



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



**GEOQUIMICA Y SEDIMENTOLOGIA DE ELEMENTOS
DE TIERRAS RARAS EN FOSFORITAS MARINAS DE
BAHIA VIZCAINO, BAJA CALIFORNIA, MEXICO.**

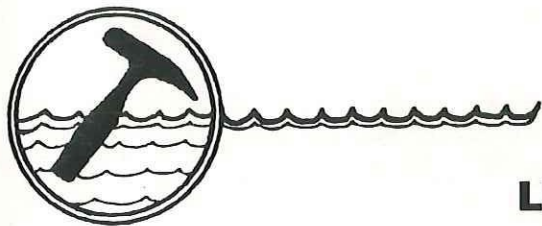
TESIS

que para obtener el título de

OCEANOLOGO

presenta

LUIS WALTER DAESSLÉ HEUSER



Ensenada, Baja California, Enero de 1993.

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

GEOQUIMICA Y SEDIMENTOLOGIA DE ELEMENTOS
DE TIERRAS RARAS EN FOSFORITAS MARINAS DE
BAHIA VIZCAINO, BAJA CALIFORNIA, MEXICO.

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
O C E A N O L O G O
PRESENTA:
LUIS WALTER DAESSLÉ HEUSER

ENSENADA, B.C., ENERO DE 1993.

GEOQUIMICA Y SEDIMENTOLOGIA DE ELEMENTOS
DE TIERRAS RARAS EN FOSFORITAS MARINAS DE
BAHIA VIZCAINO, BAJA CALIFORNIA, MEXICO.

T E S I S
QUE PRESENTA:
LUIS WALTER DAESSLÉ HEUSER

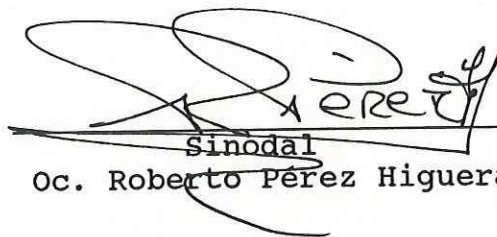
APROBADA POR:



Presidente del Jurado
Dr. José D. Carriquiry



Sinodal
Oc. Julio Villaescusa C.



Sinodal
Oc. Roberto Pérez Higuera

DEDICATORIA

A MI FAMILIA: MARGARET Y JORGE DAESSLE,
GRISELDA CORONA, ERENDIRA Y JORGE MARCO
Y A GUADALUPE VILLARREAL DE DAESSLE.
AMOR Y DISCIPLINA INSTRUYEN EL INGRESO
Y COADYUVAN LA PERSISTENCIA.

A GUADALUPE Y ALFONSO CORONA,
BEATRIZ Y ERICH BOLTE, ENRIQUETA
MONTES Y A TODOS AQUELLOS QUE HACEN
DE LA VIDA UN GRAN EVENTO,
MAS NO UNA FICCION.

A KATA VON STAUFENBERG UND DRACHENFELS

AGRADECIMIENTOS

POR SU BRILLANTE APOYO E INICIATIVA:

Dr. José D. Carriquiry

Oc. Julio Villaescusa

POR DEDICAR SU TIEMPO AL ANALISIS DE ETR EN EL ICP:

Dr. Vinicio Macías

Tec. Joe Vairfaille

A QUIEN AMABLEMENTE NOS FACILITO LAS MUESTRAS DE SEDIMENTO:

Oc. René Navarro

A AQUELLOS QUE SIEMPRE BRINDARON SU APOYO EN EL LABORATORIO:

Oc. Pedro Castro (análisis geoquímicos)

Oc. Roberto Pérez (mineralogía)

Oc. Amilcar Cupul (procesamiento de datos)

Taps. Griselda Corona (análisis geoquímicos)

Ing. Jesús Ponce (testigos ROFOMEX)

Dr. Victor Camacho (conceptos químicos)

Oc. Eduardo Ortiz (intercambio iónico)

Oc. Albino Muñoz (Plot 50)

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLOGICAS

SECRETARIA DE MARINA, DIR. GRAL. DE OCEANOGRAFIA NAVAL

ROCA FOSFORICA MEXICANA S.A. de C.V.

DEUTSCHE SCHULE ALEXANDER VON HUMBOLDT A.C.

