tectónicos (Kenneth, 1986).

Es importante notar que las secuencias de líneas de costa abandonadas tanto a escalas locales como regionales constituyen los más largos, detallados y extensos registros, en términos de área, de la deformación de la corteza en el cuaternario tardío (Muhs, 1993).

La presencia de líneas de costa abandonadas emergentes a lo largo de la mayoría de las zonas costeras tectónicamente activas, sugiere que la elevación de la corteza es más común que la subsidencia. Sin embargo, la subsidencia es probablemente subestimada, por que la mayoría de la evidencia geológica para movimientos descendentes de la corteza está enterrada en cuencas sedimentarias o esta sumergida mar adentro. Muchos estudios de movimientos a largo plazo de la corteza en áreas costeras se enfocan al levantamiento, principalmente, por que el registro de líneas de costa abandonadas emergentes está mejor expuesto y es más fácil de interpretar que el registro sumergente (Kenneth, 1986).

Existe un marcado contraste entre las velocidades rápidas de desplazamiento glacioisostático de la corteza y, las velocidades de desplazamiento tectónico vertical sostenido más altas que se registran por líneas de costa abandonadas marinas. Además, estas velocidades de desplazamiento rápido están registradas solo para líneas de costa abandonadas del Holoceno y del Pleistoceno tardío, lo que sugiere que son de una duración limitada (Kenneth, 1986). También, virtualmente todos los desplazamientos tectónicos rápidos registrados por líneas de costa abandonadas marinas, ocurren a lo largo de ejes de anticlinales jóvenes y sobre fallas de deslizamiento en regímenes tectónicos de compresión.

Consecuentemente, los desplazamientos verticales rápidos de origen tectónico reflejan principalmente deformación secundaria y son de importancia limitada en el estudio de movimientos regionales de la corteza. Sin embargo, debido que estos desplazamientos rápidos están producidos regularmente por eventos de levantamiento episódico cosísmico que son lo suficientemente importantes (1 a 15 m), para ser expresados en los registros geológicos como líneas de costa abandonadas emergentes del Holoceno, son de una importancia extrema en estudios de paleosismicidad.

Aunque la mayoría de los desplazamientos tectónicos verticales a corto término, registrados por líneas de costa abandonadas del Holoceno, son episódicos o debidos a alguna otra variable, la mayoría de los desplazamientos a largo término registrados por líneas de costa abandonadas del Pleistoceno parecen ser relativamente constantes, por lo menos en el lapso de ~100 a ~500 Ka. Por ello, un levantamiento constante puede ser demostrado al comparar elevaciones de líneas de costa abandonadas actuales, con aquellas predichas al asumir levantamiento constante y utilizando la curva del nivel del mar de Nueva Guinea como dato tectónico.

Cuando las líneas de costa abandonadas son fechadas, también proveen velocidades de movimiento de falla. La desviación de una línea de costa abandonada o plataforma dividida por su edad es por supuesto la velocidad promedio de deslizamiento desde que se formó, es decir, la razón de movimiento del bloque.

En el caso de la Península de Baja California, el uso de terrazas de abrasión de origen marino como herramientas para interpretar los movimientos recientes de la corteza terrestre, ha sido desarrollado por varios autores (Johnson et al., 1995; Ortlieb, 1978, 1980, 1991b, 1991a; Rockwell et al., 1989).

Hasta hace pocos años, el consenso general de estos estudios, indicaba que el valor promedio de levantamiento regional era de $100 \text{ mm}/10^3$ años a partir del final del Plioceno, pero disminuyendo su velocidad a partir de los últimos ~125 ka (Ledesma-Vazquez y Johnson, 1993).

Sin embargo, el trabajo presentado por Johnson, et al. (1995) muestra que el desplazamiento tectónico en el área de Punta Chivato es de $40 \text{ mm}/10^3$ años o menos en los últimos 125 ka y que las estimaciones anteriores pueden resultar erróneas debido a la mala determinación de la altura de la terraza, al ser estimada únicamente en base al ángulo formado por la línea de costa abandonada (orilla de la terraza) y a no haber considerado los depósitos que corresponde a rampas de carbonatos, lo cual lleva a una sobreestimación del número de terrazas presentes en un área.

De manera local, en Baja California, existen áreas que presentan valores de levantamiento vertical superiores a la media de toda la península, como es el caso de Santa Rosalía (Ortlieb, 1991b) o Punta Banda (Rockwell et al., 1989), pero estas regiones se encuentran asociadas con rasgos tectónicos de importancia, tales como la Falla de Agua Blanca para Punta Banda o el campo volcánico La Reforma para Santa Rosalía (Ledesma-Vazquez y Johnson, 1993).

OBJETIVO

• Determinar la razón de movimiento de la corteza (mm/año) en la zona de San Nicolás, B.C.S. y comparar la razón obtenida y el método por el cual se llegó a obtenerla con los resultados presentados por Ortlieb (1991a) para la misma zona.

Para ello se cumplirá con las siguientes metas:

- La adecuada identificación y cartografía de las terrazas marinas presentes en el área, así como el contenido fosilífero de las mismas.
- La identificación de las fallas que pudieran afectar el área
- La comparación de las razones máximas de levantamiento del área, con las reportadas para la Península de Baja California.

METODOLOGÍA

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 poblado El Rosarito, Baja California Sur, que se encuentra a un costado de la Carretera Transpeninsular (fig. 1).

En la zona se pueden apreciar 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 las terrazas marinas cubiertas por sedimentos de origen aluvial (Cassarrubias-Unzueta, 1994).

Método de campo:

El levantamiento de campo se llevó a cabo durante enero de 1996.

Las líneas de costa rocosas y las terrazas de abrasión del área de San Nicolás fueron estudiadas sistemáticamente, por medio de caminamientos siguiendo el cauce de los arroyos de la zona y a lo largo de la playa, ubicando las estaciones por medio de un Sistema de Posición por Satélite Magellan (GPS) modelo Nav 5000DX (fig. 2).

En las localidades donde se presentaron terrazas de abrasión se colectaron fósiles, también se colectaron muestras de diferentes litologías con el fin de efectuar observaciones texturales.

En las localidades que fueron consideradas como más representativas se levantaron columnas estratigráficas, tomando como base el contacto entre la Formación Comondú y las calcarenitas del Plioceno. Cuando fue posible se levantaron columnas compuestas tomando datos a lo largo de un transecto.

