

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**ORIGEN DEL PEDERNAL EN CUENCAS SOMERAS DEL
PLIOCENO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA

Sonia Gutiérrez Sánchez

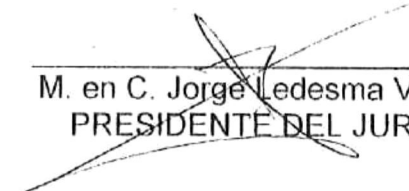
Ensenada, B. C. Agosto de 1994.

ORIGEN DEL PEDERNAL EN CUENCAS SOMERAS DEL
PLIOCENO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA


TESIS QUE PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS
PRESENTA

G. M. Sonia Gutiérrez Sánchez


APROBADA POR:



M. en C. Jorge Ledesma Vázquez
PRESIDENTE DEL JURADO



M. en C. Miguel Agustín Téllez Duarte
SINODAL PROPIETARIO



Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán
SINODAL PROPIETARIO

Ensenada, B. C. Agosto de 1994.

ORIGEN DEL PEDERNAL EN CUENCAS SOMERAS DEL PLIOCENO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

RESUMEN

La Formación Infierno, en el área de Bahía Concepción, B.C.S., ha sido descrita como una unidad sedimentaria marina. En este trabajo se observa que existe una capa masiva de pedernal cuya existencia no ha sido descrita en estudios previos. El carácter somero de las unidades presentes en la zona, evidenciaron que el pedernal fué derivado de material volcánico con altos contenidos de sílice (tobas vítreas), además de un aporte al sistema de sílice por procesos hidrotermales asociados a eventos tectónicos. En el área de estudio se presentan numerosas fallas, principalmente con tendencia NW, paralelas a la bahía. La formación de este sistema se encuentra asociada a la apertura del Golfo. Mediante el levantamiento y análisis de columnas estratigráficas, se infirieron los movimientos verticales que han tenido lugar en la zona y las áreas que han sido mayormente afectadas. El análisis de láminas delgadas de la unidad rica en sílice, y las imágenes obtenidas con microscopio electrónico de barrido mostraron que no existen evidencias o restos de organismos silíceos, por lo que la incorporación del sílice al sistema debió llevarse a cabo por aporte de material volcánico y por procesos hidrotermales asociado a eventos tectónicos.

AGRADECIMIENTOS

Al M. en C. Jorge Ledesma Vázquez, director de tesis, por su asistencia y motivación durante mi estancia en la maestría y en el desarrollo de la presente investigación.

A John Minch por su apoyo académico durante las salidas de campo y económico mediante una beca-tesis, así como por aporte de material para el desarrollo de la tesis y por sus acertadas observaciones.

A Markes Johnson y Mark Mayall por su valiosa colaboración para las mediciones de las columnas estratigráficas en el campo y por la ayuda proporcionada en el manejo de los datos.

A M. en C. Miguel Tellez y al Dr. José Carriquiri por sus observaciones y aportaciones al reporte final de la presente tesis.

A la UABCS por el apoyo prestado para las salidas de campo y facilidades para el uso del laboratorio petrográfico. A Naftali de Alba, técnico en petrografía de la Institución, por su invaluable ayuda en la elaboración de las láminas delgadas.

Al Oc. Isidoro Peredo Jaime por su estimada amistad y valiosos consejos, así como por el apoyo brindado por él y su familia durante la estancia en la maestría.

Al Ing. Israel Gradilla, del laboratorio de Física de la UNAM, en Ensenada, por su valiosa colaboración para efectuar los análisis de SEM y cualitativos, así como a David Salazar, del área de Física del CICESE por su amable disposición en el tratamiento previo de las muestras.

A la Sra. Guadalupe Sánchez Viuda de Gutiérrez por su apoyo moral y económico, así como por su permanente motivación en la superación de una etapa más.

A todos mis amigos, compañeros y maestros, por su constante estímulo y valiosos consejos durante la integración del presente trabajo y porque nunca permitieron que decayera el espíritu de lucha y superación.

Y a todas aquellas personas que de una u otra manera colaboraron para la realización de la presente tesis de maestría.

DEDICATORIA

*ALA MEMORIA DE MI PADRE
GUSTAVO GUTIERREZ GONZALEZ*

*A MI MADRE
GUADALUPE SANCHEZ VIUDA DE GUTIERREZ*

*A MIS HERMANOS
MARTHA GUADALUPE
CESAR ARTURO
FRANCISCO JAVIER*

*A MIS SOBRIÑOS
ANA LIGIA
ABRAHAM ANGEL
NORA*

I N D I C E

RESUMEN.....	i
AGRADECIMIENTOS.....	ii
DEDICATORIA.....	iii
INDICE.....	iv
LISTA DE FIGURAS.....	v
LISTA DE FOTOS.....	vi
I) INTRODUCCION	1
II) ANTECEDENTES.....	4
OBJETIVO.....	6
HIPOTESIS.....	6
III) METODOLOGIA.....	7
IV) RESULTADOS.....	8
V) DISCUSION.....	21
VI) CONCLUSIONES.....	24
VII) APENDICES.....	25
VIII) REFERENCIAS.....	49

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.- Localización del área de estudio.

Figura 2.- Litologías aflorantes en el campo. Los números indican la ubicación de los perfiles estratigráficos.

Figura 3.- Correlación de las secciones 1 a 6. Incluye las unidades más antiguas de la secuencia, la caliza basal de las secciones 1 y 2.

Figura 4.- Correlación de las secciones 6 a la 11.

Figura 5.- Correlación de las secciones 11 a 16.

Figura 6.- Correlación de las secciones 16 a 21.

Figura 7.- Correlación de las secciones 21 a 23.

Figura 8.- Sección tipo para el área de Bahía Concepción.

LISTA DE FOTOS

Foto 1.- Fotomicrografía de la muestra M-1-93a.

Foto 2.- Fotomicrografía de la muestra M-1-93b.

Foto 3.- Fotomicrografía de la muestra M-1-93c.

Foto 4.- Fotomicrografía de la muestra M-2-93.

Foto 5.- Fotomicrografía de la muestra M-3-93.

Foto 6.- Fotomicrografía de la muestra M-4-93.

Foto 7.- Fotomicrografía de la muestra M-5-93.

Foto 8.- Fotomicrografía de la muestra M-6-93.

INTRODUCCION

Un componente importante de las rocas sedimentarias es la sílice (SiO_2), incluyendo el cuarzo, así como cierto número de formas tales como la calcedonia, el pedernal y el ópalo (sílice hidratada). El intemperismo de una roca ígnea libera granos individuales de cuarzo que pueden ser incorporados posteriormente a los sedimentos. Estos granos producen las formas detríticas de la sílice y representan la mayor parte del volumen (>66%) de la roca sedimentaria llamada arenisca. La sílice en solución, o en partículas de tamaño coloidal, es producida también por el intemperismo de una roca ígnea. En las rocas sedimentarias se encuentran también formas criptocristalinas de sílice cuya estructura es tan fina que no puede ser observada en la mayoría de los microscopios ordinarios (Leet y Judson, 1979).

La sílice se presenta como seis minerales polimórfos distintos: el cuarzo (sistema cristalino hexagonal), la calcedonia (cuarzo microcristalino), el ópalo (amorfo), la tridimita (sistema cristalino hexagonal), la cristobalita (sistema cristalino tetragonal) y la lechatelierita (vidrio de sílice) (Huang, 1968). El cuarzo es la forma estable a presión atmosférica y a temperaturas de hasta 867°C ; la tridimita entre 867°C y 1470°C ; y la cristobalita desde 1470°C hasta el punto de fusión a 1713°C . A temperaturas mayores, el estado líquido es la fase estable.

De acuerdo a los estudios realizados a la fecha por Lancelot (1973), Calvert (1974), Folk and McBride (1976), Knauth (1979), Burley *et al.*, (1985), Van der Weidjen (1992) y otros, el pedernal es un mineral diagenético, por lo que es importante estudiar algunas características de este fenómeno. La diagénesis es la suma de los procesos por los cuales las asociaciones sedimentarias originales intentan alcanzar el equilibrio con su ambiente. El tema ha tenido un gran desarrollo durante los últimos años con la evolución de modelos de facies depositacionales, el desarrollo y la aplicación de sofisticadas técnicas analíticas y la generación de modelos teóricos-químicos (Burley, *et al.*, 1985).

La sílice de detritus planctónicos (ópalo-A), es acumulado en cantidades significantes en áreas de alta producción primaria. Esta también se presenta como ceniza, y como producto de alteración de las rocas en áreas de extenso vulcanismo submarino (Calvert, 1974). Las asociaciones de minerales sedimentarios se caracterizan químicamente por una relativa inestabilidad y por su tendencia a reaccionar con el agua de poro. En ambientes no marinos, los minerales autigénicos indican condiciones de reducción de humedad en los intersticios sedimentarios. En el ambiente marino, los minerales autigénicos pueden indicar agua de poro oxidante o reductiva (Burley *et al.*, 1985).

Mediante un estudio sobre el pedernal recolectado durante la Etapa 17 del Deep Sea Drilling Project (DSDP) (Lancelot, 1973), se encontró que éste consiste de nódulos y de capas porcelaníticas y cuarzosas. El pedernal porcelanítico, compuesto de cristobalita desordenada, se encuentra en sedimentos ricos en arcillas mientras que los nódulos cuarzosos son restringidos a ambientes carbonatados. Davies y Supko (1973) analizaron algunas muestras del DSDP, encontrando que el sílice de pedernales nodulares es de origen biogénico, sin embargo declaran que la fuente de las capas de sílice es desconocida. Por otra parte, Greenwood (1973), analizó algunos pedernales del DSDP, encontrando evidencia de una secuencia diagenética: solución de sílice biogénico dentro del sedimento → precipitación de cristobalita pobremente ordenada → inversión gradual a cuarzo microcristalino.

En depósitos inorgánicos modernos de precipitación de pedernal en el Lago Coorong, al sur de Australia, Peterson y Von der Borch (1965), encontraron que pH altos (9.5-10.2), causa disolución de silicatos detríticos; a pH bajos (7.0-6.5) con desecación de los lagos, causa precipitación de pedernal.

La secuencia diagenética de sílice fué examinada en términos de algunos procesos termodinámicos y cinéticos por Williams *et al.*, (1985), quienes encontraron que la relación entre la solubilidad y el área superficial de la partícula era suficiente para explicar la transformación simple ópalo-A (biogénico) → ópalo-CT (C=cristobalita y T= tridimita) → cuarzo, sugiriendo que el rol de la temperatura y otros parámetros físicos no son tan críticos como se pensaba previamente. La formación de complejos, y la adsorción, en un sistema impuro permiten la posibilidad de transformación de ópalo-A directamente a cuarzo.

Williams y Crerar (1985), establecieron que las fases de sílice amorfa precipita en la naturaleza debido a la formación de densos coloides en soluciones acuosas alcalinas sobresaturadas con concentraciones relativamente bajas de otros iones. En aguas intersticiales con abundantes cationes y sílice, se forman polímeros de armazón abierto, los cuales flocculan para producir ópalo-CT. Este incrementa su ordenamiento debido a un crecimiento diferencial de la cristobalita (en relación a la tridimita) e incrementa su tamaño cristalino. Posteriormente, el ópalo-CT se disuelve para producir aguas de poro de alta concentración en sílice. La presencia de carbonatos parece realzar la formación de ópalo-CT. En una investigación realizada por Wise y Weaver (1973) sobre cristobalita y sedimentos opalinos en el Atlántico y Planicie Costera del Golfo en Carolina del Sur, E.U.A., encontraron que los sedimentos originales tienen una fuente biogénica debido a la gran cantidad encontrada de restos de microorganismos silíceos. Otro análisis realizado por Wise *et al.*, (1973), sobre una bentonita del Mioceno tomada de una riolita tobacea vítrea, revela que el material volcánico original sufre una aparente reacción de disolución-reprecipitación. Sin embargo, la mayoría del sílice precursor del

pedernal en ambientes marinos, es derivado de la disolución de microfósiles silíceos.

En estudios sobre capas de pedernal, Folk (1973) nos presenta algunos aspectos importantes sobre la Novaculita (roca silícea criptocristalina muy densa formada principalmente por espículas de esponjas y radiolarios), de la Fm. Caballos, localizada en la cuenca Marathon, Texas. Este miembro ha sido estudiado por numerosos autores y las propuestas acerca de su origen siguen siendo controversiales: Existen tantas teorías como autores (Baker y Bowman (1917); Goldstein y Hendricks (1953); Goldstein (1959); Bennet (1954); Thompson (1964); Park y Croneis (1969); McBride y Thompson (1970); Folk (1973); etc.).

El exámen posterior de dos miembros de novaculita por Folk y McBride (1976), llevaron al descubrimiento de fracturas y brechas formadas en una etapa temprana, bolsillos (grietas ensanchadas por disolución) y fracturas rellenas con cuarzo, arena y limo. Existen dos hipótesis para explicar la formación de estos miembros. Una es que la protonovaculita experimentó una exposición atmosférica, se desarrollaron fracturas y características karsticas y subsecuentemente hubo un relleno parcial de las fracturas abiertas con arena transportada por el viento, y después de la sumergencia, parcialmente por cieno marino negro (Folk, 1973). Otra hipótesis es que las fracturas y brechas fueron formadas en sedimentos con diferentes grados de litificación, las fracturas fueron rellenas de material sedimentario durante una continua subsidencia en las profundidades del mar (McBride, 1970).

Knauth (1979) plantea un modelo que propone que algunos pedernales nodulares en calizas fueron formados en el agua subterránea de sistemas costeros de mezcla, donde la disolución de opalo biogénico y la mezcla de agua dulce y marina puede producir aguas altamente supersaturadas con respecto al cuarzo e insaturadas con respecto a la calcita. En este modelo no se incluyen las cuestiones cinéticas concernientes a la nucleación, sólo sugiere que una zona de mezcla es un ambiente geoquímico donde el sílice puede reemplazar carbonatos bajo condiciones de equilibrio.