RESUMEN

Se descubrió un depósito submarino de fosforitas en la costa oriental de Bahía Vizcaino, B.C. Dicho depósito presenta dos tipos distintos de ocurrencias fosfáticas: (1) Agregados peletales y concreciones fosfáticas en los intervalos de tamaño de grano de -2.5 a 0.5ϕ y (2) pelets fosfáticos en los intervalos de tamaño de grano más finos.

Para explicar los procesos involucrados en la génesis de dichas fosforitas, se llevaron a cabo análisis texturales, petrológicos y geoquímicos, así como mediciones precisas de sus contenidos de elementos de tierras raras, mediante espectrometría de emisión atómica de plasma inducido.

Tanto los patrones de distribución de ETR normalizados al promedio de lutitas de Norte América, Europa y la ex-Unión Soviética, como las anomalías negativas de europio y cerio y el enriquecimiento de ETR pesados relativo a los ETR ligeros; son indicios de las condiciones de formación de las fosforitas. Los pelets fosfáticos, sin embargo parecen haberse formado *in situ* en las aguas intersticiales anóxicas de sedimentos ricos en carbón orgánico. De estas aguas los pelets, incorporaron durante su período de formación, altas concentraciones de ETR con un patrón de distribución normalizado enriquecido en ETRP relativo a los ETRL. En algún momento de su historia depositacional, los pelets posiblemente estuvieron expuestos a procesos de intemperismo por cambios en el nivel del mar, alterando el patrón de distribución de ETR, al deplecionar a los ETRL aun más. Así mismo, durante este período de intemperismo, las condiciones óxicas prevalecientes provocaron una marcada depleción de Ce en los pelets, dando lugar a una anomalía negativa de este elemento. Por último, durante este tiempo, los pelets parecen haber incorporado la anomalía negativa de Eu a partir de los detritos acarreados a la cuenca sedimentaria por aportes tanto eólicos y como fluviales.

INDICE

1.	INTRODUCCION.....	1
2.	MATERIAL y METODOS.....	10
2.1.	Area de estudio.....	10
2.2.	Muestreo y preparación de muestras.....	13
2.3.	Análisis Geoquímicos.....	16
2.3.1.	Fosfatos.....	16
2.3.2.	Carbonatos y carbón orgánico.....	17
2.3.3.	Elementos de tierras raras.....	19
2.3.3.1.	Separación y concentración de ETR.....	19
2.3.3.2.	Determinación de ETR con ICP-AES.....	21
2.3.3.3.	Cálculos de anomalías de Ce, Eu y enriquecimiento de ETRP Vs. ETRL.....	23
3.	RESULTADOS.....	26
3.1.	Sedimentología textural y composicional.....	26
3.2.	Sedimentología de sedimentos fosfatados y fosforitas.....	32
3.3.	Elementos de tierras raras.....	43
4.	DISCUSIONES.....	51
4.1.	Sedimentología composicional.....	51
4.2.	Geoquímica de ETR en fosforitas.....	58
5.	CONCLUSIONES.....	68
6.	BIBLIOGRAFIA.....	71
	APENDICE A.....	79
	APENDICE B.....	84
	APENDICE C.....	85

LISTA DE TABLAS

I. Ubicación geográfica y profundidad.....	14
II. Parámetros técnicos de operación del ICP.....	25
III. Longitudes de onda empleadas.....	25
IV. Valores porcentuales de extracción de ETR.....	25
V. Parámetros texturales.....	27
VI. Concentración de elementos mayores.....	28
VII. Concentración y descripción muestra 7.....	34
VIII. Concentración y descripción muestra 8.....	35
IX. Concentración y descripción muestra 15.....	36
X-A. Concentración de ETR muestras 7, 8, 9 y 15.....	46
X-B. Concentración de ETR muestras 2, 3, 12 y 14.....	47
X-C. Concentración de ETR conc. peletal, agregados y Ref..	48
XI. Relación estadística representativa.....	56

LISTA DE FIGURAS

1. Fosforitas sobre el margen continental de B.C.....	9
2. Ubicación del área y contornos batimétricos.....	12
3. Localización de muestras analizadas.....	15
4. Distribución espacial del tamaño medio de grano.....	29
5. Distribución espacial de carbonatos.....	30
6. Distribución espacial de carbón orgánico.....	31
7. Distribución espacial de fosfatos.....	33
8. Aspecto de los pelets fosfáticos.....	40
9. Aspecto de los pelets en lámina delgada.....	40
10. Aspecto de los guijarros fosfático.....	40
11. Aspecto del agregado fosfático.....	42
12. Aspecto del agregado fosfático en lámina delgada.....	42
13. Aspecto de la concreción fosforítica lámina delgada....	42
14. Distribución espacial de ETR.....	49
15. a) Relación entre el contenido de La y fosfato.....	50
b) Relación entre el contenido de ETR y fosfato.....	50
c) Relación entre el contenido de ETR y La.....	50
16. Relación entre el tamaño de grano y el contenido de fosfato de las muestras (7, 8 y 15).....	52
17. Dendrograma en modo-Q (muestra Vs. muestra).....	55
18. Distribución espacial de facies sedimentarias.....	57