En este trabajo se utilizó la terminología descrita por Blatt (1982). Se utiliza el término paraconglomerado cuando la matriz (arenosa o lodosa) es tan abundante

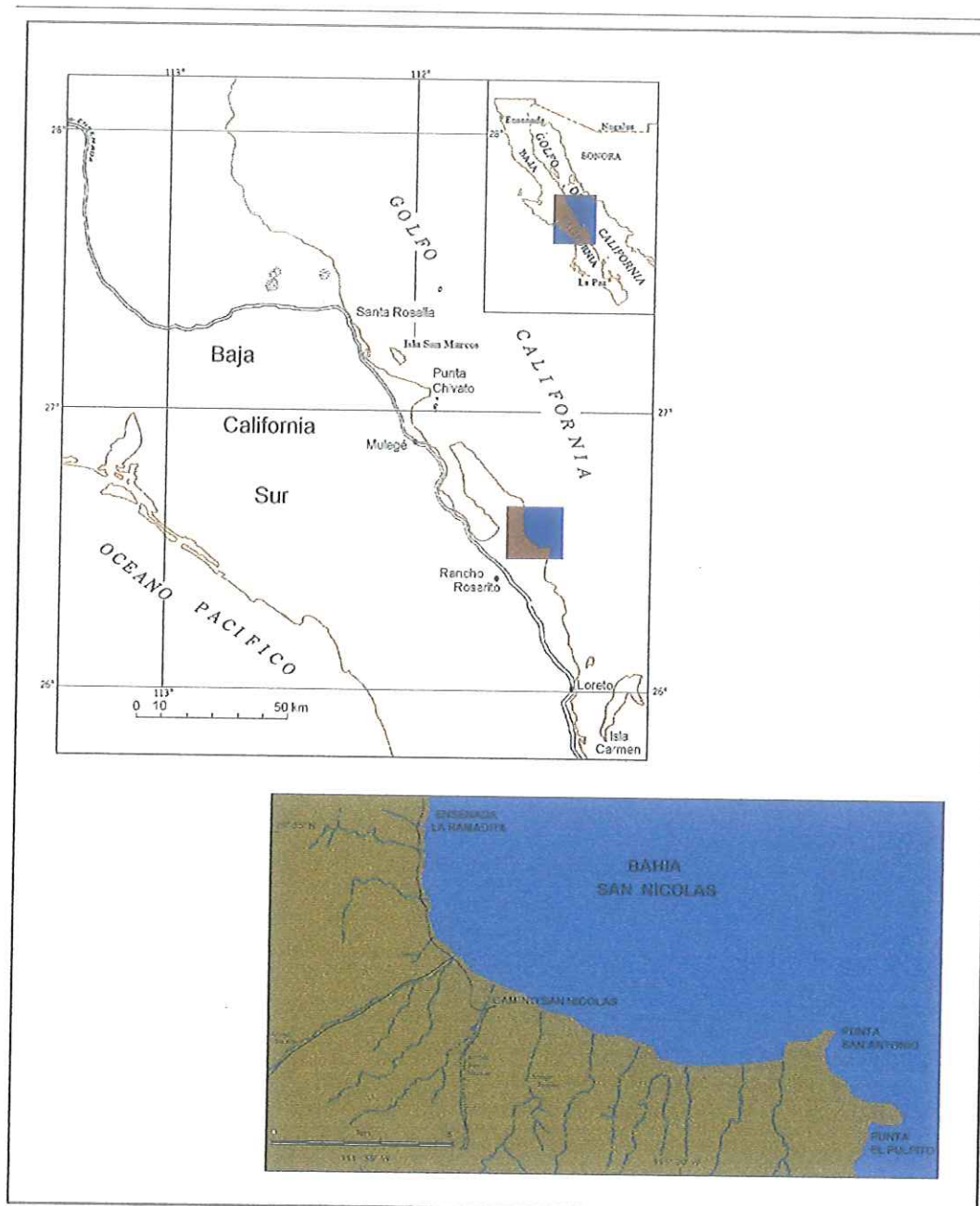


Figura 1. Localización del área de estudio, Bahía San Nicolás, B.C.S.

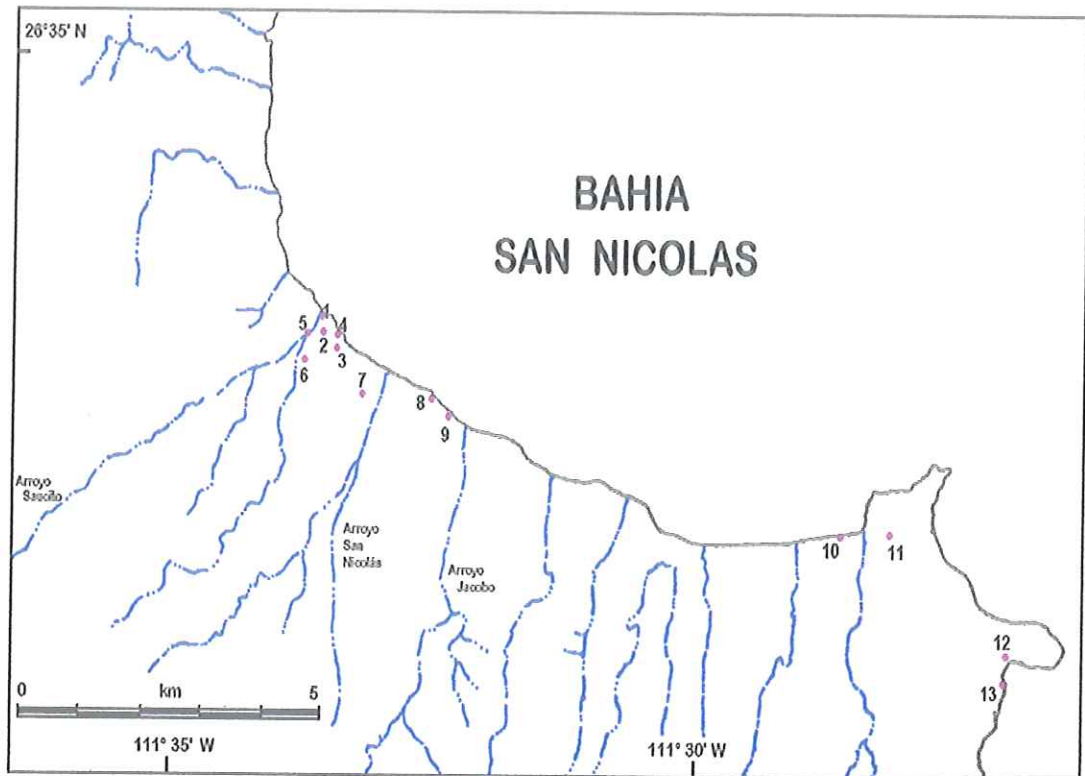


Figura 2. Localización de las estaciones de muestreo.

que los clastos no están en contacto entre si, y el término ortoconglomerado se utiliza cuando los clastos se soportan unos a otros por carecer de matriz suficiente.

Método de laboratorio:

Paleontología:

Los macrofósiles colectados fueron identificados a nivel de especie cuando su estado de conservación lo permitía. La identificación de los fósiles se llevó a cabo por medio de comparación directa con los ejemplares de la Colección Paleontológica de Referencia de la Facultad de Ciencias Marinas, con la asesoría del responsable M.C. Miguel Tellez Duarte y con los ejemplares reportados por Durham (1950) para el área del Golfo de California.

Sedimentología:

Para poder realizar el análisis textural de las muestras se disgregaron colocándolas de 30 a 180 minutos en baño maría con ultrasonido, dependiendo de la cementación y compactación de la muestra, añadiendo agua destilada y en los casos de extrema cementación, también peróxido de hidrógeno.

Se dejaron secar y posteriormente se llevó a cabo la separación de los granos por su tamaño utilizando tamices de acuerdo al método reportado por Ingram (1971).