ANTECEDENTES

Bahía Concepción se encuentra ubicada entre los 26° 05' y 27° N y 111° 05' y 112° W (Figura 1), tiene aproximadamente 37 km de longitud y de 3 a 5 km de ancho. Las rocas volcánicas del Grupo Comondú, del Mioceno, constituyeron el marco topográfico dentro del cual se desarrollaron una serie de pequeñas cuencas sedimentarias en la parte SE de Bahía Concepción. Dentro de estas cuencas, se depositaron unidades que fueron descritas por McFall (1968) como un conjunto interestratificado de areniscas(?), margas(?) y coquinas(?), las cuales atribuyó a la Formación Infierno (?) del Plioceno.

En un recorrido de campo se encontró una inconsistencia general con la litología previamente descrita, así como una nueva unidad de pedernal no mencionada anteriormente. La Formación Infierno fué nombrada y descrita por Wilson (1955), como una secuencia de arenisca fosilífera cubierta por un conglomerado; de acuerdo a su exposición en el Arroyo del Infierno, en una localidad cercana a Santa Rosalía, B.C.S. Estas areniscas son de origen marino, según se puede establecer por la presencia de fósiles característicos de este ambiente. En la columna tipo del Arroyo del Infierno, la discordancia con la Formación Gloria (basal) está bien expuesta y los fósiles (*Ostrea hermanni*, *Turritela* cf., *T. imperialis*) establecen la edad de la Formación como Plioceno Tardío.

En un estudio reciente efectuado por Ledesma & Johnson (1991) establecieron que es posible comparar el grado de deformación neotectónica y levantamiento de tres áreas diferentes del margen oeste del Golfo de California, las cuales abarcan una distancia total de 130 km entre la primera y la última. Los estudios estuvieron basados en marcos definitivos del nivel del mar, representados por las facies de línea de costa rocosa, las cuales son una herramienta importante para reconstrucción de paleoambientes. Estas facies se encuentran expuestas en la zona de estudio y ocurren en la Formación Infierno(?); de ahí la importancia de hacer énfasis en esta unidad sedimentaria.

El área de estudio ha sido modificada por fallas, principalmente por la "Zona de Falla de Bahía Concepción" (McFall, 1968), con tendencia NW y paralela a la bahía. El desplazamiento a lo largo de esta zona es aún desconocido y los eventos neotectónicos de esta región, están asociados a una extensión relacionada a la continua apertura del Golfo.

El sistema de fallas que afecta el área se encuentra asociado a la evolución tectónica de la apertura del Golfo de California. De acuerdo con un análisis geológico y estructural realizado en la región por Zanchi (1993), se establece que las estructuras tectónicas relacionadas con el evento de cuencas y cordilleras, están

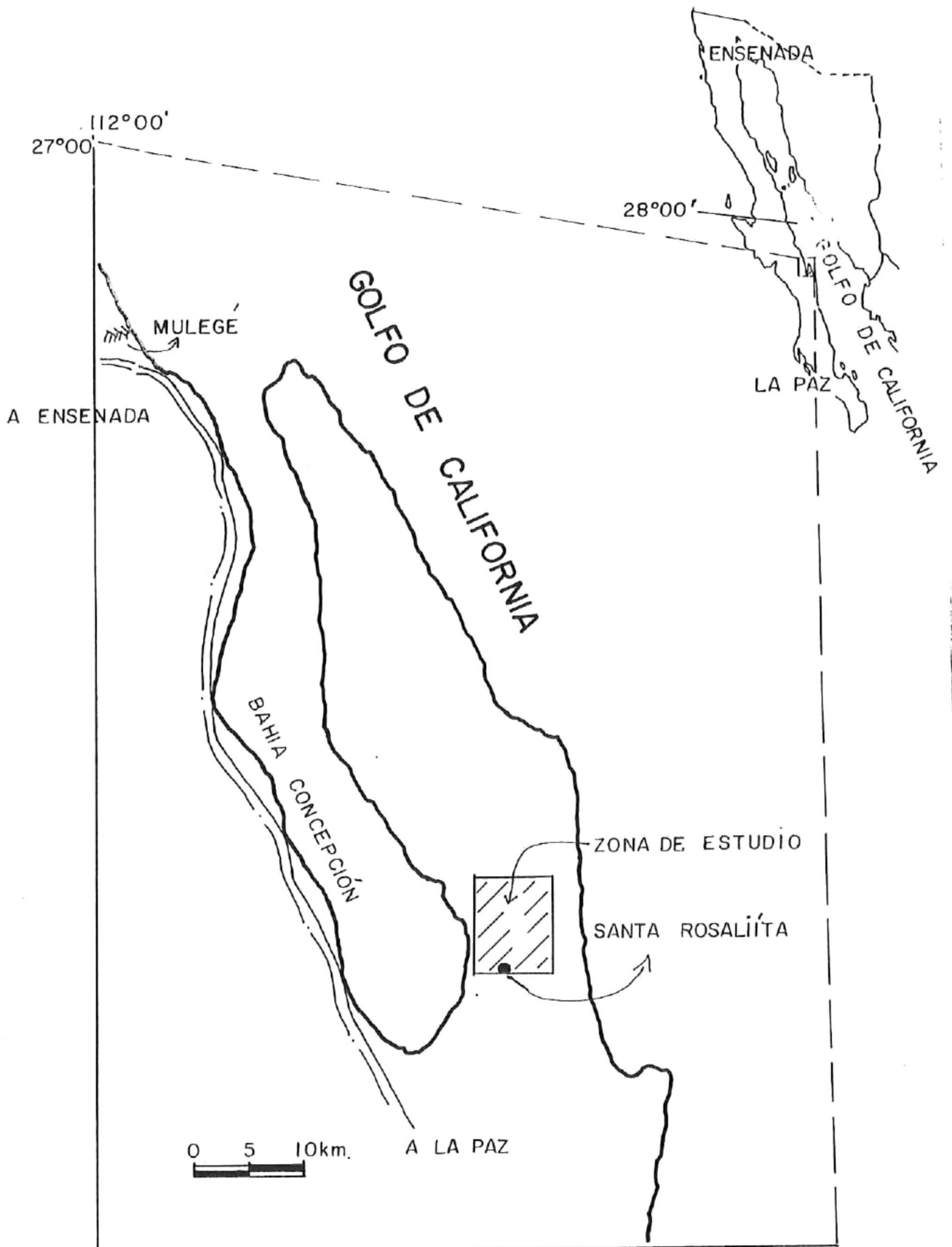


Figura 1.- Localización del área de estudio.

por lo menos en parte, selladas por los sedimentos Pliocénicos-Cuaternarios de la cuenca de Loreto. Los sedimentos se encuentran sobreyaciendo a la Formación Comondú con una marcada discordancia angular, y durante la extensión de cuencas y cordilleras se formaron bloques volcanoclásticos afallados.

En lo que respecta a la historia geológica de la Península, Minch y Leslie (1991) resumen el Paleozoico como un tiempo de calma tectónica. El Mesozoico como un período caracterizado por una gran compresión, lo que originó una zona de subducción con la formación del batolito peninsular. A inicios del Cenozoico, hubo un período de relativa quietud y a mediados se origina la apertura del rift, que posteriormente llegaría a ser el golfo; se registran los primeros movimientos de fallas laterales. A finales del Cenozoico, hay continuos fallamientos y levantamientos.

La región se puede clasificar como una costa de emersión, caracterizada por la elevación de las terrazas marinas presentes en el área. Además, el efecto de la tectónica imprime su carácter especial en las costas. En el "tipo Atlántico", los ejes de plegamiento son normales al litoral. En el "tipo Pacífico", los ejes de plegamiento se presentan paralelos a la línea de costa (Meléndez-Fuster, 1981). La zona de estudio corresponde al segundo tipo, ya que las líneas tectónicas-estructurales son paralelas al litoral, con presencia de islas formando cordones paralelos a la costa y ensenadas que se prolongan en la misma dirección.

En el trabajo más reciente sobre la zona, (Mayall 1993), se realiza una comparación de ambientes sedimentarios actuales con antiguos (Islas Vírgenes-Bahía Concepción). El autor supone que las capas de pedernal son de origen biogénico al asignarles el nombre de "novaculita" y asocia al depósito de material silíceo a procesos de surgencia. Sin embargo, no proporciona evidencias claras que corroboren ese origen en función de los procesos sedimentarios.

OBJETIVO

Determinar los procesos sedimentarios y tectónicos involucrados en la génesis del pedernal localizadas en el área de estudio.

HIPOTESIS

El pedernal se formó por conversión de vidrio volcánico a pedernal. La hipótesis alterna, es que su formación fue por aporte biogénico al sistema mediante mecanismos de surgencias.

METODOLOGIA.

La zona de estudio se encuentra localizada en la parte SE de la península Concepción y abarca un área aproximada de 56 km² entre las latitudes 26°35' N - 26°37'30" N y las longitudes de 111°37'30" W - 111°40' W, en las cercanías del rancho "Santa Rosalita" (Figura 1).

El levantamiento de campo se llevó a cabo durante enero de 1993 y enero de 1994. En el primer recorrido se midieron los espesores y características texturales de las distintas unidades en 19 secciones estratigráficas. Las localidades se eligieron donde estuvieron bien expuestas las litologías. Las estaciones de referencia se ubicaron en su mayoría mediante el uso de un sistema de Posicionador Global de Satelite (GPS) modelo 1000 PRO Magellan, las cuales fueron primeramente marcadas en el campo sobre mapa del área. También se recolectaron muestras de las diferentes litologías con el fin de efectuar las observaciones mineralógicas y texturales y los análisis preliminares para posteriormente realizar laminas delgadas de las mismas. En la segunda salida de campo, se verificó que los resultados obtenidos hasta esa fecha concordaran con lo que se observó en el campo. Además, se realizaron cuatro nuevas secciones estratigráficas y se colectaron nuevas muestras.

En el trabajo de laboratorio se elaboraron secciones delgadas de roca mediante métodos petrográfico. De las láminas se describió la textura intergranular y la mineralogía de la capa de pedernal masivo. También se buscaron organismos o restos de los mismos para obtener más indicios acerca del ambiente de formación. Para conocer las características superficiales y estructurales de la roca se llevaron a cabo análisis al Microscopio de Barrido Electrónico (Jeol Scanning Electronic Microscope 5300 SEM) en el laboratorio de Física de la UNAM, Unidad Ensenada. Conjuntamente con el estudio anterior, se realizó un análisis cualitativo de Difracción de Rayos X (DRX) con la finalidad de conocer los elementos constituyentes de cada muestra. Por otra parte, se analizó una muestra de material arenoso asociado al pedernal retrabajado (y elegido al azar), el cual se separó en una malla de 200 y se analizó la fracción fina para conocer el protolito del sílice.

RESULTADOS.

La relación en el campo de las muestras colectadas se muestra en el Apéndice A, y la ubicación de las respectivas secciones en el campo se indican en el mapa de la figura 2.

De acuerdo con los datos de campo, en la localidad de la sección 4, es donde hace contacto el pedernal con la Formación Comondú delimitando la cuenca en esta dirección. También se encontró pedernal retrabajado en la parte NE de Cerro Prieto en fragmentos muy finos ($26^{\circ}37'04''$ N y $111^{\circ}38'21''$ W); el espesor es de 2 m y no efervesce al ácido. En la sección 2, se observó que ésta se extiende desde el Arroyo El Mono y se acuña en la base de la colina con la Formación Comondú, al norte del arroyo.

Un indicador de lo somero que llegó a ser la zona durante ciertas etapas es la presencia de raíces de mangle (Leslie, 1994, comunicación personal) las cuales fueron localizadas en las secciones 12, 3a. unidad, y en la sección 13, 5a. unidad, como se menciona en la descripción de las mismas.

Los icnofósiles localizados en las estaciones 3 y 5, son verticales y sobresalen aproximadamente 10 cm de la capa de pedernal oscuro en que se encuentran. Los tubos observados tienen un diámetro promedio de 5 cm y algunos mayores y son normales a la superficie. La presencia de estos icnofósiles, identificados como *Ophiomorpha sp.*, es una evidencia paleoambiental del carácter somero de estos depósitos. Esta zona está siendo afectada por una falla normal que corta a las unidades, ocasionando una ligera inclinación de las capas y un desfazamiento en las unidades sedimentarias. Se observaron fallas en otras localidades de la zona de estudio, las cuales están marcadas en la Figura 2, y como se puede observar, tienen una misma orientación (NW-SE). Existen algunas evidencias aisladas de actividad hidrotermal, representada por la presencia de cavernas de disolución y el crecimiento de grandes cristales, principalmente de cuarzo.

