

**UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA
CALIFORNIA**

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES
OCEANOLOGICAS**

**MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA EN LA GÉNESIS DE PEDERNAL EN
CUENCAS SOMERAS DEL PLIOCENO EN EL GOLFO DE
CALIFORNIA.**



TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS**

PRESENTA

**CRISANTO ENRIQUE AMARO FRANCO.
ENSENADA BAJA CALIFORNIA.**

Cabeza y Corazón...pon siempre una idea en tu mente y enamorate de ella...pon siempre una ilusión en tu corazón y cree firmemente en ella...entonces la energía reguladora del Universo estará contigo. Tal es el principio que rige el gran vacío.

-Kuro Okami

Exígete mucho a ti mismo y espera poco de los demás, así te ahorrarás disgustos
Kung-Fu-Tzi (Confucio)

MINERALOGÍA Y GEOQUIMICA EN LA GÉNESIS DE PEDERNAL EN CUENCAS SOMERAS DEL PLIOCENO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA.

RESUMEN

En la porción sureste de Bahía Concepción, dentro de la Formación Infierno en Baja California Sur, se localizan capas bien estratificadas de aproximadamente 13 metros de espesor de pedernal.

Mediante el análisis petrográfico, de microscopio de barrido electrónico, así como espectrofotometría de absorción atómica, se estudio la mineralogía y composición química de la brecha de pedernal presente en la zona. Lo anterior con el fin de determinar la secuencia mineralógica, así como los elementos químicos asociados en la génesis de sílice a pedernal.

De las observaciones petrográficas de la brecha de pedernal y del estrato lodolítico inferior a las capas pedernalosas, se apreciaron variedades de ópalo de origen biogénico y no biogénico, así como minerales disueltos por soluciones ácidas y de elevada temperatura.

Las concentraciones de Fe, Mg, Ca y Na, sugieren un origen volcánico de las capas de pedernal. Las altas concentraciones de sodio, posiblemente asociado a NaCl en las muestras no tratadas, así como las características paleontológicas y sedimentológicas de la zona, indican un medio ambiente de alta evaporación. De tal manera que el medio ambiente de formación fue en una cuenca somera semicerrada de transición marino con un pH básico.

De lo anterior se desprende que el principal mecanismo que generó la diagénesis fueron eventos hidrotermales y lavado de tierras adyacentes ricas en elementos con alto contenido de sílice de origen volcánico. Este mecanismo controlado por fallas de origen tectónico, muy frecuentes en zonas adyacentes y actuales a la zona de estudio.

De tal manera que la principal fuente de sílice fue una solución saturada de sílice, siguiendo en importancia, vidrio volcánico y sílice biogénico. Por lo cual la secuencia mineralógica propuesta en el proceso diagenético del sílice a pedernal para la zona fue: ópalo-A'→ópalo-CT y ópalo-T→ópalo-CT ordenado→cuarzo criptocristalino o calcedonia→pedernal.

ABSTRACT

At the southeast corner of Bahia Concepcion in the Pliocene Infierno Formation of Baja California Sur, a well bedded, 13 meters thick chert is present.

With petrographic analysis, SEM and atomic absorption spectrometry, we studied the mineralogy and chemical composition of brecciated chert present in study zone.

The petrographic observations of brecciated chert and Below mudstone strata, show varieties of biogenic and no biogenic opal; and dissolved minerals, possibly by high hot and acid solutions.

Concentrations of Fe, Mg, Ca and Na, suggest a volcanic origin. High concentration of Na, perhaps NaCl associated, in some samples the paleontological and mineralogical characteristics, show a shallow basin origin with basic pH and high evaporation.

The principal mechanisms of chert origin was under hidrothermal conditions and wathering of adjacent lands, controlled by tectonic events. Then we have three sources of silica, 1)high silica solution, 2)volcanic glass rich in silica, 3)biogenic silica. Our principal source was high silica solution and secondary volcanic glass and biogenic silica. We found that the mineralogy rule to silica-chert in the study zone was: opal-A'→opal-CT and opal-T→ordered opal-CT→cryptocrystalline quartz o chalcedony→chert.


MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA EN LA
GÉNESIS DE PEDERNAL EN CUENCAS
SOMERAS DEL PLOCENO EN EL
GOLFO DE CALIFORNIA


TESIS
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
PRESENTA

Crisanto Enrique Amaro Franco

APROBADA POR:


M.C. Jorge Ledesma Vazquez
PRESIDENTE DEL JURADO


M.C. Oscar E. González Yajimovich
SINODAL PROPIETARIO


Dr. Victor Froylan Camacho Ibar
SINODAL PROPIETARIO

DEDICATORIA.

A mi esposa Jannet Bañuelos de Amaro
...Quien diría, que diría que son años
los que ya llevamos de la mano.....
A ti mi compañera, mi esposa, mi amiga,
y mi novia.....
A ti que has hecho de mi vida la más feliz..
A ti que me has dado el regalo más grande
que se le pueda dar a un hombre...!una hija!..
A ti que te amo y que siempre en las buenas
y en las malas estas conmigo.....
A ti por todo lo que significas en mi vida.....

A mi hija Nínive Berenice Amaro Bañuelos
A ti mi niña que tu dulce y tierna llegada
a cambiado mi vida, además ha sido el
testimonio más grande de la existencia
de dios.....
Hija: en estas líneas quiero expresar
que aunque no te conocía ya te amaba
y que ahora que te conozco te amo
más.....

A mis padres
Coronel Luis Alberto Amaro Hernandez
Nínive Franco de Amaro
Por que su amor, apoyo, ejemplo y por que no decirlo,
sus justos castigos que me formaron y me impulsaron a
seguir adelante; que, aunque no estan conmigo siempre
los llevo en mi corazón y en mis pensamientos, padres
los amo.....

A mis hermanos.....
Teniente Luis Alberto Amaro Franco
Abogado Juan Francisco Amaro Franco
Estudiante Erwin Romel Amaro Franco
Aunque en la distancia, su amor y apoyo
siempre, siempre ha estado conmigo,
los quiero.....

AGRADECIMIENTOS.

- Al proyecto de Investigación -Origen de capas someras de pedernal; por aportar los medios economicos y materiales para la realización de este trabajo.
- Al M.C. Jorge Ledesma Vázquez por su guía, apoyo, consejos, acertadas sugerencias y sobre todo su enorme, pero enorme paciencia, maestro.....!Gracias!.....
- Al M.C. Oscar Gonzales Yajlmovich y al Dr. Victor Camacho Ibar, por sus acertadas sugerencias, consejos y el apoyo incondicional que me brindaron,quizá....., sin merecerlo.
- Al Oc. Gabriel Rendón Márquez, del laboratorio de petrología y geoquímica del CICESE, por su valiosa e incondicional disposición en el tratamiento y análisis de las muestras, así como por sus acertados comentarios y por su amistad; ya que sin lo anterior no se hubiera podido realizar gran parte del presente trabajo.
- Al Ing. Israel Gradilla, del laboratorio de física de la UNAM, en Ensenada, por su valiosa colaboración en el análisis SEM.
- Al Oc. Jose Luis Perez Soto, por su amistad y valiosa colaboración en el procesado del presente trabajo.
- A mis suegros Alberto Bañuelos Merino y Beatriz Camacho de Bañuelos por su enorme cariño y apoyo.
- A mis cuñados y sobrinos Rudy, Erick, Javy, Cesar, Lupita, Rodolfo (mostro), Valeria y Fernanda, por su buen humor, cariño y apoyo durante mis estudios de maestría.
- A Beatriz Espiritu de Camacho y Arturo Camacho Espiritu, por que en los momentos importantes de mi vida han estado conmigo y han sabido reconfortarme.
- A mis cuñadas y sobrinos, Ensy, Mardith, Luisito, Jessica y la bebe, por que aún en la distancia su apoyo me ha ayudado a seguir adelante.
- A Victor y Francisca, ya que su amistad es como una brisa que refresca el ambiente.
- A Todas aquellas personas que de alguna u otra manera colaboraron para que se realizara esta tesis de maestría y que por mi nerviosismo olvide mencionar, a todos aquellos.....!Gracias!.....

INDICE

Resumen	i
Dedicatoria	ii
Agradecimientos	iii
Indice	iv
Lista de Tablas	v
Lista de figuras	vi
Introducción	1
Antecedentes	4
Objetivos	9
Hipotesis	9
Descripción de la zona de estudio	10
Metodología	17
Resultados	21
Discusiones	44
Conclusiones	58
Apendice I	61
<i>Separación de muestras y pretratamiento básico.</i>	
Apendice II	67
<i>Elementos presentes en el pedernal del área de cerro prieto, Bahía Concepción, Baja California Sur.</i>	
Apendice III	69
<i>Gráficas y curvas de calibración obtenidas por el espectrofotómetro de absorción atómica, para las muestras analizadas de la brecha de pedernal y consideraciones de aparato.</i>	
Bibliografía	80

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.- Parámetros estadísticos de las muestras del pedernal brechado	27
Tabla 2.- Resultado de la eliminación de sales de las muestras del pedernal brechado.	29
Tabla 3.- Resultados de la eliminación de carbonatos de las muestras del pedernal brechado.	29
Tabla 4.- Abundancia de componentes presentes en la brecha de pedernal.	31
Tabla 5.- Abundancia de componentes presentes en la brecha de pedernal.	31
Tabla 6.- Elementos químicos mayores presentes en la brecha de pedernal.	38

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.- Localización de la zona de estudio. 13
- Figura 2.- Mapa geológico simplificado de la zona del Arroyo El Mono, Bahía Concepción. 14
- Figura 3.- Sección litológica tipo para el área de Bahía Concepción. 15
- Figura 4.- Descripción litológica de la zona de muestreo. 16
- Figura 5.- Distribución de los tamaños de grano, muestra I. 28
- Figura 6.- Distribución de los tamaños de grano, muestrall. 28
- Figura 7.- Comparación de los pesos de las muestras del pedernal brechado al eliminar sales. 30
- Figura 8.- Comparación de los pesos de las muestras del pedernal brechado al eliminar carbonatos. 30
- Figura 9.- presencia de cristobalita-tridimita relleno de las cavidades del pedernal. 32
- Figura 10.- Reordenamiento cristalino entre la cristobalita-tridimita, el pseudomorfo calcedónico, y el cuarzo. 33
- Figura 11.- Presencia de minerales accesorios. 34
- Figura 12.- Alteración de minerales accesorios. 34
- Figura 13.- Alteración de vidrio volcánico. 34
- Figura 14.- Alteración de granulos opalinos de origen biogénico. 35
- Figura 15.- Alteración opalina del vidrio volcánico. 35
- Figura 16.- Presencia conjunta de vidrio volcánico y diatomeas. 36
- Figura 17.- Microesferas en esquirla. 36
- Figura 18.- Alteración y reordenamiento de vidrio volcánico. 36
- Figura 19.- Alteración de diatomeas. 37
- Figura 20.- Presencia de microesferas en las estructuras de restos orgánicos. 37
- Figura 21.- Comparación de las concentraciones de óxidos presentes. 40
- Figura 22.- Distribución de las concentraciones de óxidos de sodio. 41
- Figura 23.- Distribución de las concentraciones de óxidos de calcio. 41
- Figura 24.- Distribución de las concentraciones de óxidos de potasio. 42
- Figura 25.- Distribución de las concentraciones de óxidos de hierro. 42
- Figura 26.- Distribución de las concentraciones de óxidos de magnesio. 43
- Figura 27.- Distribución de las concentraciones de óxidos de cobre. 43

INTRODUCCIÓN

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).

La sílice se presenta como seis minerales polimorfos 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 más 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.

En bajas temperaturas, la sílice generalmente precipita inicialmente en soluciones acuosas naturales como sílice amorfo (ópalo-A). Esto ocurre inorgánicamente, en "silcretes", depósitos de ópalo preciosos, "geyserites", ceniza y como producto de la alteración de las rocas en áreas de extenso vulcanismo submarino (Williams y Crerar, 1985). Organicamente por diatomeas, radiolarios, silicoflagelados, esponjas y algunas plantas terrestres (Calvert, 1974). La sílice de origen biogénico predomina en sedimentos marinos (Siever, 1962; Mizutani, 1970; Calvert, 1974); y las transformaciones que en estos ocurren, se deben, a que las asociaciones de minerales sedimentarios se caracterizan químicamente por la relativa inestabilidad y por su tendencia a reaccionar con el agua de poro. Por lo cual, en ambientes no marinos los minerales autigénicos indican condiciones de reducción de humedad en los intersticios sedimentarios; y en el ambiente marino, los minerales autigénicos pueden indicar agua de poro oxidante o reductora (Burley et al., 1985).

La diagénesis progresiva de microfósiles sigue la regla progresiva de Ostwald (Williams y Crerar, 1985), empieza en fases de alta entropía -ópalo amorfo- (entropía de vidrio silícico = $198.3 \text{ cal/mol}^\circ\text{K}$), a ópalo-CT (entropía de la cristobalita = $181.6 \text{ cal/mol}^\circ\text{K}$), terminando en la fase de mínima entropía -cuarzo- ($172.2 \text{ cal/mol}^\circ\text{K}$), el cual es estable a 870°C (Robie et al., 1978). La misma

progresión se ha observado en secuencias magmáticas, donde la cristobalita o tridimita proviene de vidrio o fluidos dentro del rango de estabilidad del cuarzo (Mizutani 1970; Carmichel *et al.*, 1974).

La secuencia diagenética obtenida de experimentación y observaciones de campo es: ópalo → A (ooze silicio biogénico) → ópalo-A' (sílice secundario amorfo) → ópalo-CT → ópalo-CT reordenado → cuarzo criptocristalino o calcedonia → cuarzo microcristalino (Williams *et al.*, 1985). Es aparente que las transformaciones de ópalo-A → ópalo-CT → cuarzo, siguen un camino de disolución-reprecipitación. De acuerdo al camino que sigue la diagénesis del sílice, esta se encuentra controlada por la solubilidad de las diferentes fases; la cual es una función de la estructura cristalina, el tamaño de la partícula y su forma (Williams *et al.*, 1985).

La concentración de sílice en el agua intersticial de los sedimentos, no solo depende de la morfología y estructura cristalina de los sólidos, también depende de: 1) el pH del agua; 2) de la temperatura; 3) la presión; 4) el tipo y concentración de otras especies disueltas de sílice, así como de polímeros y compuestos existentes en el agua; y 5) los minerales adicionales en el sedimento (Williams y Crerar, 1985). Las velocidades de difusión de agua de poro (controladas por la fábrica) también son importantes; ya que altas velocidades de difusión disminuyen las concentraciones "*in situ*" de sílice, y por lo tanto, no se presentan las concentraciones críticas para la precipitación (Williams y Crerar, 1985).

En particular la ocurrencia de capas de pedernal brechado ha sido reportada en numerosas localidades (Rapson, 1962; Folk, 1973), y de acuerdo a Kolodny (1969) existe una fuerte correlación entre el desarrollo de estructuras brechadas y la silicificación. Esto es una razón para suponer que en un cierto estado en el desarrollo de la brecha de pedernal, la matriz no silíceo fue blanda, considerando que el pedernal fue rígido y parte de una banda continua. Cuando ésta banda fue rota en fragmentos angulares por el esfuerzo tensional ocasionado por el peso de los estratos sobreyacientes, la matriz suave fluyó dentro de la posición aislada de los fragmentos de pedernal. Rapson (1962) estudia las evidencias que indican que la sílice podría movilizarse y acumularse como masas individuales de un

gel en carbonatos no consolidados, donde la superficie de tal gel es brechada durante la "syneresis". Mas tarde el gel cristaliza y los fragmentos son cementados por sílice microcristalino. Un tercer estado, que envuelve un remplazamiento selectivo de carbonatos por pedernal, en astillas aisladas. Todo esto ocurrió antes de que los carbonatos fueran litificados (Rapson, 1962).

Para explicar el remplazamiento de calizas por pedernal, es necesario identificar las condiciones geoquímicas en donde las aguas diagenéticas son simultáneamente sobresaturadas con respecto a sílice cristalino y subsaturadas con respecto a la calcita. Correns (1969) sugirió que una solución con un pH mayor que 9 y que decrece con el tiempo, podría causar la disolución de calcita y la precipitación de sílice. Mucho del remplazamiento de la caliza, ha ocurrido en la zona de mezcla entre sistemas costeros y costero-meteóricos, donde la disolución de ópalo biogénico y una mezcla de agua marina y agua dulce, han producido aguas altamente sobresaturadas con respecto al cuarzo y subsaturadas con respecto a la calcita y aragonita (Knauth, 1979).

ANTECEDENTES.

La mineralogía, ocurrencia y el material precursor de las diferentes fases metaestables de sílice, han sido ampliamente estudiados.

Jones y Segnit (1971) distinguieron tres fases metaestables de sílice en bajas temperaturas, estas son ópalo-A (ópalo amorfo), ópalo-CT (cristobalita desordenada y parches de tridimita) y ópalo-C (cristobalita ordenada y parches de tridimita), las cuales aparecen en rocas silíceas del Neogeneo japonés. Donde el ópalo-A ocurre como restos orgánicos silíceos no alterados de diatomeas, radiolarios y espículas de esponjas, las cuales son transformadas a cuarzo a través de ópalo-CT y ópalo-C durante la diagénesis por enterramiento.

Wise y Weaver (1973) realizaron investigaciones sobre cristobalita y sedimentos opalinos en el Atlántico y la Planicie Costera del Golfo de Carolina del Sur, E.U.A., y encontraron que los sedimentos originales tienen una fuente biogénica debido a la gran cantidad encontrada de restos de microorganismos silíceos. A su vez, análisis realizados sobre una bentonita del Mioceno tomada de una riolita tobacea vítrea, revelaron que el material volcánico original sufre una aparente reacción de disolución-reprecipitación.

Akizuki y Shimada (1979), describieron la fase silícica del depósito de ópalo de Hosaka en el distrito Nishiaizu de Fukushima, el cual ocurre en cavidades de vidrio riolítico alteradas hidrotermalmente.

Iijima *et al.* (1980) determinaron que el ópalo-A también es producido por incipiente alteración diagenética de vidrio volcánico silícico en tobas vítreas y depósitos vítreos silícicos. Además de las tres fases encontradas por Jones y Segnit (1971), aparecen también en bajas temperaturas, cristobalita de bajo orden y tridimita desordenada (ópalo-T).

Iijima y Tada (1981) describieron las diferencias en el modo de ocurrencia del ópalo-CT y el ópalo-T que llenan los intersticios y venas de diatomitas, y pedernales opalinos y cavidades en riolitas. El ópalo-T, también es capaz de remplazar madera en tobas.

Tada e Iijima (1983a) determinaron que la diagénesis de la sílice en las rocas silíceas del Neógeno del Norte de Japón está fuertemente afectada por la temperatura en comparación con otros factores, así como la composición química y de el tiempo. Así mismo, concluyeron que la reducción de la porosidad en estas rocas, es principalmente causada por compactación mecánica y química, y no por cementación debida a la adición de sílice. Similares conclusiones fueron obtenidas por Isaacs (1981a,b) para las rocas silíceas de la Formación Monterey.

Tada e Iijima (1983b), estudiaron las diferencias en difracción de rayos X y en estabildades termales, entre el ópalo-CT y el ópalo-T. El espaciamento del eje $d(001)$ del ópalo-T está alrededor de los 4.11°A , el cual es equivalentemente mayor que el espaciamento del eje $d(101)$ del ópalo-CT. Además, estudiaron las mezclas de las fases de sílice opalinas mediante la difracción de rayos X y sus implicaciones en la diagénesis del sílice; concluyendo que tales mezclas también ocurren en la naturaleza, esto es, el ópalo-CT y ópalo-T, ocurren en pedernales opalinos, y el ópalo-CT y cristobalita de bajo orden ocurren en porcelanitas vítreas opalinas.

Iijima y Tada (1981) y Tada e Iijima (1983b), determinaron que la cristobalita de bajo orden, ocurre comúnmente como una alteración del producto de fragmentos de vidrio volcánico silíceo en zeolitas tobáceas vítreas y en porcelanitas vítreas opalinas asociadas a montmorilonita y zeolitas silíceas, así como clinoptilotita y morfenita.

Tada (1984) determinó que pedernales tempranos fueron formados por impregnación de sílice adicional durante el estado temprano de enterramiento, los cuales son relativamente comunes en partes calcáreas y/u orgánicas en la Formación Monterey.

Tada (1984) encontró varios ejemplos de pedernal tardío en la diatomita de la Formación Monterey en el área de Santa María, California; aunque su ocurrencia es rara. La ocurrencia no común de pedernal tardío puede ser explicado por el clima seco de California y la falta de intercalaciones de arenisca permeable.

Los estudios donde se establecen los factores que afectan la secuencia diagenética de las fases metaestables de sílice, han sido diversos.

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

Iijima y Tada (1981) propusieron que los procesos de presión-disolución-reprecipitación debido a la carga de las capas sobreyacentes o por presión tectónica, juegan un importante papel en la litificación final de las porcelanitas cuarzosas porosas a pedernal compacto, durante la diagénesis producida por el enterramiento. Además descubrieron que los pedernales opalinos consisten principalmente de tridimita de bajo orden (ópalo-T), el cual cementa el ópalo-A de las frustulas de las diatomeas en las diatomitas, y a su vez llena los poros intergranulares del ópalo-CT porcelanítico.

Iijima y Tada (1981) concluyeron que las transformaciones de la sílice son promovidas principalmente por el incremento de la temperatura, conforme el incremento de la profundidad de enterramiento, y consecuentemente la profundidad tope de cada zona es una función del gradiente geotermal. Las temperaturas aproximadas para la zona tope del ópalo-CT es de entre los 22°C y 50°C y aproximadamente de 72°C para la zona tope del cuarzo, los valores se obtuvieron de mediciones realizadas en perforaciones petroleras en los campos petrolíferos de Akita y Tenpoku.

Williams *et al.* (1985) examinaron la secuencia diagenética de la sílice, en términos de algunos procesos termodinámicos y cinéticos; encontrando 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 → cuarzo, sugiriendo que el papel 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 las posibilidad de transformación de ópalo-A directamente a cuarzo.

Williams y Crerar (1985) establecieron que la fase de sílice amorfa precipita en la naturaleza debido a la formación de densos coloides en soluciones acuosas alcalinas sobresaturadas de sílice, 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 favorecer la formación de ópalo-CT.

La presencia de ciertos elementos químicos, al parecer, se encuentra estrechamente relacionada con la diagénesis del sílice, con la aparición de estructuras sedimentarias de pedernal y con su medio ambiente de formación.

Franks y Swineford (1959), caracterizan la diagénesis del ópalo masivo en el miembro Kimball en la formación Ogallala de Kansas; donde establecen que la presencia de algunos iones tales como el Na^+ , K^+ , Ca^{+2} y Al^{+3} , juegan un papel importante en la recristalización del ópalo a otras formas. Además establecen que el origen en un ambiente somero de las capas opalinas, se debe a la interacción de regímenes semiáridos y con lluvias esporádicas que percolan los sedimentos lavándolos; así como a la presencia de carbonato, como un factor que determina la precipitación de sílice.

Hay (en Larsen y Chilingar, 1979), observa capas estratificadas de pedernal generados en ambientes someros de lagos de Kenia, donde la presencia de carbonato de calcio y de sodio es abundante, y juega un importante papel en la formación de estas capas. Además, un pH de 9 y climas secos y semiáridos con escasas pero fuertes lluvias condicionan la solubilidad y precipitación del sílice.

Knauth (1979) planteó 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 ópalo biogénico y la mezcla de agua dulce y marina puede producir aguas altamente sobresaturadas con respecto al cuarzo e insaturadas con respecto a la calcita. En este modelo no se incluyen las cuestiones

cinéticas concernientes a la nucleación, solo sugiere que una zona de mezcla es un ambiente geoquímico donde el sílice puede reemplazar carbonatos bajo condiciones de equilibrio.

Sugisaki *et al.* (1982), mediante el estudio geoquímico de elementos asociados en la génesis de capas de pedernal, determinó que las capas pedernalosas existentes en la parte central de Japón, no se formaron en ambientes pelágicos, sino en ambientes de la plataforma interna o marginales.

ANTECEDENTES PARTICULARES.

Gutierrez-Sánchez (1994) estudió el origen de pedernal en cuencas someras del Plioceno en el Golfo de California, donde establece 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 procesos hidrotermales asociado a tectonismo. Propone como el principal mecanismo, la 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. Así mismo, en lo que respecta a las capas de pedernal retrabajado que se localizan en la misma zona, este fue formado mediante la diagénesis del sedimento original, posteriormente fue intemperizado, transportado y finalmente depositado en fragmentos angulosos de diferentes tamaños, formando brechas. Este trabajo no presentó la secuencia mineralógica diagenética que pudo producir el pedernal, ni especificó los mecanismos que actuaron dentro de este proceso diagenético. De igual manera no presentó evidencias acerca del protolito que sirvió de base en la diagénesis.

OBJETIVOS

El presente trabajo tiene la finalidad de determinar los procesos que intervienen en la génesis del pedernal localizado en el área de Arroyo el Mono, al sur de Bahía Concepción Baja California Sur, en base a las variaciones mineralógicas y las características geoquímicas que presenta el depósito.

METAS:

- a) Determinar el protolito que sirvió de base para la diagénesis a pedernal.
- b) Determinar los elementos químicos asociados en la diagénesis de la sílice.
- c) Determinar los controles que intervinieron en la disolución y posterior precipitación del sílice a pedernal.
- d) Determinar los mecanismos generales que intervinieron en el proceso diagenético.

HIPÓTESIS:

La secuencia mineralógica presente, se inicia por el enriquecimiento de un depósito sedimentario por sílice, el cual es aportado por una solución saturada de este elemento. Este sílice precipita como ópalo amorfo (ópalo-A'), posteriormente se transforma en tridimita (ópalo-T) y finalmente recristaliza como pedernal.