Fecha de las terrazas:

El fechado se llevo a cabo correlacionando la altura de la terraza con los rangos de altura reportados por distintos autores (Ortlieb 1991a, 1991b; Ashby y Minch, 1987), para la Península de Baja California y en especial para las zonas de Mulegé, Loreto, Punta Chivato y Bahía San Nicolás.

RESULTADOS

Las terrazas encontradas en el área recibieron nombre según su ubicación geográfica.

Las que se encuentran más al norte, cerca a la desembocadura del Arroyo El Saucito, fueron denominadas terraza del Saucito Inferior (TSI) y Superior (TSS), la primera incluye la estación 1 y la segunda las estaciones 2, 3 y 4.

Al sur se encuentra la terraza que se denominó Aeropuerto (TA) y que incluye las estaciones 5, 6 y 7.

Al este se encuentra la desembocadura del Arroyo Jacobo, donde se presenta otra terraza que recibe este mismo nombre (TJ) y que incluye a las estaciones 8 y 9.

Al sudoeste cerca de Punta San Antonio se localizó otra terraza que fue denominada Terraza San Antonio (TSA) y que incluye a las estaciones 10 y 11.

Más al sur de estas estaciones se encuentra Punta El Púlpito, donde se encontró una terraza más, denominada Terraza El Púlpito (TP) que incluye a las estaciones 12 y 13 (Fig. 3)

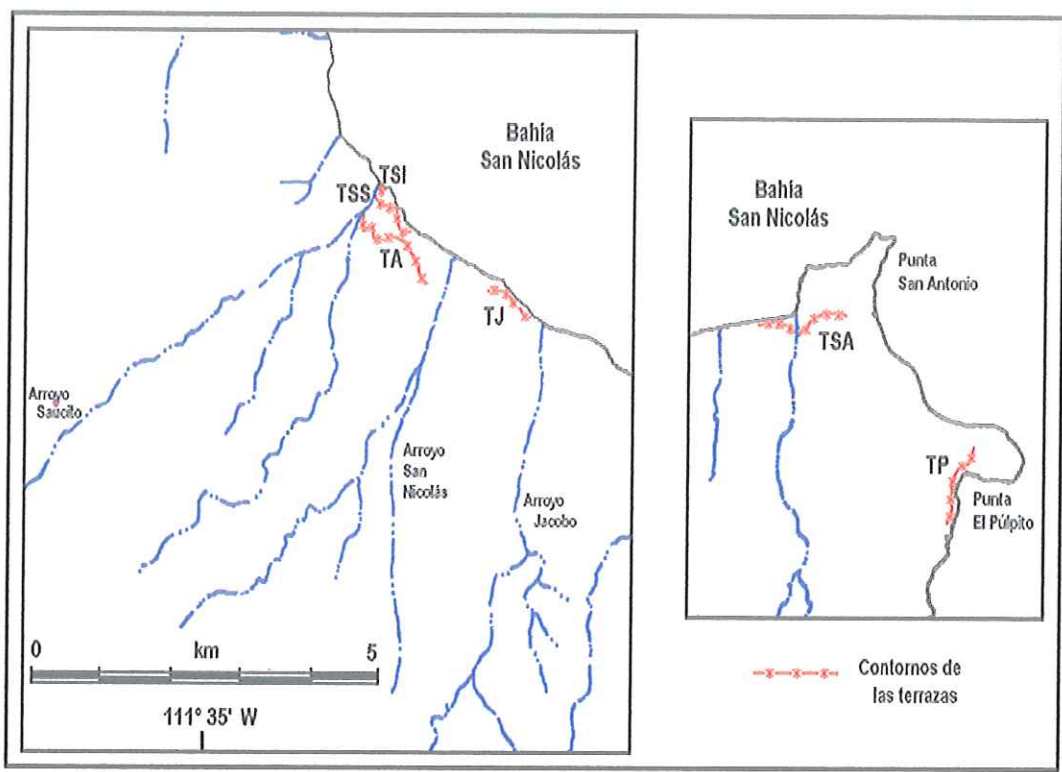
En la Tabla I se presenta el listado faunístico de cada una de las estaciones.

Estratigrafía

Terraza del Saucito Inferior y Superior:

Como ya se mencionó las estaciones 1,2,3 y 4 representan dos distintos depósitos correspondientes a terrazas de abrasión de origen marino, la primera (TSI) se encuentra a 7.7m sobre el nivel medio del mar (s.n.m.m.), y sobre este escalón a 2.20m se encuentra la segunda (TSS).

Sobre la segunda descansa un conglomerado marino bien clasificado, polimíctico, de roca volcánica de aproximadamente de 1m de espesor, se observan fósiles (*Chione californiensis* y *Ostrea vespertina*) y presenta una matriz arenarcillosa de color rojizo.



Figuar 3. Localización de las terrazas marinas.

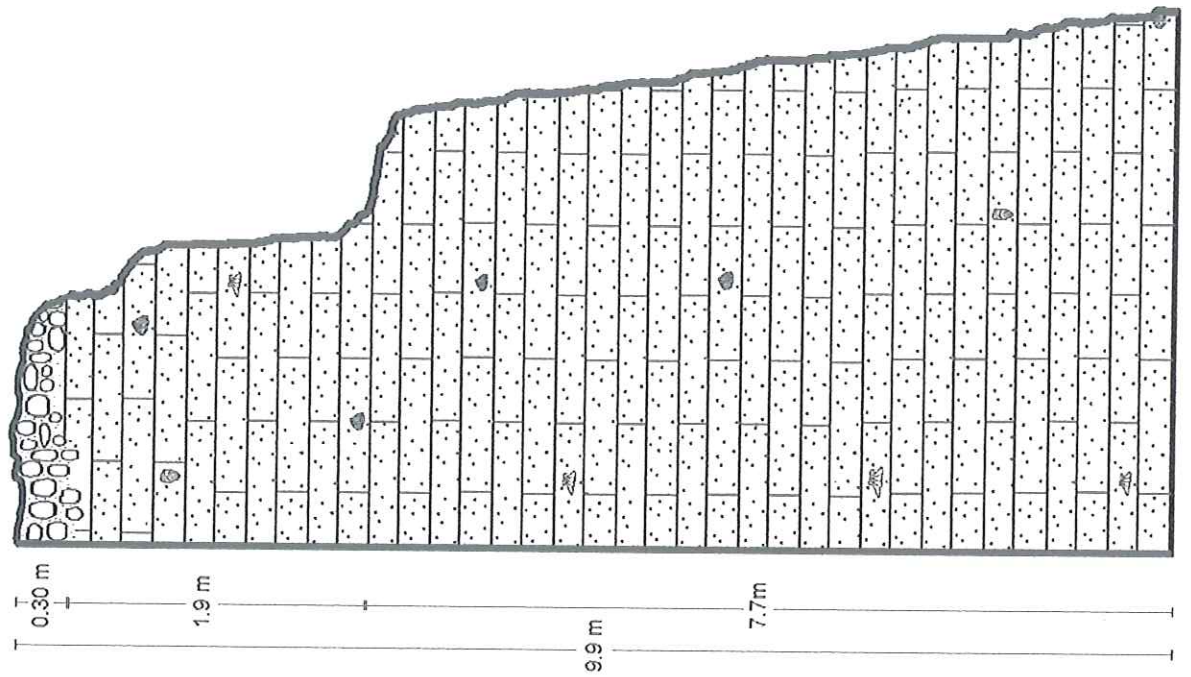
Sobre la plataforma más alta (TSS) hay perforaciones de almeja y lateralmente de manera lenticular, se observa la presencia de caliche en el conglomerado (fig. 4). Hacia el sur, sobre la misma terraza, en la estación 2 el conglomerado es escaso y con presencia de caliche, se observa caliza en la superficie. Siguiendo el camino hacia el sudeste (estación 3) se observa un segundo borde en la caliza que se encuentra cubierto de un conglomerado mal clasificado y con caliche como cementante, que carece de fósiles y por ello no puede ser considerado una tercera terraza.