Con las medidas de las secciones obtenidas en el campo, se elaboraron las columnas estratigráficas con sus correlaciones laterales (Figuras 3-7), obteniéndose una sección tipo representativa para toda la zona de estudio (Figura 8). Una descripción detallada de las diferentes unidades que componen las secciones descritas se presentan en el Apéndice B. Mediante el análisis de difracción de rayos X (DRX) realizado a la fracción fina de la muestra de material arenoso, se observó que ésta consiste de partículas de vidrio volcánico mezcladas con escasos granos de cuarzo y feldespato. El índice de refracción del vidrio volcánico indica que la lava es muy rica en sílice. El análisis de DRX arrojó resultados sorprendentes; no hay cantidades detectables de ninguna arcilla mineral. Al parecer,

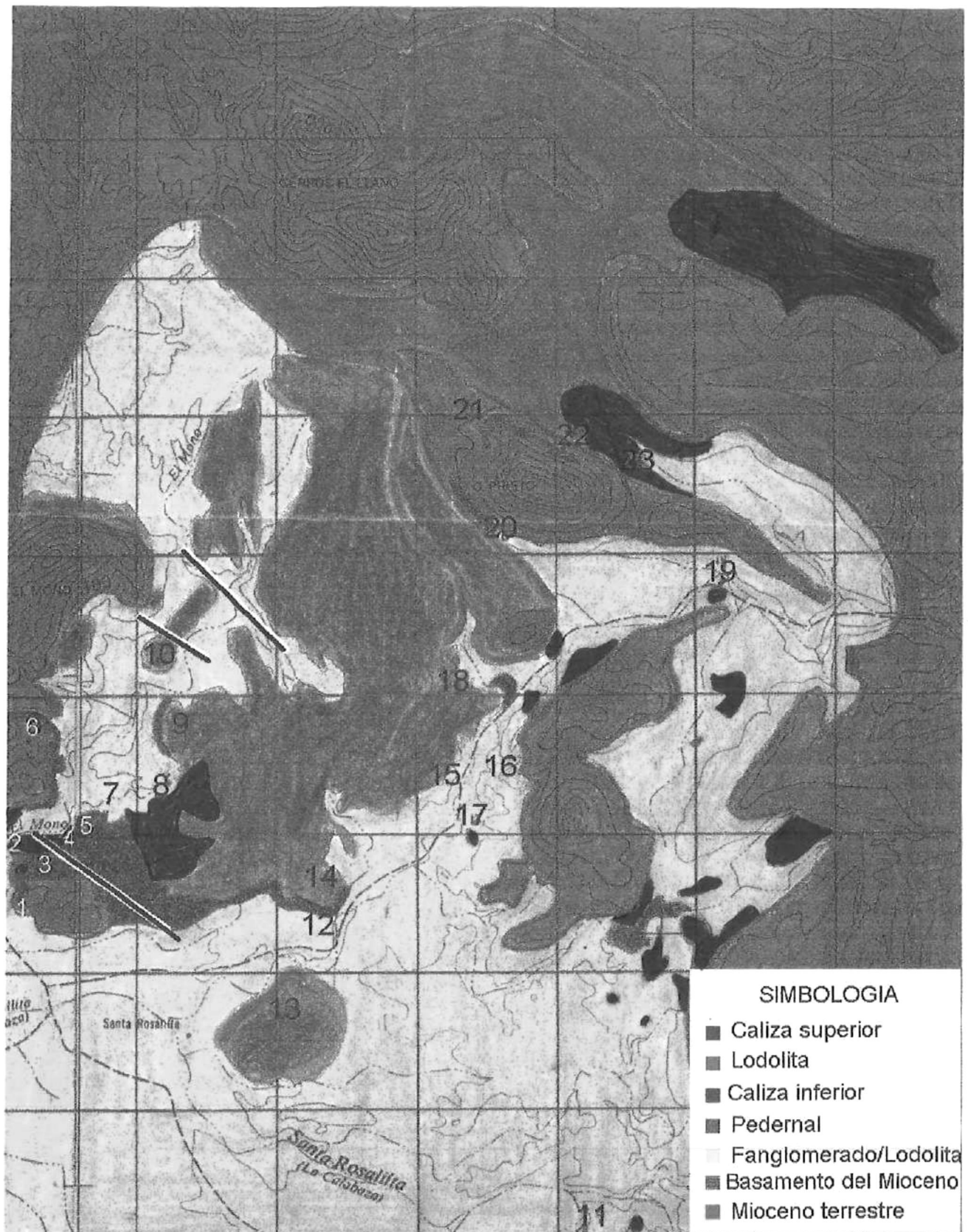


Figura 2.- Litologías aflorantes en el área de estudio. Los números indican la ubicación de las secciones estratigráficas.

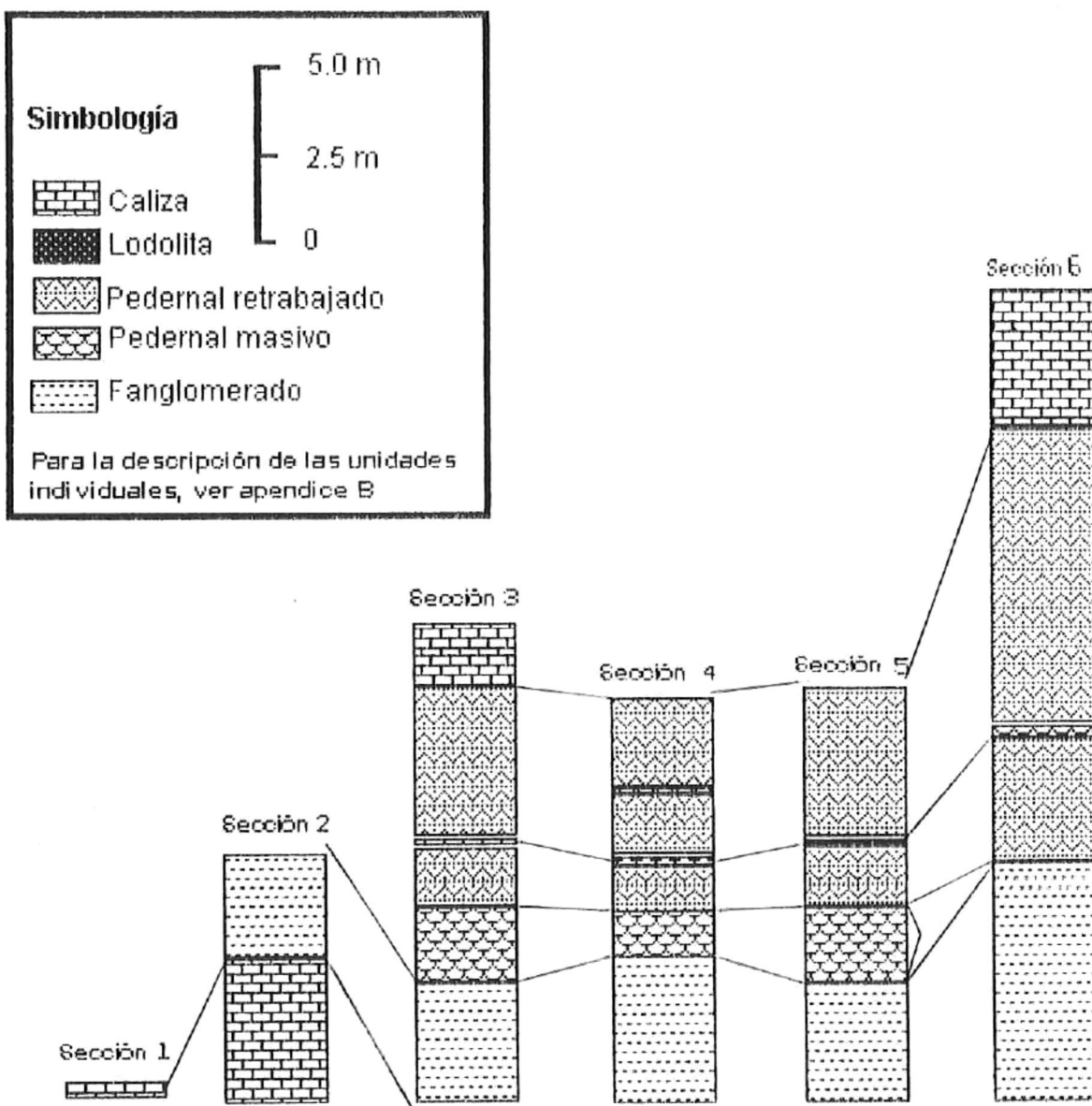


Figura 3.- Correlación de las secciones 1 a 6. Incluye las unidades más antiguas de la secuencia, la caliza basal de las secciones 1 y 2.

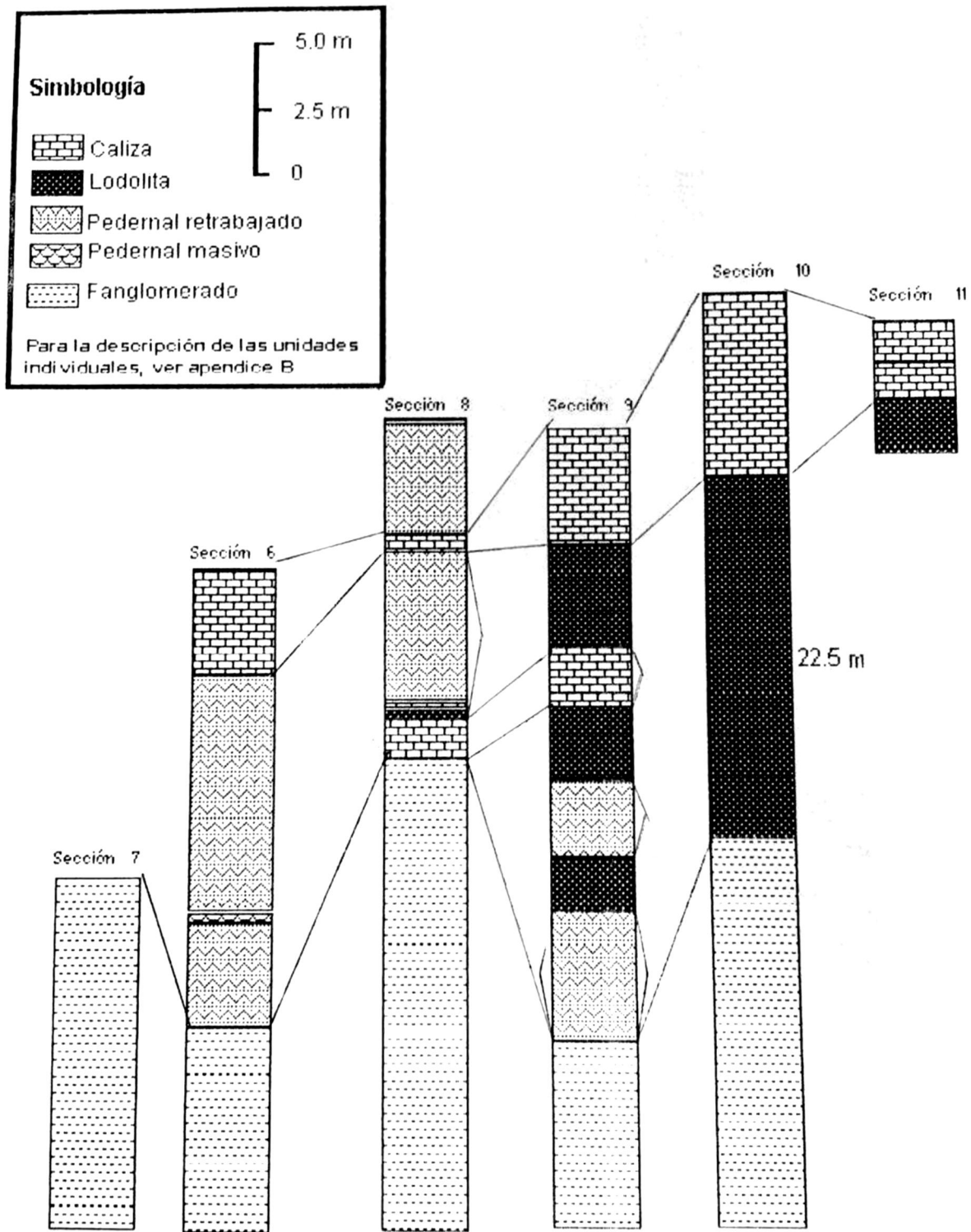


Figura 4.- Correlación de las secciones 6 a la 11.

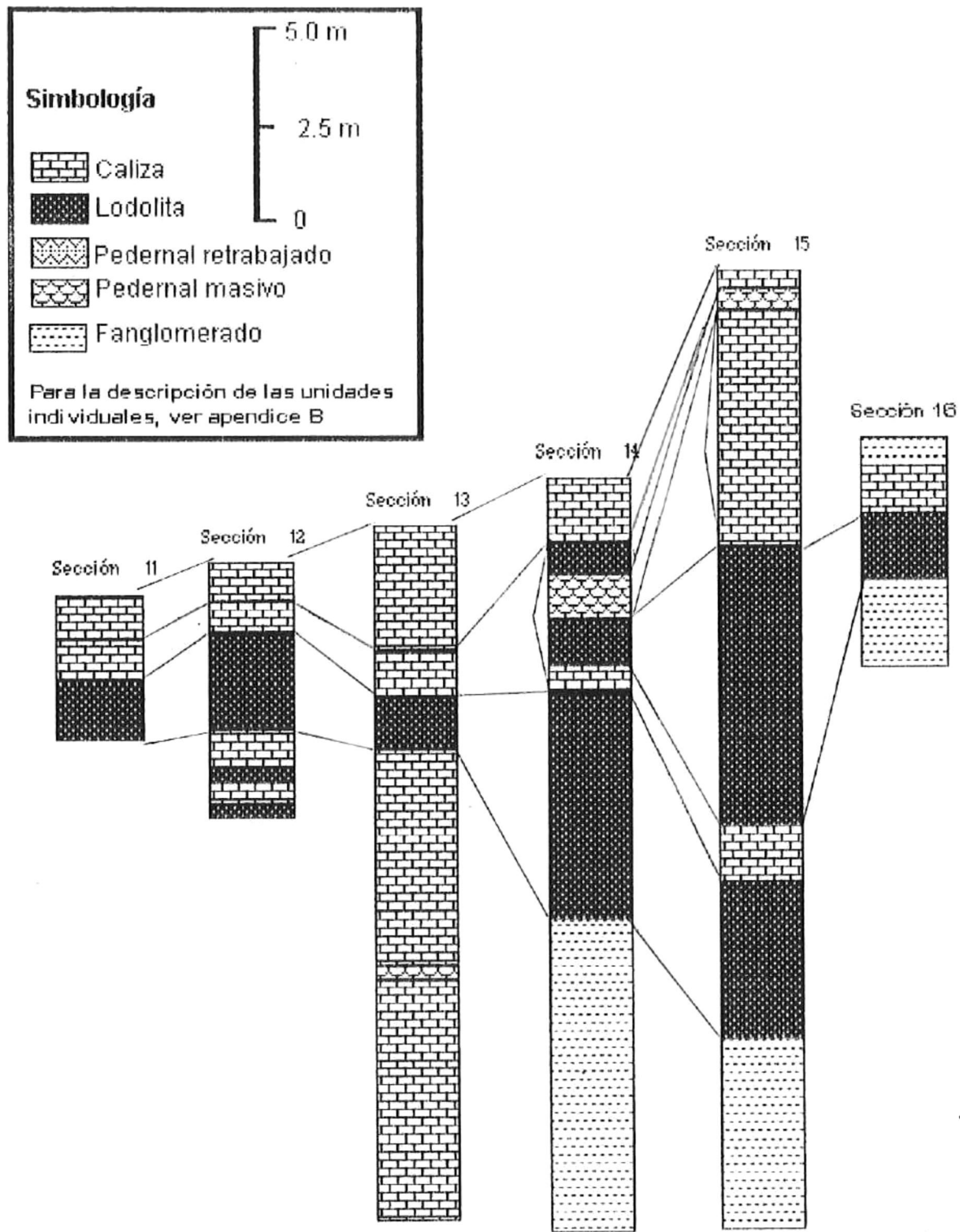


Figura 5.- Correlación de las secciones 11 a 16.