La diagénesis de sílice a pedernal en la zona de estudio, estuvo controlada principalmente por la temperatura. Esta temperatura fue aportada por agua de origen hidrotermal, la cual se relacionó con fallamiento de origen tectónico. Como resultado de esto, se formó una solución enriquecida por sílice, la cual fue transportada a los estratos superiores debido a la diferencia de densidad. Posteriormente esta solución rica en sílice y con elevada temperatura, encontró un ambiente adecuado para precipitar este elemento, el cual estuvo sujeto a continuo proceso de disolución-precipitación. Durante el continuo proceso diagenético, el sílice fue transformándose a especies cristalinas más estables, hasta finalizar en pedernal.

DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

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.

Gutierrez-Sánchez (1994) encontró una inconsistencia general con la litología previamente descrita, así como una nueva unidad de pedernal no mencionada anteriormente.

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 111°37'30"W - 111°40', en las cercanías del rancho "Santa Rosalífta" (Fig. 1).

Esta área 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 (Ledesma-Vazquez y Johnson, 1993; Gutierrez-Sánchez, 1994).

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 por lo menos en parte, selladas por los sedimentos Pliocénico-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. La región se puede clasificar como una costa de emersión, caracterizada por la elevación de las

terrazas marinas presentes en el área. La zona de estudio corresponde al "tipo Atlántico", 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 (Meléndez-Fuster, 1981).

De acuerdo al mapa elaborado con las litologías que afloran en el área (Fig. 2), la comunicación con el mar era por la zona SW, 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 (Gutierrez-Sánchez, 1994).

Los límites de la cuenca se encuentran marcados por las rocas volcánicas de la Fm. Comondú. La presencia de raíces de mangle, similares a las encontradas en la zona de manglar actual en el estuario de Mulegé, así como las litologías encontradas (calizas y lodolitas) (Fig. 3), y la presencia del *Clipeaster marquerensis* (Tellez, comunicación personal), son indicadores de un ambiente marino somero de transición. Una evidencia adicional, es la presencia del icnofósil *Ophiomorpha*, el cual representa antiguas madrigueras de gusanos o crustáceos (*Domichnia*) y es un indicador de paleoambientes comprendidos entre la altura máxima de marea, hasta la máxima profundidad de la base de la ola de tormenta (Ekdale *et al.*, 1984).

Las capas de pedernal se localizan en la porción SW de la zona del Arroyo el Mono (Fig. 2) y afloran sobre una área aproximada de 2 Km². Se presenta un intercalamiento entre estratos de pedernal consolidado y brechado (Fig. 4); este último, presenta clastos angulares que se encuentran entre 2 a 10 cm. de longitud (en su eje mayor), así como granos que van desde tamaños arena hasta tamaños limos y arcilla, estos, están mal clasificados y angulares. La porción inferior de la secuencia, se encuentra en contacto con una unidad lodolítica (Fig. 4). Visualmente y dentro del material consolidado de la zona de muestreo (Fig. 4), se aprecian minerales oscuros. El color de las capas varía desde un color beige claro a un café oscuro. Al parecer la brecha es rica en ceniza volcánica por lo cual la matriz que soporta los clastos forma una toba. El espesor de la secuencia es de 13.72 metros.

El afloramiento de pedernal se encuentra en contacto y adyacente a rocas de origen volcánico, así como asociado a fallas (Fig. 2).

La lodolita presente, bajo la brecha de pedernal, es rica en minerales de origen volcánico, con una gran cantidad de minerales oscuros, se encuentra cementada, no se observan clastos y su coloración es de rojiza a café oscuro.

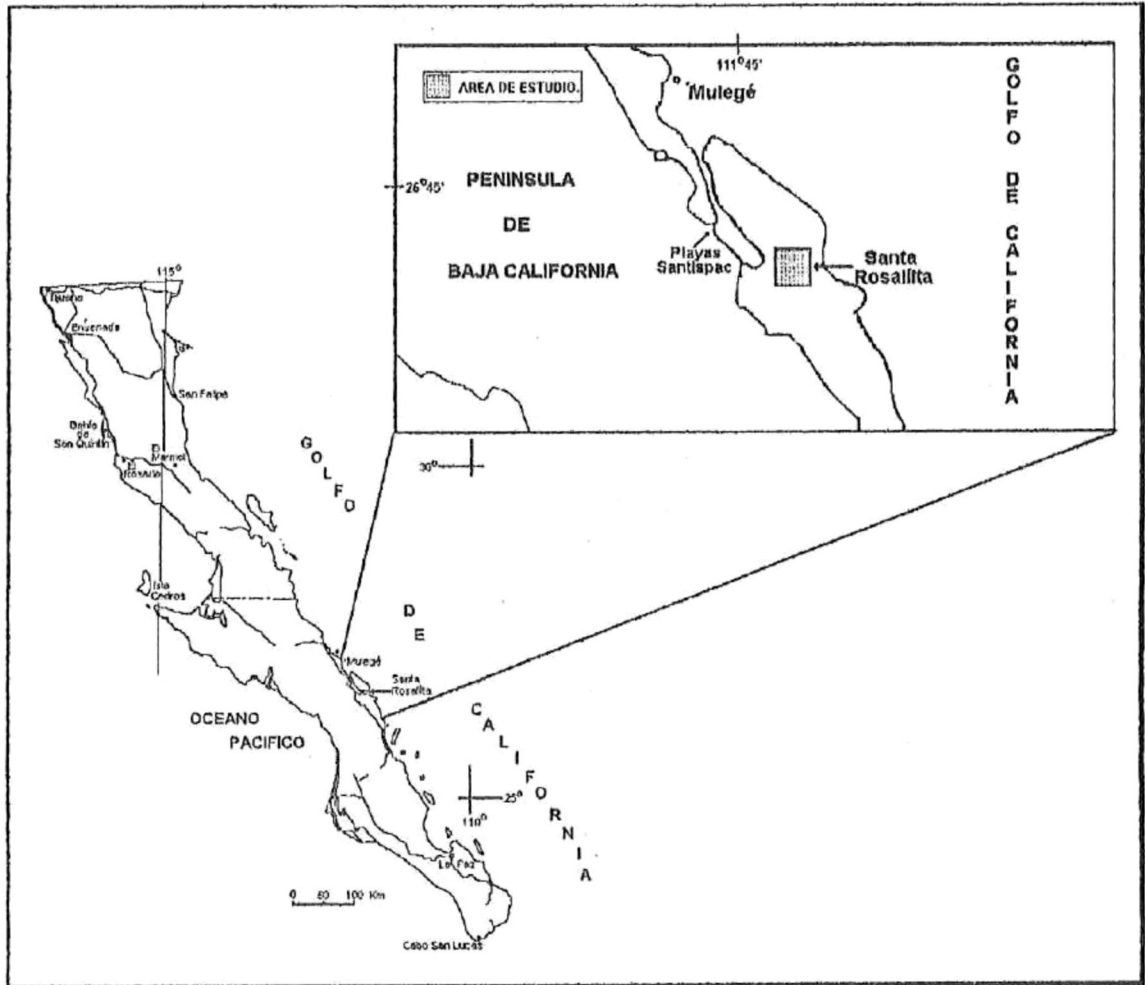


Figura 1.- Localización de la zona de estudio.

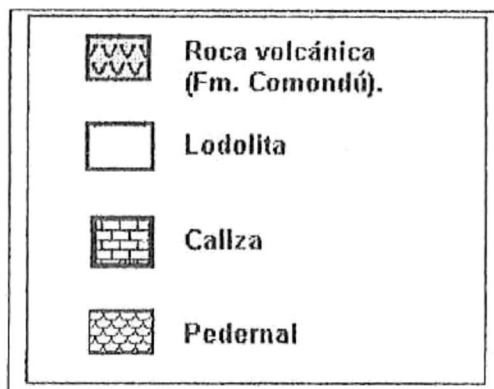
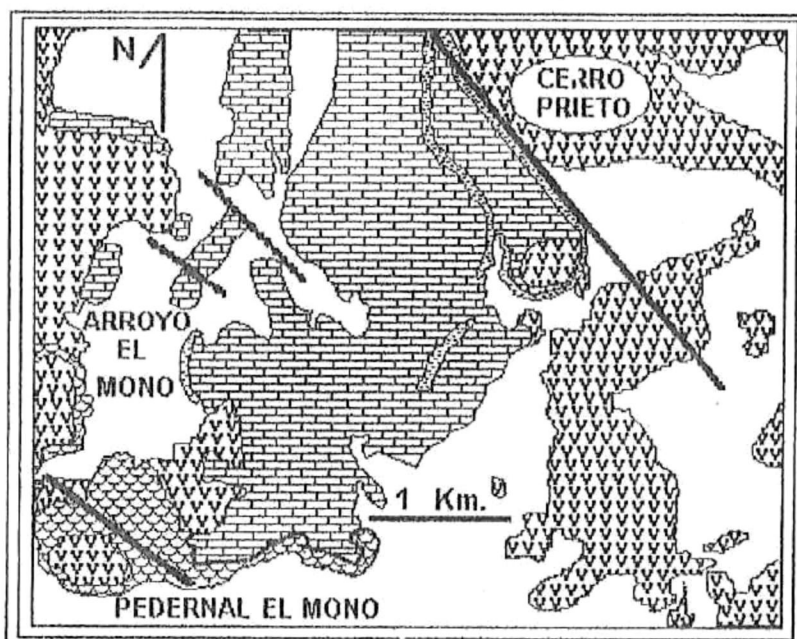


Figura 2.- Mapa geológico simplificado de la zona del Arroyo El Mono, Bahía Concepción (modificado de Gutierrez-Sánchez, 1994).

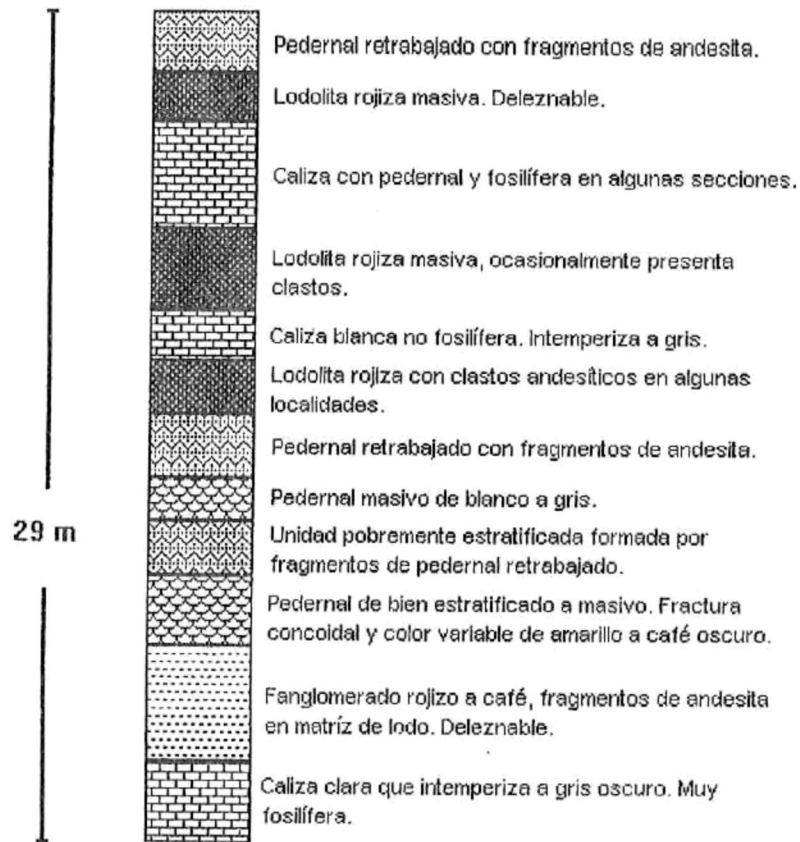
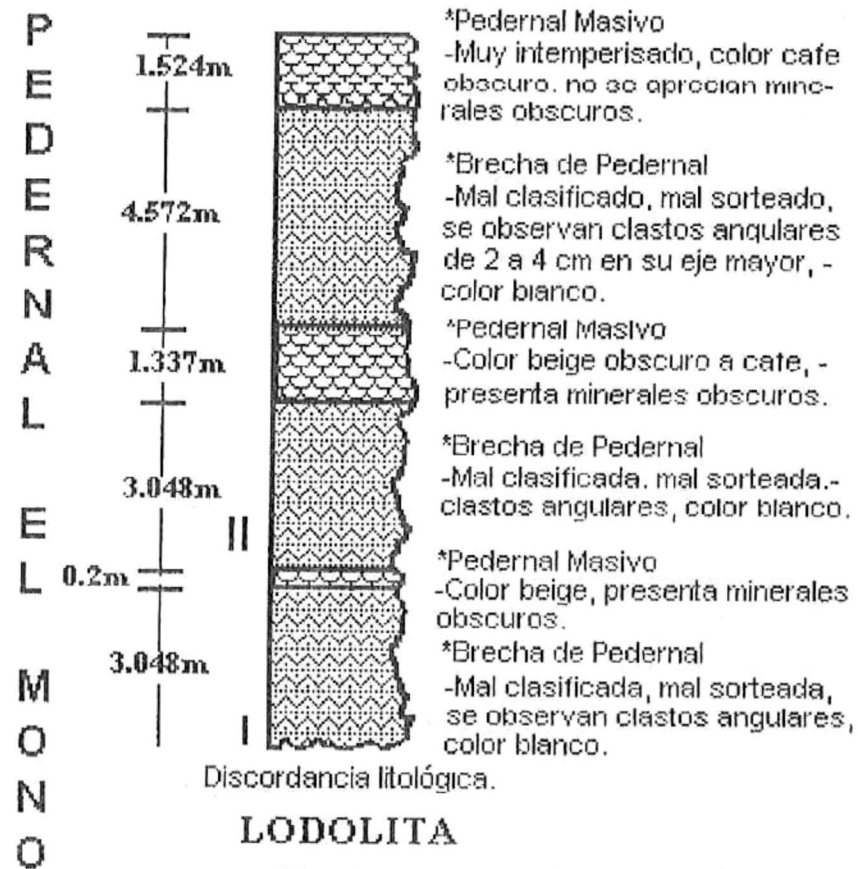


Figura 3.- Sección litológica típica para el área de Bahía Concepción, Baja California Sur (Gutierrez Sánchez, 1994).



*Pedernal Masivo
-Muy intemperizado, color café oscuro. no se aprecian minerales oscuros.

*Brecha de Pedernal
-Mal clasificado, mal sorteado, se observan clastos angulares de 2 a 4 cm en su eje mayor, - color blanco.

*Pedernal Masivo
-Color beige oscuro a café, - presenta minerales oscuros.

*Brecha de Pedernal
-Mal clasificada, mal sorteada.-clastos angulares, color blanco.

*Pedernal Masivo
-Color beige, presenta minerales oscuros.

*Brecha de Pedernal
-Mal clasificada, mal sorteada, se observan clastos angulares, color blanco.

I.- Muestra SMI, recolectada en el estrato brechado inferior.

II.- Muestra SMII, recolectada en el estrato brechado intermedio.

Figura 4.- Descripción litológica de la zona de muestreo.

METODOLOGÍA

1.- Procedimientos de campo:

Se realizó una salida a la zona de estudio en el mes de enero de 1995; donde se observaron la localización del depósito de pedernal, sus contactos y relación con otras litologías, la presencia y asociación con fallas, el espesor total del depósito, así como los espesores individuales de los estratos brechados y masivos. De manera individual se observó el sorteo de los granos de los estratos brechados de pedernal y de la lodolita que subyace el depósito, y la presencia o ausencia de minerales asociados, en especial feldespatos y plagioclasas. Además, se recorrió la zona en busca de evidencias paleontológicas.

Una vez documentada la zona de estudio, se recolectaron de manera puntual, aproximadamente 5 Kg de muestra para cada uno de los dos estratos brechados inferiores y aproximadamente 500 gr de la lodolita, presentes en la secuencia de la zona de estudio (fig. 4). Para que, posteriormente, fueran analizadas bajo el microscopio estereoscópico, petrográfico y de barrido electrónico, así como por el método de absorción atómica.

Por último, se visitaron localidades adyacente potencialmente análogas a la zona de estudio al tiempo de la diagénesis. En especial en Playa Santispac, Bahía Concepción B.C.S. (Fig. 1); donde se pudo observar la asociación entre una playa compuesta por carbonatos, lodo y emanaciones hidrotermales.

2.- Procedimientos de laboratorio.

A) Separación de muestras:

Las dos muestras obtenidas en el campo (SMI y SMII) fueron homogenizadas y cuarteadas mecánicamente, para obtener muestras proporcionales. De la SMI se obtuvieron 40 muestras; 15 muestras para el análisis con el microscopio estereoscópico, y de cada una de estas muestras, se obtuvo 1 submuestra, para hacer un total de 15 submuestras para el análisis petrográfico; además, de la SMI se obtuvieron 9 muestras para el estudio utilizando el microscopio de barrido electrónico (SEM) y 16 muestras para el análisis elemental (absorción

atómica). De la SMII, se obtuvieron 24 muestras; 15 muestras para el análisis con el microscopio estereoscópico, y de cada una se obtuvo 1 submuestra para el análisis petrográfico; además, de la SMII se separaron 9 muestras para el análisis SEM (Apéndice I). Y de la muestra de lodolita recolectada en el campo, se separaron 3 submuestras; 2 submuestras para utilizarse en el estudio petrográfico y 1 submuestra para análisis elemental.

B) Pretratamiento:

Con el propósito de limpiar las muestras y de eliminar contaminantes que puedan conducirnos a resultados erróneos, solo 20 de las 30 muestras para el análisis con el microscopio estereoscópico, las 30 submuestras para el análisis petrográfico, las 18 muestras para el análisis SEM y solo 2 submuestras de la lodolita fueron sujetas a un pretratamiento básico (Folk, 1974; Rendón-Márquez, 1995) (Apéndice I). El cual consistió en la eliminación de sales utilizando agua desionizada previamente destilada, la eliminación de la materia orgánica por medio del peróxido de hidrógeno (H_2O_2) y la eliminación de los carbonatos utilizando ácido clorhídrico (HCl). Para ser utilizado como una herramienta adicional en la definición del medio ambiente de depositación del pedernal (Folk, 1974), solo en 8 muestras de las 20 pretratadas -para el análisis con el microscopio estereoscópico-, se cuantificaron las sales contenidas, la materia orgánica presente y los carbonatos existentes.

Las muestras destinadas para análisis elemental por absorción atómica, fueron primeramente sujetas a una solución de oxalato o hexametáfosfato para dispersar los gránulos aglutinados que pudieran presentarse, posteriormente fueron lavadas con agua deionizada previamente destilada y por último pretratadas (Rendón-Márquez, 1996).

El siguiente paso fue el tamizado de las 64 muestras y submuestras del pedernal y de las tres submuestras de la lodolita, para separar las fracciones según los intervalos de tamaños gravas (-2.0ϕ a 0.0ϕ), arenas (0.0ϕ a 3.5ϕ) y limos y arcillas ($>3.5\phi$). Solo en 8 muestras pretratadas de las 30 separadas -para el análisis con el microscopio estereoscópico-, se obtuvieron los parámetros estadísticos

utilizando el método de los momentos (McBride, 1971); la obtención y análisis de estos parámetros estadísticos es de utilidad, ya que son auxiliares en la definición de medios ambientes de depositación (Folk, 1974).

C) Microscopio Estereoscòpico:

Con el propósito de determinar las características de los granos y la composición de las muestras, se analizaron con el microscopio estereoscòpico, las fracciones tamaño gravas y arenas, tanto de 20 muestras pretratadas como de 10 muestras no tratadas. Las características observadas de cada muestra fueron, la clasificación, la madurez textural y composicional. Así mismo, se observaron los componentes de la brecha y su origen. La abundancia de los componentes se obtuvo de manera visual en por ciento, utilizando las tablas dadas por Compton (1985).

D) Microscopio Petrográfico:

Con el fin de identificar la mineralogía que pueda estar involucrada en la diagènesis que dió origen al pedernal, se analizaron petrográficamente 30 submuestras pretratadas de pedernal, de las cuales 10 eran tamaño gravas y 20 tamaño arenas, así como 2 submuestras pretratadas tamaño arena de la lodolita. Para el análisis fue necesario hacer láminas delgadas de cada una de las submuestras de pedernal y de la lodolita, mediante la impregnación de los granos usando la resina Epóxica BUEHLER EPO-KWICK, FAST CURE EPOXY KIT, No. 20-8128. Posteriormente las submuestras cementadas obtenidas fueron pegadas en porta objetos y cortadas en la laminadora INGRAM THIN SECTION SAW/GRINDER, Modelo 65 C. Por último se analizaron ópticamente estas láminas usando el microscopio petrográfico binocular OLYMPUS BH-2, Modelo BHT 246901. La identificación mineralógica se basó en las características ópticas tales como: color, pleocroismo, forma, clivaje, birrifringencia, colores de interferencia, figura de interferencia, extinsión, macla, relieve, alteración química (disolución) o alteración mecánica (bordes y superficie pulida, rayada o estriada).

E) Microscopio de Barrido Electrónico (SEM):

Con la finalidad de determinar los minerales asociados en la diagénesis del sílice a pedernal y de los constituyentes principales de cada muestra, así como reconocer los grados de alteración que pudieran presentarse en el sedimento, se utilizó el Microscopio de Barrido Electrónico JEOL JSM-5300 SCANNING MICROSCOPE, para estudiar cualitativamente el material no consolidado de tamaño mayor a 3.5ϕ de 18 muestras pretratadas. Para evitar que se movieran granos por la carga eléctrica que adquieren, las muestras se sujetaron mediante el uso de una pintura aislante sobre unos soportes de aluminio de 1 cm^2 .

F) Absorción Atómica:

Para cuantificar los elementos que pudieran estar asociados en el proceso diagenético de sílice a pedernal, se utilizó el método de Absorción Atómica, en el aparato THERMO JARREL ASH, Modelo AA-SCAN 1; donde se analizaron 16 muestras de pedernal y 1 submuestra de lodolita. De las muestras de pedernal, 2 eran muestras pretratadas tamaño grava, 6 muestras pretratadas tamaño arenas, 4 muestras no tratadas tamaño arenas y 4 muestras pretratadas tamaño arcillas; la submuestra pretratada de la lodolita fue tamaño arenas. Posteriormente las muestras y submuestra, fueron sujetas a una digestión ácida (Rendón-Márquez, 1996)(Apéndice I). Por último, se midieron las concentraciones de K, Fe, Ca, Mn, Mg, Na, Ni, Co y Cu contenidas en cada una de las muestras y submuestra.

RESULTADOS

SEDIMENTOLOGÍA:

La distribución del tamaño de grano que se observa en las 8 muestras pretratadas presentan una tendencia bimodal (Figuras 5 y 6). La media obtenida se localiza principalmente entre los 1.03 y 1.8 ϕ ; los valores de la desviación estándar se ubican en el intervalo de 1.7 a 1.88 ϕ y la asimetría presenta valores entre -0.02 y 0.23 (Tabla 1). Lo anterior indica que las muestras se encuentran mal clasificadas, con una tendencia hacia los materiales gruesos.

Se aprecia una gran diferencia de pesos entre las muestras antes y después de eliminar sales por decantación, las variaciones observadas van desde 1.9 grs. hasta 4.1grs. (Tabla 2), lo que representa para este último, una disminución de peso de casi un 11% con respecto al peso inicial (Figura 7).

De la materia orgánica eliminada, se desprende que ésta no es abundante, ya que los pesos antes y después de eliminarla, se presentan muy similares. Las diferencias en peso se encuentran entre los 1.38 gr. y 2.16 gr, esto es, de un 1.5% a un 2.3% respectivamente.

Los pesos registrados antes y después de eliminar carbonatos, no presentaron marcadas diferencias (Tabla 3), las mínimas diferencias con respecto a los pesos iniciales fueron de 0.003 grs (0.04%) y las máximas de 0.03 grs (1.4%) (Figura 8).

La muestra de la lodolita aunque fue pretratada mediante el procedimiento de Folk (1974), no se cuantificó la cantidad de sales, la materia orgánica ni los carbonatos, aunque de manera cualitativa, se observó que en una solución de HCl, que de la lodolita y los restos orgánicos contenidos en ella, solo el sedimento presentó efervescencia.

MICROSCOPIO ESTEREOSCÓPICO:

Las 30 muestras analizadas, presentan mala clasificación, de tal manera que el sedimento es inmaduro. La forma de los granos varía desde angulares a subangulares. No fue posible observar la presencia de granos individuales de feldespatos y plagioclasas.

Con respecto a los componentes, es posible apreciar un abundante enriquecimiento al parecer de ceniza volcánica (Tablas 4 y 5), mezclada con el pedernal. También, es posible observar restos de organismos silicificados, que representan de un 15 a un 20% del volumen total de las muestras. Estos restos al parecer son de corales y/o esponjas, espículas de esponjas, bivalvos y gastrópodos. Así mismo se observa la presencia de vidrio volcánico, cuya abundancia es de ~ 3 a 5 % del volumen total de las muestras. La variedad de formas que presenta el vidrio varía desde esquirlas cuspidas, esquirlas aplanadas hasta burbujas de esquirlas.

PETROGRAFÍA:

Lodolita. Del afloramiento sedimentario que se encuentra subyaciendo y en contacto con los depósitos pedernalosos, se puede observar que es abundante en minerales de origen volcánico, estos minerales son cuarzo, feldespatos, plagioclasas, fragmentos de rocas, minerales oscuros (posiblemente férricos), algunos anfíboles y piroxenos. Los minerales presentes, se observan con su superficie y sus bordes alterados, disueltos. La matriz es un lodo muy fino cuya composición no es uniforme y muy variable; se observan dentro de esta, parches microcristalinos al parecer silíceos.