Hacia la desembocadura del arroyo San Nicolás (estación 4) el conglomerado sigue siendo el mismo, pero se observa que descansa sobre las calcarenitas del Plioceno (Smith, 1996 y Tellez-Duarte, 1996, comunicación personal,) a 5.2 m s.n.m.m., en esta área tiene un espesor de 4.80m y presenta gradación moderada. Se distinguen tres capas, la superior de 70 cm de espesor, compuesta por pedacería de concha con zonas donde es posible observar estratificación cruzada. La segunda es un conglomerado donde es posible observar imbricación hacia el mar, especialmente en los cantos de formas foliares, tiene 2.20 m de espesor. La capa inferior es un paraconglomerado de origen marino, con matriz arenosa con clastos bien redondeados de 1.90 m de espesor y abundancia de fósiles, especialmente moluscos (fig. 5).

Terraza Aeropuerto:

Más al sur, en la estación 7, es posible distinguir una tercer terraza a los 11m s.n.m.m., aunque no hay presencia de una clara superficie plana se encontraron fósiles, principalmente de ostras (*Ostrea Vespertina*) y almejas (*Chione californiensis*) dentro de una matriz arcilloarenosa, donde se aprecian cristales de cuarzo muy angulosos. El espesor de este depósito es de 2m.

Bajo este depósito hay un conglomerado rico en fósiles, bien estratificado en capas de aproximadamente 70 cm cada una, presenta gradación y clastos bien redondeados que sobreyacen a un paraconglomerado pliocénico de matriz arenosa (fig. 6).



Unidad 1:
Conglomerado marino bien clasificado, polimítico de origen volcánico, con matriz arenarcillosa de color rojizo. En zonas donde el conglomerado ha sido erosionado es posible apreciar perforaciones de almeja en la calcarenita que es base de la terraza.

Unidad 2:
Calcarenita pliocénica donde es posible apreciar una terraza de abrasión que no ha sido cubierta por conglomerado.

Unidad 3:
Calcarenitas fosilíferas del Plioceno.

Figura 4. Columna estratigráfica TSI y TSS

Unidad 1:
Arena compuesta de pedacería de conchas, que presenta estratificación cruzada.

Unidad 2:
Conglomerado marino, bien clasificado, es posible observar imbricación hacia el mar.

Unidad 3:
Paraconglomerado marino de matriz arenosa, clastos bien redondeados y con abundantes fósiles.

Unidad 4:
Calcarenita fosilífera del Plioceno.

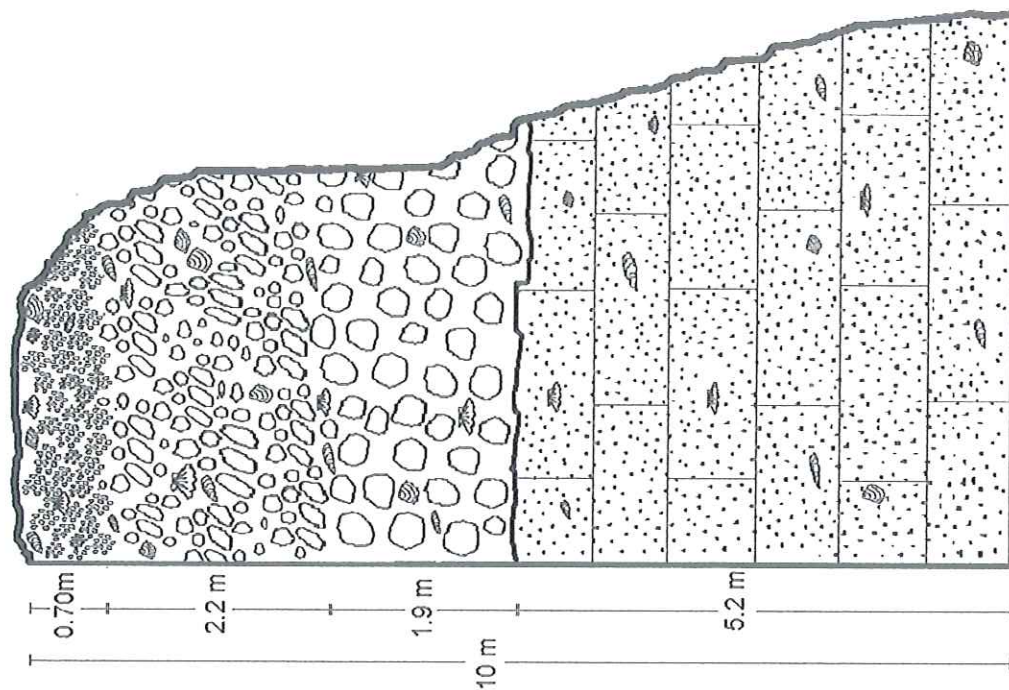
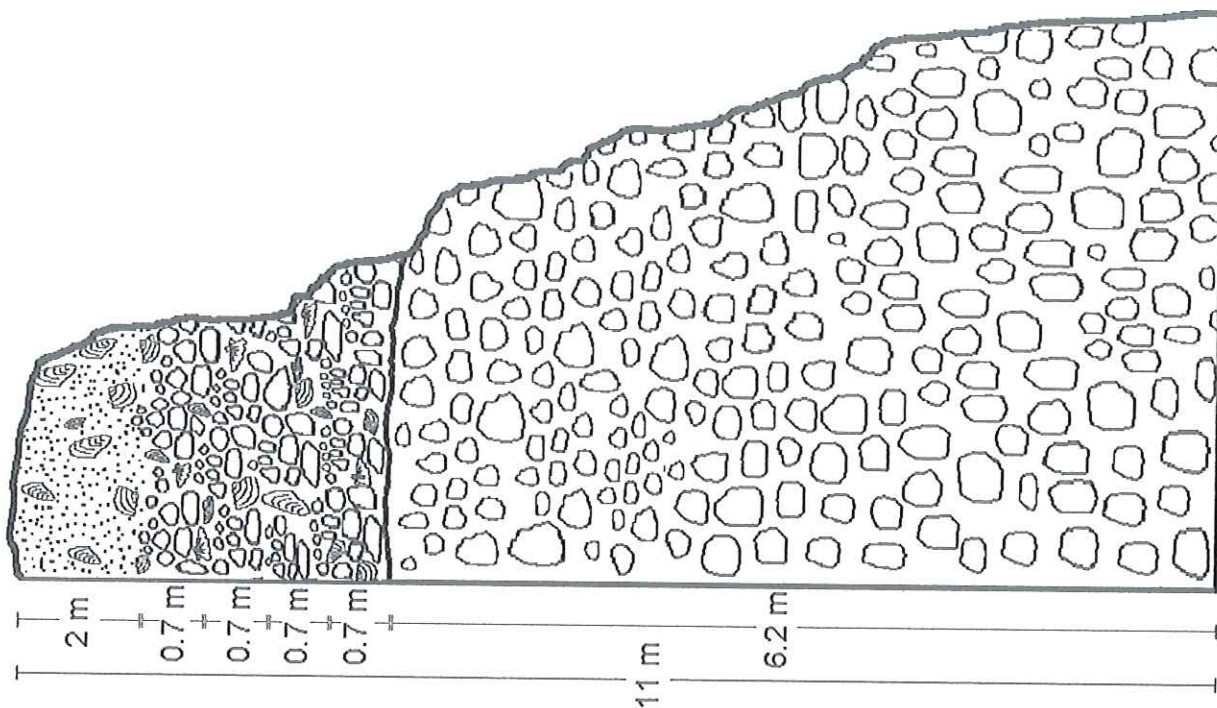