19-A. Patrón de distribución de ETR/Lutitas en la fracción total (muestras 7, 8, 9 y 15).....	60
19-B. Patrón de distribución de ETR/Lutitas en la fracción soluble (muestras 7, 8, 9 y 15).....	60
20-A. Comparación de los patrones de distribución en ETR/Lutitas (muestras 8 y 15) con agua de mar superficial y calizas fosfáticas.....	65
20-B. Comparación de los patrones de distribución en ETR/Lutitas del concentrado peletal con agua intersticial y fosforitas intemperizadas.....	65
21. Comparación de los patrones de distribución en ETR/Lutitas de agregados y concreciones con caliza fosfática de zonas intermareales.....	66
22. Patrones de distribución en ETR/Lutitas fracción total (muestras 2 y 3).....	66
23. Patrones de distribución en ETR/Lutitas fracción soluble (muestras 2 y 3).....	67

1. INTRODUCCION:

La geoquímica de Elementos de Tierras Raras (ETR), es una herramienta de considerable importancia en la descripción de los diferentes ambientes de depositación y de génesis de fosforitas (Altschuler, 1980). Los sedimentos cuyas concentraciones de fosfato (P_2O_5) son mayores al 1%, se clasifican como sedimentos fosfatados; si el contenido de fosfato supera el 15%, se les llama fosforitas (Bentor, 1980). Las fosforitas son de origen marino y están compuestas principalmente por carbonato de fluor - apatita (francolita), un mineral cuya fórmula general es: $Ca [PO_4, CO_3] 6F$. Las fosforitas marinas pueden ocurrir como nódulos, costras, arenas, pelets y olitos a lo largo de los márgenes continentales, y estan generalmente enmarcadas tectónicamente en uno de los dos tipos siguientes: (1) En secuencias sedimentarias delgadas (Aprox. 30 cm de espesor) sobre la plataforma continental y en la parte superior del talud, entre los 200 y 300 metros de profundidad, muchas veces presentándose en altos batimétricos y en ocasiones asociadas a calizas y lodos calcáreos; y (2) en secuencias gruesas (cientos de metros) en geoclinales asociados a lutitas ricas en materia orgánica, pedernal y dolomía con caliza subordinada (Kennett, 1982). Si bien estos depósitos

generalmente se encuentran relacionados a zonas de intensa surgencia y alta bioproductividad, existen algunos depósitos recientes que no guardan ninguna relación con tales eventos (Burnett et al. 1983). Entre los depósitos de fosforitas asociados a zonas de alta productividad, están las localizadas sobre las plataformas continentales modernas del Suroeste de Africa, Noroeste de América del Sur y al Sur de California y Baja California (Baturin, 1978).

Desde hace más de un siglo se ha discutido el origen de las fosforitas marinas. Kozakov (1937), hizo el primer intento por explicar el mecanismo de formación de éstas. Su teoría quimiogenética atribuye el aporte de fósforo a los eventos de surgencia y propone una precipitación directa de éstos a partir del agua de mar. En vista de que el modelo de Kozakov no era aplicable a los depósitos de fosforitas formados en cuencas semicerradas y de aguas someras, Bushinski (1963) propone una hipótesis biogénica, en la que el fósforo que entra al océano a través del aporte fluvial, es absorbido por organismos, los cuales al descomponerse redisuelven el fósforo en las aguas intersticiales en donde una pequeña parte de éste es retenido. Estudios en fosforitas recientes, indican que el fósforo que llega al fondo, es incorporado a la materia orgánica refractaria, siendo removilizado y precipitado como sales de francolita en el

agua intersticial anóxica del sedimento (Froehlich et al. 1982; Kolodny, 1983; McArthur y Walsh 1984). El alto contenido de materia orgánica en los sedimentos biogénicos, facilita varios procesos diagenéticos, la mineralización de fósforo orgánico, su redistribución y precipitación en intersticios porosos, terminando con la formación de concreciones fosfatadas (Baturin, 1978). Otro proceso de gran importancia en la formación de la francolita, consiste en el reemplazo diagenético del carbonato de calcio por carbonato de fluor-apatita en el sedimento (Ames, 1959; D'Anglejan, 1968).