También es posible apreciar un relleno de calcita cristalina en los espacios y poros que se presentaron en la lodolita; el tamaño cristalino varía. Además cumple la función de cementante.

Dentro de la lodolita y mezclado con ésta, también es posible apreciar vidrio, que presenta diversos grados de alteración y sus bordes se observan disueltos. Esta alteración, conduce a un reordenamiento cristalino, dando origen a cristobalita.

Al igual que en la brecha de pedernal, en la lodolita se aprecian restos orgánicos, y ópticamente podemos apreciar lo que posiblemente sea una sustitución de carbonatos por silicatos.

Pedernal. De manera general y por las características ópticas de las 30 submuestras observadas, es posible apreciar una abundancia de vidrio de origen volcánico, así como esquirlas y crecimiento opalino (Figura 9). Estos ópalos parecen ser cristobalita y tridimita, los cuales se encuentran asociados a microcristales, que forman un pseudomorfo calcedónico fibroso, también se aprecia una secuencia de recristalización o reordenamiento cristalino entre las estructuras descritas (Figura 10).

Asociados al pedernal y vidrio volcánico, se observa la presencia de feldespatos, plagioclasas y cuarzo (Figuras 11 y 12). Estos minerales presentan tanto en su superficie como en sus bordes zonas alteradas, por disolución.

En algunas muestras es posible observar matrices compuestas principalmente de ópalo, así como sobrecrecimiento cristalino, esto último principalmente en cavidades del vidrio.

Al igual que los minerales asociados al pedernal, es posible apreciar que el vidrio existente en las muestras, también presenta en sus bordes diversos grados de alteración por disolución (Figura 13). Junto con el vidrio se encuentran gránulos cementados por sílice, estos gránulos están compuestos principalmente por diatomeas, las cuales también presentan diferentes grados de disolución. Estos gránulos opalinos de origen biogénico, presentan a su vez, alteraciones en sus arreglos cristalinos que conducen a otros niveles de opalización (Figura 14).

De las alteraciones que afectan al vidrio, también es posible observar que éstas, conducen a un reordenamiento cristalino, dando por lo tanto, nuevas formas de ópalo (Figura 15) .

Dentro de las muestras de pedernal, hay una abundancia y variedad de restos de origen biogénico. Estos restos de organismos se observan en todo el intervalo de tamaños arena; donde las estructuras orgánicas mejor preservadas y completas se encontraron en las fracciones menores a 0.0ϕ , en los tamaños gravas. Además, es posible apreciar ópticamente, restos de lo que parece ser, fue el material original (apatita ó calcita) y que posteriormente fue sustituido por sílice.

De las observaciones realizadas bajo el microscopio petrográfico, no se apreciaron minerales de arcilla de ningún tipo en la brecha de pedernal. Además es posible observar la presencia de fragmentos de rocas volcánicas, cuyos minerales constituyentes presentan diferentes grados de alteración (Figuras 11 y 12).

MICROSCOPIO DE BARRIDO ELECTRÓNICO (SEM):

Dentro de las fracciones mayores de 3.5ϕ obtenidas de las muestras de pedernal, se observa la presencia de gránulos cementados por sílice. Estos gránulos se encuentran formados por vidrio volcánico, restos diatomáceos, así como de esquirlas de vidrio (Figura 16).

El vidrio, presenta diversos grados de alteración, ya que sus bordes demuestran haber estado sujetos a disolución, además dentro de las esquirlas se observa un aglutinamiento, pudiendo éste ser una recristalización opalina (Figura 17). Así como en las esquirlas, dentro del vidrio también se observa la presencia de zonas fuertemente alteradas y que posteriormente presentan un aglutinamiento (Figura 18).

Se observa la presencia también de diatomeas dentro de las muestras observadas, las cuales se presentan asociadas y soldadas con el vidrio volcánico. Al igual que en el vidrio, en las diatomeas se observan también diferentes grados de alteración, siendo desde alteraciones leves, hasta un estado avanzado de alteración

(Figura 19). Al parecer la alteración presente en estas diatomeas, se debe principalmente a una disolución de sus estructuras esqueléticas; de la misma manera que en el vidrio, en estas, la disolución se encuentra combinada con una reprecipitación del material, alterando sus estructuras cristalinas y transformándose de ópalo-A a otro estado avanzado de opalización.

Aunque esta reprecipitación que reordena las estructuras cristalinas, tanto de las diatomeas como del vidrio volcánico, es evidente, este no es total, ya que el sílice también se presenta en estado amorfo.

Las estructuras esféricas observadas, al parecer opalinas, también se presentan dentro de los arreglos y estructuras cristalinas de los restos de organismos (Figura 20). Esto es, el material original fue sustituido por alguna variedad de ópalo.

De la misma manera que en las observaciones realizadas con el microscopio petrográfico, con el microscopio de barrido electrónico no se apreciaron minerales de arcilla.

GEOQUÍMICA:

Del análisis desarrollado mediante la espectrofotometría de absorción atómica, se observa la presencia en las muestras de pedernal brechado de K, Na, Ca, Fe, Mg y Cu (Tabla 6; Figura 21).

Para el potasio, se presentan valores entre 284 ppm y 1019 ppm. En el caso del sodio, los valores se encuentran entre 1419 ppm y 11156 ppm. Dentro del hierro se aprecian valores que van de 1353 ppm a 4863 ppm. Del calcio se puede observar valores que fluctúan entre 644 ppm y 3409 ppm. Los valores del Magnesio se distribuyen entre 6354 ppm y 1032 ppm. El cobre toma valores que se encuentran entre 2.60 ppm y 186 ppm. Cabe señalar que, aunque se realizó el procedimiento para medir concentraciones Co, Ni y Mn, estas, no se presentaron en las muestras de la brecha de pedernal; o bien, que las concentraciones de estos elementos están por debajo del límite de detección del aparato.

De la separación de las diferentes muestras por tamaños y por tratadas y no tratadas, podemos determinar que el comportamiento en las concentraciones de los elementos medidos, es muy característico para cada tamaño de grano. Esto es, las concentraciones de sodio presentan una tendencia a un aumento de los tamaños gravas a los tamaños arcillas; observándose los máximos valores en las muestras no tratadas (Figura 22). El comportamiento del calcio no presenta una tendencia definida, fluctuando las concentraciones a través de todo el intervalo de tamaños y en las muestras tratadas y no tratadas (Figura 23). El potasio al igual que el sodio tiene una tendencia al aumento de sus concentraciones conforme el tamaño de grano disminuye, no apreciándose una diferencia significativa entre las concentraciones de las muestras tratadas y no tratadas (Figura 24). Para el caso del hierro, también es posible observar un aumento en las concentraciones mientras el tamaño de grano disminuye, no presentando diferencias entre las concentraciones de las muestras tratadas y no tratadas (Figura 25). El magnesio similar al anterior elemento, presenta un aumento en su concentración mientras el tamaño de grano disminuye, además la diferencia en las concentraciones entre muestras tratadas y no tratadas es despreciable (Figura 26). Cabe señalar, que aunque se presenta cobre en las muestras del pedernal brechado, este se localiza en las muestras no tratadas y en los tamaños arcillas (Figura 27).

Para el caso particular de la lodolita, no se encontraron -o bien por encontrarse debajo del límite de detección del aparato- no se observaron concentraciones de Cu, Co, Ni. Pero si presenta altas concentraciones de K, Na, Ca, Fe, Mg, Mn (Tabla 6).

Tabla 1.- Parámetros estadísticos obtenidos por el método de los momentos (McBride, 1971), para las muestras del pedernal brechado.

Muestra	Media	Desviacion	Asimetria	Kurtosis
Im'	1.032881	1.886163	0.211043	2.123527
IIm'	1.523401	1.798456	0.200456	2.56432
IIIm'	1.345213	1.803456	0.199987	2.39873
IVm'	1.508342	1.785623	0.16789	2.318118
Im''	1.832456	1.867823	0.23458	2.547015
IIm''	1.218957	1.876968	-0.023945	2.023538
IIIm''	1.654732	1.750825	0.093423	2.583911
IVm''	1.245638	1.857639	0.200789	1.705168

m'.- muestra pretratada separada de la SMI para el análisis con el microscópio estereoscópico.

m''.- muestra pretratada separada de la SMII para el análisis con el microscópio estereoscópico.

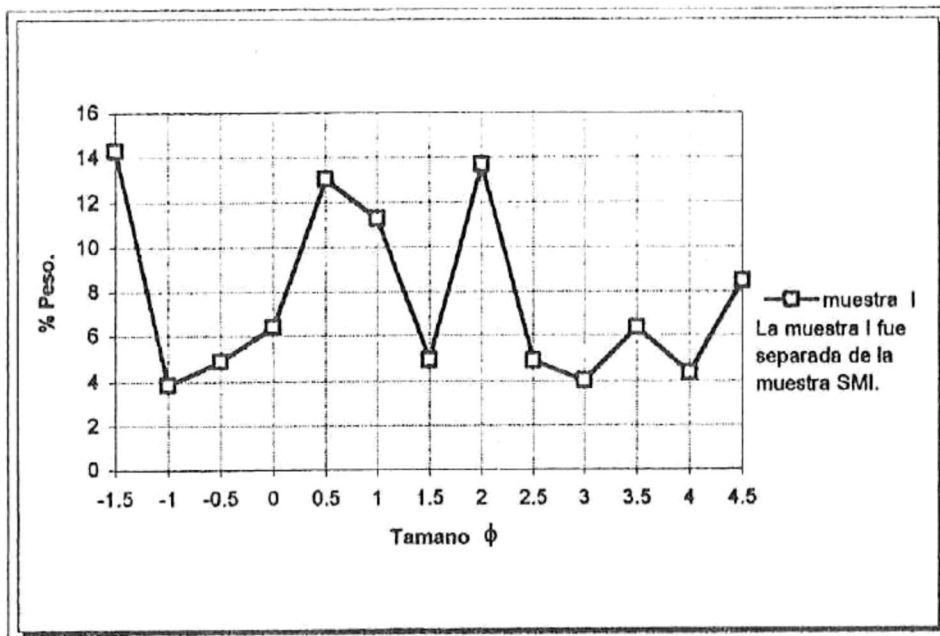


Figura 5.- Distribución de los tamaños de grano de la matriz de la brecha de pedernal, para la muestra I.

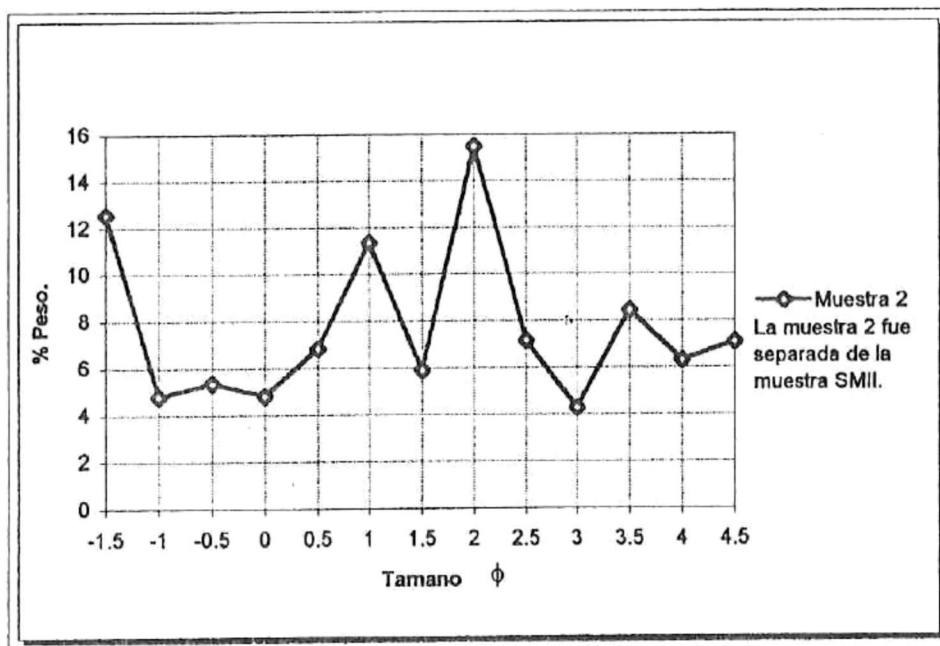


Figura 6.- Distribución de los tamaños de grano en la matriz de la brecha de pedernal, para la muestra II.

Tabla 2.- Resultado de la eliminación de sales solubles por lavado, en las muestras de pedernal brechado.

Muestra	Peso inicial (grs)	Peso final (grs)	diferencia (grs)	%
Im'	40.159	36.605	3.554	8.8498
IIm'	40.091	37.178	2.913	7.2659
IIIm'	40.898	38.936	1.962	4.893
IVm'	40.619	38.347	2.272	5.5934
Im''	40.38	38.617	2.763	6.8424
IIm''	40.33	38.455	2.875	7.1286
IIIm''	40.975	37.623	3.352	8.1805
IVm''	40.827	36.725	4.102	10.0472

m'.- muestra pretratada separada de la SMI para el análisis con el microscópio estereoscópico.

m''.- muestra pretratada separada de la SMII para el análisis con el microscópio estereoscópico.

Tabla 3.- Resultados del análisis de residuos insolubles en HCl, en las muestras de pedernal brechado.

Muestra	Peso inicial (grs)	Peso final (grs)	Diferencia (grs)	%
Im'	2.041	2.021	0.02	0.9799
IIm'	2.018	2.01	0.008	0.3964
IIIm'	2.007	2.003	0.003	0.0498
IVm'	2.027	2	0.027	1.332
Im''	2.04	2.01	0.03	1.4705
IIm''	2.01	2.002	0.008	0.398
IIIm''	2	1.995	0.005	0.01
IVm''	2.035	2.02	0.015	0.7371

m'.- muestra pretratada separada de la SMI para el análisis con el microscópio estereoscópico.

m''.- muestra pretratada separada de la SMII para el análisis con el microscópio estereoscópico.

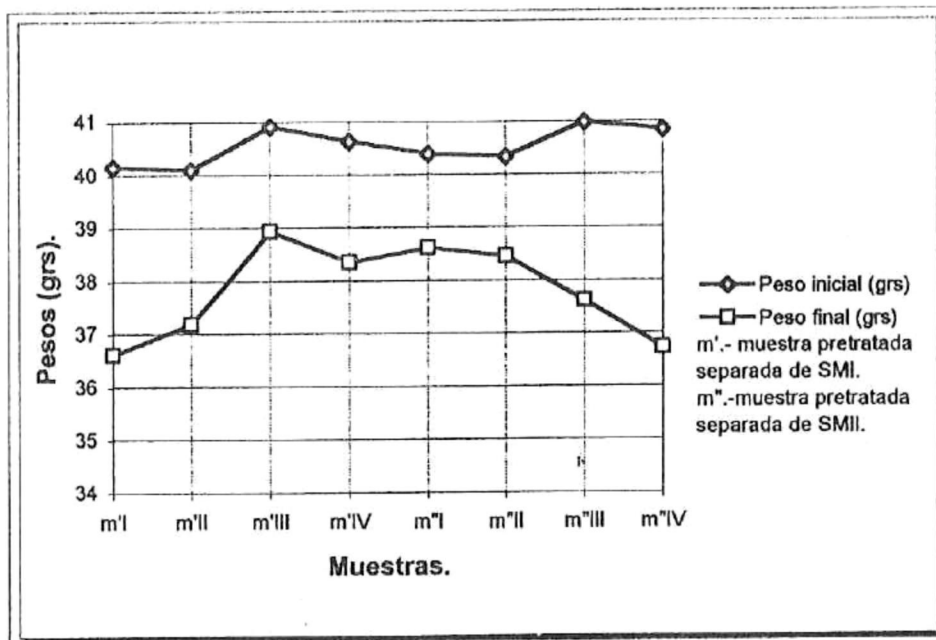


Figura 7.- Comparación de los pesos de las muestras del pedernal brechado, antes y despues de la eliminación de sales por lavado.

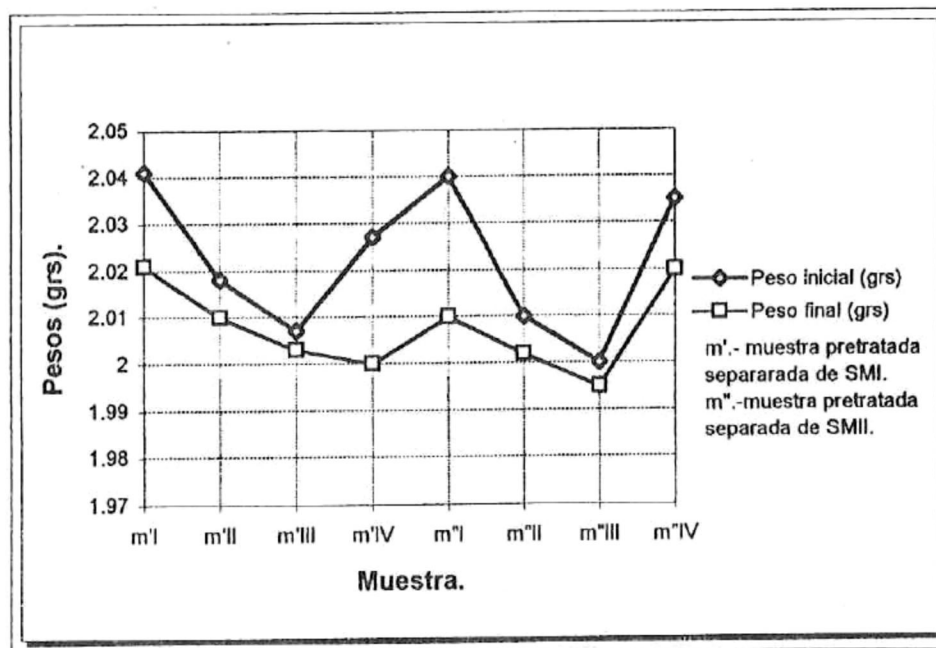


Figura 8.- Comparación de los pesos en las muestras del pedernal brechado, antes y despues de la eliminación de carbonatos por medio de HCl.

Tabla 4.- Abundancia relativa visual de componentes presentes en la brecha de pedernal, determinados con el microscópio estereoscópico.

Componentes	*%
Restos orgánicos	15-20
Vidrio volcánico	5-10
Ceniza volcánica	80-70

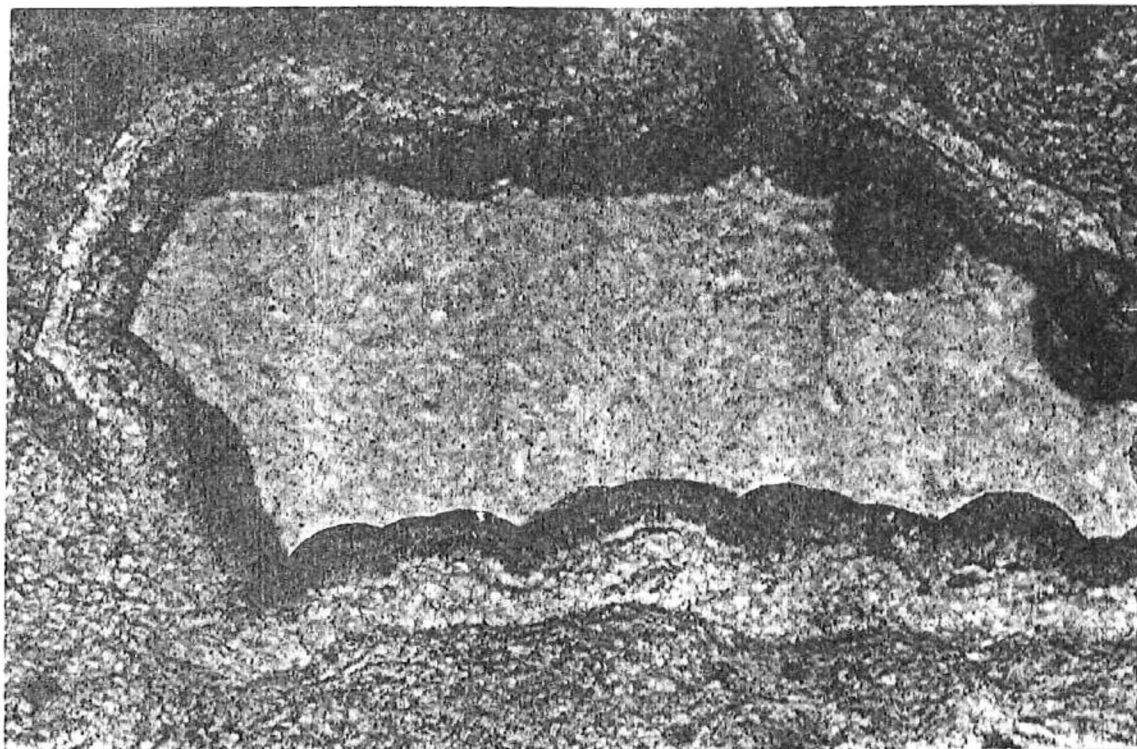
*Intervalo entre el mínimo y máximo valor porcentual observado en 30 muestras.

Tabla 5.- Abundancia relativa visual de componentes presentes en la brecha de pedernal, determinados con el microscópio petrográfico.

Componentes	*%
Restos orgánicos	15-35
Vidrio volcánico	35-30
Ceniza volcánica	45-25
Minerales accesorios	5-10

*Intervalo entre el mínimo y máximo valor porcentual observado en 30 muestras.

A)



B)

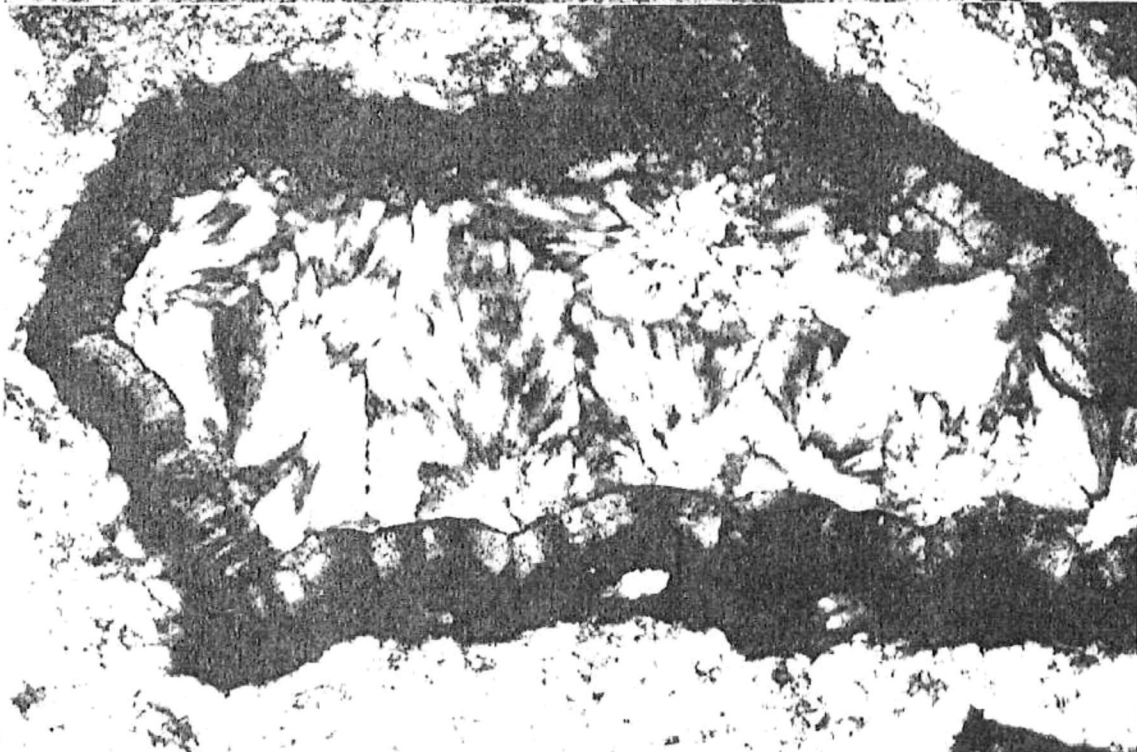
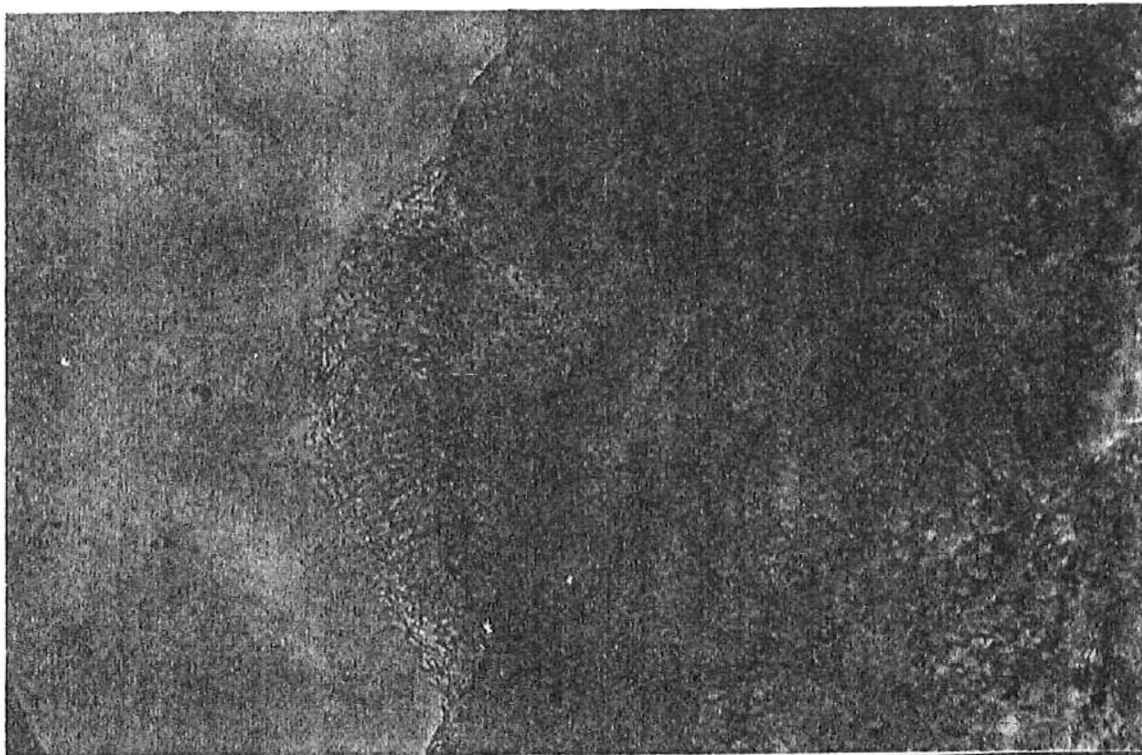


Figura 9.- Fotomicrografía que muestra: A) La presencia de cristobalita-tridimita relleno de las cavidades del pedernal, se observa la relación con el pseudomorfo calcedónico fibroso; B) con nicóles cruzados. Pedernal El Mono, lamina delgada 1-P (X10).