Figura 5. Columna estratigráfica TSS (estación 4)

**Unidad 1:**

Matriz arcilloarenosa, con cristales muy angulosos y presencia abundante de fósiles en muy buen estado de conservación.

Unidad 2:

Conglomerado rico en fósiles, bien estratificado, en capas de 70 cm, que presentan clara gradación y clastos bien redondeados.

Unidad 3:

Paraconglomerado pliocénico, con matriz arenosa y carente de fósiles.

Figura 6. Columna estratigráfica de TA (estación 7).

Hacia el norte se encuentra la estación 5, que representa la misma terraza, en esta área se aprecia una amplia superficie plana sobre un conglomerado marino mal clasificado, polimíctico volcánico con abundantes fósiles en buen estado de conservación y abundante caliche. El espesor del depósito es de 3m. La matriz del conglomerado es de arena mal clasificada y mal redondeada e incluye fragmentos de concha, el depósito se acuña hacia el sudoeste. El conglomerado también incluye grandes bloques erráticos de la calcarenita pliocénica. (fig. 7).

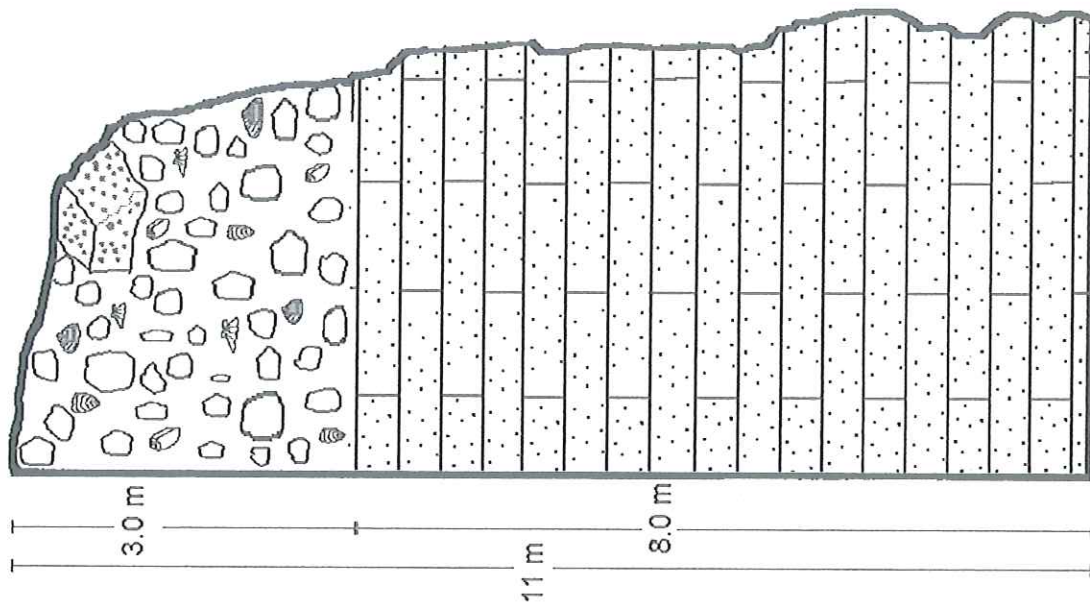
En la estación 6, la terraza se encuentra cubierta por un depósito aluvial reciente y está formada por un conglomerado marino con escasos fósiles, mal clasificado y con escasa matriz de arenisca. Hay presencia de caliche, aunque no en abundancia, el espesor de esta capa es de 2m. Inmediatamente abajo es posible observar la calcarenita fosilífera del Plioceno con abundantes fósiles en muy buen estado de conservación, la mayoría equinodermos (*Dendraster granti*), que no fueron encontrados en ninguna otra área. También hay presencia de pectens aunque menos abundantes. La calcarenita descansa sobre un conglomerado bien clasificado, con una matriz de arenisca calcárea, no presenta gradación evidente, pero es posible observar en algunas áreas estratificación cruzada.

Infrayaciendo se encuentra una capa de arenisca con algunos cantos y presencia de fósiles, casi exclusivamente ostras. Por último se observa una capa de arenisca masiva que presenta gradación y no contiene fósiles (fig. 8).

Terraza Jacobo:

Esta terraza se extiende desde la desembocadura del Arroyo Jacobo hasta el sudoeste de la desembocadura del Arroyo San Nicolás, a una altura que va de los 5.2 a los 8.2m s.n.m.m.