Si bien el material fosfático formado diagenéticamente ocurre en forma de concreciones, nódulos y guijarros en las fracciones de grano más grandes, existen también pelets y olitos, de origen autigénico, en las fracciones de tamaño de grano de arenas finas y muy finas (Birch, 1980). El proceso de formación de francolita autigénica es tan importante, que es uno de los mecanismos que contribuye a la regulación de las concentraciones de fósforo en el agua de mar (Froehlich et al. 1982).

Los Elementos de Tierras Raras (ETR) que originalmente se encuentran en el agua de mar y en los detritos clásticos y biogénicos asociados u ocluidos, son removilizados hacia el

agua intersticial, en donde las fosforitas a lo largo de su formación y enterramiento los incorporan, al ser reemplazado el calcio de la composición de la francolita por los ETR. De esta manera las fosforitas peletales son capaces de incorporar una mayor cantidad de ETR que las fosforitas nodulares debido a su mayor razón Superficie/Masa (McArthur y Walsh, 1984).

Los ETR son miembros del grupo III-A de la tabla periódica, tienen pesos atómicos entre 57 y 71 y valencia +3 (pudiendo presentarse el cerio y el europio con valencias de +4 y +2 respectivamente). Todos ellos poseen propiedades químicas y físicas muy similares y tienden a ocurrir en grupo, estando siempre de manera dispersa y en bajas concentraciones a niveles traza. Si bien el cerio mantiene su valencia Ce (III) durante los procesos de erosión subaérea y de transporte fluvial de los sedimentos, en los océanos es fraccionado de los demás ETR, debido a su oxidación al estado insoluble Ce (IV) (Piper, 1974). En cambio el europio, el cual ocurre normalmente como Eu (III), puede fraccionarse de los demás ETR a Eu (II) bajo condiciones reductoras provocando anomalías (Goldberg et al. 1963). Las anomalías de Eu se presentan también en aguas expuestas a importantes aportes hidrotermales y eólicos (Elderfield, 1988). Aunque el porcentaje de ETR que entra en solución al océano es, por

mucho, inferior al porcentaje introducido por sedimentos arcillosos, es la fracción disuelta la que toma parte en procesos halmirolíticos, incorporándose en minerales autigénicos (Altschuler, 1980). Goldberg et. al (1963) y Balashov y Khitrov (1961), estiman una estrecha relación entre los patrones de ETR y las diversas masas de agua, estando las aguas profundas más enriquecidas que las superficiales. Piper (1974), sugiere que los ETR pueden pasar a la fase disuelta a profundidad, debido al desprendimiento de material biogénico como calcita y tejidos orgánicos. Posteriormente más de un cincuenta porciento de estos elementos es extraído de la solución por procesos como la absorción por el plancton (Turekian et al. 1973) y la coprecipitación con oxihidróxidos (Elderfield et al. 1982). El grado de fraccionación de los ETR en una roca o mineral, puede ser indicador de los procesos de génesis de dicho material (Henderson, 1984). En base a su abundancia y a los patrones de distribución, los ETR en fosforitas, tanto marinas como terrestres, presentan gran variabilidad entre los diferentes depósitos en el registro geológico. La interpretación aceptada a esta situación se da en base a lo siguiente: (1) Grandes diferencias entre los medios ambientes depositacionales (Altschuler et al. 1967); (2) la mezcla de agua y lutita de composiciones diversas en el depósito,

teniendo cada una, un sello particular de ETR (Kolodny, 1983) y (3) las reacciones diagenéticas de movilización de ETR en las aguas intersticiales anóxicas (Elderfield y Sholkovitz, 1987).

En las últimas décadas ha habido un incremento en la demanda por fosforitas (50-100 millones de toneladas métricas anuales: (Carranza et al. 1989)), ya que éstas constituyen la principal fuente de fosfatos para la elaboración de ácido fosfórico y la manufactura de fertilizantes para la agricultura. Actualmente el interés científico y económico por el estudio de las fosforitas, se ha incrementado debido a la extracción de tierras raras, escandio y uranio como subproductos en el proceso de elaboración del ácido fosfórico a partir de las fosforitas en la ex-Unión Soviética (Skorovarov et al. 1992) y a la aplicación de la geoquímica de tierras raras en problemas referentes a la génesis de menas y minerales (Altschuler, 1980). Entre los numerosos usos de los ETR, se encuentran la elaboración de catalizadores, materiales luminiscentes para pantallas de televisión, aleaciones pirofóricas, imanes permanentes, memorias magnéticas y superconductores.