A)



B)

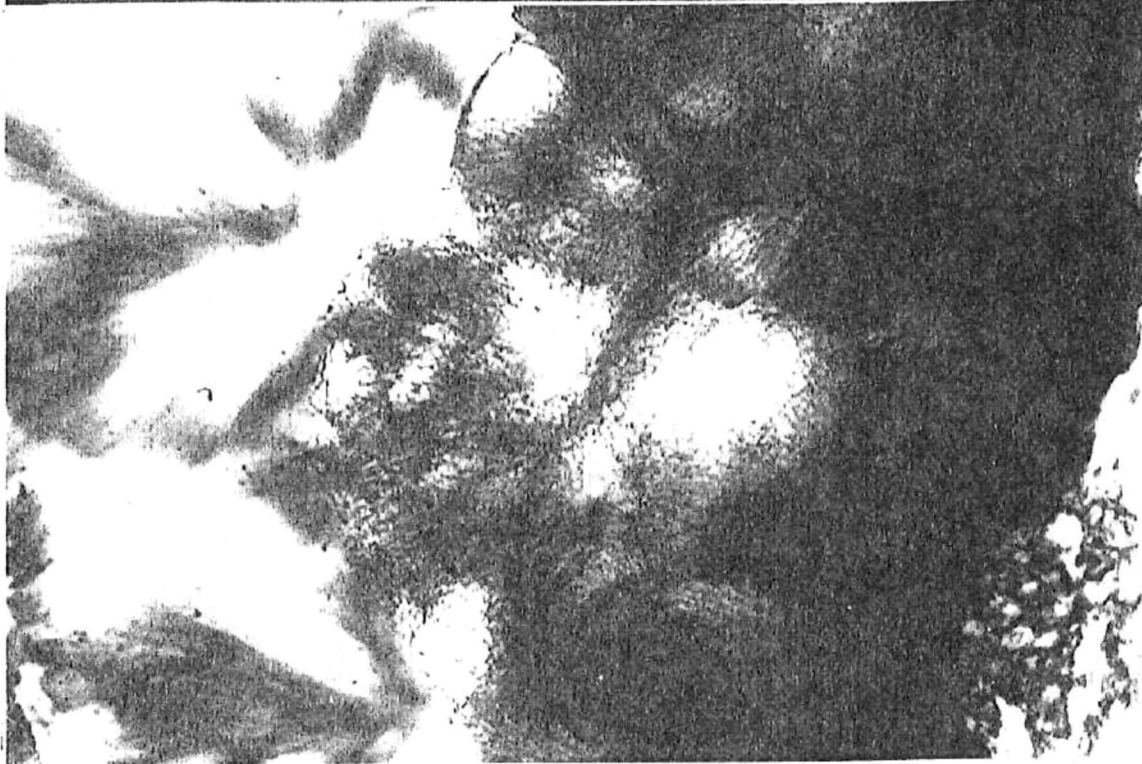


Figura 10- Fotomicrografía que muestra: A) Reordenamiento cristalino entre el crecimiento de cristobalita tridimita y el pseudomorfo calcedónico fibroso; B) con nicoles cruzados. Pedernal El Mono, lamina delgada 3-P (X40).

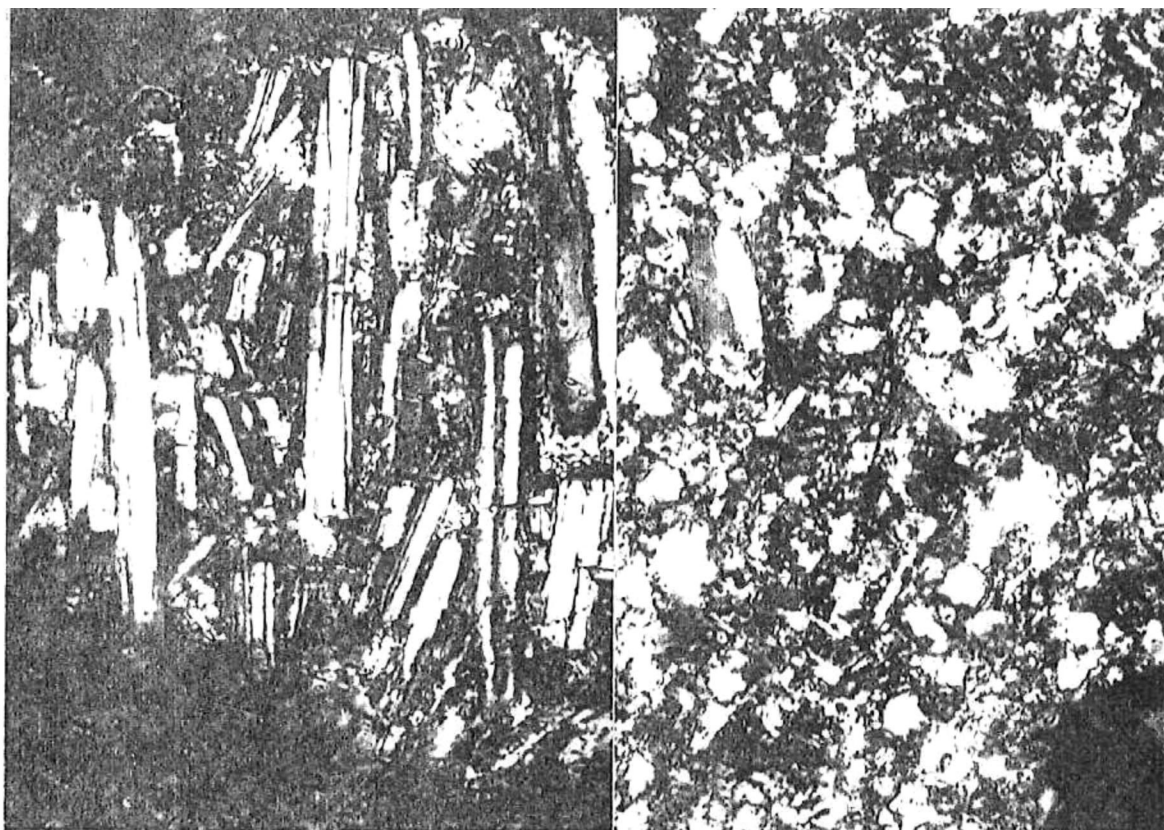


Figura 11

Figura 12

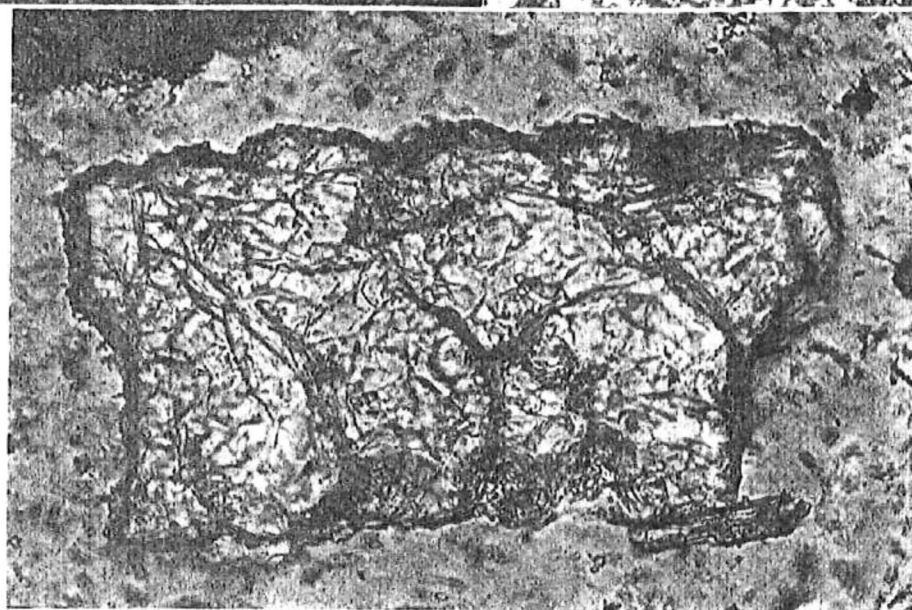


Figura 13

Figura 11- Fotomicrografía mostrando presencia de feldespatos, plagioclasas y cuarzo, con nicóles cruzados. Pedernal El Mono, lamina delgada 4-P (X40).

Figura 12- Fotomicrografía mostrando feldespatos, plagioclasa y cuarzo con diferentes grados de alteración, con nicóles cruzados. Pedernal El Mono, lamina delgada 7-P (X40).

Figura 13.- Fotomicrografía mostrando vidrio volcánico con su borde disuelto. Pedernal El Mono, lamina 15-P (X20).

Figura 14



Figura 15

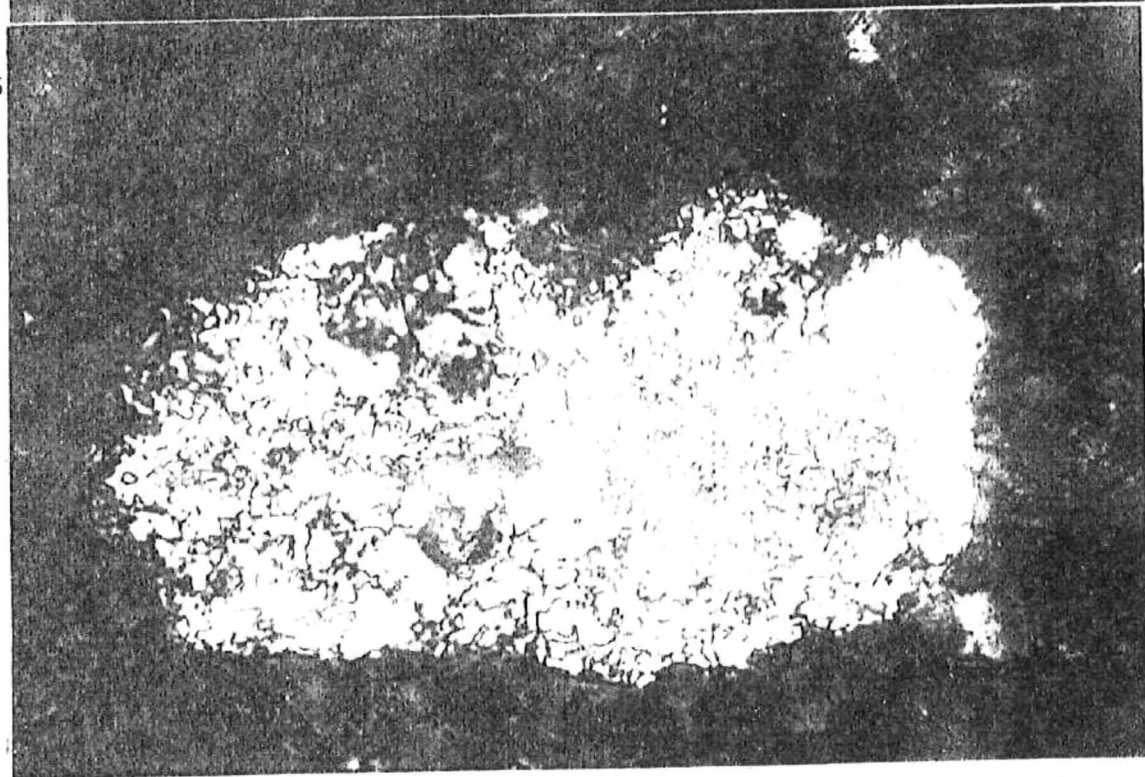


Figura 14.- Fotomicrografía que muestra la alteración de granulos opalinos de origen biogènico, con nicoles cruzados. Pedernal El Mono, lamina delgada 12-P (X40).
Figura 15.- Fotomicrografía que muestra la alteración de vidrio volcànico, dando nuevas formas opalinas, con nicoles cruzados. Pedernal El Mono, lamina 9-P (X40).

Figura 16

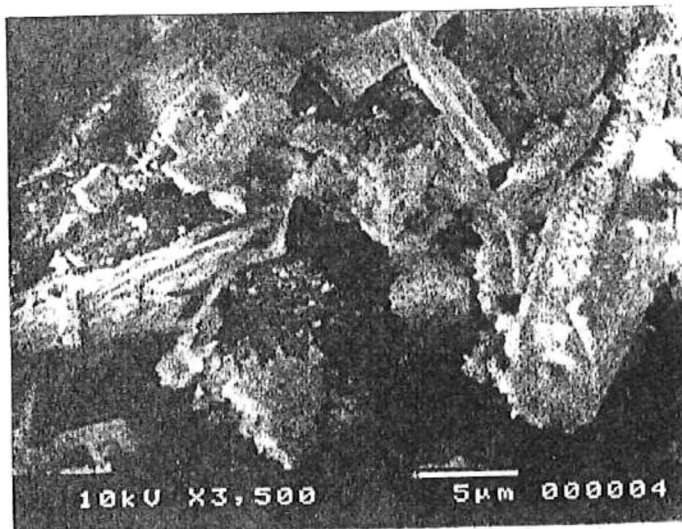


Figura 17

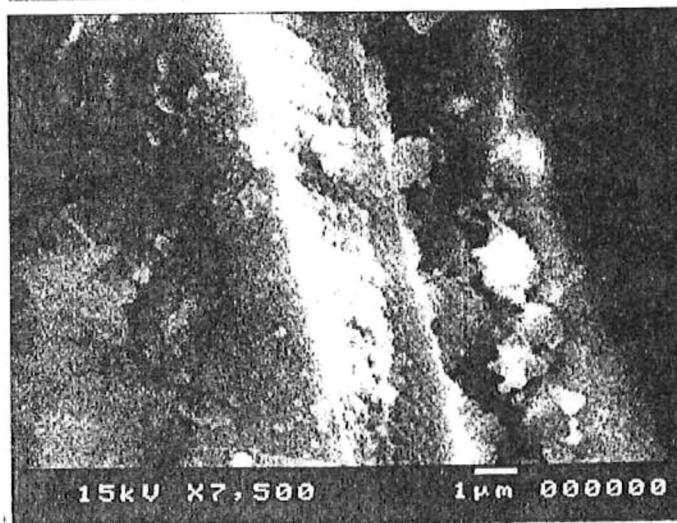
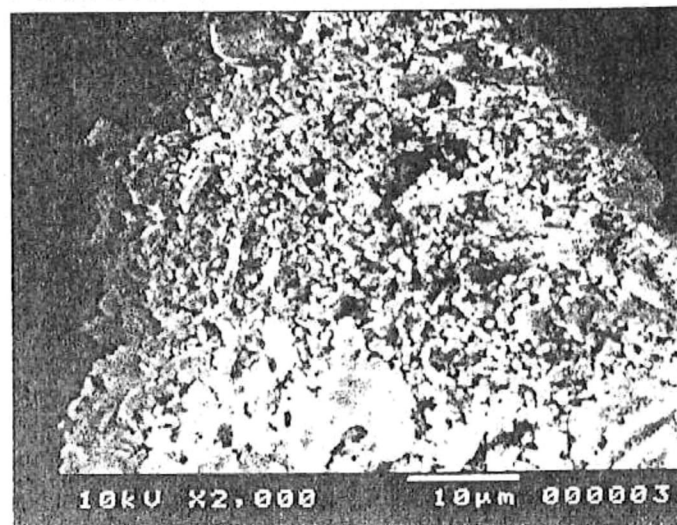


Figura 18



- Figura 16.- Fotomicrografía que muestra la presencia conjunta de vidrio volcánico y diatomeas.
- Figura 17.- Fotomicrografía que muestra la aparición de microsferas dentro de esquirla de vidrio.
- Figura 18.- Fotomicrografía que muestra la alteración del vidrio volcánico, con el posterior reordenamiento en forma de microsferas.

Figura 19

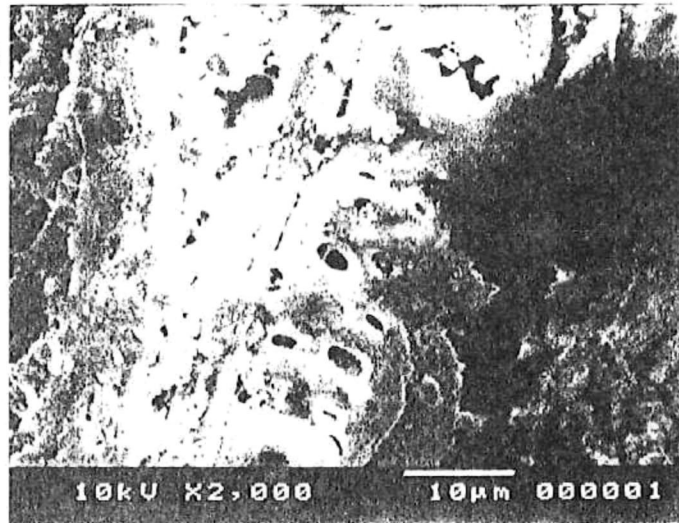


Figura 20

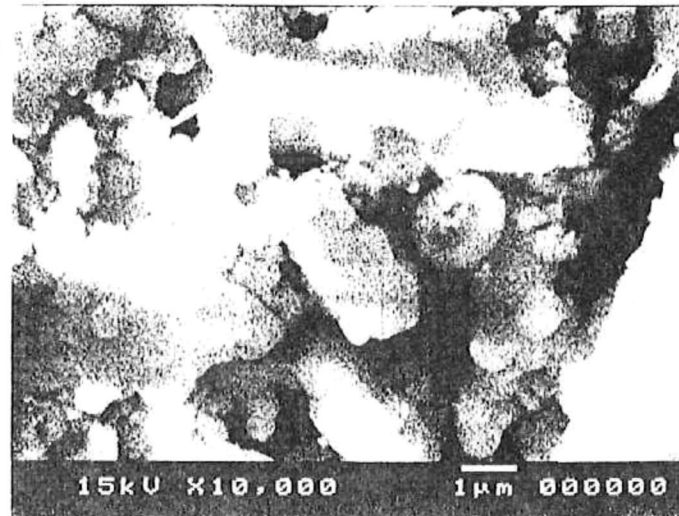


Figura 19.- Fotomicrografía mostrando diatomeas con un estado avanzado de alteración.

Figura 20.- Fotomicrografía mostrando la presencia de microesferas dentro de las estructuras de los restos de organismos.

Tabla 6.- Elementos químicos mayores presentes, en la brecha⁸ de pedernal de la localidad Arroyo El Mono, determinados por emisión y absorción atómica.

Muestra	K(Mg/ml)	K ₂ O(Mg/ml)	K ₂ O(%)	Na(Mg/ml)	Na ₂ O(Mg/ml)	Na ₂ O(%)	Ca(Mg/ml)	CaO(Mg/ml)	CaO(%)	Fe(Mg/ml)	Fe ₂ O ₃ (Mg/ml)	Fe ₂ O ₃ (%)
m1Grava*	279.4214	336.5743	0.0336	1215.712	1638.755	0.1638	1017.355	1423.484	0.1426	473.2231	1353.371	0.1353
m2Grava*	236.122	284.4184	0.0284	1194.882	1610.689	0.161	1095.472	1532.785	0.1532	513.4842	1468.514	0.1468
m3Arena'	391.6123	471.7126	0.0471	1086.605	1466.08	0.1466	1425.909	1995.131	0.1995	738.397	2111.742	0.2111
m4Arena'	261.5873	315.0923	0.0315	1120.635	1510.605	0.151	443.254	620.2009	0.062	613.492	1754.526	0.1754
m5Arena'	228.9076	275.7283	0.0275	1052.941	1419.354	0.1419	460.3361	644.1023	0.0644	661.7647	1892.581	0.1892
m6Arena'	368.0473	443.3277	0.0443	1527.613	2059.208	0.2059	1334.32	1866.98	0.1866	1354.043	3872.429	0.3872
m7Arena'	367.2949	442.4184	0.0442	1385.375	1867.472	0.1867	1615.613	2260.565	0.226	897.6996	2550.172	0.255
m8Arena'	392.6923	473.0135	0.0473	1351.923	1822.379	0.1822	530	741.576	0.0741	773.3653	2211.748	0.2211
m9AreNT"	547.5049	659.4916	0.0659	8059.88	10864.64	1.0864	1506.986	2108.575	0.2108	1210.579	3462.134	0.3462
m10AreNT"	591.0646	711.961	0.0711	5703.422	7688.156	0.7688	1329.848	1860.723	0.186	1700.57	4863.461	0.4863
m11AreNT"	442.6363	533.1732	0.0533	8276.364	11154.55	1.1156	747.2727	1045.584	0.1045	1119.091	3200.488	0.32
m12AreNT"	437.0588	526.4548	0.0526	8467.647	11414.3	1.41414	763.9705	1068.948	0.1068	1103.676	3156.404	0.3156
m13ARCI!	735.1539	885.5223	0.0885	4718.967	6361.121	0.6361	2436.941	3409.768	0.3409	1087.388	3109.822	0.3109
m14ARCI!	638.8617	769.5345	0.0769	4741.463	6391.445	0.6391	1009.756	1412.851	0.1412	1006.504	2878.501	0.2879
m15ARCI!	846.7874	1019.989	0.1019	6940.692	9355.983	0.9355	883.0313	1235.537	0.1235	1289.127	3686.774	0.3686
M16ARCI!	723.1871	871.1077	0.0871	7453.894	10047.78	1.0047	868.666	1215.438	0.1215	1175.47	3361.727	0.3361
m17Lodare#	8688.71	10465.9	1.0465	21225.81	28612.17	2.8612	18838.71	26359.12	2.6359	41677.42	11919.33	11.9193

Tabla 6.- Continuación.

Muestra	Mg(Mg/ml)	MgO(Mg/ml)	MgO(%)	Cu(Mg/ml)	CuO(Mg/ml)	CuO(%)	Mn(Mg/ml)	MnO(Mg/ml)	MnO(%)	Ni,NiO	Co,CoO
m1Grava*	748.9256	1241.719	0.1241	0	0	0	0	0	0	0	0
m2Grava*	1477.362	2449.362	0.2449	0	0	0	0	0	0	0	0
m3Arena'	1322.46	2192.639	0.2192	0	0	0	0	0	0	0	0
m4Arena'	1054.762	1748.795	0.1748	0	0	0	0	0	0	0	0
m5Arena'	622.9411	1032.836	0.1013	0	0	0	0	0	0	0	0
m6Arena'	1690.335	2802.576	0.2802	0	0	0	0	0	0	0	0
m7Arena'	1163.043	1928.326	0.1928	0	0	0	0	0	0	0	0
m8Arena'	1560.577	2587.437	0.2587	0	0	0	0	0	0	0	0
m9AreNT"	2639.721	4376.657	0.4376	47.5049	57.5665	0.005756	0	0	0	0	0
mAre10NT"	1725.285	2860.523	0.286	134.4106	162.8788	0.0162	0	0	0	0	0
m11AreNT"	1503.636	2493.029	0.2493	50.1818	60.8103	0.006081	0	0	0	0	0
m12AreNT"	1404.412	2328.515	0.2328	154.1911	186.8488	0.0186	0	0	0	0	0
m13ARCI!	1143.992	1896.739	0.1896	0	0	0	0	0	0	0	0
m14ARCI!	1445.528	2396.686	0.2396	0	0	0	0	0	0	0	0
m15ARCI!	2044.481	3389.75	0.3389	39.8682	48.3122	0.004831	0	0	0	0	0
M16ARCI!	3832.587	6354.43	0.6354	2.1486	2.6036	0.00026	0	0	0	0	0
LODOARE#	18016.13	29870.74	2.987	0	0	0	136.9354	176.811	0.0176	0	0

‡Todas las muestras analizadas fueron obtenidas de la SMI, la cual se recolectó en el estrato brechado inferior.

* Muestras pretratadas tamaño grava.

' Muestras pretratadas tamaño arena.

" Muestras no tratadas tamaño arena.

! Muestras pretratadas tamaño arcillas.

Submuestra pretratada tamaño arena en la lodolita.