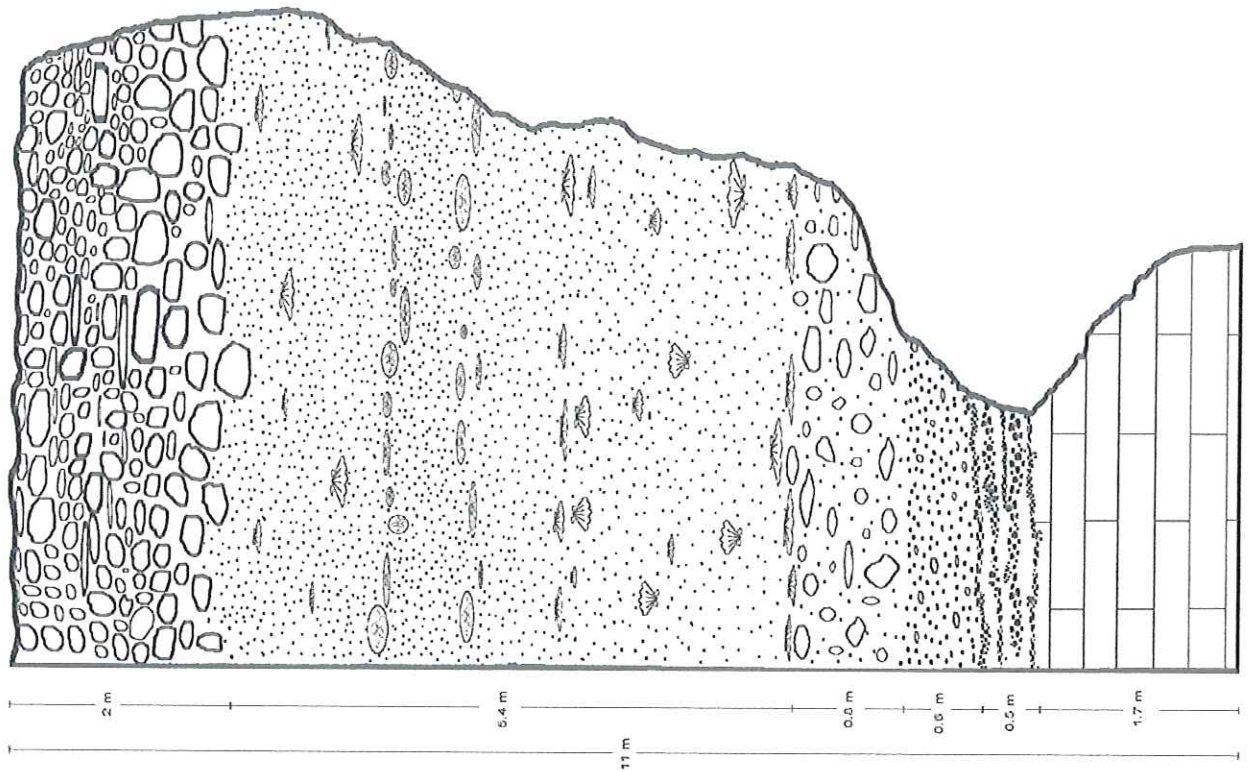
Hacia el norte en la parte más cercana al Arroyo San Nicolás (estación 8) se observa un depósito marino, muy bien estratificado en capas de 50 a 30 cm, muy bien clasificado, de matriz arcillosa con granos muy bien redondeados, polimícticos volcánicos, en promedio de 2 cm de diámetro, algunos menores a 1 cm, escasos fósiles marinos en buen estado de conservación. El espesor total es de 1.80m.



Unidad 1:
 Conglomerado marino mal clasificado, de origen volcánico, polimítico, con una matriz de arenisca mal clasificada y mal redondeada con fragmentos de conchas.
 Presencia de caliche y abundantes fósiles .
 Dentro del conglomerado se aprecian bloques erráticos de la calcarenita pliocénica.

Unidad 2:
 Calcarenita fosilífera del Plioceno.

Figura 7. Columna estratigráfica TA (estación 5)



Unidad 1:
Depósito aluvial reciente

Unidad 2:
Conglomerado marino con escasos fósiles ,
mal clasificado, escasa matriz de arenisca,
con presencia de caliche.

Unidad 3:
Calcarenita fosilífera del Plioceno.

Unidad 4:
Conglomerado marino bien clasificado con
matriz de arenisca calcárea, se observa
estratificación cruzada.

Unidad 5:
Arenisca con algunos cantos flotando y
presencia de fósiles.

Unidad 6:
Arenisca Masiva sin fósiles.

Unidad 7:
Caliza sin fósiles

Figura 8. Columna estratigráfica TA
(estación 6)

Descansa sobre una discordancia paralela con las calcarenitas fosilíferas del Plioceno. Lateralmente varía hacia el sur, cerca al Arroyo Jacobo (estación 9), hacia un conglomerado menos clasificado pero con matriz más arenosa y rojiza, con clastos de hasta 20 cm de diámetro y mayor abundancia de fósiles. También se pierde la estratificación y da la apariencia de ser masivo, los fósiles son también de mayor tamaño. El depósito continua sobre la costa hacia el sur variando su elevación hasta 8.2m con el aspecto grueso, entre el norte como la posición más baja (5.2m) y la sur como la más alta (8.2m). En ocasiones el depósito es cubierto por arena de duna o por un conglomerado aluvial sin fósiles.

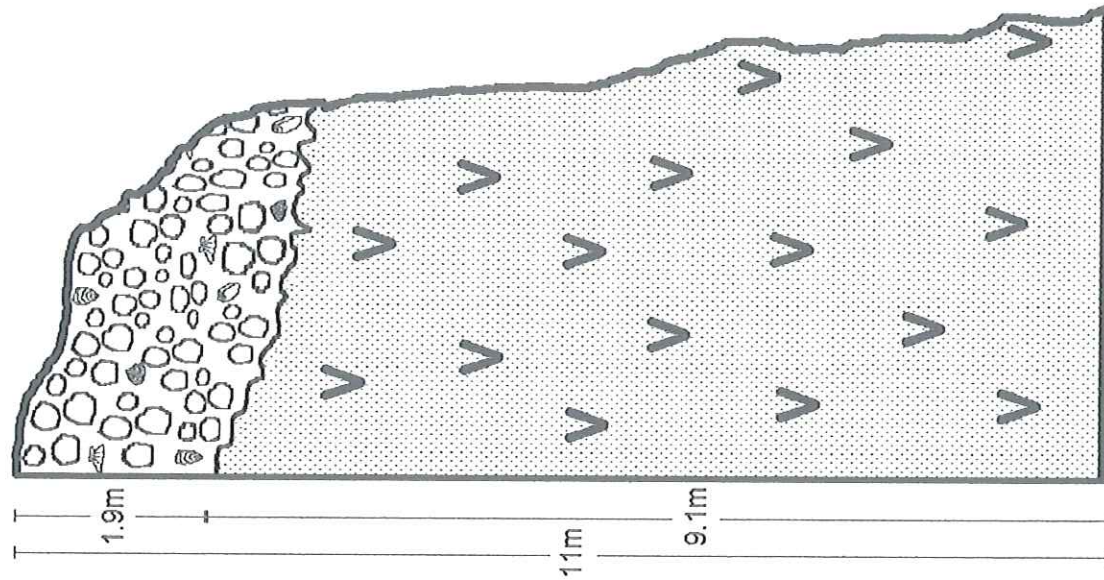
Terraza San Antonio:

La terraza San Antonio presenta una altura de 11m s.n.m.m.

En la zona más cercana a la playa (estación 10) se observó que los fósiles se encuentran en un depósito sobre una discordancia erosional con un conglomerado marino, este conglomerado presenta una matriz arenolimososa de color rojizo, donde se observan fragmentos de roca granítica y volcánica, el conglomerado se encuentra asentado sobre roca volcánica.

La poca antigüedad aparente del conglomerado, caracterizada por la consolidación leve del sedimento, buen estado de conservación de los fósiles, especialmente de las conchas, permiten proponer una edad pleistocénica media o tardía.

Los fósiles representan una fauna diversificada que incluye las siguientes especies: *Architectonica nobilis*, *Solenosteira macrospira*, *Terebra danei*, *Neverita reclusiana*, *Oliva spicata*, *Olivella gracilis*, *Strombus granulatus*, *Strombus gracilior*, *Bulla aspersa*, *Cypraea annattae*, *Turbo fluctuosos*, *Conus recurvus*, *Conus regalitatus*, *Chione undatella*, *Chione tumens*, *Chione californiensis*, *Lyropecten subnodosus* y *Trachycardium consurs*. La asociación fósil encontrada apoya la edad propuesta pues su rango de aparición es del Pleistoceno al reciente, a excepción de *Strombus granulatus* cuyo rango va del Pleistoceno temprano al Pleistoceno tardío (Durham, 1950).