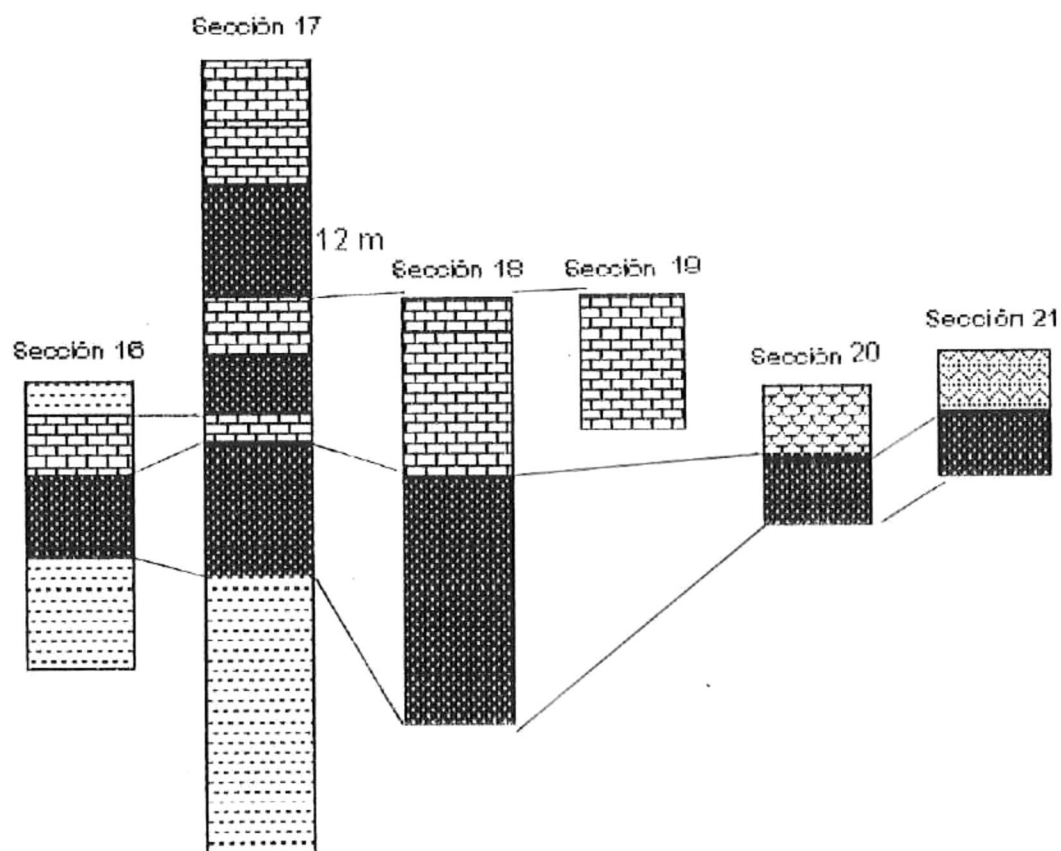


Figura 6.- Correlación de las secciones 16 a 21.

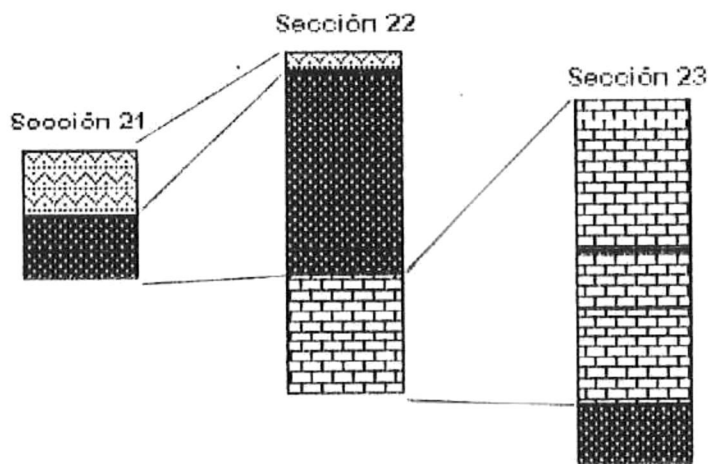
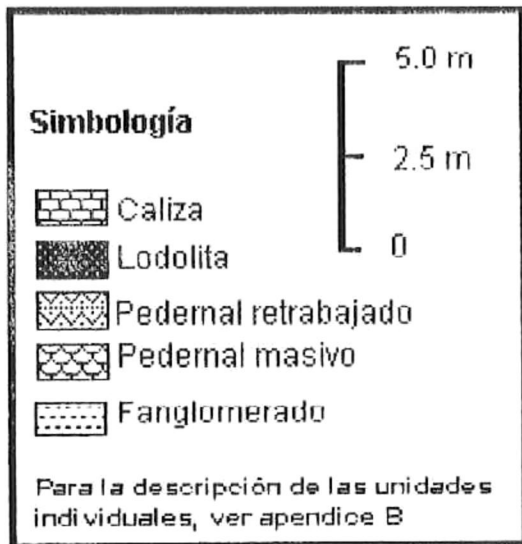


Figura 7.- Correlación de las secciones 21 a 23.

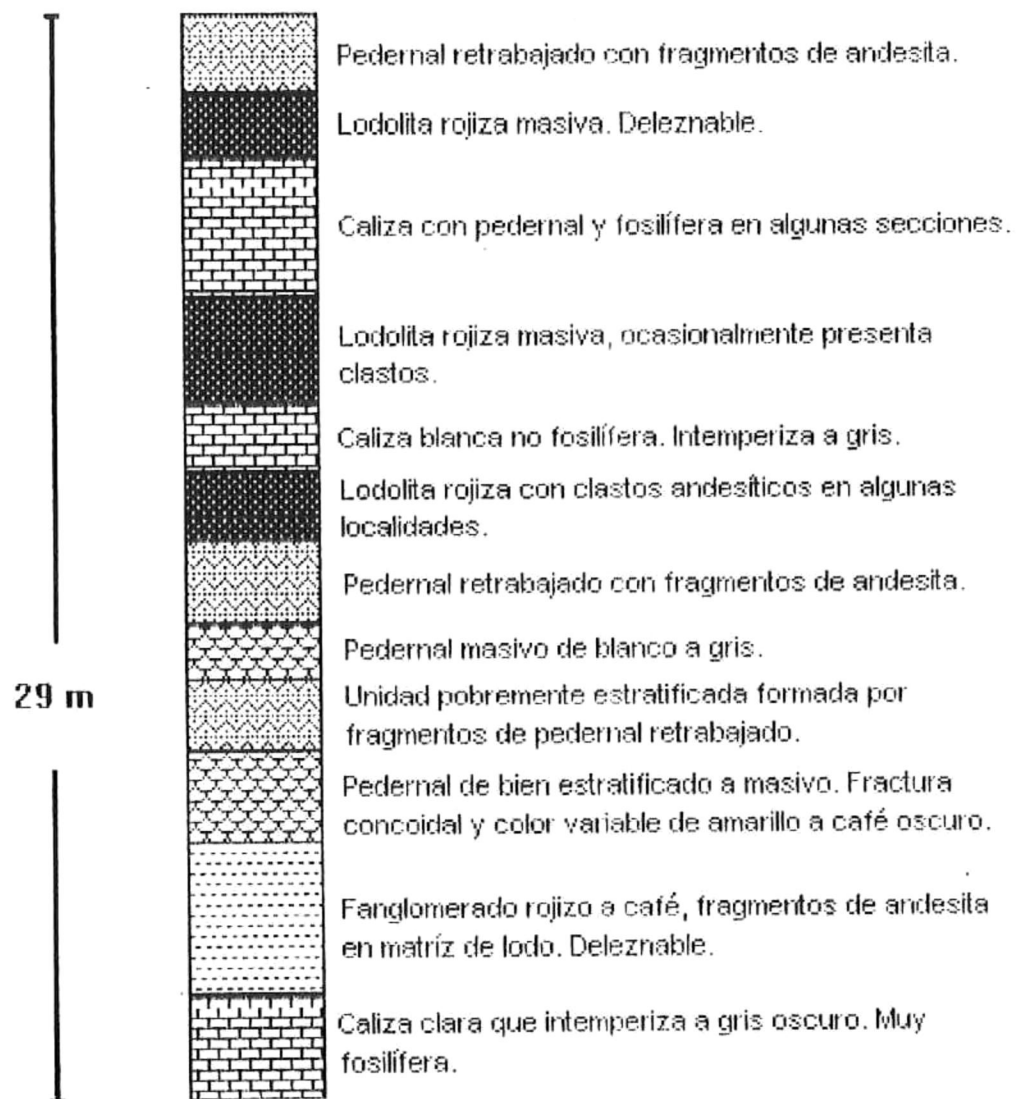


Figura 8.- Sección tipo para el área de Bahía Concepción.

la mayoría de la muestra en la fracción de grano más fino, está compuesta de vidrio volcánico con incipiente cristalización de sílice. Este material podría ser denominado ópalo o vidrio volcánico "C/T" (C por cristobalita y T por tridimita). La muestra es arenosa con presencia de halita, la cual puede llegar a ser abundante.

En lo que respecta al procesado de las muestras, con el análisis de las láminas delgadas se logró establecer la ausencia total de caparazones o restos de organismos silíceos, por lo que se descarta un posible origen biogénico para el sílice. Para fines de comparación, se hicieron réplicas de cada lámina y en ocasiones se elaboraron varias láminas de la misma muestra pero en diferente ubicación (p.ej. una muestra del material intemperizado y otra del material fresco). Lo observado en las diferentes muestras de mano y sus respectivas láminas se presenta en el Apendice C.

En el análisis con el microscopio óptico se observó que la mayoría del material era cuarzo o sílice amorfo, con cantidades mínimas de calcita y trazas de micas (biotita y muscovita). También se pudo apreciar cantidades mínimas de minerales oscuros, algunos de los cuales son óxidos. En la observación de las muestras de mano, algunas presentan evidencias de que la roca original era una arenisca (M-1-93, M-6-93 y M-2-94), otras tienen el aspecto de una roca calcárea (M-3-94 y M-4-94), otras más una estructura masiva (M-1-93c, M-4-93, M-6-94 y M-10-94, entre otras). Por último, algunas muestras de pedernal presentan signos de retrabajamiento y están compuestas de pedernal formando brechas. La porosidad es muy variable y está directamente relacionada con la compactación de la roca.

En las observaciones del MEB se logró comprobar la ausencia total de microorganismos silíceos y la estructura observada en todos los casos es muy similar : las muestras presentan un arreglo granular y los granos tienen bordes generalmente muy angulosos, y ocasionalmente subredondeados como se aprecia a detalle en las fotos 1 a la 8.

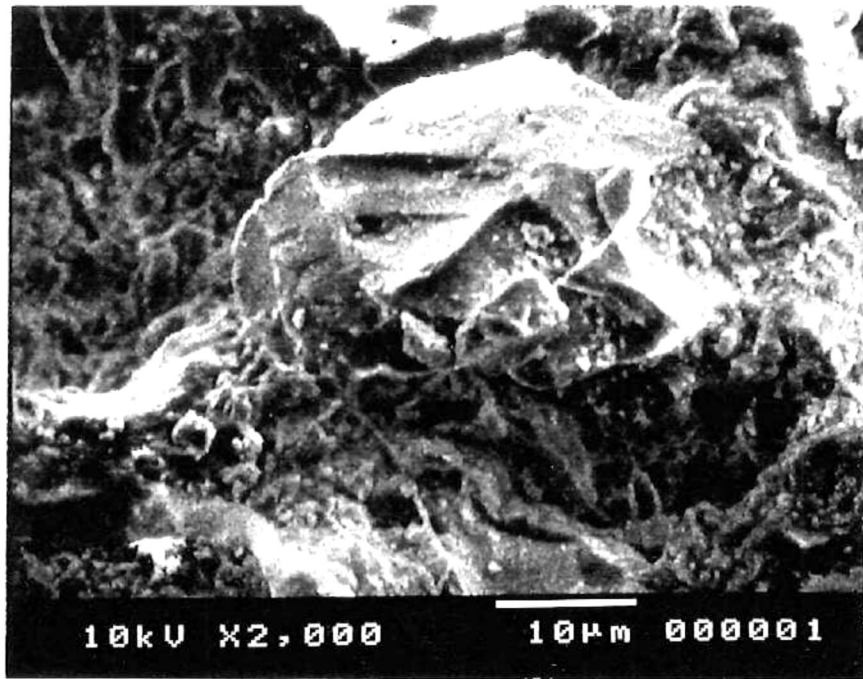


Foto 1.- Fotomicrografia de la muestra M-1-93a.