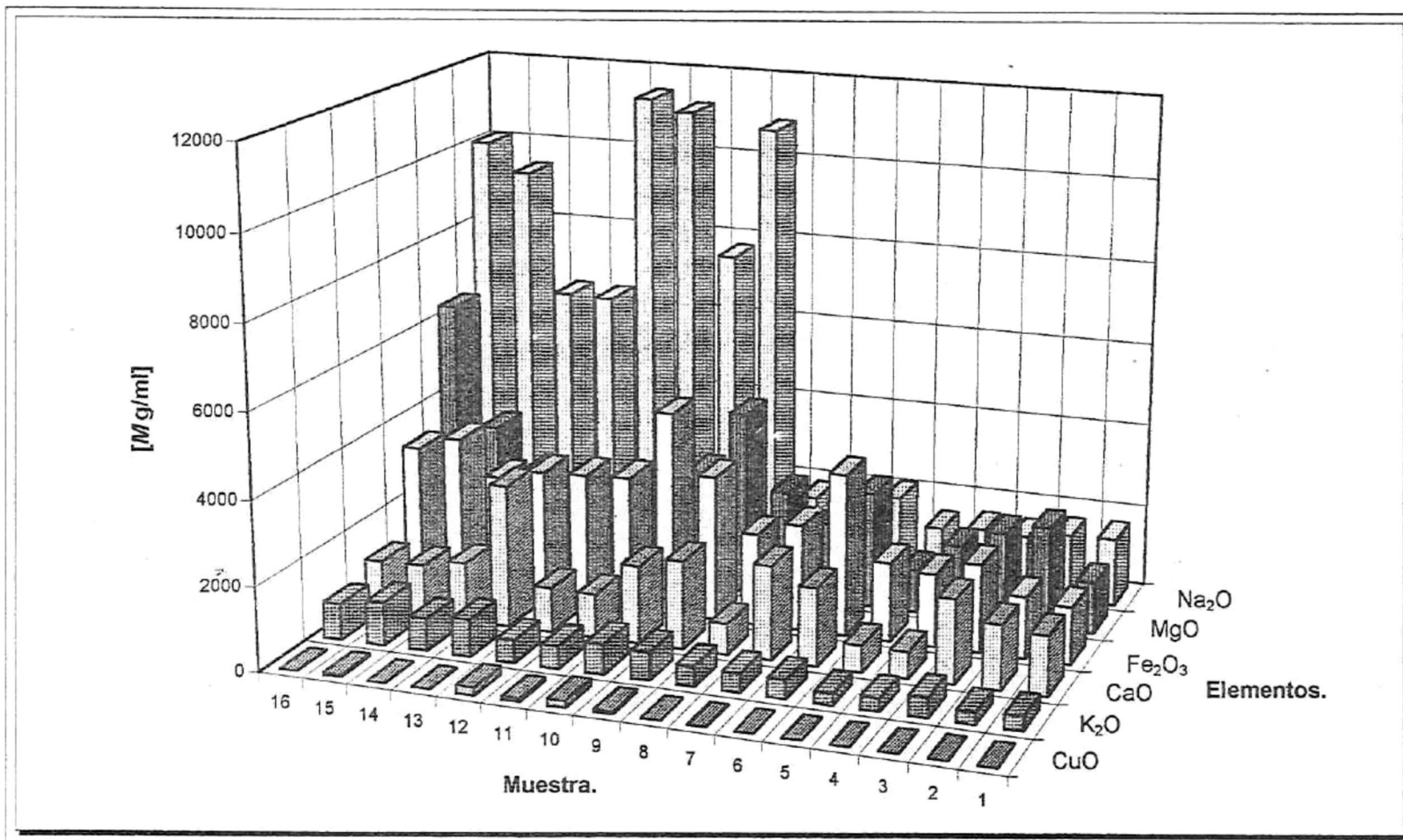


Figura 21.- Comparación de las concentraciones de óxidos de los elementos químicos mayores presentes, en todo el intervalo de tamaños, en la brecha de pedernal.

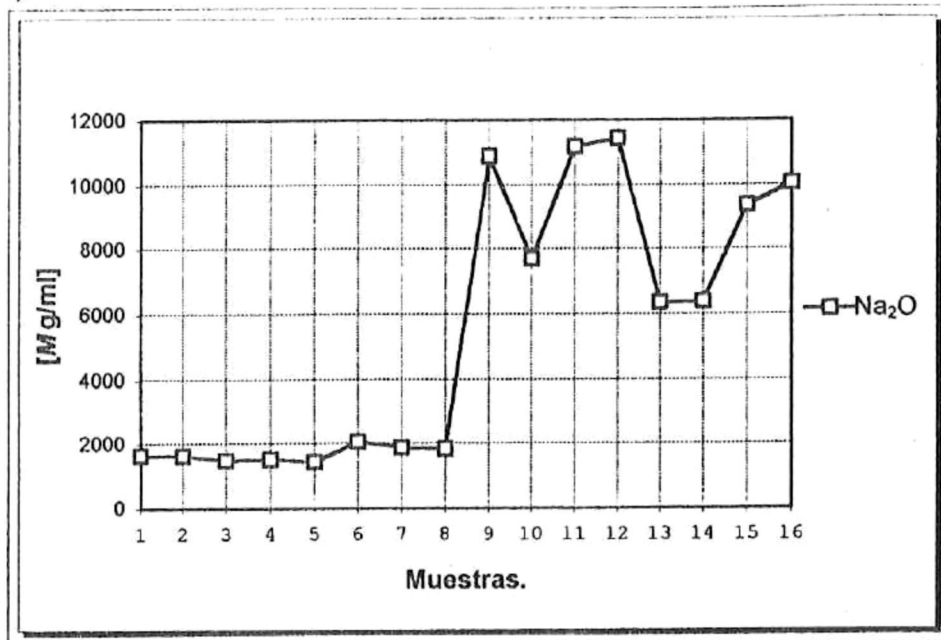


Figura 22.- Distribución de las concentraciones de óxidos de sodio a través de todo el intervalo de tamaños, en la brecha de pedernal.

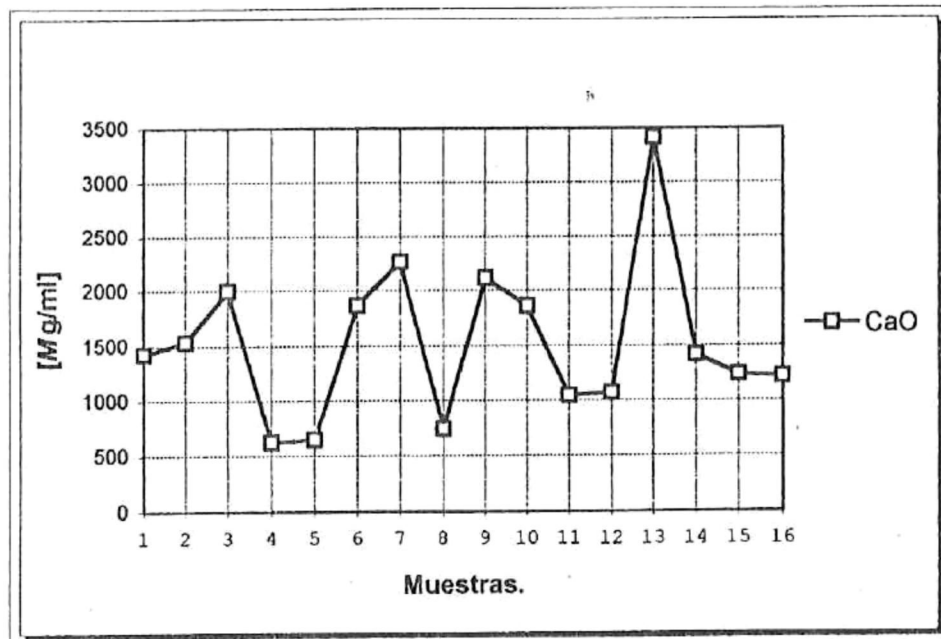


Figura 23.- Distribución de las concentraciones de óxidos de calcio a través de todo el intervalo de tamaños, en la brecha de pedernal.

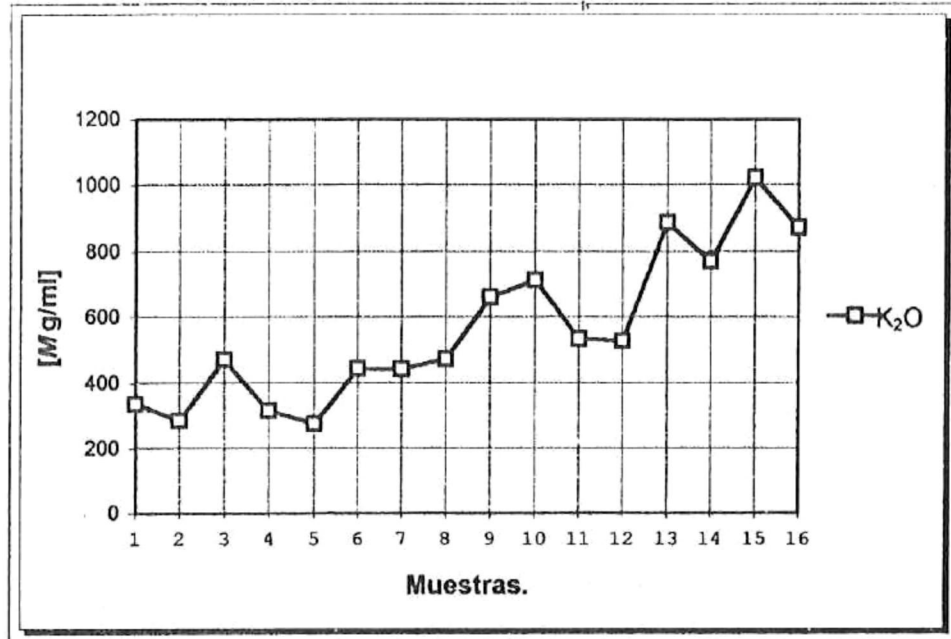


Figura 24.- Distribución de las concentraciones de óxidos de potasio a través de todo el intervalo de tamaños, en la brecha de pedernal.

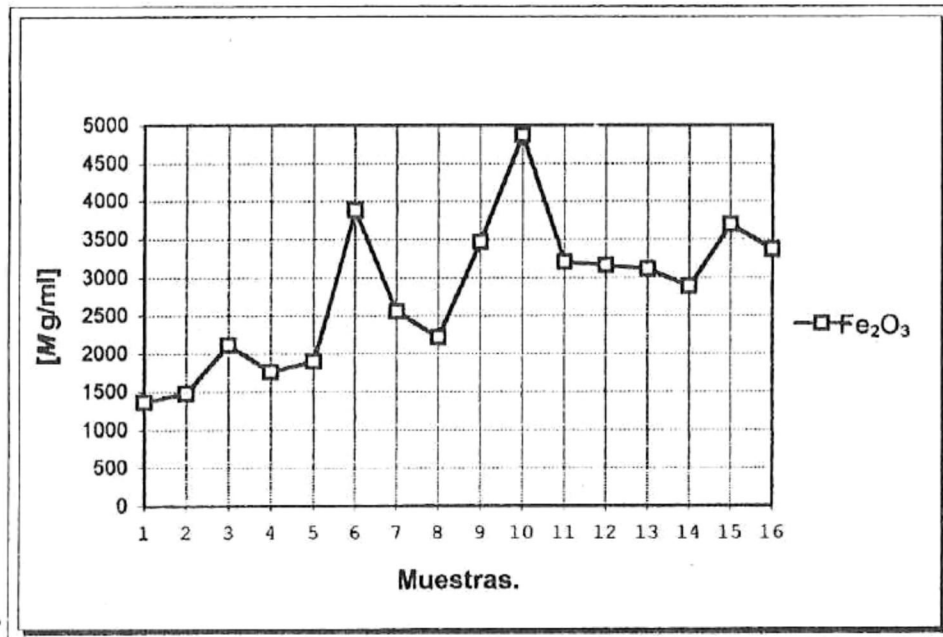


Figura 25.- Distribución de las concentraciones de óxidos de hierro a través de todo el intervalo de tamaños, en la brecha de pedernal.

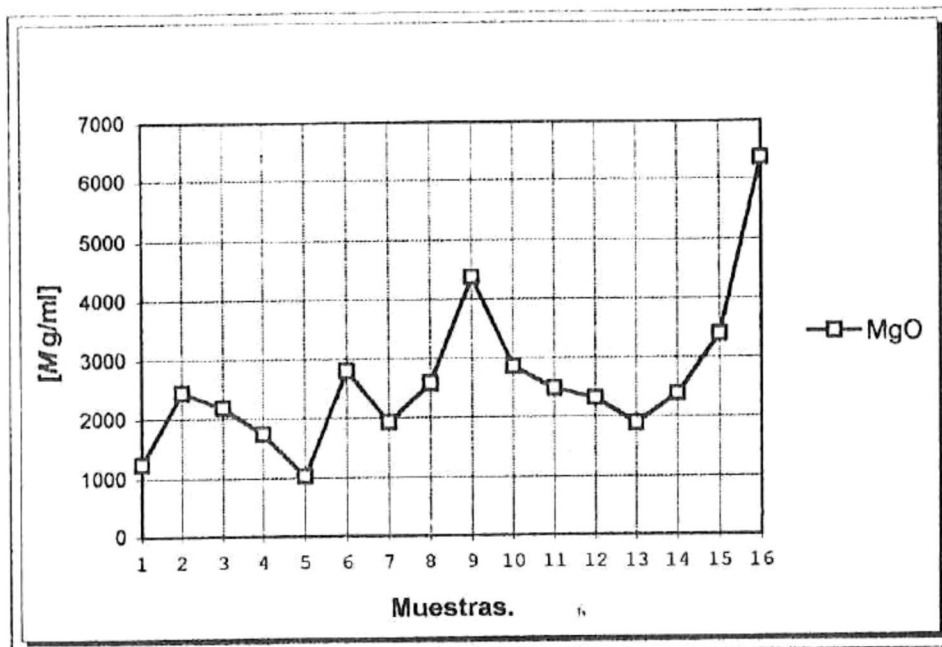


Figura 26.- Distribución de las concentraciones de óxidos de magnesio a través de todo el intervalo de tamaños, en la brecha de pedernal.

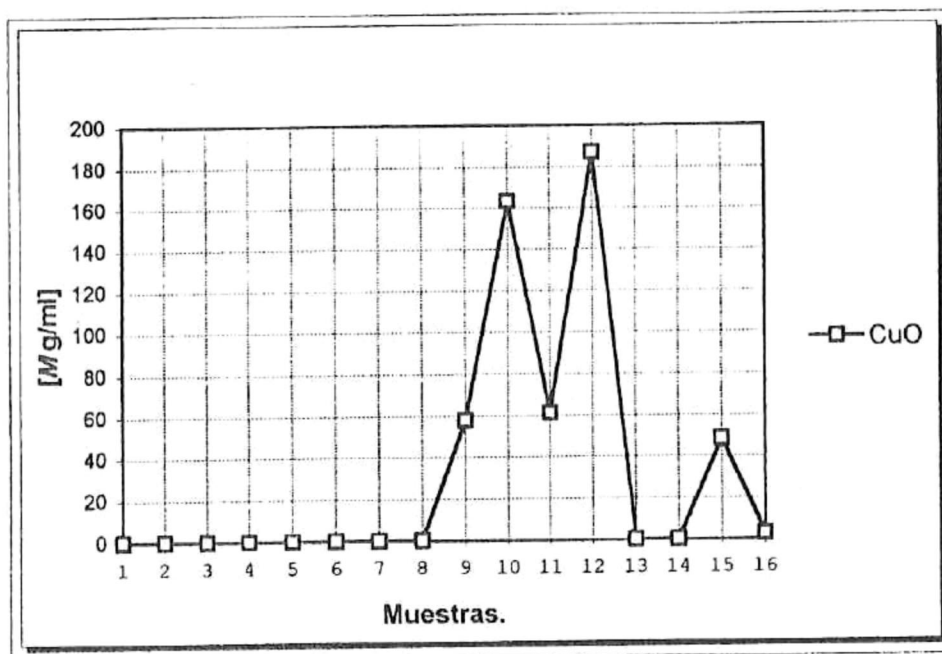


Figura 27.- Distribución de las concentraciones de óxidos de cobre a través de todo el intervalo de tamaños, en la brecha de pedernal.

DISCUSIONES

SEDIMENTOLOGÍA Y MICROSCOPIO ESTEREOSCOPICO.

Las características observadas en los restos de organismos que se presentan en las muestras de pedernal brechado, son similares con las descritas por Raymond (1953), Shimer *et al.* (1955), Raymond (1963) para restos coralinos, esponjas, espinas de erizo, espículas de esponja, fragmentos de bivalvos y fragmentos de gastrópodos. De tal manera que la variedad y abundancia que representan estos restos, concuerdan con las características propuestas por Pettijohn (1984) para definir arenas o lodos calcáreos. Por lo tanto podemos suponer que el depósito de pedernal fue en su origen una arena calcárea o lodo calcáreo.

Esta arena o lodo calcáreo, posteriormente fue enriquecida por elementos de origen volcánico, de manera particular, ceniza volcánica formando una toba al parecer rica en SiO_2 , lo anterior se apoya en las características ópticas observadas de estos elementos. Williams *et al.* (1954), describe que restos orgánicos calcáreos y depósitos tobáceos pueden coexistir, y los denomina como una toba calcárea.

La poca o nula presencia de carbonatos en los restos de origen biogénico y en el depósito de pedernal en si y que debe haberse presentado en el protolito calcáreo, puede deberse a una sustitución por sílice. Para que ocurra esta sustitución, se requiere una importante fuente de SiO_2 (Iijima, 1988; Bebout *et al.*, 1984; Loughheed, 1983), la cual pudo ser aportada por la ceniza volcánica. De tal manera que pudo presentarse una severa sustitución de los carbonatos por silicatos, con la posterior recombinación de estos carbonatos y liberación de CO_2 (Krauskopf, 1967). Además para que ocurra esto, se necesita una solución altamente saturada con respecto al sílice y poco saturada con respecto a calcita y aragonita (Knauth, 1979).

Las diferencias en pesos que presentaron las muestras al ser eliminadas las sales contenidas en ellas, nos hacen suponer que el medio ambiente de depositación fue en una cuenca con altos índices de evaporación (Bebout *et al.*,

1984; Pettijohn *et al.*, 1984), posiblemente en un medio ambiente de clima árido o semiárido, similar al actual presente en la zona de estudio.

La lodolita presente en la zona de estudio y en contacto con las capas de pedernal, rebela por las características de sus componentes, que proviene de la descomposición, erosión y posterior depositación de detritus volcánicos. Estos elementos volcánicos se presentan adyacentes a este afloramiento y en contacto con las capas de pedernal (Gutierrez-Sánchez, 1994).

PETROGRAFÍA:

Las características mineralógicas de los elementos opalinos cristobalíticos y tridimíticos presentes en la brecha de pedernal, concuerdan substancialmente con las características descritas de los mismos por Harker (1935), Williams *et al.* (1954), Mackenzie *et al.* (1980), Phillips *et al.* (1981), Mackenzie *et al.* (1982), con lo cual se confirma su correcta identificación.

Se presentan claramente las relaciones y transformaciones que existen entre el vidrio volcánico, la cristobalita, la tridimita y criptocristales de cuarzo (Mizutani, 1970; James *et al.*, 1978; Iijima, 1988). Lo anterior es corroborado con la asociación y presencia de feldespatos al parecer de origen volcánico (MacKenzie *et al.*, 1982). Esto marca claramente una diagénesis, cuyo elemento primario fue el vidrio de origen volcánico de acuerdo a Iijima *et al.* (1981).

La alteración de los bordes y superficie del vidrio volcánico y de los minerales asociados con él, indican que estuvieron sujetos a soluciones ácidas y en elevadas temperaturas (Harker, 1935; Williams *et al.*, 1954; Phillips *et al.*, 1981; Pettijohn, 1984; Williams *et al.*, 1985), provocando con esto una disolución de sus partes y/o un reordenamiento cristalino durante la reprecipitación (Williams *et al.*, 1985). Este vidrio silicio presenta diversos grados de alteración, presentando cristobalita de bajo orden y cuyos bordes se encuentran disueltos, esto indicaría una recristalización a cristobalita y una posterior disolución, para precipitar en un estado cristalino más estable (Williams *et al.*, 1985; Iijima, 1988).

No solo se presenta alteración diagenética cuyo elemento primario fue el vidrio volcánico, también se encuentran en menor proporción gránulos cuya matriz es de diatomeas, y las cuales también presentan diversos grados de alteración, ésta, posiblemente se deba a disolución (Mackenzie *et al.*, 1980). Así mismo se aprecia una recristalización a lo que parece ser ópalo-CT (cristobalita-tridimita de bajo orden) y posteriormente a una transformación a ópalo-C (Williams *et al.*, 1985; Tada, 1988; Dappless, 1988).

La abundante presencia de tridimita en cavidades vítreas de la brecha pedernal, nos sugiere la presencia de una solución saturada de sílice, que reprecipita cristalinamente en estas cavidades (Williams *et al.*, 1985; Tada, 1988; Dapples, 1988). Lo anterior se apoya también con la observación de los minerales comprendidos en la lodolita, los cuales presentan un alto grado de disolución (Mackenzie, 1982); esta disolución pudo aportar el sílice necesario para enriquecer el estrato superior. Así mismo, la presencia de vidrio volcánico alterado en la lodolita y diversos estados de disolución presentes en el, aunado con la presencia de cristobalita (Mackenzie *et al.*, 1980; Phillips *et al.*, 1981) refuerza la suposición de que el material que subyace al pedernal, fue una fuente importante de sílice en el proceso diagenético.

Folk y Pittman (1971), Phillips y Griffen (1981) describen una variedad de calcedonia de elongación positiva (length-slow), similar al pseudomorfo calcedónico fibroso presente en las muestras de pedernal, proponen que el sílice fibroso que da origen a la calcedonia, se formó como respuesta a un medio ambiente evaporítico con suelos alcalinos y con un pH alto, o en un medio rico en sulfatos. Ocurriendo comunmente en secuencias marinas someras, playas de lagos, ambientes evaporíticos o tipo de depositación de sabkha, caracterizado por capas de dolomita afanítica y nódulos de yeso, anhidrita o raramente barita-celestita (Folk y Pittman, 1971; Siedlecka, 1972).

Ahora bien, Ledesma-Vázquez *et al.* (1994), realizan estudios de difracción de rayos X, para los pedernales masivos de la localidad El Mono en Bahía Concepción, adyacente a la zona de estudio; observa que estos son una mezcla de

vidrio volcánico, ópalo-A' (sílice amorfo) y ópalo-CT, donde se presentan pequeñas cantidades de cuarzo y feldespatos, el mineral de halita es abundante, además de que no se detectan minerales de arcilla. Así mismo, el menor índice de refracción de las esquirlas de vidrio volcánico devitrificado, indican que la lava original fue rica en sílice. Lo anterior concuerda con las observaciones realizadas tanto por el microscopio petrográfico como con el microscopio de barrido electrónico; de tal manera que nos hace suponer que la principal fuente de sílice para que se formara el pedernal del Arroyo el Mono fue de origen volcánico.

A partir de lo anteriormente discutido de la petrografía, podemos suponer que la secuencia posible hasta ahora en la transformación del sílice a pedernal, inicia con el ópalo-A', el cual recrystaliza como ópalo-T y ópalo-CT, para transformarse en ópalo-CT ordenado, mas adelante este cambia a un pseudomorfo calcedónico (cuarzo criptocristalino) y finaliza en la génesis a pedernal (cuarzo microcristalino). Cabe señalar que la anterior secuencia es similar a la observada por Iijima (1988) en rocas silíceas y volcánicas en Japón. Además podemos inferir que el medio ambiente de formación se localizó en una cuenca con altos índices de evaporación.

MICROSCOPIO DE BARRIDO ELECTRÓNICO (SEM):

La presencia de vidrio volcánico y diatomeas en las muestras es evidente. Los gránulos parecen estar cementados por sílice; este sílice pudo ser aportado tanto por el vidrio como por las estructuras silíceas de las diatomeas. Al parecer un enriquecimiento de sílice fue aportado en la diagénesis del sílice a pedernal, por el vidrio volcánico y en menor proporción por las diatomeas (Iijima y Tada, 1981; Tada e Iijima, 1983a; Williams *et al.*, 1985). La disolución de estas estructuras silíceas biogénicas y no biogénicas parece haber sido causa de la alteración de los sedimentos (Siever, 1962; Williams *et al.*, 1985; Dapples, 1988; Iijima, 1988).

Es posible observar un reordenamiento cristalino en las esquirlas del vidrio, al parecer producto de una reprecipitación y reordenamiento del sílice contenido en las estructuras. Este reordenamiento puede ser lefiesferas de ópalo-CT (Iijima y

Tada, 1981; Tada e Iijima, 1983a; Williams et al., 1985; Hesse, 1988). También la gradual alteración y reprecipitación del sílice contenido en las diatomeas parece recristalizar en lefiesferas de ópalo-CT, esto es corroborado con las observaciones realizadas por Pollard y Weaver (1973), Williams *et al.* (1985), Larue *et al.* (1987), Hesse (1988), en las cuales concluyen que una disolución y reprecipitación, así como el reordenamiento cristalino dentro de las estructuras esqueléticas puede generar diferentes estados opalinos.

GEOQUÍMICA:

Los elementos presentes en la brecha de pedernal, concuerdan con los elementos descritos por Gutierrez-Sánchez (1994), para los pedernales masivos de Cerro Prieto, que se localizan en un área adyacente a la zona de estudio, estos elementos, fueron determinados de manera cualitativa por difracción de rayos X (Gutierrez-Sánchez, 1994).