Unidad 1:
 Conglomerado - marino, con matriz arenolimsa de color rojizo, polimíctico de origen volcánico, moderadamente bien clasificado con abundante presencia de caliche y fósiles en buen estado de conservación.

Discordancia erosional

Unidad 2:
 Roca volcánica perteneciente a un flujo joven del Pleistoceno, que fue erosionada antes del emplazamiento del depósito.

Figura 9. Columna estratigráfica de TSA (estación 10).

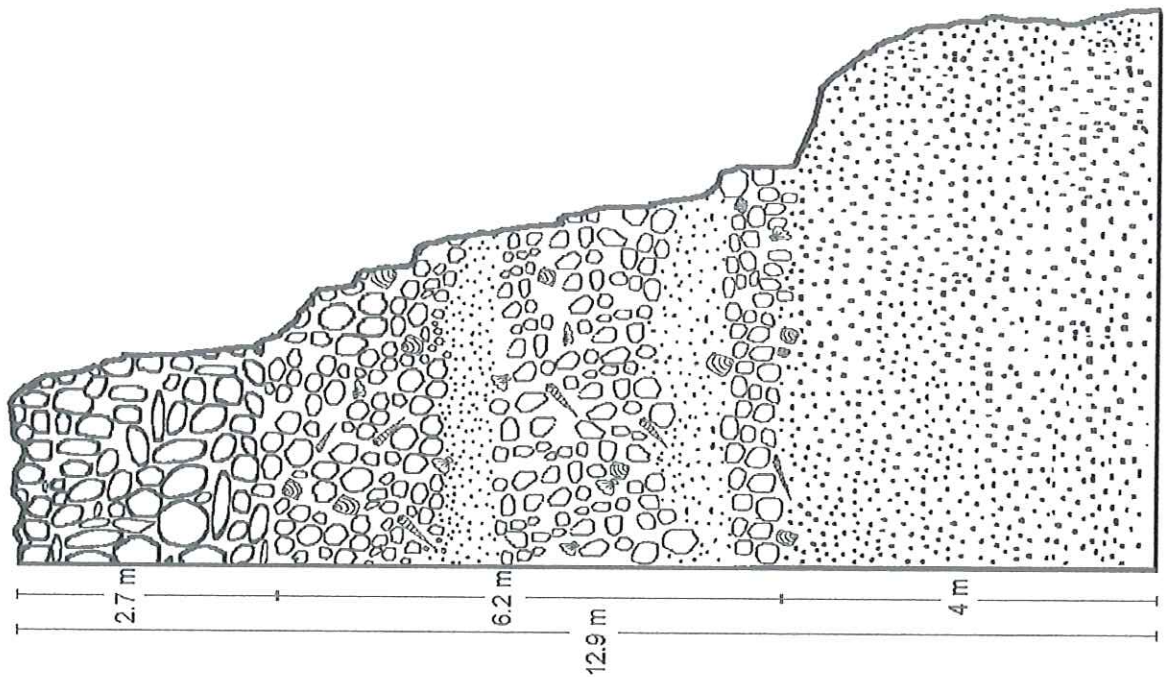


Unidad 1:
 Conglomerado de origen marino, polimíctico volcánico, con presencia de caliche y fósiles en buen estado de conservación. Presencia de corales fósiles de la especie *Porites californica*.

Discordancia erosional

Unidad 2:
 Calcarenita fosilífera del Plioceno.

Figura 10. Columna estratigráfica de TSA (estación 11).



Unidad 1:
 Ortoconglomerado con clastos bien redondeados, mal clasificado, la matriz es sumamente escasa y hay abundancia de caliche, escasos fósiles y en malas condiciones de conservación.

Unidad 2:
 Conglomerado bien clasificado, matriz abundante y fósiles bien conservados aunque no muy abundantes. Intercaladas es posible observa zonas de arena estratificada donde no hay presencia de fósiles.

Unidad 3:
 Calcarenita fosilífera del Plioceno.

Figura 11. Columna estratigráfica de TP (estaciones 12 y 13).

DISCUSIONES:

Empleando los datos aportados por Ortielb (1991a) y Ashby y Minch (1987) fue que se determinó a que etapa isotópica pertenecían las terrazas presentes en Bahía San Nicolás, B.C.S.

Ortlieb (1991a) menciona que desde Punta Chivato hasta Loreto, la subetapa 5e se encuentra representada por depósitos de terrazas marinas que se encuentran entre los 9 y 13 m s.n.m.m. Solo en la punta sudoeste de Península Concepción es posible encontrar depósitos generados durante esta misma subetapa a mayor altura (15 a 18 m s.n.m.m.).

Ashby y Minch (1987), en el área de Mulegé, por medio de series radiométricas realizadas con el método de U234/ Th230 en corales fósiles (*Porites californica*), obtienen edades de 124 ka \pm 6000 años y 144 ka \pm 7000 años, que corresponden al alto marino interglacial 5e Sangamiano de Shackleton (1987), para una terraza marina muy prominente localizada a una altura de 12 m s.n.m.m.

Ortlieb (1991a) también menciona que en el área de la Reforma-Santa Rosalía no es posible encontrar restos de terrazas marinas correspondientes a las subetapas 5a/c. No obstante en bancos estrechos y entradas de la costa es posible observar elevaciones entre los 3 y 6 m s.n.m.m., que corresponden a éstas subetapas. Estas elevaciones están especialmente marcadas bajo la muy bien desarrollada terraza 5e en Bahía San Nicolás (Ortlieb, 1991a).

El análisis de las asociaciones fósiles encontradas en cada uno de los depósitos permitió establecer con seguridad que se trataba de depósitos marinos someros, es decir, de línea de costa y permitió establecer los límites de cada una de las terrazas (tabla I).

En base a todo lo anterior, se determinó que todas las terrazas de Bahía San Nicolás, se formaron durante la etapa isotópica 5 y todas, a excepción de la TSI, en la subetapa 5e. Lo angosto y discontinuo de la TSI, aunado a la altura a la que se encuentra, nos permite determinar que fue formada durante la subetapa 5c. La etapa 5 tuvo lugar de los ~140 ka a los ~80 ka. Con tres subetapas, 5a, 5c y 5e (~85 ka, ~105 ka y ~125 ka respectivamente). De las tres subetapas la 5e es la más

fácil de identificar, pues de los tres episodios de elevación del nivel del mar, es el más prolongado, generando por ello terrazas bien desarrolladas, no solo en las costas de Baja California, si no en todo el mundo (Ludwig et al, 1996).

Si se propone una posición eustática original de 6 m s.n.m.m. para la formación de depósitos de terrazas durante la subetapa 5e, basándonos en la curva realizada por Shackleton (1987) para las terrazas de Nueva Guinea (fig. 12), se obtienen las diferencias entre la altura original y la presente, que representa el movimiento neto del bloque (tabla II)

Tabla II. Altura relativa de las terrazas San Nicolás, B.C.S.