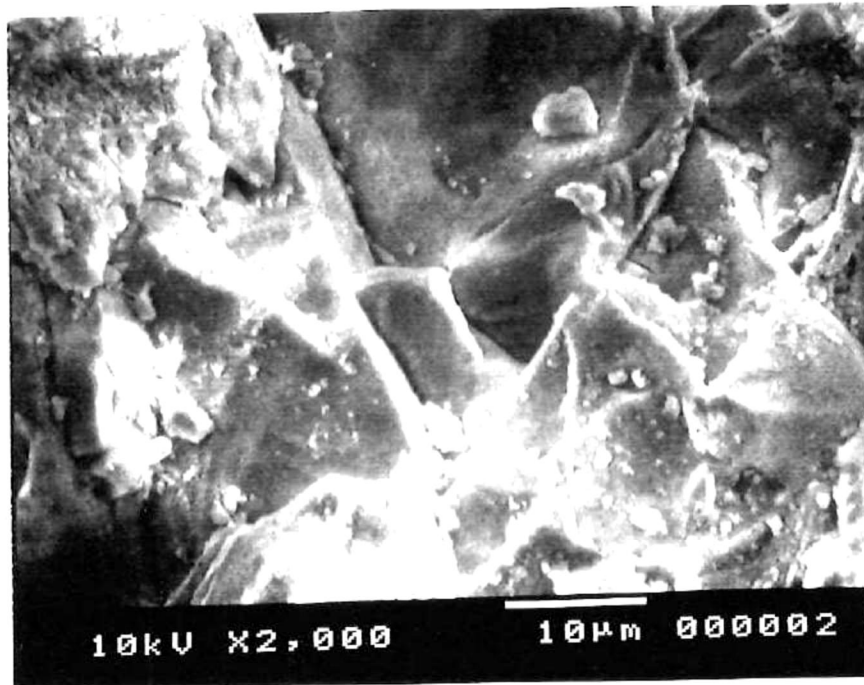


Foto 2.- Fotomicrografia de la muestra M-1-93b.

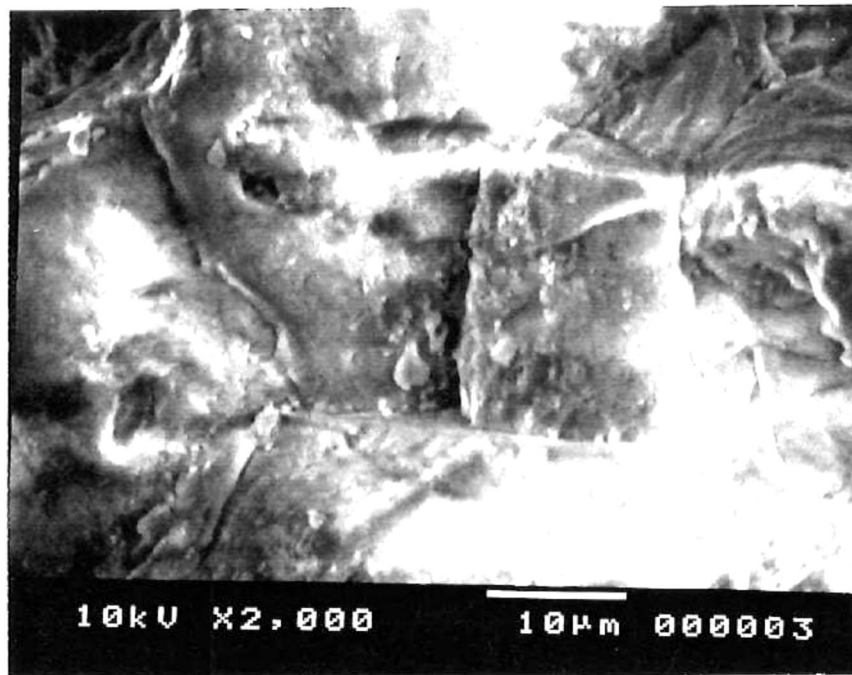


Foto 3.- Fotomicrografia de la muestra M-1-93c.

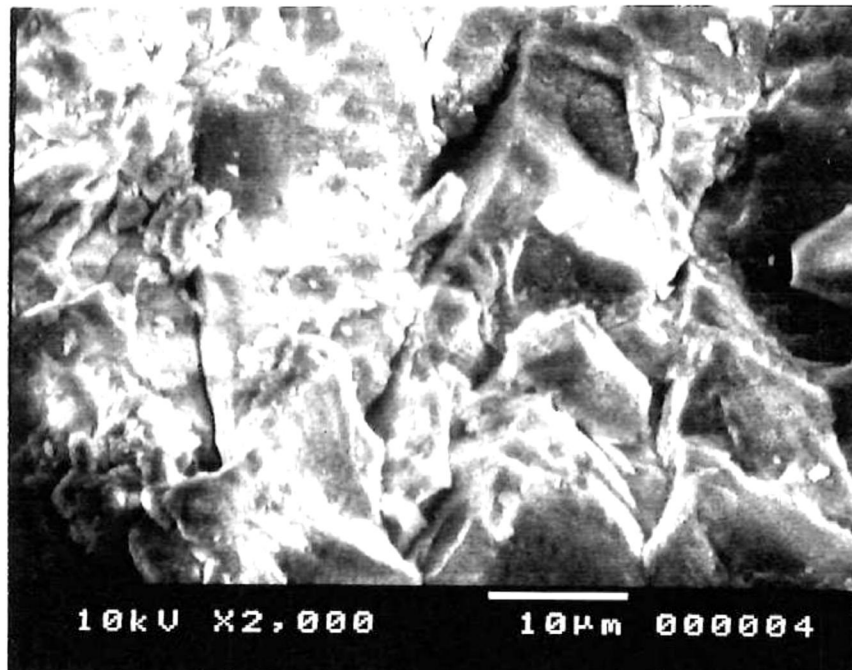


Foto 4.- Fotomicrografia de la muestra M-2-93.

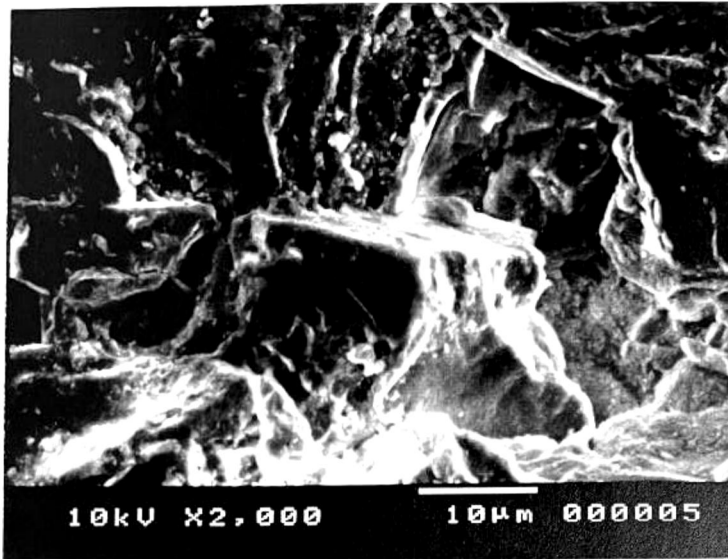


Foto 5.- Fotomicrografía de la muestra M-3-93.

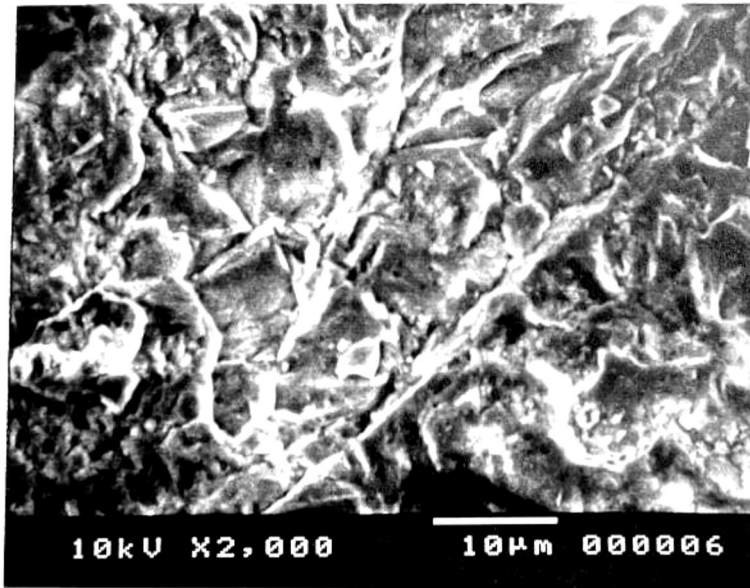


Foto 6.- Fotomicrografía de la muestra M-4-93.

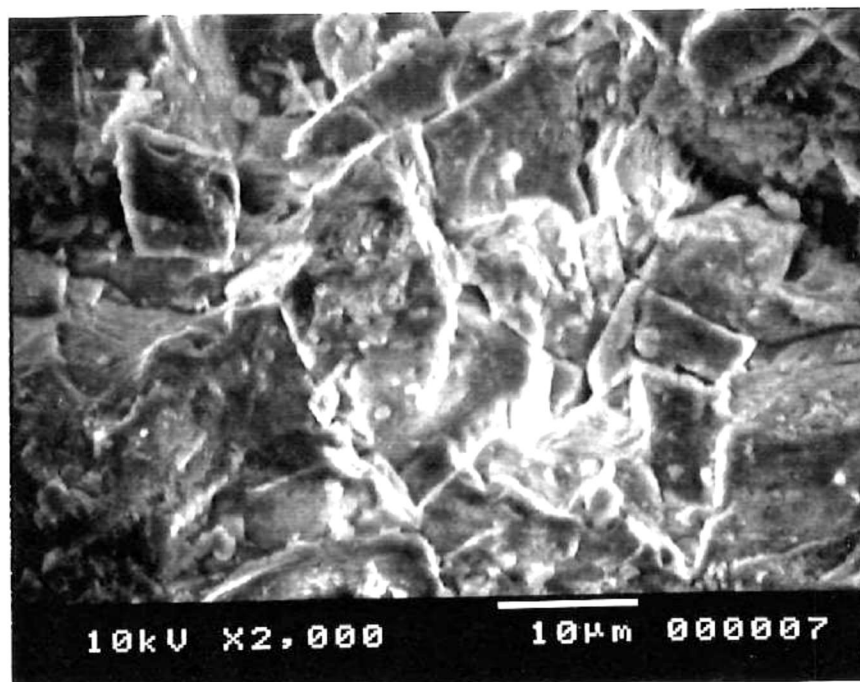


Foto 7.- Fotomicrografia de la muestra M-5-93.

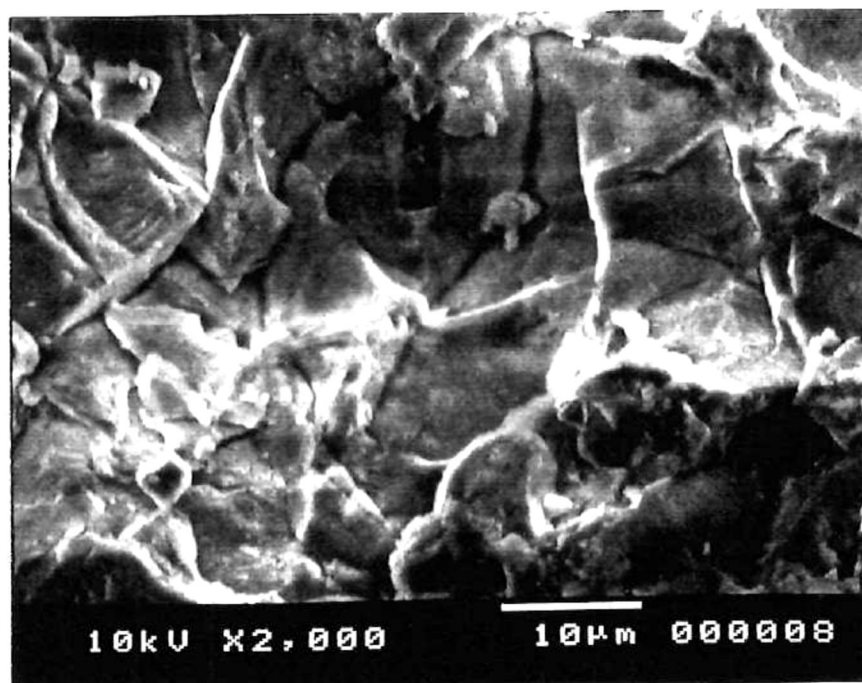


Foto 8.- Fotomicrografia de la muestra M-6-93.

En el análisis cualitativo realizado conjuntamente en el MEB, se pudo comprobar que todas las muestras contienen sílice, con presencia de variables cantidades de otros elementos como magnesio, aluminio, fierro, cloro y cadmio (Apéndice D). Es importante señalar que este análisis no es muy confiable, ya que el campo abarcado es muy puntual y por lo tanto las variaciones composicionales son significativas de una zona a otra de la misma muestra. De manera general, se pudo observar que el Mg es más abundante en las muestras que tienen coloraciones rojizas, y el Cd se presenta particularmente en las muestras porosas.

DISCUSION

La península de Bahía Concepción está caracterizada por una serie de cuencas rellenas de material sedimentario delimitadas por las rocas volcánicas de la Fm. Comondú (Fig. 2). La litología consiste de capas interestratificadas de calizas, fanglomerados, lodolitas con fragmentos de plantas, pedernal y lodolitas calcáreas. Las capas individuales de pedernal alcanzan hasta 5 m de espesor, observándose bioturbación en algunas. Se pudo confirmar la edad Plioceno de estas capas por la presencia de fósiles en la caliza basal del gastrópodo *Strombus subgracilior* y del equinoideo *Clypeaster marquerensis* (Durham, 1950).