Las concentraciones de Fe, Mg, Cu, Na, Ca, K, Mn, Ni y Co en nuestras muestras del pedernal brechado, nos hacen suponer que el origen de nuestro depósito no es biogénico. Dapples (1979) determina que algunos pedernales y ópalos biogénicos contienen cantidades significantes de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO, K_2O , las cuales son mayores a las observadas en nuestras muestras. Audley-Charles (1965) determinó que muchas capas de pedernal biogénico, presentan concentraciones mayores a 1% de Fe_2O_3 , y que el manganeso es particularmente importante, ya que éste, se encuentra asociado a pedernales y radiolaritas como rocas ricas en manganeso, además, observó que sedimentos ricos en manganeso (p.j. nódulos) se presentan mezclados con ooze modernos de mar profundo. También determinó que los intervalos en concentraciones de manganeso en radiolaritas se encuentra entre 0.01-1.0%, y que éstos valores se acercan a los valores reportados por Cressman (1962) para pedernales y rocas asociadas. De tal manera que podemos apreciar diferencias significativas en las concentraciones de Fe_2O_3 y Mn tanto en nuestras muestras de pedernal como en los pedernales biogénicos de mar profundo. Comparando los valores promedio de cobalto (20 ppm) y níquel (40ppm) en las

rocas ígneas (Fleischer, 1953), las radiolaritas y diatomitas muestran un leve enriquecimiento en estos elementos; lo mismo se aprecia en depósitos pelágicos modernos, solo que los valores promedio de níquel (260ppm) y cobalto (90ppm) son mas altos (Young, 1954). De lo anterior, es posible apreciar una mayor concentración de Ni y Co en depósitos silíceos de mar profundo que en nuestras muestras de pedernal. Al comparar los valores promedio de cobre (100 ppm) tanto para las rocas ígneas como para las radiolaritas y diatomitas, es posible observar que las radiolaritas y diatomitas se encuentran mas enriquecidas de este elemento (Audley-Charles, 1965), a su vez, ambos tipos de rocas presentan una mayor concentración de cobre que las muestras de pedernal brechado. De las anteriores discusiones, podemos entonces suponer que nuestro depósito y las radiolaritas y diatomitas reportados en la literatura, tienen diferentes orígenes.

Las concentraciones de algunos elementos químicos, son de utilidad para definir medios ambientes de formación. De manera particular, los elementos encontrados en las muestras de la brecha de pedernal y las concentraciones que presentan, parecen indicar que nuestro depósito se formó en un medio ambiente somero. Sugisaki (1982) reportó que depósitos de pedernal no pelágicos y no asociados con complejos ofiolíticos, se originaron en medios ambientes de plataforma o en un medio ambiente marginal de plataforma, ya que los porcentajes encontrados de Fe_2O_3 , MnO, MgO, Na_2O , K_2O , Ni, Cu y Co parecen indicarlo. Al comparar estos valores con nuestras muestras de pedernal, es evidente que las concentraciones encontradas son menores, con excepción del Na_2O que presenta un mayor valor. Así mismo altos valores de Ni, Cu y Co se encuentran estrechamente asociados a actividad hidrotermal por vulcanismo submarino de mar profundo y a complejos ofiolíticos (Sugisaki, 1982). De lo anterior, se observa que las concentraciones de Ni, Cu y Co en nuestras muestras, difieren con los altos valores reportados para medios ambientes de mar profundo. Murray (1992) describió que en la formación diagenética de pedernal brechado asociado a depósitos turbidíticos, se encuentran altas concentraciones de Fe_2O_3 , MnO, CaO, Na_2O y K_2O ; de tal manera que los valores observados de estos mismos elementos en nuestras muestras brechadas, son menores, lo cual posiblemente indicaría diferentes medios

ambientes de formación. Para algunos ópalos masivos asociados a calizas pisolíticas y caliche pisolítico, Franks (1959) encontró concentraciones moderadas de Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O y Na_2O ; comparando los anteriores valores con las concentraciones de estos mismos elementos pero de nuestro pedernal, se pudo observar similitudes (a excepción del Na_2O). De tal manera, que aun cuando la formación de estos pedernales no fue la misma, tal vez algunas características similares se presentaron.

Cabe señalar que las concentraciones presentes de algunos elementos se encuentran ligadas al tipo de roca huésped, y que contribuye químicamente en su formación (Williams *et al.*, 1985). Así mismo, la migración de los iones se encuentra relacionada con la efectividad de los procesos físico-químicos que puedan ocurrir entre las capas de pedernal y los estratos huéspedes (Franks, 1959; Audley-Charles, 1965; Iijima y Tada, 1981; Sugisaki, 1982; Murray, 1992).

De manera general y con la excepción del Mn y Fe, la mayor parte de los elementos mas abundantes, están presentes en una concentración similar en sedimentos costeros como en sedimentos de mar profundo (Riley y Chester, 1989). Aunque algunas veces presenten un ligero aumento en sus concentraciones de la zona costera al mar profundo, o bien por estar asociados a una fuente importante de dichos elementos (Williams *et al.*, 1985). De manera particular, el aumento en las concentraciones de elementos tales como Ni, Co, Mn y Fe es observado con mayor frecuencia en sedimentos de mar profundo que en sedimentos de mar costero (Riley y Chester, 1989). Es evidente que en nuestras muestras de pedernal brechado, la poca o nula presencia de Mn, Co y Ni, nos hagan suponer que las características ambientales que se presentaron en la formación del depósito no contaron con las condiciones necesarias para la asimilación, combinación o precipitación de estos elementos, quizá, a la escasa presencia de estos elementos en la fuente. De tal manera que la poca presencia de Mn, Ni y Co, posiblemente nos indiquen que las capas de pedernal de la zona de estudio, no se encontraron en su formación asociados a un ambiente profundo o pelágico.

Las concentraciones de Fe_2O_3 observadas en la brecha de pedernal, aunque se presentan en concentraciones moderadas para describir un medio ambiente de mar profundo (Sugisaki, 1982; Murray, 1992), si presentan altas concentraciones para describir un medio ambiente costero (Riley y Chester, 1989), esto puede indicarnos que se presentó un aporte debido al lavado de materiales ricos en este elemento (Iijima y Tada, 1981). Para el caso del Mg, K, Ca, Na y Cu, el aporte pudo ser de dos fuentes: 1) aporte por el lavado de las tierras volcánicas adyacentes ricas en estos elementos, y 2) el aporte debido a las sales disueltas en el medio acuoso de formación. Esto último es observado en las concentraciones de las muestras tamaño arenas no tratadas. Además existe la posibilidad que estos iones se presenten como las especies disueltas probables $\text{Mg}(\text{OH})$, $\text{Fe}(\text{OH})$, $\text{Cu}(\text{OH})$ y NaCl , y que posiblemente contribuyan a un aumento en la alcalinidad del medio (Riley y Chester, 1989). En el caso particular del Mg, otra probable fuente pudo ser aportada por los carbonatos de magnesio que pudieron presentarse en el medio ambiente de formación.

Fisher y Schmincke (1984) mencionan que algunos productos de origen volcánico en especial ceniza volcánica y que al depositarse forman tobas, presentan moderadas concentraciones de Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , MgO y CaO , lo anterior puede explicar el aumento de estos elementos en los tamaños arcillas de la brecha de pedernal, los cuales estarían asociados a ceniza de origen volcánico con altos contenidos de sílice. Estos mismos elementos mencionados anteriormente pueden presentarse en los depósitos tobaceos adyacentes al depósito problema, y que, posiblemente al ser sujetos por un lavado, hayan aportado concentraciones de dichos elementos. Lo anterior quizá explicaría la escasa presencia de Mn en nuestras muestras.

La alteración de los minerales, observada petrográficamente, nos sugiere la presencia de soluciones con alta temperatura, esto indicaría condiciones hidrotermales en la formación de pedernal, y a su vez se asociaría con altas concentraciones de Fe y Mn. Aunque las concentraciones de Fe no son muy elevadas, si son relevantes, pero las concentraciones de Mn son escasas. Ruhlin y

Owen (1986) describieron que en sedimentos hidrotermales asociados a vulcanismo submarino, una disminución de Fe y Mn se observa de la fuente a lugares mas alejados a ella, esto quizá indicaría el porque de las bajas concentraciones de Mn. Phillips y Griffen (1981) describieron la relación que se presenta entre la estructura cristalina de las fases silíceas y su facilidad para aceptar iones intersticiales; de la fase que mas iones intersticiales permite que es la cristobalita, a las que menos permiten como la tridimita, calcedonia y cuarzo, los iones mas comúnmente presentes son: Al, Ca, Fe, Na, K, Li. De tal manera que las mismas características cristalinas de las fase silíceas no permitieron la asimilación de Mn en su diagènesis, aun cuando pudo haberse presentado, y esto podría también explicar las bajas concentraciones registrado de Mn en nuestras muestras.

Krauskopf (1967) menciona que si una solución con Fe y Mn es expuesta a el aire y hecha básica súbitamente, el hierro precipita en mayor concentración que el Mn, resultando en la formación de minerales de hierro con una pequeña cantidad admitida de Mn. Así mismo determinó que si el pH incrementa lentamente hacia valores básicos, los componentes del hierro alcanzan los limites críticos de solubilidad antes que los componentes de manganeso, de tal manera que el hierro precipita mientras que el manganeso es mantenido en la solución. También observó que si el medio ambiente es oxidante, los primeros componentes en precipitar son los óxidos férricos. Además describió que este proceso de separación entre el hierro y manganeso puede ser demostrado en el laboratorio y que se observa en algunos lugares en la naturaleza, como en el caso de algunos depósitos hidrotermales, en los cuales se reportan que precipitados ricos en hierro se han acumulado cerca de la fuente y que un precipitado rico en manganeso es precipitado lejos. Berner (1971) también menciona que la separación entre el hierro y el manganeso se presenta cuando se forman óxidos de hierro bajo condiciones de oxidación y si la solución se vuelve todavía mas alcalina. Si las condiciones tienden a ser reductoras, la separación ocurre en presencia de silicatos o carbonatos. Las anteriores discusiones parecen explicar la escasa presencia del Mn en las muestras brechadas, además pueden ser apoyadas por las observaciones y resultados obtenidos de los diferentes análisis.

Las concentraciones de K_2O , Na_2O , CaO , Fe_2O_3 , MgO y MnO en el estrato lodolítico que subyace los depósitos de pedernal reflejan la posibilidad de ser de elementos de origen volcánico. Comparando estos valores con los valores promedios descritos por Hughes (1982) para rocas ígneas, observamos similitudes significativas. Además, esto concuerda con las características petrográficas observadas, en las cuales se observan materiales provenientes del intemperismo y erosión de rocas volcánicas, cuyos minerales son ricos en K, Na, Ca, Fe, Mg y Mn. Además, posiblemente contribuyeron a las concentraciones encontradas en este estrato y los estratos superiores de pedernal.

FUENTES DE SÍLICE:

Las observaciones realizadas mediante el uso del microscopio petrográfico y de SEM, así como la información aportada por Ledesma-Vázquez *et al.* (1995), nos permiten sugerir tres posibles fuentes de sílice: 1) una solución saturada de sílice, 2) alteración de vidrio volcánico rico en sílice, 3) aporte de sílice de origen biogénico (diatomeas y organismos con partes silíceas). Las tres fuentes han sido observadas y las tres pueden aportar el sílice necesario para la formación de pedernal (Dapples, 1979; Iijima y Tada, 1981; Iijima, 1988; Hesse, 1988;). La presencia en la zona de estudio de rocas de origen volcánico descritas por McFall (1968) que rodean y subyacen el depósito pedernaloso, nos hacen suponer que la mayor fuente del sílice necesario para la diagénesis a pedernal, pudo haber sido aportada por el lavado del material volcánico y por la alteración del vidrio del mismo origen. Lo anterior es apoyado, por los tipos de rocas que posiblemente han sido lavadas y que son: tobas, aglomerados andesíticos, flujos basálticos, etc., los cuales son ricos en sílice (McFall, 1968). Otra evidencia para suponer lo anterior, es la abundante presencia de vidrio volcánico y de ópalo que rellena los espacios vacíos de la brecha de pedernal y que nos indica la ocurrencia de soluciones saturadas de sílice. Aunque la presencia de diatomeas alteradas es evidente, estas no son abundantes, de tal manera que el sílice aportado por ellas pudo haber sido menor.

MEDIO AMBIENTE DE FORMACIÓN Y FACTORES QUE INTERVIENEN EN LA DIAGÉNESIS:

La presencia de evidencias hidrotermales (hot springs) en la zona, tales como cavernas de disolución, aureolas termales, grandes fenocristales principalmente cuarzo, agregados de cristales de cuarzo secundario, son encontrados comunmente a lo largo de las fallas comunes en la zona (Gutiérrez-Sánchez, 1994; Ledesma-Vázquez, 1996). Esto nos hace suponer la presencia de soluciones acuosas con elevada temperatura en la zona de estudio; esta temperatura es uno de los principales factores que generan la disolución del sílice (Williams y Crerar, 1985; Williams *et al.*, 1985; Hesse, 1988; Iijima, 1988). Las observaciones realizadas tanto petrográficamente como por SEM, de la brecha de pedernal y de la lodolita, en las cuales se presentan minerales alterados y disueltos, ópalo relleno de cavidades, la presencia del pseudomorfo calcedónico fibroso y los resultados geoquímicos apoyan lo anterior. El posible lavado de los materiales volcánicos adyacentes al depósito pedernaloso por soluciones de elevada temperatura, aportando sílice, aumentaría la acidez del medio, ya que la especie predominante sería el ácido silícico (H_4SiO_4) (Williams y Crerar, 1985; Williams *et al.*, 1985; Schwartzenruber *et al.*, 1987; Hesse, 1988;).

Esta solución con elevada temperatura y saturada de sílice llegaría a una cuenca evaporítica somera rica en carbonato de calcio, este carbonato de calcio, pudo disociarse en agua dando lugar al ácido carbónico, este ácido carbónico junto con el ácido silícico, atacarían las estructuras carbonatadas de los organismos presentes. La disolución de las estructuras calcáreas de los organismos pudo aportar la alcalinidad ($CaCO_3 + H^+ \rightleftharpoons Ca^{++} + HCO_3^-$) suficiente para que el pH de la solución aumente, esto generaría la disociación, polimerización y complejación del ácido silícico (Krauskopf, 1967; Williams y Crerar, 1985; Williams *et al.*, 1985; Hesse, 1988). Aumentando su solubilidad, sobresaturando la solución, coagulando en forma de gel y precipitando (Williams y Crerar, 1985; Williams *et al.*, 1985; Hesse, 1988).

Kastner (1977) e Isaacs (1982), proponen que el sedimento y tipo de roca huésped, influencia la cinética y química en las fases silíceas. De tal manera que la

presencia de minerales arcillosos y materia orgánica retardan e inhiben la transformación de ópalo-A' a ópalo-CT (Kastner, 1977; Williams y Crerar, 1985, I y II; Hesse, 1988). Como se puede observar la casi nula presencia de minerales arcillosos y de materia orgánica en la brecha de pedernal, es evidente; de tal manera que la transformación de ópalo-A' a ópalo-CT pudo haberse llevado a cabo eficazmente, ya que la presencia de arcillas y en combinación con el sílice, puede ocasionar la precipitación autigénica de arcillas ricas en sílice o zeolitas, con la conocida remoción de sílice y afectando el grado de sobresaturación necesaria para la precipitación (Williams y Crerar, 1985; Williams *et al.*, 1985; Hesse, 1988). Aunque la transformación de ópalo-CT a cuarzo (pedernal), es lenta en medios ambientes pobres en detritus, esta puede ser acelerada por los niveles de temperatura y pH (Williams y Crerar, 1985; Williams *et al.*, 1985; Kastner, 1977; Hesse, 1988).

Williams y Crerar (1985) y Williams *et al.* (1985), determinan que otro factor que afecta la solubilidad y diagénesis del sílice es la forma y el tamaño del grano. De tal manera que sedimentos de menor tamaño y de forma irregular, presentan una mayor área superficial, por lo tanto es más susceptible a cambios diagenéticos. La abundancia de ceniza rica en sílice de origen volcánico en la brecha de pedernal, la cual presenta un tamaño muy pequeño y de forma irregular fue más susceptible ha ser alterada.

Cabe señalar que la presencia de hidróxidos de magnesio ($Mg(OH)$) en el medio, así como de calcita, fomenta la precipitación de ópalo-CT (Hesse, 1988). De manera particular, Kastner *et al.* (1977), señala que en medios ambientes de lavado subaéreo, la disolución de carbonatos de magnesio, podrían proveer el magnesio y la alcalinidad necesaria para la precipitación de ópalo-CT, además, se ocasionaría con esto una silicificación preferencial de las conchas carbonatadas. Lo anterior se apoya en las observaciones por medio de SEM, ya que en el interior de los restos orgánicos, se aprecia la presencia de aglutinamientos similares al ópalo-CT.

Además del aporte de Mg de origen biogénico, y de la alcalinidad necesaria, consideremos que otro aporte del Mg pudo haber sido por el lavado de minerales de origen volcánico, tales como olivino ($Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$), hornblenda

$[(\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH, F})_2)]$ algunos piroxenos $[\text{Mg}_2(\text{SiO}_3)_2]$, etc.; estos aportes pudieron mantener el sistema eficaz para la transformación de ópalo-A' → ópalo-CT → Pedernal. Otra cosa que hay que considerar es que, si se presentan arcillas, estas funcionarían como un sumidero de Mg, por lo tanto no se presentaría la precipitación del ópalo-CT (Hesse, 1988).

TECTÓNICA:

Los sedimentos ricos en sílice, se depositan en cualquier ambiente continental y oceánico, y envuelve en algunos casos la diagénesis a pedernal en diferentes tipos de ambientes de enterramiento. Los ambientes de placas tectónicas definidos por los diferentes tipos de fronteras de placa, controlan la ocurrencia de los ambientes sedimentarios, en los cuales los sedimentos silíceos se forman (Siever, 1983).

Los sedimentos silíceos de áreas continentales lejanos a las fronteras de placa, son típicamente depositados en ambientes carbonatados. Esto son encontrados a lo largo de líneas de costa de mares epicontinentales someros, que pueden estar dominados por construcciones carbonatadas y/o varios tipos de cinturones carbonatados, los cuales dependen de las condiciones estructurales y climáticas (Wilson, 1975).

El inicio de una cordillera mesoocéanica y la subsecuente expansión del piso oceánico en una zona de dispersión, resulta en mares estrechos, embahiamientos y estrechos entre bordes de dispersión, generando separación continental. El cambio de una delgada litosfera continental a una oceánica, así como el cambio en vulcanismo de tipo máfico, intermedio y silíceo a basaltos toleíticos, involucran cambios en las superficies que controlan los ambientes sedimentarios. Bajo condiciones áridas, y lo somero de la cuenca, puede formar evaporitas, quizá acompañadas por clásticos. Los materiales clásticos son de origen plutónico continental y de supracorteza, así como de materiales volcanoclásticos. El Golfo de California y El Golfo Pérsico, son diferentes tipos de ejemplos de estos ambientes.

La formación de éstos explica como se puede depositar sílice en presencia de clásticos (Siever, 1983). Además, en regiones cerradas, adyacentes a cordilleras mesoceánicas, puntos calientes volcánicos o islas en arco, los componentes volcanoclásticos son una importante fuente de sílice.

Las características mencionadas anteriormente, son apreciadas en la zona de estudio y fueron descritas por McFall (1968). Así mismo eventos hidrotermales asociados a fallas, son comunes en zonas donde el piso oceánico se está expandiendo, producto de una cordillera mesoceánica (Siever, 1983; Dokka y Merriam, 1983). Actualmente se observan eventos similares a los que pudieron presentarse cuando ocurrió la diagénesis de sílice a pedernal en la zona de estudio, específicamente en Santispac, Bahía Concepción, donde el afloramiento de agua hidrotermal, se presenta adyacente a una playa carbonatada; las temperaturas de emanación fluctúan entre 40 a 60°C aproximadamente. No es de extrañar que el agua hidrotermal asociada a fallas, haya lixiviado el material volcánico, haciendo la función de conductos de flúidos, los cuales aportarían más sílice a los estratos superiores.

CONCLUSIONES

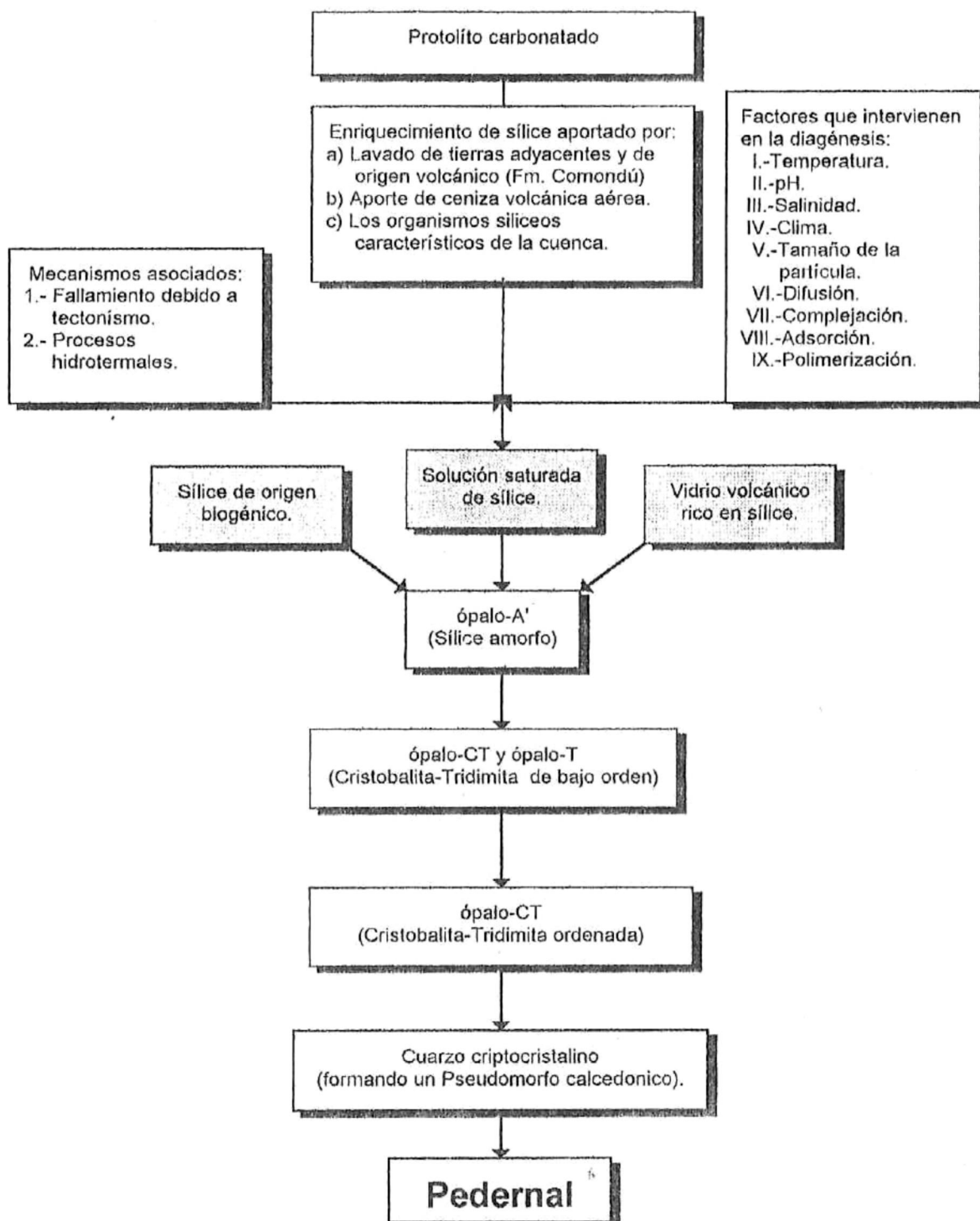
Las características sedimentológicas petrológicas, de SEM y químicas, nos hacen suponer que el medio ambiente de formación del pedernal fue en una cuenca somera, de transición marino y con altos índices de evaporación dando origen a una playa carbonatada, específicamente formada de lodo calcáreo. Así mismo, se aprecia la posibilidad de que esta haya estado sujeta a varios niveles de desecación, tanto por procesos propios de mareas, como por eventos eustáticos asociados a fallamiento de origen tectónico. Esta cuenca posiblemente semicerrada, presentó condiciones hidrodinámicas más o menos estables. La ubicación climática inferida de la zona de estudio en el tiempo de la diagénesis, estuvo localizada en una región semiárida con bajos índices de lluvias, muy similares a las presentes actualmente en la zona problema. La cuenca de formación en un principio estuvo sujeta a un aporte de clásticos volcánicos subaéreos (ceniza volcánica), y posteriormente a eventos hidrotermales asociados a fallas que lixiviaron los materiales de origen volcánico que subyacían los estratos originales de composición calcárea. Posteriormente esta agua con alta temperatura y rica en sílice, aportó este a los estratos carbonatados. Este lodo calcáreo original, fue por lo tanto enriquecido por ceniza volcánica rica en sílice, y por soluciones acuosas ricas en este elemento.

La presencia de carbonatos, altos índices de evaporación, junto con un aumento en la temperatura debido a procesos hidrotermales, pudo aportar la alcalinidad suficiente para que se presentara un alto pH, de tal manera que el medio de formación fue básico. Bajo estas condiciones el sílice puede aumentar su disolución. Por lo tanto, disolviendo cantidades significativas de vidrio volcánico rico en sílice, además de las partes silíceas de los organismos presentes y sumándose a una solución con altas concentraciones de sílice. De tal manera que todo lo anterior pudo aportar en un inicio, la formación en solución de ácido silícico ($\text{SiO}_2(\text{s}) + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_4\text{SiO}_4$) y ácido carbónico ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Ca}^{++} + 2\text{HCO}_3 + \text{OH}^-$) que provenía de la disolución del carbonato presente en la cuenca.

Estos ácidos atacarían las estructuras carbonatadas provocando una disolución de las conchas ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{++} + 2\text{HCO}_3^-$); la disolución de éstas junto con la presencia de otros iones disueltos ($\text{Mg}(\text{OH})$, $\text{Fe}(\text{OH})$, $\text{Cu}(\text{OH})$, NaCl), provocaría un estado de alcalinidad, el cual permitiría la disociación, polimerización y complejación del ácido silícico ($\text{Mg}^{2+} + \text{H}_4\text{SiO}_4(\text{aq}) = \text{MgH}_3\text{SiO}_4^+ + \text{H}^+$), supersaturando la solución, provocando con esto su precipitación en forma de gel; con los subsecuentes procesos de disolución-reprecipitación hacia estados cristalinos más estables.