Sobre la plataforma continental occidental de la Península de Baja California, se han localizado con anterioridad, diversos yacimientos de fosforitas (Fig. 1).

Cerca del extremo sur de la península, frente a Todos Santos (23°45' Norte y 111° Oeste) y a una profundidad de 200 metros, existen sedimentos fosfatados que incluyen la presencia de apatita cristalina en el intervalo de los 4-6 cm superiores del sedimento, cuya concentración de fósforo es de 3% (Jahnke et al. 1982). Hacia el norte, en Bahía Magdalena (25°45' Norte y 112°34' Oeste) a 100 metros de profundidad, se localiza un depósito de fosforitas estudiado por Goldgerg et al. (1963), quienes analizaron su contenido de ETR y Uranio, mas no reportan los contenidos de P_2O_5 , ni los parámetros texturales de este depósito. Sin embargo, en la Bahía Santo Domingo, localizada entre los 25° y 26° Norte y los 112° y 113° Oeste, D'Anglejan (1967) describe un depósito de fosforita cuyos principales responsables de la presencia de fosfato (hasta 40% de P_2O_5) son pelets fosfáticos subesféricos de color negro en los tamaños de grano de 2.5 a 3.5 ϕ y partículas de origen biogénico diagenetizadas en las fracciones de grano más gruesas. Asi mismo se ha reconocido la presencia de nódulos de fosforita en el Banco Ranger, ubicado al noroeste de Isla de Cedros (28°30' Norte y 115°30' Oeste) (Ocean Mining Report, 1981; citado por Solweig, 1986). Por último, y fuera de Territorio Mexicano, frente a la costa sur de California, EUA, se encuentran nódulos fosfáticos asociados a lodos calcáreos (D'Anglejan, 1968).

En el presente trabajo, aplicando la información sobre los patrones de distribución de ETR normalizados a la composición promedio de las lutitas de Norte América, Europa y la ex-Unión Soviética, las anomalías de Ce y Eu, el enriquecimiento de ETR pesados (ETRP) relativos a ETR ligeros (ETRL) y algunos aspectos composicionales y texturales, se discuten los posibles mecanismos involucrados en la génesis de los depósitos fosfatados de bahía Vizcaino, los cuales no habían sido estudiados con anterioridad.