De acuerdo al mapa elaborado con las litologías que afloran en el área, la comunicación con el mar era por la zona SW (Fig. 8), existiendo dos antiguas islas, una de las cuales se encontraba obstruyendo el flujo hacia una pequeña laguna ubicada al NE y caracterizada por material más fino, debido a las condiciones de baja energía.

Los límites de la cuenca se encuentran marcados por las rocas volcánicas de la Fm. Comondú. La presencia de raíces de mangle (Sec. 12, 3a. Unid. y Sec. 13, 5a. Un.), similares a las encontradas en la zona de manglar de Mulegé (Ashby y Minch, 1987), así como las litologías encontradas (calizas, lodolitas), y la presencia de *Clypeaster marquerensis* (Téllez, comunicación personal), son indicadores de un ambiente somero de transición marino. Una herramienta adicional, es la presencia del icnofósil *Ophiomorpha* sp. (Sec. 3, 4a Un. y Sec. 5, 4a. Un.) el cual representa antiguas madrigueras de gusanos o crustáceos (*Domichnia*) y es un indicador de paleambientes comprendidos entre la zona intermareal hasta la zona sobre la base de la ola (Ekdale *et al.*, 1984).

Mediante la elaboración y análisis de la sección tipo obtenida de acuerdo a un análisis de secuencia de facies estratigráficas, es posible interpretar las variaciones ambientales de la zona; la primera unidad que se registra es la caliza basal, la que

nos indica un ambiente marino, principalmente por su abundante fauna fósil. La presencia de fanglomerado, de ambientes continentales, nos indica un levantamiento del área. Posteriormente tenemos las unidades de pedernal masivo y retrabajado en una secuencia repetida (Fig. 8), éste pudo originarse en un ambiente de alta evaporación, ya que un aumento en la salinidad origina la precipitación del sílice (Huang, 1968), lo anterior nos estaría indicando un ambiente marino muy somero sin llegar a la formación de costras salinas o depósitos evaporíticos y con exposiciones a las condiciones ambientales, lo que dió origen a las capas de pedernal retrabajado, mediante procesos de erosión. La alternancia posterior de lodolitas y calizas, nos indican levantamientos y subsidencias consecutivas, finalizando esta secuencia en levantamiento, indicado por la lodolita superior. La presencia de pedernal retrabajado en la cima, nos indica que las condiciones retornaron al ambiente marino somero, con la consecuente subsidencia del área. Las evidencias de que estos cambios ambientales no son por cambios eustáticos, se debe a las características de los contactos, los cuales no son progradacionales en ninguno de los casos. Lo anterior nos indica que los cambios fueron rápidos, como sucede en los eventos tectónicos. Esta teoría se encuentra apoyada por presencia de fallas normales y fracturas, así como por las evidencias manifestadas de actividad hidrotermal presentes en la zona.

La presencia de fallas y fracturas asociadas a las mismas, así como las evidencias de actividad hidrotermal caracterizadas por la presencia de cavernas de disolución y fenocristales de cuarzo, nos indica un ambiente tectónico marcadamente inestable con el consecuente aporte de fluidos a altas temperaturas y ricos en sílice por procesos hidrotermales, aunado a un gran aporte de minerales silíceos mediante la erosión de las rocas volcánicas preexistentes. Considerando un ambiente de depósito somero, se sugiere en parte, una disolución de capas calcáreas mediante procesos hidrotermales, lo cual originó un aumento en el pH de las aguas originalmente ácidas ocasionando una disolución de sílice de los estratos adyacentes, los cuales sobresaturaron la solución hidrotermal y ocasionaron precipitación de sílice en los espacios originados por la disolución. Se propone la recristalización de sílice proveniente del material tobáceo y otras rocas volcánicas ácidas que se encontraban formando estratos, las cuales al contacto con las aguas hidrotermales ricas en sílice, fueron parcialmente disueltas, aportando una cantidad significativa de su contenido de sílice, lo que originó una sobresaturación con la consecuente precipitación de este material. En este estudio, la ausencia total de restos de organismos silíceos y la presencia de potasio (por análisis DRX), un elemento muy común en las rocas volcánicas, apoya los indicios de que una de las fuentes de aporte al sistema fue por la presencia de sedimento de origen volcánico.

La pedernalización se llevó a cabo en varias etapas, como se manifiesta por la presencia de los estratos de pedernal retrabajado. Este primeramente fué formado mediante la diagénesis del sedimento original, posteriormente fué intemperizado, transportado, y finalmente depositado en fragmentos angulosos de diferentes tamaños, formando brechas, lo que indica que el transporte fué mínimo o nulo. Lo anterior concuerda con la hipótesis de Folk (1973), para la formación de brechas y fracturas en un miembro de novaculita: la unidad estudiada por él, experimentó una exposición atmosférica, se desarrollaron fracturas y características karsticas y subsecuentemente hubo relleno parcial de las fracturas abiertas por arena transportada por el viento y después de la sumergencia, por cieno marino.

La presencia de granos de cuarzo parcialmente disueltos en una muestra (Sec. 8, 2a. un.) observada en lámina delgada (M-3-94) apoya el criterio de una disolución parcial de los granos y una posterior recristalización (Wise *et al.*, 1973). Otra evidencia que apoya la idea de la formación de las capas de pedernal mediante un origen de sedimentos volcánicos ricos en sílice, es el resultado del análisis de rayos X, en donde el índice de refracción de una muestra de vidrio volcánico, indica que la lava era rica en sílice. No se detecta arcilla mineral, y al parecer, la mayoría de la muestra es material volcánico con incipiente cristalización de sílice. De acuerdo con Huang (1968) algunos pedernales estratificados pueden representar mantos de ceniza submarina, ya que la alteración intensa y completa de muchas tobas se debe a la naturaleza vítrea de la roca y a la abundancia del vidrio, y los tipos comunes de alteración son la silicificación y la arcilización. Los depósitos pedernalosos pueden desarrollarse a lo largo de juntas y fallas o por mineralización, brecciación u otras causas posteriores a la depositación de la roca. La sílice necesaria para dar origen a estos reemplazamientos puede ser introducida hidrotermalmente o acarreadas por disoluciones de aguas subterráneas y corrientes emigrantes de las rocas silíceas hacia las rocas que están siendo reemplazadas.

En lo que respecta al análisis cualitativo de las muestras, todas presentaron silicio (Si) y oxígeno (O) en cantidades variables y la presencia de otros elementos como el calcio (Ca), magnesio (Mg), cloro (Cl) y aluminio (Al), nos pueden estar indicando la fuente de origen de la roca. Una de las posibles explicaciones para la presencia de cadmio (Cd) y fierro (Fe) en las muestras, es que sean producto del transporte por adhesión a sustancias volátiles producidas durante la diferenciación magmática y llevadas hasta la superficie por soluciones hidrotermales, lo que representa la última etapa de la diferenciación (Huang, 1968).

Para explicar las litologías presentes en el área, se propone un modelo de sedimentación que incluye pequeñas bahías protegidas distribuidas dentro de la actual Península Concepción. La evidencia es que éstas capas de pedernal son por aporte de sílice al sistema por sedimentos volcánicos ricos en sílice y por soluciones

asociados a actividad hidrotermal. No existen indicios de que los procesos biológicos estuvieran presentes. Lo anterior es de gran relevancia debido a que la mayoría del sílice precursor de pedernal en ambientes marinos, es derivado de la disolución de microfósiles silíceos (Wise et al., 1973).

De esta manera, esta investigación posiblemente reportaría el primer pedernal originado sin la presencia del elemento biogénico en la Península de Baja California. Por otro lado, anteriormente esta unidad no había sido reportada, por lo que se sugiere una posterior revisión para asignarle un nombre formal, así como a todas las otras unidades en la zona.

CONCLUSIONES.

El área de estudio en Bahía Concepción, es una serie de pequeñas cuencas sedimentarias someras, las cuales durante su relleno, estuvieron en un ambiente tectónico de fallas, fracturas y movimientos verticales marcadamente inestables.

De acuerdo con las litologías encontradas y descritas, la depositación de los sedimentos en esta área son de origen tanto marino (carbonatos), como terrígeno (lodolitas y fanglomerados), por lo que se puede establecer que durante el depósito del material ahora consolidado, el lugar era una zona costera de transición.

Se pudo confirmar que las capas de sílice no tuvieron un componente biogénico en su origen, sino que en su proceso diagenético intervino el sílice aportado por material sedimentario de origen volcánico y por tectonismo asociado a procesos hidrotermales. Lo anterior también se encuentra apoyado debido a que el área es muy somera como para dar lugar a depósitos silíceos originados por surgencias.

Probablemente, el principal mecanismo llevado a cabo, fué una disolución gradual del material silíceo acumulado en capas de ceniza volcánica, mediante procesos asociados con la actividad hidrotermal, con una posterior recristalización para formar las capas de pedernal masivo. Esto se encuentra acorde con lo descrito por Huang (1968) para el desarrollo de depósitos pedernalosos.

En lo que respecta a las capas de pedernal retrabajado, éste fué formado mediante la diagénesis del sedimento original, posteriormente fué intemperizado, transportado, y finalmente depositado en fragmentos angulosos de diferentes tamaños, formando brechas.

APENDICE A

RELACION DE MUESTRAS ANALIZADAS

Clave de la muestra	Sección	Unidad
M-1-93a	3	2a.
M-1-93b	3	2a.
M-1-93c	3	2a.
M-2-93	3	4a.
M-3-93	3	5a.
M-4-93	6	5a.
M-5-93	9	4a.
M-6-93	20	2a.
M-1-94	3	2a.
M-2-94	3	4a.
M-3-94	8	2a.
M-4-94	5	2a.
M-5-94	5	4a.
M-6-94	5	5a.
M-7-94	5	5a.
M-8-94	4	2a.
M-9-94	4	5a.
M-10-94	4	7a.

APENDICE B

SECCIONES ESTRATIGRAFICAS OBTENIDAS EN BAHIA CONCEPCION

DESCRIPCION	ESPESOR
SECCION 1	
1a. Unidad	
Caliza de color gris a gris-oscuro, textura masiva (en la parte más externa de la zona de estudio). Localmente se localizan fósiles de <i>Strombus subgracilior</i> y <i>Clipeaster marquerensis</i> .	0.5 m
SECCION 2 26° 35' 39"N	
1a. Unidad 111° 40' 35"W	
Caliza color beige, descompone a gris oscuro, abundantes fósiles de pecten, galletas de mar, probables icnofósiles, presencia de clastos no muy abundantes (andesita?) y caracoles (gastropodos strombidos).	5 m
2a. Unidad	
Fanglomerado en matriz calcárea, color crema a rojizo, abundantes clastos de andesita, conchas de pectínidos, pelecípodos y strombidos, deleznable. <i>Balanus sp</i> incrustados en fragmentos de andesita.	3.5 m

SECCION 3 26°35'38"N

1a. Unidad 110°40'10"W

Fanglomerado color rojizo a café, fragmentos de andesita en matriz de lodo, se observan guijarros.

No resistente (deleznable).

4 m

2a. Unidad

Contacto marcado del fanglomerado con pedernal. Pedernal de bien estratificado a masivo, altamente fracturado, color blanco a café lechoso, presenta fractura concoidal.

2.5 m

3a. Unidad

Arenisca bien estratificada (capas 10 cm) con abundantes fragmentos de pedernal blanco perteneciente a la 2a. Unidad. Los fragmentos mayores son de 1 cm.

2 m

4a. Unidad

Pedernal oscuro, bien estratificado en una sola capa, con icnofósiles verticales que sobresalen 10cm, color café a café oscuro. Los tubos tienen un diámetro aproximado de unos 5 cm o más, son normales a la superficie. Las capas de pedernal con fragmentos angulosos se encuentran formando brechas mal cementadas.

0.35 m

5a. Unidad

Formada principalmente por fragmentos de pedernal muy similares a los de la Unidad 3. Presenta lentes de pedernal bien cementado (80 cm). Capa de color claro con fragmentos hasta de 2 cm.

5 m

6a. Unidad

Caliza masiva localmente fosilífera de color gris a gris oscuro. Los fósiles incluyen galletas de mar, gasterópodos y pelecípodos. Efervece con ácido. Los fósiles presentan diferentes estados de preservación, desde moldes hasta organismos completos sin evidencia de retransporte.

2.25 m

SECCION 4

1a. Unidad

Fanglomerado rojizo deleznable.

5 m

2a. Unidad

Pedernal color amarillo claro muy compacto.

1.5 m

3a. Unidad

Arenisca deleznable color café claro.

0.8 m

4a Unidad

Arenisca compacta con numerosos fragmentos de andesita.

1 m

5a. Unidad

Pedernal masivo altamente fracturado de color café claro.