La presencia de altas concentraciones de sílice, de un pH básico, altas temperaturas, bajas concentraciones de arcillas y poca materia orgánica, así como concentraciones suficientes de algunos iones (Mg), provocó por lo tanto una eficiente transformación del sílice a pedernal.

De tal manera que la secuencia mineralógica general propuesta en la transformación del sílice a pedernal en la zona de estudio fue:

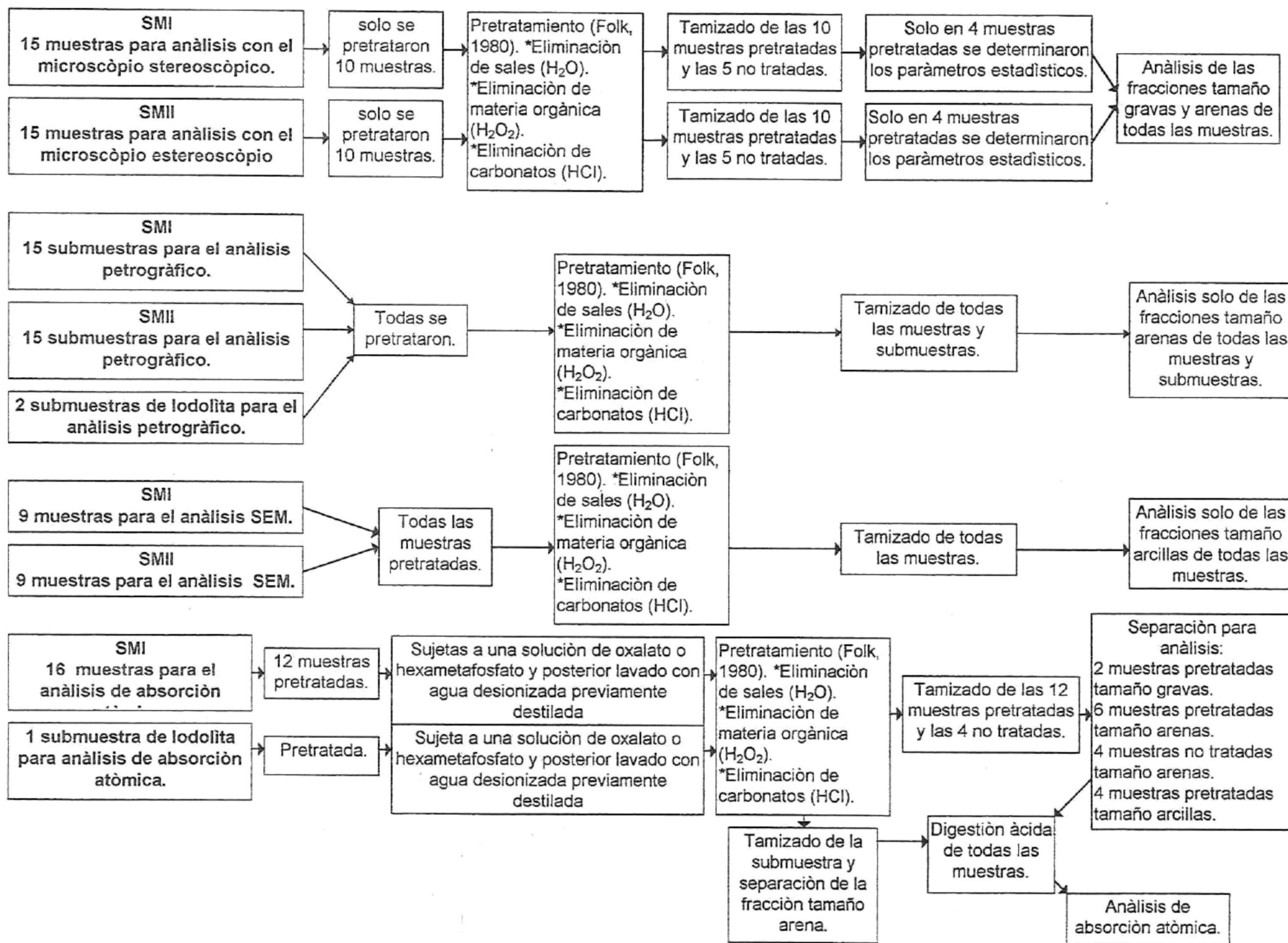


APÉNDICE I

SEPARACIÓN DE MUESTRAS Y PRETRATAMIENTO BÁSICO (Folk, 1974; Rendón-Márquez, 1995; Rendón-Márquez, 1996).

SEPARACIÓN DE MUESTRAS PARA LOS DIFERENTES ANÁLISIS Y
PRETRATAMIENTO BÁSICO.





Metodologia empleada en el pretratamiento de las muestras analizadas por absorción atómica (Rendón-Márquez, 1996).

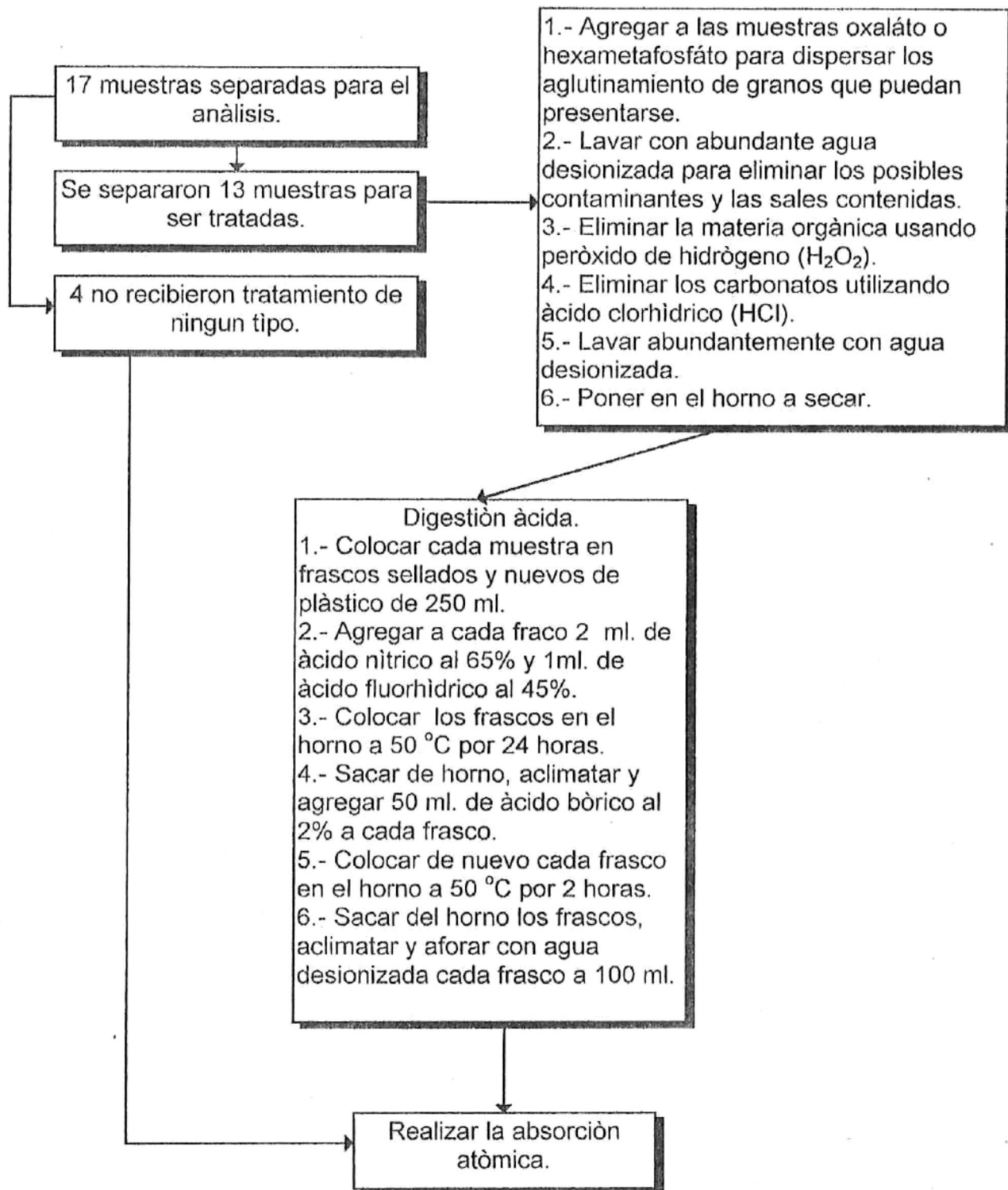


Tabla A.- Características granulométricas y parámetros estadísticos de la muestra pretratada 1*, obtenidos a través del método de los momentos (McBride, 1971).

CLASE PHI	MEDIA (m)	% PESO (F)	(f*m)/100 (4)	m-MEDIA	2 MOMEN	3MOMEN	4MOMEN
-4,3 A -2,0	-3.15	0	0	-4.182881	0	0	0
-2,0 A -1,5	-1.75	14.2589	-0.24953075	-2.782881	1.104270053	-3.07305215	8.551938439
-1,5 A -1,0	-1.25	3.8186	-0.0477325	-2.282881	0.199006083	-0.45431177	1.037139709
-1,0 A -0,5	-0.75	4.8676	-0.036507	-1.782881	0.154724681	-0.27585569	0.491817876
-0,5 A 0,0	-0.25	6.365	-0.0159125	-1.282881	0.10475413	-0.13438708	0.172402635
0,0 A 0,5	0.25	12.9971	0.03249275	-0.782881	0.079659572	-0.06236397	0.048823563
0,5 A 1,0	0.75	11.2431	0.08432325	-0.282881	0.008996915	-0.00254506	0.000719948
1,0 A 1,5	1.25	4.9052	0.061315	0.217119	0.002312344	0.000502054	0.000109005
1,5 A 2,0	1.75	13.6332	0.238581	0.717119	0.070110048	0.050277248	0.036054769
2,0 A 2,5	2.25	4.8509	0.10914525	1.217119	0.071860197	0.087462412	0.106452163
2,5 A 3,0	2.75	3.9833	0.10954075	1.717119	0.117447507	0.201671346	0.3462937
3,0 A 3,5	3.25	6.3087	0.20503275	2.217119	0.310111508	0.687554117	1.524389296
3,5 A 4,0	3.75	4.3212	0.162045	2.717119	0.319022773	0.866822839	2.355260805
4 A 5	4.5	8.4464	0.380088	3.467119	1.015334494	3.520285514	12.20524879
5 A 6	5.5	0	0	4.467119	0	0	0
6 A 7	6.5	0	0	5.467119	0	0	0
7 A 8	7.5	0	0	6.467119	0	0	0
8 A 9	8.5	0	0	7.467119	0	0	0
9 A 10	9.5	0	0	8.467119	0	0	0
> 10	10.5	0	0	9.467119	0	0	0
TOTALES			1.032881		3.557612305	1.412059811	26.8766507

MEDIA
1.032881

DESVIACION
1.886163382

ASIMETRIA
0.210433639

KURTOSIS
2.1235276

* La muestra pretratada 1, se separo de la muestra SMI, la cual se recolecto del estrato brechado inferior del depósito de pedernal.

Tabla B.- Características granulométricas y parámetros estadísticos de la muestra pretratada 2*, obtenidos a través del método de los momentos (McBride, 1971).

CLASE PHI	MEDIA (m)	% PESO (F)	(f*m)/100 (4)	m-MEDIA	2 MOMEN	3MOMEN	4MOMEN
-4,3 A -2,0	-3.15	0	0	-4.368957025	0	0	0
-2,0 A -1,5	-1.75	12.52867	-0.219251725	-2.968957025	1.104365403	-3.278813422	9.734656143
-1,5 A -1,0	-1.25	4.771928	-0.0596491	-2.468957025	0.290884743	-0.718181931	1.773160323
-1,0 A -0,5	-0.75	5.336055	-0.040020413	-1.968957025	0.206867741	-0.407313692	0.801983155
-0,5 A 0,0	-0.25	4.784558	-0.011961395	-1.468957025	0.103242855	-0.151659317	0.222781019
0,0 A 0,5	0.25	6.805312	0.01701328	-0.968957025	0.063893558	-0.061910112	0.059988238
0,5 A 1,0	0.75	11.32043	0.084903225	-0.468957025	0.024895968	-0.011675139	0.005475138
1,0 A 1,5	1.25	5.85597	0.073199625	0.031042975	5.6432E-05	1.75182E-06	5.43816E-08
1,5 A 2,0	1.75	15.452459	0.270418033	0.531042975	0.043576961	0.023141239	0.012288992
2,0 A 2,5	2.25	7.125265	0.160318463	1.031042975	0.075745102	0.078096456	0.080520802
2,5 A 3,0	2.75	4.252	0.11693	1.531042975	0.099670817	0.152600304	0.233637624
3,0 A 3,5	3.25	8.430336	0.27398592	2.031042975	0.347762789	0.706321169	1.434568648
3,5 A 4,0	3.75	6.2790746	0.235465298	2.531042975	0.40224873	1.018108821	2.57687718
4 A 5	4.5	7.057907	0.317605815	3.281042975	0.75980084	2.492939207	8.179440672
5 A 6	5.5	0	0	4.281042975	0	0	0
6 A 7	6.5	0	0	5.281042975	0	0	0
7 A 8	7.5	0	0	6.281042975	0	0	0
8 A 9	8.5	0	0	7.281042975	0	0	0
9 A 10	9.5	0	0	8.281042975	0	0	0
> 10	10.5	0	0	9.281042975	0	0	0
TOTALES			1.218957025		3.523011938	-0.158344664	25.11537799

MEDIA
1.218957025

DESVIACION
1.876968816

ASIMETRIA
-0.02394596

KURTOSIS
2.023538581

*La muestra pretratada 2, se separo de la muestra SMII, la cual se recolecto del estrato brechado intermedio del depósito de pedernal.

APÉNDICE II

ELEMENTOS PRESENTES EN EL PEDERNAL DEL ÁREA DE CERRO PRIETO, BAHÍA CONCEPCIÓN, BAJA CALIFORNIA SUR (Gutierrez-Sánchez, 1994).

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	COMPOSICIÓN 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.

APÉNDICE III

GRÁFICAS Y CURVAS DE CALIBRACIÓN OBTENIDAS POR EL ESPECTROFOTÓMETRO DE ABSORCIÓN ATÓMICA, PARA LAS MUESTRAS ANALIZADAS DE LA BRECHA DE PEDERNAL Y CONSIDERACIONES DEL APARATO.

Method Name: FIERRO

Matrix: ULTRAPURE WATER

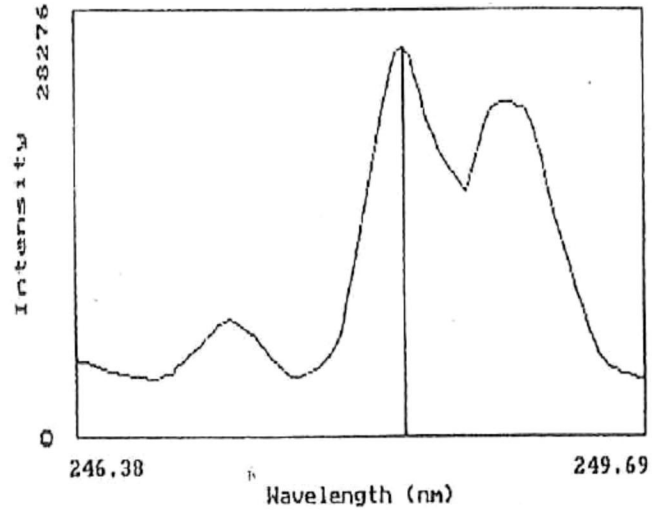
Atomizer: FLAME

1. Fe 248.30

Peak Offset: None

Wavelength : 248.30
Intensity : 25705

Inst Offset: -24
D/A Number : 26878



Calibration Report

Method: FIERRO Element: Fe Wavelength: 248.30 Element 1 of 1

Correlation Coefficient: .998885
Conc. Correlation: .998944

Coefficients

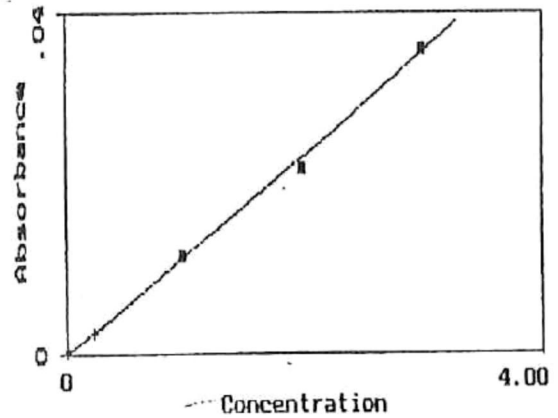
a1 = .010238 Abs : .002494
a2 = .000482 Conc : .240876
a3 = 0

Fit Quadratic

Date: 14 Sep 95 12:43

Slope corr.: 1

Standard: BlankSTD	std1	std2	std3
Absorbance: 0.0000	.011099	.021264	.035429
Known conc.: 0	1	2	3
Calc. conc.: 0.0000	1.03383	1.90605	3.02898
Residual: 0.0000	.033833	-.093953	.028982



1. Na 589.00

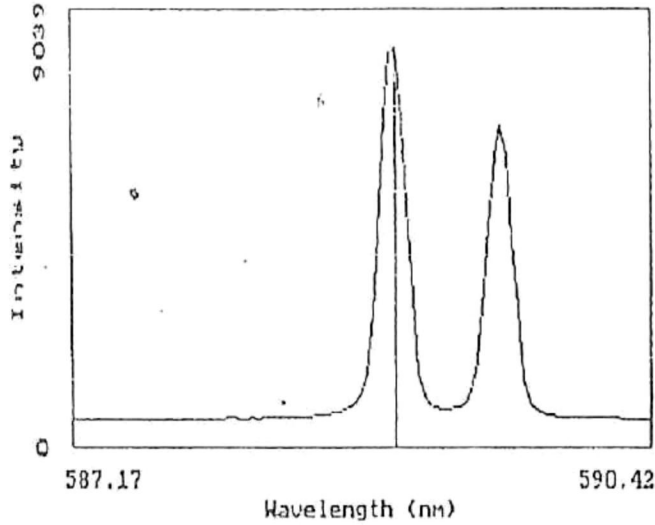
Peak Offset: None

Wavelength : 588.99

Intensity : 8217

Inst Offset: -18

D/A Number : -4220



Calibration Report

Method: SODIO Element: Na Wavelength: 589.60 Element 1 of 1

Correlation Coefficient: .999324
 Conc. Correlation: .998314

Coefficients

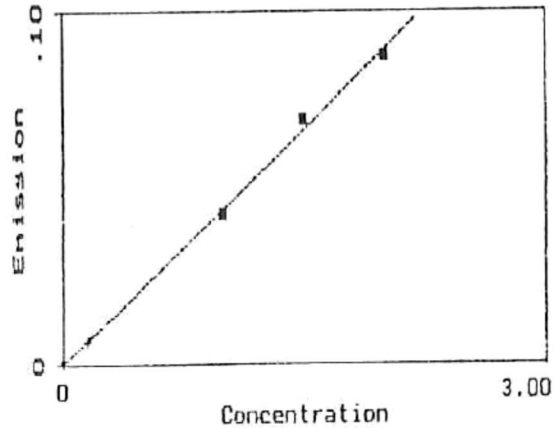
a1 = .042705 Emis : .00688
 a2 = .000876 Conc : .160584
 a3 = 0

Fit Quadratic

Date: 7 Nov 95 14:17

Slope corr.: 1

Standard:	std1	std2	std3
BlankSTD	.042274	.069516	.087607
Emission:	0.0000	1.5	2
Known conc.:	0	1.57681	1.97169
Calc. conc.:	0.0000	.970568	1.57681
Residual:	0.0000	-.029432	.076806
			-.028314



1. Cu 324.70

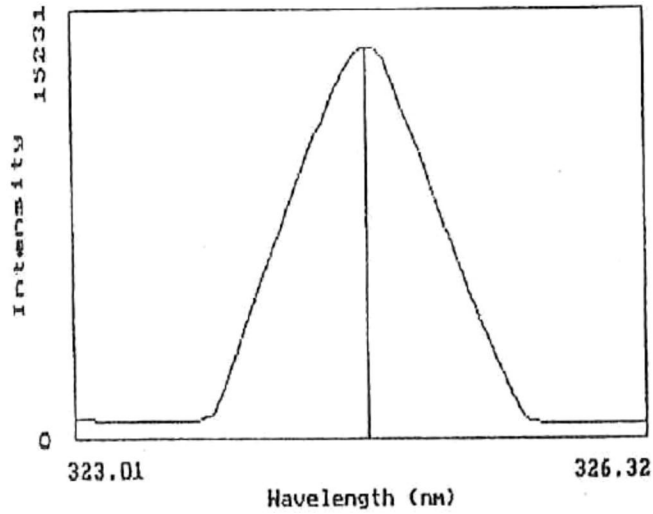
Peak Offset: None

Wavelength : 324.70

Intensity : 13846

Inst Offset: -3

D/A Number : 19978



Calibration Report

Method: COBRE

Element: Cu

Wavelength: 324.70

Element 1 of 1

Correlation Coefficient: .999896

Conc. Correlation: .999984

Coefficients

a1 = .038849

Abs : .012426

a2 = -.000497

Conc : .321168

a3 = 0

Fit Quadratic

Date: 13 Sep 95 13:39

Slope corr.: 1

Standard: BlankSTD

std1

std2

std3

Absorbance: 0.0000

.038212

.112637

.147168

Known conc.: 0

1

3

4

Calc. conc.: 0.0000

.996297

3.01564

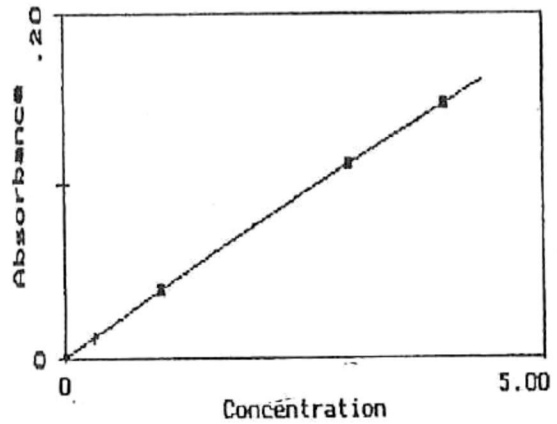
3.99196

Residual: 0.0000

-.003703

.015639

-.008044



Method Name: POTASIO

Matrix: ULTRAPURE WATER

Atomizer: FLAME

1. K 769.90

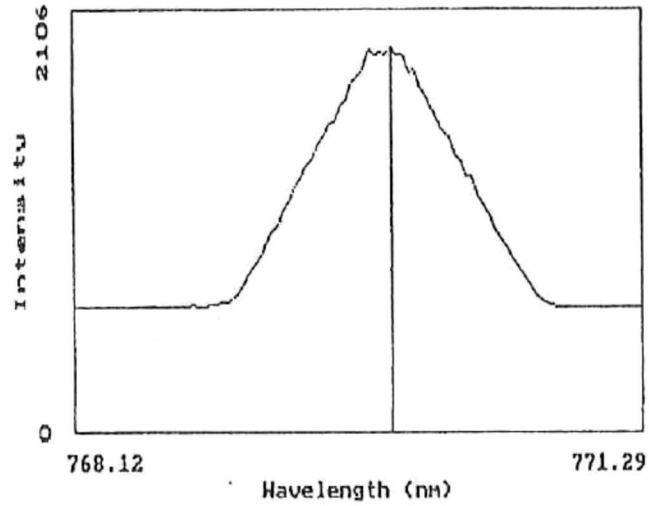
Peak Offset: None

Wavelength : 769.89

Intensity : 1915

Inst Offset: -18

D/A Number : -21123



Calibration

Report

Method: POTASIO

Element: K

Wavelength: 769.90

Element 1 of 1

Correlation Coefficient: .999175

Conc. Correlation: .999903

Coefficients

a1 = .01164

Emis : .005548

a2 = -.000256

Conc : .481752

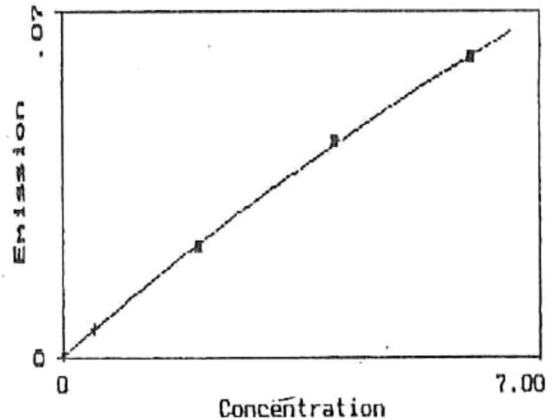
a3 = 0

Fit Cubic

Date: 11 Sep 95 13:14

Slope corr.: 1

Standard: BlankSTD	STD1	STD2	STD3	STD4	STD5
Emission: 0.0000	.022028	.043157	.060407	0.0000	0.0000
Known conc.: 0	2	4	6	0	0
Calc. conc.: 0.0000	1.97843	4.07181	5.97329	0.0000	0.0000
Residual: 0.0000	-.02157	.07181	-.026713	0.0000	0.0000