Terraza	Estación	Altura (m)	Diferencia (m)	Diferencia promedio para la terraza (m)
TSS	2	9.9	3.9	3.94
	3	9.9	3.9	
	4	10	4	
TA	5	11	5	5
	6	11	5	
	7	11	5	
TJ	8	5.2	-0.8	0.7
	9	8.2	2.2	
TSA	10	12.8	6.8	7
	11	13.2	7.2	
TP	12	12	6	6.45
	13	12.9	6.9	

En base a las diferencias de altura se realizó el cálculo de las razones de movimiento de la zona que en este caso son todas razones de levantamiento (Tabla III).

para la interpretación de las posiciones antiguas del nivel del mar (Ledesma-Vazquez y Johnson, 1993).

Por otra parte, es posible encontrar diferencias en las alturas de los depósitos, pero no necesariamente significa que fueron generados por distintos estadios o por movimientos continuos de un bloque, sino que la diferencia en la consolidación de los materiales favorece que algunos se conserven mejor.

Este es el caso de la TJ, cuya altura, significativamente diferente del resto de las terrazas, podría habernos llevado a suponer fue generada en una subetapa posterior, sin embargo, el análisis del depósito sedimentario que conforma la terraza nos permite suponer que su espesor en un principio era mayor. Santín-Dominguez (1994) y López-Morteo (1993), reportan para el área del Rosario y Punta Baja, que las capas superficiales de una terraza marina, cuando están conformadas por conglomerados, presentan espesores que van de los 0.52 m a los 1.95 m en promedio, aunque en las zonas donde el depósito se encuentra más protegido de la erosión puede presentar un espesor de hasta 2.15 m, es decir un 10.25% más. Esto significa, que la altura original de la terraza era de aproximadamente 5.8 a 9.02 m s.n.m.m. o incluso mayor, considerando que en el área descargan tres arroyos de importancia entre ellos el Arroyo Jacobo, lo cual favorece su erosión.

Las zonas donde se determinó existe un mayor desplazamiento fueron Punta San Antonio y Punta El Pulpito, ambas están asociadas a fallas de rumbo, además a Punta El Pulpito, conformada por una roca riolítica de color gris claro poco compacta y donde es posible encontrar fragmentos de obsidiana, se le ha asignado un edad de 0.5 Ma, por lo cual es considerada una zona de vulcanismo reciente (Zenón-Casarrubias y Gómez-López, 1994; Biggiogero, et al., 1995), que a pesar de haber cesado su actividad antes de la formación de las terrazas, confiere a la zona un carácter tectónico más inestable que el resto de la Bahía, lo cual pudo favorecer el desplazamiento en esta área.

La inestabilidad tectónica de esta área, también es mostrada por la inclinación de 8° que presentan los depósitos de conglomerado que conforman la TSA y cuya dirección coincide con la de las fallas presentes en el área (80 °NW).

Para la terraza TSI, formada en la subetapa 5c, se utilizó una posición eustática original de 0.8 m s.n.m.m. de acuerdo con Shackleton (1986, 1987), es decir, la diferencia entre la posición original y la actual (7.7m s.n.m.m) es de 6.9 m, obteniéndose una razón de desplazamiento positiva (levantamiento) de 0.065 mm/año ($65.71 \text{ mm}/10^3 \text{ años}$).

Las razones de levantamiento obtenidas en ambas subetapas son muy similares, coincidiendo con lo reportado por Ortlieb (1991a), quien menciona que en los últimos 125 ka a.C. las velocidades de desplazamiento en la parte noreste, sur y centro de la Península de Baja California, han disminuido y permanecido estables. Johnson et al. (1995), también menciona que las velocidades de desplazamiento han disminuido a partir del Plioceno tardío.

Considerando los resultados obtenidos el área de Bahía San Nicolás, resulta una zona tectónicamente estable, cuando menos en los últimos 125 ka, y comparándola con otras áreas cercanas, como el norte de Loreto, la Península de Concepción o Santa Rosalía, puede considerarse que no ha sufrido una gran deformación.

CONCLUSIONES

-- En base a los resultados obtenidos se concluye que todas las terrazas encontradas en Bahía San Nicolás se generaron durante la etapa isotópica 5 y todas, a excepción de la Terraza de Saucito Inferior, se formaron durante la subetapa 5e (~125 ka). La TSI se formó durante la subetapa 5c (~105 ka) .

-- Basados en la curva del nivel del mar realizada por Shackleton (1987) se determinaron las razones de levantamiento máximas del área, que para la subetapa 5e fue de $56 \text{ mm}/10^3$ años y para la subetapa 5c de $65.7 \text{ mm}/10^3$ años.

-- Se determinó que las áreas tectónicamente más activa son Punta San Antonio y Punta El Púlpito, debido a que son afectadas por fallas de rumbo y presentaron actividad volcánica durante el Pleistoceno medio.

-- También se estableció la importancia de la evaluación total del depósito que se considera conforma una terraza marina, así como la utilización de depósitos de líneas de costa rocosas, para evitar sobrestimar el número de terrazas presentes en un área y con ello la actividad tectónica que ha sufrido la misma.

-- El área de Bahía San Nicolás presenta valores de levantamiento vertical para los últimos 125 ka inferiores a la media de toda la Península (Rockwell et al., 1989; Ortlieb, 1978, 1991a, 1991b; Ledesma-Vazquez y Johnson, 1993).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ashby, J. y Minch, J. (1987) Estratigrafía y paleoecología de la Ensenada de Mulegé, Baja California Sur, México, *Ciencias Marinas*, v.13 n. 2, p. 89- 112
- Blatt, H (1982) *Sedimentary petrology*, Freeman and Company ed., United States of America, 1era ed., 564pp.
- Bigioggero, B.; Chiesa, S.; Zanchi, A.; Montrasio, A. y Vezzoli, L. (1995) The Cerro Mancenares volcanic center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift, v. 107, no. 9, p. 1108-1122.
- Casarrubias-Unzueta, Z. y Gómez-López, G. (1994) Geología y evaluación geotérmica de la zona de Bahía Concepción, B.C.S., México, *Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 10, no. 3, p.75-88.
- 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.
- Friedman, G. y Sanders, J. (1978) *Principles of sedimentology*, Ed. John Wiley & Sons, 1era ed., 792 pp., USA.
- Ingram, J. (1971) Sieve Analysis. En: Carver, R, (ed.). *Procedures in Sedimentary Petrology*, John Wiley & Sons, Canada, 1era ed., pp 49-69.
- Kennedy, G. y Kenneth, L. (1982) Aminostratigraphy and faunal correlations of late Quaternary marine terraces, Pacific Coast, USA, *Nature*, v. 299, p. 545-547.
- Kenneth, R. (1986) Coastal Tectonics. En: Wallace, R. (ed.). *Active Tectonics*, National Academic Press, Washintong, p. 95-124.
- Ledesma-Vázquez, L. y Johnson, M. (1993) Neotectónica del área de Mulegé, Contribuciones a la tectónica del Occidente de México, Monografía no. 1, Unión Geofísica Mexicana, p. 115-122.
- López-Morteo, G. (1993) Determinación de las condiciones del oleaje en las líneas de costa rocosas antiguas, Tesis de licenciatura, FCM, UABC.
- Ludwig, R.; Muhs, D.; Simmons, K.; Halley, R. y Shin, B. (1996) Sea-level at -80 ka from tectonically stable platforms: Florida and Bermuda, *Geology*, v. 24, no. 3, p. 211-214.