0.25 m

6a. Unidad

Arenisca bien estratificada con fragmentos pequeños (1.5 cm) de pedernal retrabajado. 2 m

7a. Unidad

Capa delgada de pedernal de color oscuro. 0.2 m

8a. Unidad

Fragmentos de pedernal en una matriz de arena fina. 3 m

SECCION 5

1a. Unidad

Fanglomerado rojizo. Conglomerado andesítico en matriz de lodo. Muy deleznable. 4 m

2a. Unidad

Pedernal de bien estratificado a masivo, altamente fracturado. Color café lechoso que intemperiza a blanco. 2.5 m

3a. Unidad

Arenisca bien estratificada con fragmentos de pedernal blanco. 2 m

4a. Unidad

Pedernal oscuro bien compacto, presencia de icnofósiles verticales que sobresalen 10 cm. 0.3 m

5a. Unidad

Capa clara formada principalmente por fragmentos de pedernal de diferentes tamaños similares a la 3a. Unidad. Presenta lentes de pedernal bien cementados (80 cm). 5 m

SECCION 6 26°35'86"N

1a. Unidad 111°40'13"W

Fanglomerado rojizo. Presenta lentes de fragmentos del tamaño de guijarros a cantos rodados hacia los 2 últimos metros de la columna. 11 m

SECCION 7 26°35'47"N

1a. Unidad 111°39'94"W

Fanglomerado color rojo. Fragmentos de andesita en matriz de lodo. Deleznable. 6.5 m

2a. Unidad

Capa de pedernal recementado de color gris claro a gris oscuro. 3.25 m

3a. Unidad

Pedernal de color blanco a café claro. No se observan autobrechas. 0.2 m

4a. Unidad

Unidad pobremente estratificada formada por fragmentos retrabajados de pedernal, con pedernal masivo hacia la cima de la unidad. 7.75 m

5a. Unidad

Caliza masiva con lentes fosilíferos, abundantes conchas *Tegulus ssp*, galletas de mar, gasterópodos, *Strombos subgracilior*, almejas gigantes y corales porites opalizados. 3.4 m

SECCION 8 26°35'49"N

1a. Unidad 111°39'74"W

Fanglomerado con fragmentos angulosos de andesita de color rojizo, del tamaño de los guijaros, fácilmente erosionable. 15 m

2a. Unidad

Caliza color blanco bien estratificada, grano muy fino (micrita), con fragmentos de pedernal flotando dentro de una matriz calcárea. Muy efervescente. 1.25 m

3a. Unidad

Lodolita rojiza masiva. 0.5 m

4a. Unidad

Pedernal retrabajado color blanco a gris con fragmentos menores de 1 cm. 0.5 m

5a. Unidad

Caliza micrítica masiva color blanco, no fosilífera. 0.75 m

6a. Unidad

Pedernal retrabajado de color blanco a gris. Masivo. 4 m

7a. Unidad

Caliza micrítica blanca que intemperiza a gris. No fosilífera. 0.5 m

8a. Unidad

Pedernal masivo de blanco a gris. 0.25 m

SECCION 9 23°35'70"N

1a. Unidad 111°34'76"W

Fanglomerado rojizo-café, clastos andesíticos de tamaño variable (cantos-guijas). Deleznable. 11.4 m

2a. Unidad

Capa de pedernal retrabajado. 4.25 m

3a. Unidad

Lodolita roja masiva. 1.6 m

4a. Unidad

Unidad de pedernal retrabajado. 2.5 m

5a. Unidad

Lodolita roja. 2.6 m

6a. Unidad

Unidad retrabajada de caliza con poco pedernal. 2.4 m

7a. Unidad

Lodolita roja masiva 4 m

8a. Unidad

Caliza con pedernal. Presenta fragmentos de pedernal hacia la cima, de color blanco. 4.5 m

SECCION 10 26°36'07"N

1a. Unidad 111°39'79"W

Fanglomerado con clastos andesíticos del tamaño de guijas y cantos. 11.5 m

2a. Unidad

Contacto transicional del fanglomerado a lodolita rojiza sin presencia evidente de clastos. 11.5 m

3a. Unidad

Lodolita calcárea blanca. 0.5 m

4a. Unidad

Lodolita calcárea rojiza masiva. 8.25 m

5a. Unidad

Caliza masiva no fosilífera blanca, intemperiza a gris. 3.5 m

SECCION 11 26°24'74"N

1a. Unidad 111°39'16"W

Lodolita roja con fragmentos de plantas. 2.25 m

2a. Unidad

Caliza limpia color crema que intemperiza a blanca, no fosilífera. Deleznable. 1 m

3a. Unidad

Caliza blanca que intemperiza a gris, mejor cementada que la unidad anterior. No fosilífera. 1 m

SECCION 12

1a. Unidad

Lodolita roja sin clastos, no se aprecia la base. Muy compacta. Localmente hay una delgada capa de pedernal negro. (Se indica espesor de la parte observada) 0.5 m

2a. Unidad

Caliza blanca con textura karstica en la zona expuesta. 0.8 m

3a. Unidad

Lodolita rojiza con fragmentos de raices. 0.3 m

4a. Unidad

Caliza gris no fosilífera con fragmentos angulosos de andesita del tamaño de las gravas. 1.2 m

5a. Unidad

Lodolita rojiza compacta con algunos horizontes de microbrechas. 3.7 m

6a. Unidad

Caliza grisacea con numerosas cavidades. 0.7 m

7a. Unidad

Caliza blanca recristalizada. 1 m

SECCION 13 26°35'25"N

1a. Unidad 111°38'91"W

Caliza crema que intemperiza a gris con pedernal
retrabajado anguloso. 7 m

2a. Unidad

Autobrecha de pedernal masivo. Color variable de café
a blanco lechoso. 0.5 m

3a. Unidad

Caliza blanca que intemperiza a café con fragmentos
retrabajados de pedernal. 5.5 m

4a. Unidad

Caliza blanca no fosilifera que intemperiza a gris 0.75 m

5a. Unidad

Lodolita roja masiva con raices de mangle. 1.5 m

6a. Unidad

Caliza crema que intemperiza a gris, masiva no
fosilifera con fragmentos de pedernal. 1.6 m

7a. Unidad

Caliza no fosilifera masiva con fragmentos de pedernal
retrabajados. 3.5 m

SECCION 14 26°35'35"N

1a. Unidad 111°37'75"W

Fanglomerado rojizo con fragmentos andesíticos angulosos (cantos-guijas). Deléznable. 21 m

2a. Unidad

Lodolita roja masiva. 6.75 m

3a. Unidad

Caliza blanca a gris. 0.5 m

4a. Unidad

Lodolita roja masiva. 1.75 m

5a. Unidad

Pedernal masivo retrabajado de color blanco a gris. 1.25 m

6a. Unidad

Lodolita rojiza masiva con fragmentos muy finos y angulosos de pedernal (tamaño de las arenas). 0.8 m

7a. Unidad

Caliza masiva blanca que intemperiza a rosa-grisáceo no fosilífera. 2 m

SECCION 15

1a. Unidad

Fanglomerado rojizo con numerosos clastos angulosos del tamaño de guijas y cantos angulosos. 10 m

2a. Unidad	
Lodolita calcárea con fragmentos angulosos de pedernal retrabajado.	4.8 m
3a. Unidad	
Caliza blanca que descompone a gris con fragmentos de pedernal blanco.	1.5 m
4a. Unidad	
Lodolita roja masiva sin clastos.	8.2 m
5a. Unidad	
Caliza blanca no fosilífera.	7.3 m
6a. Unidad	
Pedernal blanco muy fracturado. Presenta numerosas venas.	0.3 m
7a. Unidad	
Caliza masiva no fosilífera.	0.5 m
SECCION 16	
1a. Unidad	
Fanglomerado rojizo con numerosos clastos del tamaño de las guijas y cantos muy angulosos.	3.20 m
2a Unidad	
Lodolita rojiza masiva sin clastos.	1.15 m

3a. Unidad

Caliza blanca masiva sin clastos con gran contenido de arcilla. 1.51 m

4a. Unidad

Fanglomerado con fragmentos y bloques volcánicos subangulosos. 0.8 m

SECCION 17 26°35'82"N

1a. Unidad 111°38'84"W

Fanglomerado rojizo, contiene clastos angulosos andesíticos de diferentes tamaños, desde granos hasta bloques. 27 m

2a. Unidad

Lodolita rojiza masiva sin clastos. 3.5 m

3a. Unidad

Caliza blanca masiva no fosilífera con fragmentos de pedernal retrabajado. 0.5 m

4a. Unidad

Lodolita roja masiva sin clastos. 1.5 m

5a. Unidad

Caliza masiva color café lechoso, descompone a gris. Mezcla de ostreas y pectens. En la cima se observa un horizonte de ostreas. 4.75 m

6a. Unidad

Lodolita roja masiva sin clastos. 12 m

7a. Unidad

Caliza masiva color crema, descompone a color rosa. Sin fósiles. 3.25 m

SECCION 18

1a. Unidad

Lodolita rojiza masiva con clastos andesíticos tamaño gránulos. 18.5 m

2a. Unidad

Caliza masiva color crema que descompone a color gris. En la base de la caliza hay un conglomerado de andesita con abundantes fósiles de pecten. Algunas ostras. 4.75 m

SECCION 19 26°26'80"N

1a. Unidad 111°38'54"W

Caliza de blanca a gris masiva no fosilífera con algunos fragmentos andesíticos bien redondeados. 4 m

SECCION 20 26°37'04"N

1a. Unidad 111°38'54"W

Lodolita roja con clastos andesíticos. 2 m

2a. unidad

Pedernal retrabajado con fragmentos de andesita en contacto lateral discordante. 2 m

SECCION 21

1a. Unidad

Lodolita rojiza con clastos andesíticos tamaño gránulos. 1.75 m

2a. Unidad

Pedernal masivo de blanco a gris, retrabajado. 1.75 m

SECCION 22

1a. Unidad

Caliza masiva de color crema a gris, algunos fósiles de pecten. Presencia de icnofósiles. 3.25 m

2a. Unidad

Lodolita rojiza masiva sin clastos, al parecer lenticular y local. 5.5 m

3a. Unidad

Pedernal retrabajado. 0.5 m

SECCION 23

1a. Unidad

Lodolita masiva roja, sin clastos. 1.75 m

2a. Unidad

Caliza masiva color crema que descompone a gris, mezcla de pecten y ostrea en la matriz (*Ostrea ssp* y *Aquepectin ssp*). 2.75 m

3a. Unidad
Coquina de *Ostreas ssp.* de color blanco a gris. 1.5 m

4a. Unidad
Caliza color crema que descompone a gris. Algunos fósiles (*Ostrea ssp.* y *Aquepectin ssp.*) 4.25 m

APENDICE C

A continuación se hace una descripción de las muestras de mano analizadas y sus respectivas láminas delgadas, destacando los rasgos estructurales observados en las mismas.

MUESTRA 1-93

M-1-93a.- Muestra de mano intemperizada. Color rosa-grisáceo, se observan minerales claros (cuarzo), numerosas venas y algunas fracturas. El tamaño de grano es muy variable. Al parecer, originalmente era una arenisca, y aún se observan algunos de los granos originales.

Lámina Delgada

Se observan los granos con bordes irregulares y muy fracturados (textura cataclástica), No se observan fracturas a nivel microscópico. Al parecer hay presencia de óxidos.

M-1-93b.- Muestra de mano fresca. Color amarillo lechoso, fractura concoidal. Presenta granos blancos y ocasionalmente oscuros. Numerosas venas y cavidades.

Lámina Delgada

Fragmentos muy irregulares en una matriz masiva. Al parecer existen remanentes de calcita y de algunos organismos calcáreos.

M-1-93c.- Muestra de mano fresca. Color café lechoso, con algunos granos de cuarzo de diferentes tamaños (arenas- gravas). Presenta pequeñas cavidades y microporos. No se observan fracturas.

Lámina Delgada

Al parecer existen restos de calcita en fragmentos irregulares de diferentes tamaños. Numerosos granos oscuros de formas y tamaños variados. Los fragmentos de calcita se encuentran principalmente en una matriz oscura.

MUESTRA 2-93

M-2-93.- Muestra de mano fresca (Ophiomorpha). Color gris muy oscuro, porosidad alta. Se observan algunas franjas claras y ocasionalmente granos de cuarzo.

Lámina Delgada

Aspecto moteado provocado posiblemente por la presencia de óxidos. Se observan minerales negros los cuales no presentan extinción.

MUESTRA 3-93

M-3-93.- Muestra de mano fresca. Color oscuro con presencia de bandas oscuras. Presenta microvenas y fracturas.

Lámina Delgada

Se aprecia un alineamiento preferencial de los minerales. Presencia de fragmentos subhedrales. Los límites entre los granos son indefinidos y se observan microfracturas.

MUESTRA 4-93

M-4-93.- Muestra de mano fresca. Color rosa claro con presencia de granos de cuarzo. Se observan microvenas. El tamaño de grano es variable, no presenta microfracturas.

Lámina Delgada

Contacto entre granos difuso. Se pueden apreciar algunos minerales oscuros, pero no muy abundantes. No se observan fracturas. Ocasionalmente, minerales maclados (sanidino?).

MUESTRA 5-93

M-5-93.- Muestra de mano de pedernal retrabajado. Color muy claro. Numerosas fracturas y cavidades, los granos se observan alargados y con cierta orientación. La matriz al parecer es calcárea.

Lámina Delgada

Se pudo apreciar la presencia de biotita en cantidades mínimas. El tamaño de los granos, los bordes y los contactos entre granos son muy irregulares y se observan algunas estructuras de flujo.

MUESTRA 6-93

M-6-93.- Muestra de mano de pedernal retrabajado. Color amarillento con presencia de fracturas. Granos de diferentes tamaños (arenas) y color. Al parecer originalmente era una arenisca. Se observa cierta alineación en los minerales.

Lámina Delgada

Los contactos entre los granos se observan distorcionados, y las fracturas presentes también afectan a los granos y no tienen una orientación definida. Los granos son muy irregulares y fragmentados.

MUESTRA 1-94

M-1-94.- Muestra de mano de pedernal color café lechoso, se pueden apreciar algunos granos relictos en los cuales los bordes casi no se aprecian, sólo en ocasiones. Casi no tiene poros ni presenta fracturas, pero sí microvenas.

Láminas Delgadas

M-1-94a.- Color gris oscuro, granos subredondeados de bordes indefinidos, presencia de minerales oscuros, algunos presentan extinción y otros no. También se observan minerales muy pequeños de color claro con maclas de extinción paralela. No se observan microfracturas ni se distingue la matriz. Se aprecian algunos restos de calcita.

M-1-94b.- De manera general, el tamaño de grano es mayor que en la anterior y al parecer contiene restos de calcita en mayor proporción

MUESTRA 2-94

M-2-94.- Muestra de mano de pedernal café oscuro, no se distinguen los granos, sólo algunas arenas de color más claro. Presenta numerosas grietas, fracturas y cavidades. Porosidad incipiente.

Láminas Delgadas

M-2-94a.- Color verde-grisáceo con granos de subangulares a subredondeados, se observan fracturas venas y cavidades. En la matriz se observan estructuras de flujo y gran cantidad de biotita. Contiene algunos minerales al parecer óxidos. Algunos granos presentan maclas y están muy fracturados. Se observan algunas grietas que han sido ocupadas por óxidos. En general, presenta una textura cataclástica.