1. Co 240.70

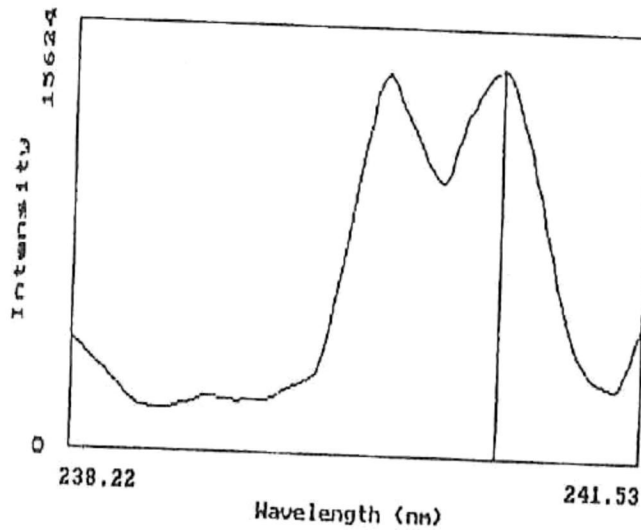
Peak Offset: None

Wavelength : 240.70

Intensity : 14204

Inst Offset: -75

D/A Number : 27514



Calibration Report

Method: COBALTO Element: Co Wavelength: 240.70 Element 1 of 1

Correlation Coefficient: .999922
Conc. Correlation: .999816

Coefficients

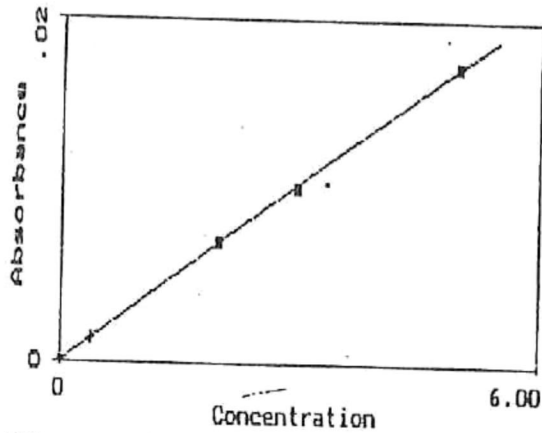
a1 = .003395 Abs : .001364
a2 = .000006 Conc : .40146
a3 = 0

Fit Quadratic

Date: 13 Sep 95 12:23

Slope corr.: 1

Standard: BlankSTD	std1	std2	std3
Absorbance: 0.0000	.00692	.01003	.017175
Known conc.: 0	2	3	5
Calc. conc.: 0.0000	2.03086	2.93849	5.01221
Residual: 0.0000	.030863	-.061509	.012214



Method Name: MAGNESIO

Matrix: ULTRAPURE WATER

Atomizer: FLAME

1. Mg 202.50

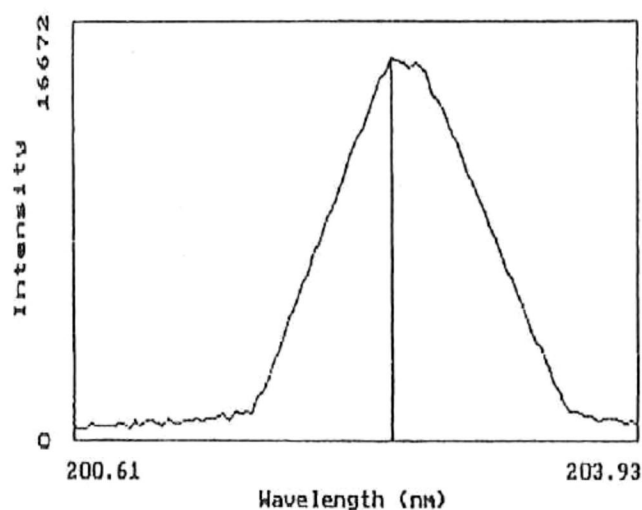
Peak Offset: None

Wavelength : 202.50

Intensity : 15156

Inst Offset: -21

D/A Number : 31004



Calibration

Report

Method: MAGNESIO Element: Mg Wavelength: 202.50 Element 1 of 1

Correlation Coefficient: .999931

Conc. Correlation: .999986

Coefficients

a1 = .011394 Abs : .008206

a2 = -.000052 Conc : .722628

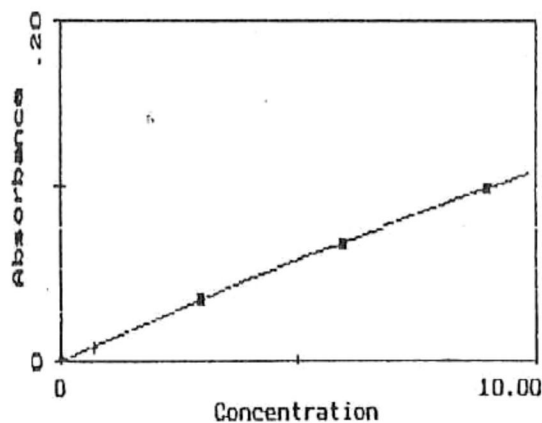
a3 = 0

Fit Quadratic

Date: 7 Sep 95 12:35

Slope corr.: 1

Standard:	std1	std2	std3
blankstd			
Absorbance:	0.0000	.033824	.066131
Known conc.:	0	3	6
Calc. conc.:	0.0000	3.01037	5.968
Residual:	0.0000	.010374	-.032001



1. Ca 422.70

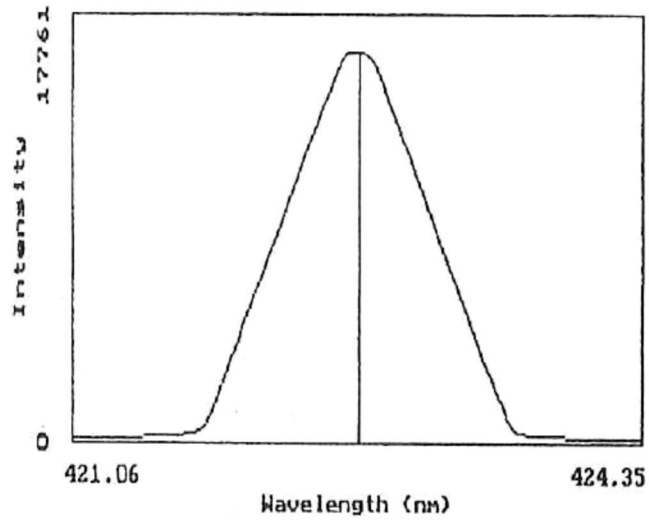
Peak Offset: None

Wavelength : 422.70

Intensity : 16146

Inst Offset: 0

D/A Number : 11064



Calibration

Report

Method: CALCIO

Element: Ca

Wavelength: 422.70

Element 1 of 1

Correlation Coefficient: .999675

Conc. Correlation: .999996

Coefficients

a1 = .014069

Abs : .003365

a2 = -.000407

Conc : .240876

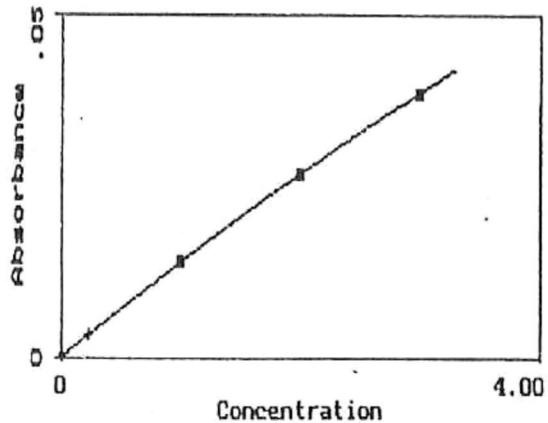
a3 = 0

Fit Quadratic

Date: 11 Sep 95 14:53

Slope corr.: 1

Standard:	BlankSTD	STD1	STD2	STD3
Absorbance:	0.0000	.013687	.026435	.03857
Known conc.:	0	1	2	3
Calc. conc.:	0.0000	1.0019	1.99395	3.00214
Residual:	0.0000	.001899	-.006052	.00214



Method Name: MANGANES Matrix: ULTRAPURE WATER Atomizer: FLAME

1. Mn 279.50

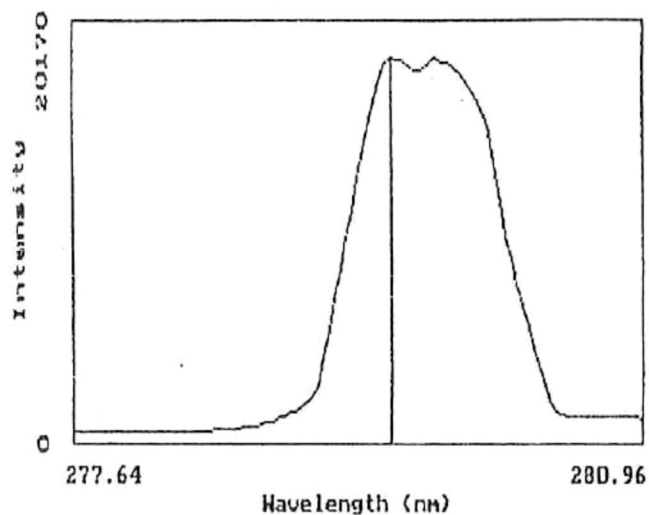
Peak Offset: None

Wavelength : 279.50

Intensity : 10336

Inst Offset: -18

D/A Number : 24048



Calibration Report

Method: MANGANES Element: Mn Wavelength: 279.50 Element 1 of 1

Correlation Coefficient: .999851

Conc. Correlation: .999721

Coefficients

a1 = .047694 Abs : .011513

a2 = .000422 Conc : .240876

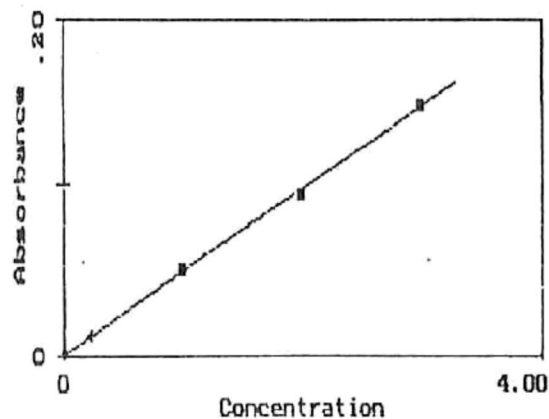
a3 = 0

Fit Quadratic

Date: 7 Sep 95 14:52

Slope corr.: 1

Standard: BlankSTD	std1	std2	std3
Absorbance: 0.0000	.048912	.094689	.147679
Known conc.: 0	1	2	3
Calc. conc.: 0.0000	1.0164	1.95162	3.01586
Residual: 0.0000	.016396	-.048376	.015858



Method Name: NIQUEL

Matrix: ULTRAPURE WATER

Atomizer: FLAME

1. Ni 232.00

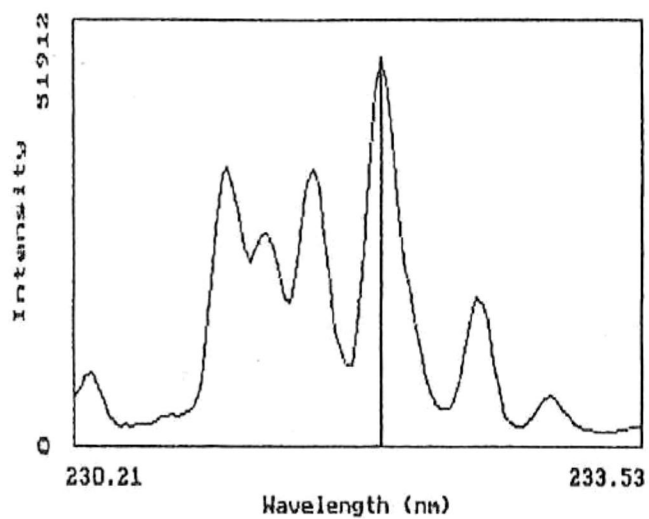
Peak Offset: None

Wavelength : 232.00

Intensity : 47193

Inst Offset: -12

D/A Number : 28364



Guía de valores analíticos para el espectrofotómetro TJA.

Elemento	Longitud de onda		AA Corriente de la lampara (mA)	Flama AA		AA Calorífico (CTF Atomizador)		ICP	Combustible de flama en nuestro análisis	Determinado por:
	AA	ICP		Sensitividad ² Mg/L	Limite de detección Mg/L	Sensitividad ² Picogramos Mg/L	Limite de detección Mg/L	Limite de detección Mg/L ⁴		
Calcio (Ca)	422.7	393.37	7	50	2	1.0 0.01	0.01	0.5	aire/acetileno	absorción
Cobalto (Co)	240.7	238.89	8	50	4	8.0 0.08	0.008	3	aire/acetileno	absorción
Cobre (Cu)	324.7	324.75	5	30	1.8	4.0 0.04	0.005	2	aire/acetileno	absorción
Hierro (Fe)	248.3	238.2	8	40	5	3.0 0.03	0.01	2	aire/acetileno	absorción
Magnesio (Mg)	285.2	279.55	3	3	0.3	0.07 0.0007	0.0002	0.5	oxinito/acetil	absorción
Manganeso (Mn)	279.5	257.61	5	20	1.8	1.0 0.01	0.0005	1	aire/acetileno	absorción
Niquel (Ni)	232	221.65	10	60	5	20.0 0.2	0.05	5	aire/acetileno	absorción
Potasio (K)	766.5	766.49	7	10	1	0.4 0.004	0.004	100	aire/acetileno	emisión
Sodio (Na)	589	589.59	8	3	0.4	0.4 0.004	0.004	10	aire/acetileno	emisión

²La sesitividad es la concentración producida por 1% de absorción (unidades de absorbancia 0.004).

⁴AA calorífico, los valores de la concentración estan basados en la capacidad de 100ml.

BIBLIOGRAFÍA

- Akizuki, M., and Shimada, I., 1979. Texture and minerals in opal from Hosaka, Fukushima Prefecture, Japan. *J. Jpn. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 74:274- 279 (in Japanese).
- Ashby J.R. y Minch, A.J., 1987. Stratigraphy and Paleogeology of the Mulegé embayment, Baja California Sur, México. *Ciencias Marinas*. Vol. 13(2): 89-112.
- Beout D., Davies G., Moore C.H., Scholle P.S., Wardlaw N.C.; 1984; Geology of carbonate porosity; education course note series #11; 4th presented at the 1979 AAPG short course in Houston, Texas.
- Berner, R.A.; 1971; Principles of chemical sedimentology; 1st ed.; McGraw-Hill Book Company; 240 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.
- Compton, R. R.; 1985; *Geology in the field*; 1st ed.; John Wiley & Sons; 398 p.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., and Verhoogen, J., 1974. *Igneous Petrology* (1st ed.): New York, McGraw-Hill Book Co; 739 p.
- Correns, E.W., 1969. *Introduction to mineralogy*; New York, Springer-Verlag, 484 p.
- Dapples, E.C.; 1979; Silica as an agent in diagenesis; en *Developments in Sedimentology*; 1st Ed; Elsevier; G. Larsen-G.V. Chilingarian; Printed in USA.

- Dokka, R. J. and Merriam, R.H.; 1982; Late Cenozoic Extension of Northeastern Baja California Mexico; *Geology Society of American Bulletin*, v. 93, p. 371-378.
- Ekdale, A.A., Brombley R.G. y Pemberton S.G. 1984. *Iconology. Trace fossils in sedimentology of Economic Paleontologist and Mineralogist*, Tulsa, Oklahoma.
- Folk, R.L., 1973: Evidence for peritidal deposition of Devonian Caballos Novaculite, Marathon Basin, Texas. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 57:702-726.
- Folk, R.; 1980; *Petrology of sedimentary Rocks*; Austin Texas; Hemphill, 182 p.
- Folk, R.L., Pittman J.S.; 1971; Length-slow chalcedony: A new testament for vanished evaporites; *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 41, p. 1045-1058.
- Fisher R.V., Schmincke H.V.; 1984; *Pyroclastic Rocks*; 1ST Ed; Springer-Verlag; Printed in Germany.
- Gutierrez-Sanchez, S., 1994. Origen del Pedernal en cuencas someras del Plioceno en el Golfo de California. *Tesis de Maestría*; Facultad de Ciencias Marinas; Universidad Autónoma de Baja California, México.
- Harker A.; 1935; *Petrology for students; an introduction to the study of rocks under microscope*; 7th ed.; Cambridge at the university Press; Printed in great Britain.
- Hesse, R.; 1988; Diagenesis #13. Origin of chert; *Diagenesis of biogenic siliceous sediments*; *Geoscience Canada*, vol. 15, No.3.
- Huang, W. 1968. *Petrología*. Ed. Hispanoamericana, México.
- Hughes, C.J.; 1982; *Igneous Petrology: in Developments in petrology*; 1st ed.; Elsevier Scientific Publishing Company; 551 p.
- Iijima, A.; 1988; Part II Silica Diagenesis: en *Developments in sedimentology*; 1st ed.; Elsevier; G.V. Chilingarian and K.H. Wolf, editors; 189-211 pp.

- Iijima, A., Matsumoto, R. and Tada, R., 1980. Zeolitic and silica diagenesis and sandstone petrography at sites 438 and 439, DSDP/IPOD Leg 57 off Sanriku, northwrest Pacific. In: M. Lee, Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vols, 56/57, U.S. Govt. Printing office Washington. D.C., pp. 1143-1158.
- Iijima, A. and Tada, R., 1981. Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan. *Sedimentology*, 28: 185-200.
- Isaacs, C.M., 1981a. Outline of diagenesis in the Monterey Formation examined laterally along the Santa Barbara Coast, California. In: C.M. Isaacs (Editor), *Guide to the Monterey Formation in the California Coastal Area, Ventura to San Luis Obispo*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pac. Sect., pp. 25-38.
- Isaacs, C.M., 1981b. Porosity reduction during diagenesis of the Monterey Formation, Santa Barbara Coastal Area, California. In: R.E. Garrison *et al.* (Editors), *The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral; apec. Publ., Pac. Sect., pp. 257-271.
- Jones, J.B. and Segnit, E.R., 1971. The nature of opal: I. Nomenclature and constituent phase. *J. Geol. Soc. Aust.*, 18: 57-68.
- Kolodny, Y., 1969. Petrology of siliceous rocks in the Mishmash Formation (Negev, Israel). *J. Sediment. Petrol.*, 39: 166-175.
- Knauth, L.P., 1979. A model for the origin of chert in limestone. *Geology*, v. 7, p. 274- 277.
- Krauskopf K.B.; 1967; introduction to geochemistry; 1st ed.; McGraw-Hill Book Company; Printed in USA
- Larue D.K., Gortner C.W. and Torrini R. Jr.; 1987; *Journal of Sedimentary Petrology*, vo. 57, NO. 6, November; p. 1033-1039.

- Ledesma-Vazquez, J. and Johnson, M.E.; 1993; Neotectonic deformation of Pliocene-Pleistocene coastal facies on the Gulf of California in Northern Baja California Sur (Mexico). in: Delgado-Argote y Martin-Barajas (eds). Monografía No. 1, Union Geofísica Mexicana, p. 115-122.
- Ledesma-Vázquez J., Berry R, Johnson M.E.; Gutierrez-Sanchez S.; 1996; El Mono Chert; a shallow Basin Member of the Pliocene Infierno Formation, Baja California, México; (in Press).
- Lougheed, M.S.; 1983; Origin of Precambrian iron-formation in The Lake Superior Region; Geological Society of America Bulletin; vol. 94; pp. 325-340.
- Mackenzie W.S., Donalson C.H.; Guilford C.; 1982; Atlas of igneous rocks and their textures; 1ST Ed; John Wiley & Sons, New York.
- Mackenzie W.S. and Guilford C.; 1986; Atlas of rock-forming minerals in thin section; 5TH Ed; Longman Goup Limited.
- Meléndez-Fuster; 1981; Geología. ed. Paraninfo, Madrid España. 912p.
- Mizutani, S., 1970. Silica minerals in the early stage of diagenesis: Sedimentology, v. 15, p. 419-436.
- McBride, E. F.; 1971; Mathematical Treatment of Size Distribution Data; in Procedures in Sedimentary Petrology; Robert E. Calver ed.; 1st Ed; Wiley-Interscience; 653 pp.
- McFall, C., 1968. Reconnaissance geology of the Conception Bay area, Baja California, Mexico. Stanford University Publications. Geological Science. Vol. X, No. 5, 25 p.
- Murata J.J. y Nakata J.K.; 1974; Cristobalitic Stage in Diagenesis of diatomaceous shale; Science; vol. 184; pp. 567-568.
- Murray R.W., Buchholtzen Brink M.R., Jones D.L.; Gerlach D.C., Price Russ III D.; 1990; Rare Earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale; Geology, v. 18, p. 268-271.

- Neshyba S.; 1987; Oceanography, Perspectives on a Fluid Earth; 1ST Ed; John Wiley & Sons; Printed in the United States of America; 506 p.
- Peterson, M.N.A. and Von der Boch, C.C., 1965. Chert: modern inorganic deposition in a carbonate precipitating locality. Science, V. 149: 1501-1503.
- Pettijohn, Potter and Siever; 1984; Sand and Sandstone; 15TH ed.; Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York; Printed in the United States Of America; 618 p.
- Phillips R., Griffen D.T.; 1981; Optical Mineralogy, The Nonopaque Minerals; 1ST Ed; W.H. Freeman and Company; Printed in the United States of America; 677p.
- Philpotts A.R.; 1989; Petrography of igneous and Metamorphic Rocks; 1ST ed.; Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey 07632.
- Pollard C.O. and Weaver C.E.; 1973; Opaline spheres loosely-packed aggregates from silica nodule in diatomaceous Miocene Fuller's Earth; Journal Sedimentary Petrology, vol. 43, No. 4, p. 1072-1076.
- Rapson, J.G., 1962. The petrography of Pennsylvanian chert breccias and conglomerates: Rocky Mountain group, Banff, Alberta. J. Sediment. Petrol., 32: 249-262.
- Raymond C. Moore; 1953; Treatise on Invertebrate Paleontology; Part G. Bryozoa By Ray's Bassler; Geological Society of America and University of Kansas Press; Printed in the USA.
- Raymond C. Moore; 1963; Treatise on Invertebrate Paleontology; Part F. Coelenterata; 2^{SD} ed.; Geological Society of America and University of Kansas Press; Printed in the USA
- Raymond C. Moore; 1963; Treatise on Invertebrate Paleontology; Part E. Archaeocyatha and Porifera; 2^{SD} ed.; Geological Society of America and University of Kansas Press; Printed in the USA.

- Rendòn-Marquez, G.; 1995; Tècniques Petrogràfiques para el estudio de Rocas y Sedimentos en el Laboratorio de petrologia del CICESE; Informe tècnico. Comunicaciones Acadèmicas, Serie Geologia, CICESE 33 pp. CTGOT9501.
- Rendòn-Marquez, G.; 1996; Determinaciòn de elementos mayores y trazas por espectrofotometria de absorciòn atòmica en el laboratorio de Geoquímica del CICESE (En preparaciòn).
- Riley J.P. y Chester R.; 1989; Introducciòn a la química marina; 1^{era} Ed; AGT editor, S.A.; Impreso en México.
- Robie, R.A., Hemingway, B.S. and Fisher, J.R., 1978. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15°K and 1 bar (10⁵ Pascals) pressure and at higher temperatures: U.S. Geol. Surv. Bull., v, 1452-456 p.
- Shimer H.W., Shrock R.R.; 1955; Index Fossils of North America; 15TH Ed; New York: John Wiley & Sons, Inc. London: Chapman & Hall, Limited.
- Siedlecka A.; 1972; Legth-slow chalcedony and and relicts of sulphates-evidences of evaporite environments in the upper carboniferous and Permian beds of Bear Island, Svalbard; Journal of Sedimentary Petrology, vol. 42, No. 4, p. 812-816.
- Siever, R., 1962. Silica solubility 0° - 200°C and the diagenesis of siliceous sediments: Jour. Geol., v. 70, p. 127-150.
- Siever R.; 1983; Evolution of chert at active and passive continental margins; In Developments in Sedimentology; A. IJJIMA, J.R. HEIN and R. SIEVER (EDITORS); pp. 7-25.
- Tada. R., 1984. Occurrence of chert in the Monterey Formation: comparison with Neogene siliceous sections in northern Japan. Soc Econ. Paleontol. Mineral., 1st Annu. Midyear Meeting, p.80 (abstract).
- Tada, R. and Iijima, A., 1983a. Petrology and diagenetic changes of Neogene siliceous sediments in northern Japan. J. Sediment. Petrol., 53:911-930.

- Tada, R. and Iijima, A., 1983b. Identification of mixtures of opaline silica phases and its implication for silica diagenesis. In: A. Iijima, J.R. Hein and R. Siever (Editors), *Siliceous Deposits in the Pacific Region (Developments in Sedimentology, 36)* Elsevier, Amsterdam, pp. 229-246.
- Van-Loon J.C. and R.R.B; 1989; *Analytical Methods for Geochemical Exploration*; 1st ed.; Academic Press, Inc., printed in the United States of America.
- Williams, L.A., Parks, G.A. and Crerar, D.A., 1985. Silica diagenesis, I. Solubility controls: *Jour Sed. Petrology*, v. 55, p.301-311.
- Williams, L.A. and Crerar, D.A., 1985. Silica diagenesis, II. General Mechanisms, *Journal of Sedimentology Petrology*, Vol. 55, No. 3, May, p. 0312-0321.
- Williams H., Turner F.J. and Gilbert C.M.; 1954; *Petrography, An Introduction to the study of Rocks in thin sections*; 1st Ed; W.H. Freeman and Company; Printed in USA.
- 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 Analysis of the Loreto Region (Baja California Sur, Mexico) During Opening of the Gulf of California. II Reunion Internacional sobre Geología de La Peninsula de Baja California*, Ensenada, B.C., México.