M-2-94b.- La diferencia encontrada con respecto a la lámina anterior, es que se observa una mayor cantidad de cavidades y espacios vacíos.

MUESTRA 3-94

M-3-94.- Muestra de mano de una caliza muy compacta de color blanco con numerosas impurezas. Tiene una porosidad relativamente alta representada por venas y cavidades con un diámetro hasta de 3 mm. No se observan fracturas. Las impurezas generalmente son color café y algunas negras.

Láminas Delgadas

M-3-94a.- Color verde alivo a café con numerosos fragmentos de roca de diferentes formas y tamaños, principalmente oscuros, de subredondeados a subangulares. Existen algunas estructuras que indican condiciones de flujo en color ligeramente más claro. También se observan fragmentos de minerales blancos con extinción paralela, algunos presentan macla incipiente. Existe una formación dendrítica de minerales al parecer óxidos. La lámina en general presenta numerosas cavidades.

M-3-94b.- La diferencia significativa con la anterior es la presencia de algunos granos que han sido disueltos y solo se conservan los bordes, los cuales se observan muy fracturados.

MUESTRA 4-94

M-4-94.- Muestra de mano de un pedernal de color café lechoso a oscuro, con algunos granos de cuarzo de diferente tamaño y de bordes indefinidos. En la matriz se aprecia una estructura de flujo que rodea a los granos. No es porosa ni se observan fracturas.

Láminas Delgadas

M-4-94a .- Color oscuro de verde a gris, de estructura muy uniforme y con los bordes de los granos muy difusos. Se observan numerosos minerales muy pequeños de color claro con extinción paralela y ocasionalmente maclados. En algunas zonas se observan estructuras de flujo.

M-4-94b.- Se observa una fractura incipiente en uno de los bordes que desaparece hacia el interior de la lámina.

MUESTRA 5-94

M-5-94.- Muestra de mano de pedernal café claro a oscuro en donde sólo algunos granos se observan enteros, en la mayoría no se aprecian los bordes.

Láminas delgadas

M-5-94a.- Color verde claro a amarillo, ocasionalmente se observan granos completos de forma irregular, ya que la mayoría están rotos o fracturados y los bordes no se aprecian. Numerosas fracturas y grietas, algunas ya rellenas. Algunos minerales oscuros muy pequeños de forma irregular.

M-5-94b.- Se observan bandas claras de muscovita y algunos minerales al parecer óxidos. Los minerales oscuros son más abundantes que en la anterior.

MUESTRA 6-94

M-6-94.- Muestra de mano de pedernal color café oscuro de estructura masiva. La porosidad y presencia de fracturas son incipientes.

Láminas Delgadas

M-6-94a.-Color verde olivo, los granos se observan de diferentes tamaños pero de bordes muy difusos o inapreciables. Se observan algunos minerales maclados, gran cantidad de minerales oscuros muy pequeños (20%) y numerosas cavidades, ocasionalmente se observan fracturas.

M-6-94b.- Los bordes se aprecian un poco mejor, los granos son subredondeados. Se aprecian trazas de mica y la matriz es de grano fino. Minerales maclados de mayor tamaño que en la anterior, numerosas cavidades y algunas fracturas y grietas.

MUESTRA 7-94

M-7-94.- Muestra de mano de fragmentos de pedernal retrabajado color café en matriz calcárea. Presenta una porosidad bastante alta. Los granos se aprecian claramente y varía desde arenas hasta guijas.

Lámina Delgada

M-7-94.-Color verde olivo a gris oscuro. Los bordes de los granos son muy difusos y se encuentran muy fracturados. Aproximadamente el 50% de la lámina presenta espacios vacíos. Se observan numerosas grietas, pero no fracturas. Ocasionalmente se presentan minerales maclados.

MUESTRA 8-94

M-8-94.- Muestra de mano de una caliza compacta, se observan fracturas incipientes y los granos tienen bordes difusos. La porosidad es relativamente baja.

Láminas Delgadas

M-8-94a.-Color gris oscuro con algunos espacios vacíos, se observan numerosos minerales oscuros y trazas de micas. Presencia de un mineral con extinción radial.

M-8-94b.-Gran cantidad de minerales claros, la mayoría maclados, presencia al parecer de óxidos y de algunos minerales policrísticos.

MUESTRA 9-94

M-9-94.- Muestra de mano de pedernal de color amarillo a café, con porosidad de intermedia a alta y numerosos microporos. No se observan fracturas ni grietas.

Láminas Delgadas

M-9-94a.- Numerosos minerales blancos maclados muy pequeños en una matriz gris oscuro, trazas de mica y presencia incipiente de óxidos, se observan algunos espacios vacíos y al parecer algunos fragmentos de calcita con extinción radial.

M-9-94b.- Los minerales claros son ligeramente mayores que en la anterior y también se presentan maclados. Trazas de micas.

MUESTRA 10-94

M-10-94.- Muestra de mano de pedernal café oscuro de estructura masiva. Se observan numerosas microvenas y algunas grietas, pero no fracturas.

Láminas Delgadas

M-10-94a.- Color gris con bandas claras en la matriz, granos de subredondeados a subangulares de diferentes tamaños y formas que flotan en la matriz y a veces se tocan, los bordes se observan claramente. Ocasionalmente se observan espacios vacíos y minerales maclados, se aprecia una zona de biotita.

M-10-94b.- Los granos son de tamaño ligeramente mayores que en la anterior pero no existe otra diferencia significativa.

APENDICE D

Se presentan los resultados obtenidos mediante el análisis cualitativo de los componentes. De manera general, los componentes presentes en las muestras, de mayor a menor fueron:

MUESTRA	COMPOSICION DOMINANTE
1-93a	Si, O, Ca y Mg
1-93b	Si, Ca, Cl y O
M-1-93c	Si, O, y Mg
M-2-93	Si, Ca y O
M-3-93	Si, O, Mg y Ca
M-4-93	Si, O, Cl, Ca y Mg
M-5-93	Si, Ca y O
M-6-93	Si, O, Ca, Mg y Fe
M-1-94	Si, O, Mg y Ca
M-2-94	Si, Mg, Al, O y Ca
M-3-94	Si, Ca, Cl, S, Mg, y O
M-4-94	Si, O, Al, Mg y Ca
M-5-94	Si, Mg, Cd, O y Ca
M-6-94	Si, O, Al, Mg y Ca
M-8-94	Si, Ca, Cl y O
M-9-94	Si, O, Al, Mg y Ca
M-10-94	Si, O, Mg y Al.

Nota: A la muestra M-7-94 no se le realizó análisis de MEB ni cualitativo, debido a que se trata de un sedimento y no de una roca, y para fines de elaboración de lámina delgada se tuvo que utilizar una resina que mantuviera unidos a los granos.

REFERENCIAS

- Ashby J. R. y Minch, A. J. 1987. Stratigraphy and Paleocology of the Mulegé embayment, Baja California Sur, México. *Ciencias Marinas*. Vol. 13(2): 89-112.
- Baker, C. L. y Bowman W. F. 1917. Geologic exploration of the southeastern front range of Trans-Pecos Texas: *Texas Univ. Bur. Econ. Geology Bull.* 1753, p.61- 172.
- Bennett, R. E. 1954. Geology of East Bourland and Simpson Springs Mountains, Brewster County, Texas: M.A. Thesis, Univ, of Texas at Austin, 172 p.
- Burley, S. D., Kantorowics, J. D. y Waugh, B. 1985. Clastic diagenesis. En: Brenchley & Williams (eds), *Sedimentology, Recent developments and applied aspects*. Blackwell Sci. Publ.
- Calvert, S. E. 1974. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. En: *Pelagic Sediments: On land and under the sea*. Int. Assoc. Sediment. spec. paper No. 1, pp. 273-299.
- Davies, T. A. y Supko P. R. 1973. Oceanic Sediments and their diagenesis: some examples from Deep Sea Drilling. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 43, No. 2, p. 381-390.
- Durham, J. 1950. Megascopic paleontology and marine stratigraphy. In: Anderson *et al.*, Eds. *Geol. Soc. of Am. Memoir* 43.
- Ekdale, A. A., Brombley R. G. y Pemberton S. G. (1984). *Iconology. Trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. SEPM short course No. 15. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Tulsa, Oklahoma.
- Fan, P.H. 1963. Revision of the Caballos Novaculite of Trans-Pecos Texas (abs.): *Geol. Soc. America Spec.Paper* 76, p.56-57
- Folk, R. 1973. Evidence of peritidal deposition of Devonian Caballos Novaculite, Marathon Basin, Texas. *AAPG* 57: 702-725.

- Folk, R. L. y McBride E. F. 1976. The Caballos Novaculites revisited, Part I: Origin of novaculite member. *J. Sed. Petrol.*, 46: 659-669.
- Goldstein, A. Jr. 1959. Cherts and novaculites of the Ouachita facies: in Ireland, H. A. (ed), *Silica in Sediments* : Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. 7, 185 p.
- , y Hendricks, T. A. 1953. Siliceous sediments of Ouachita facies in Oklahoma: *Geol. Soc. America Bull.*, v.64, p. 421-442.
- Greenwood, R. 1973. Cristobalite: its relationships to chert formation in selected samples from the Deep Sea Drilling Project. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 43, No. 3, p. 700-708.
- Huang, W. 1968. *Petrología*. Ed. Hispanoamericana, México.
- Klastic, J. A. 1975. High Cristobalite and High Tridymite in a Middle Eocene Deep-Sea Chert. *Science*, Vol. 189, p.631-632.
- Knauth, P. 1979. A model for the origin of chert in limestone. *Geology* 7: 274-277.
- Land, L. S. 1967. Diagenesis of skeletal carbonates. *J. Sed. Petrol.*, V. 37: 914-930.
- Lancelot, Y. 1973. Chert and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific. En: Winterer, E.L., et al., "Init. Repts. of the Deep Sea Drilling Project, V. 17, 377-405.
- Larsen G. y Chilingar, G. V. 1979. Diagenesis of sediments and rocks. *Devel. in Sedimentology* 25A. Diagenesis in sediments and Sedimentary Rocks. Elsevier.
- Ledesma-Vásquez y Johnson, M. E. 1993. Neotectonic deformation of Pliocene-Pleistocene coastal facies on the Gulf of California in northern Baja California Sur (México). en: Delgado-Argote y Martín-Barajas (eds). *Monografía No. 1 Unión Geofísica Mexicana*. p. 115-122.
- Longman, M. W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG*, v. 64, n. 4.

- Maliva, R. G. y Siever R. 1989. Nodular chert formation in carbonate rocks. *Journal of Geology*, v. 97, p.421-433.
- Mayall, M. A. 1993. A comparison of modern and ancient embayments; Mary Creek, St. John, U.S. Virgin Islands, and the Rancho Santa Rosalita Basin, Concepcion Peninsula, Baja California Sur, México. Tesis de grado. Williams College. Williamstown, Massachusetts. Mayo 1993. 159p.
- McBride, E. F. y Thompson, A. 1970. The Caballos Novaculite, Marathon region, Texas: *Geol. Soc. America Spec. Paper* 122, 129p.
- McFall, C. 1986. Reconnaissance geology of the Conception Bay area, Baja California, México. *Stanford University Publications. Geological Science. Vol. X, No. 5*, 25p.
- Meléndez-Fuster. 1981. *Geología*. Ed. Paraninfo. Madrid, España. 912 p.
- Minch, J. y Leslie T. 1991. *The Baja Highway, a geology and biology field guide for the Baja Traveler*. John Minch and Asoc. Inc. USA. 234p.
- Murray, R. W. y Jones, L. D. 1992. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet. *Geology*, v. 20, p. 271-274.
- Ortlieb, L. 1991. Quaternary shorelines along the northeastern Gulf of California; Geochronical data and neotectonics implications, in Pérez-Segura, E., and Jacques-Ayala, C., eds. *Studies of Sonoran Geology. Geological Society of America Special Paper* 254.
- Park, D. E. y Croneis, C. 1969. Origen of Caballos and Arkansas novaculite formations: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 53, no. 1, p.94-111.
- Peterson, M. N. A. y Von der Borch, C. C. 1965. Chert: modern inorganic deposition in a carbonate precipitating locality. *Science*, V. 149:1501-1503.
- Tada, R. e Iiyima, A. 1983. Petrology and Diagenetic Changes of Neogene Siliceous Rocks in Northern Japan. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 53, No.3. pp. 911-930.

- Van der Weijden, C. H. 1992. Early diagenesis and marine pore water. En: Wolf & Chilingarian (eds). Diagenesis III. Devel. in Sedimentology 47, pp. 13-134.
- Weaver, F.M. y Wise, S. W. 1974. Opaline sediments of the Southeastern Coastal Plain and Horizon A: Biogenic Origin. Science, Vol. 184, p. 899-901.
- Wilson, I. y Rocha, V. 1955. Geology and Mineral Deposit of the Boleo Copper District Baja California, México. Geological Survey Professional Paper 273. p. 37-39.
- Williams, L. A., Parks, G. A. y Crerar, D. A. 1985. Silica Diagenesis, I. Solubility Controls. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 55, No. 3, pp. 301-311.
- Williams, L. A. y Crerar, D.A. 1985. Silica Diagenesis, II. General Mechanisms. Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 55, No. 3, pp. 312-321.
- Wise, S. W. Jr., Weaver, F.M. and Guven N. 1973. Early Silica Diagenesis in Volcanic [sic] and Sedimentary Rocks: Devitrification [sic] and replacement phenomena: Electron Mic. Soc. America. Ann. Proc., 31st, New Orleans.
- Zanchi, A. 1993. Structural and Geological Analisis of the Loreto Region (Baja California Sur, México) During Opening of the Gulf of California. II Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California. Ensenada, B. C. México.