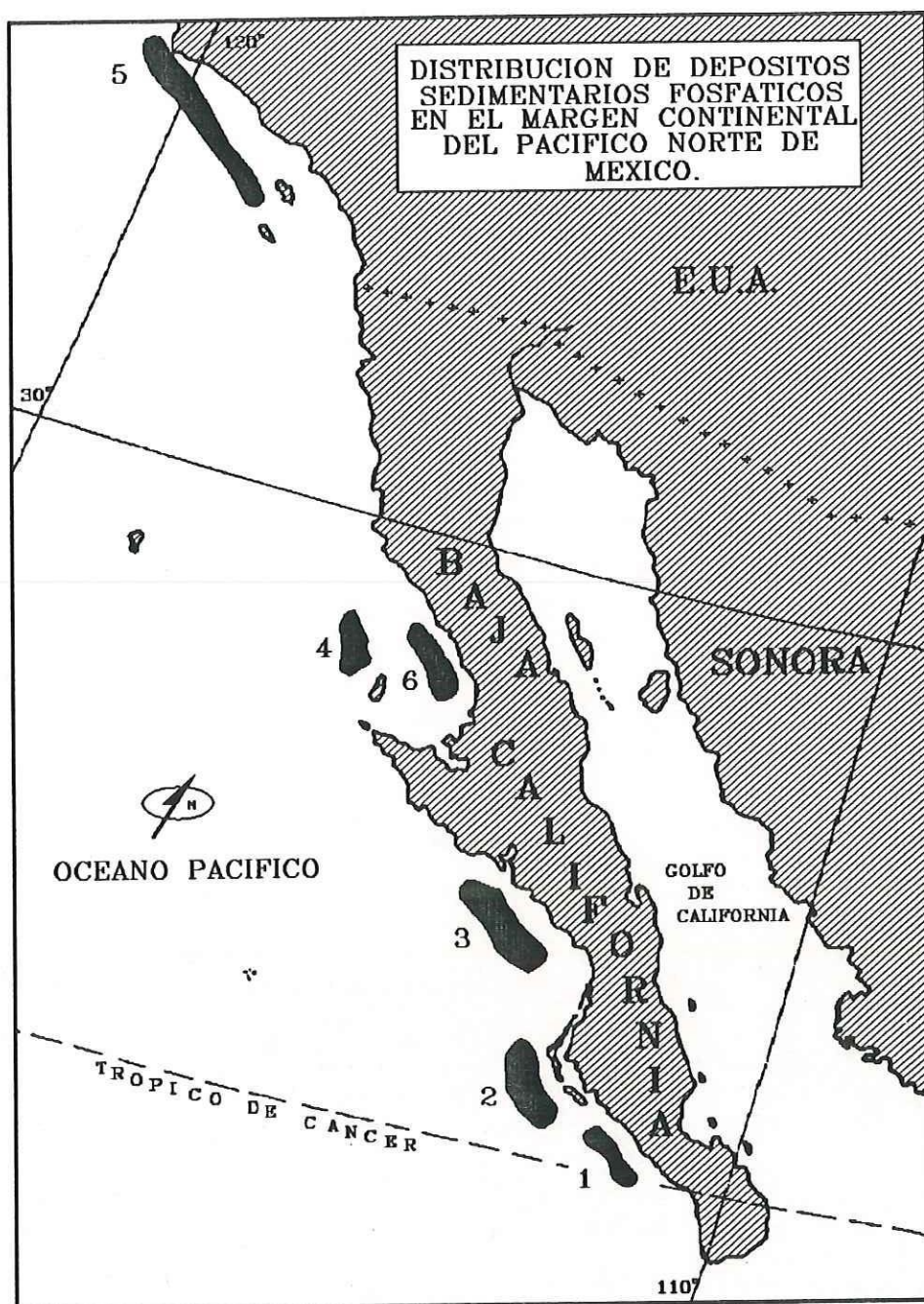


Figura 1.-Distribución de los depósitos de fosforitas sobre la plataforma continental de la Península de Baja California. (1) Jahnke et al. (1982), (2) Goldberg et al. (1963), (3) D'Anglejan, (1967), (4) Solweig, (1986), (5) D'Anglejan, (1968) y (6) el presente trabajo.

2. MATERIAL Y METODOS:

2.1. AREA DE ESTUDIO.

La Bahía Sebastián Vizcaino, ubicada sobre el límite de los estados de Baja California y Baja California Sur, entre los 29°30' y 27°30' de latitud norte y los 114° y 115°30' de longitud oeste, forma parte de una cuenca sedimentaria de aproximadamente 6400 Km², cubierta por sedimentos del Cretácico al Reciente, con un espesor aproximado de 5 Km en el centro de la Bahía. La secuencia sedimentaria yace sobre un basamento del Cretácico Inferior de la formación Alisistos. Sobre este basamento descansan sedimentos de la formación Valle (Cretácico Superior), la formación Bateque (Terciario Inferior), la formación Isidro (Mioceno) y finalmente los sedimentos marinos a no marinos del Cuaternario (Helenes, 1984). El área está delimitada por el Batolito Peninsular y rocas Terciarias del grupo Comondú al oriente y la Península Sebastián Vizcaino y los complejos ofiolíticos del terciario de Isla de Cedros al occidente (Rangin et al. 1983).

La batimetría en esta bahía presenta pendientes muy abruptas frente a la costa de Isla de Cedros y un gradiente muy suave en las porciones centrales de la bahía (Fig. 2), alcanzando dentro de ella los 170 metros de profundidad,

isóbata que define los límites de la plataforma continental (Gorsline, 1957). El patrón de circulación de las masas de agua se ve fuertemente influenciado por el contorno de la costa, formándose un giro en sentido de las manecillas del reloj en el centro de la bahía. Aunque las velocidades de las corrientes superficiales pueden llegar al metro por segundo, las velocidades tienden a cero en el centro de la bahía. Este patrón de corrientes crea una zona de convergencia al noreste de Isla de Cedros y una zona de surgencias en el extremo este de la bahía (Gorsline, 1957). La climatología oceánica y atmosférica en el área de Sebastián Vizcaino, es similar a la de las costas de Santo Domingo. El clima es árido y las precipitaciones anuales no superan los 12 centímetros (Aschman, 1959).

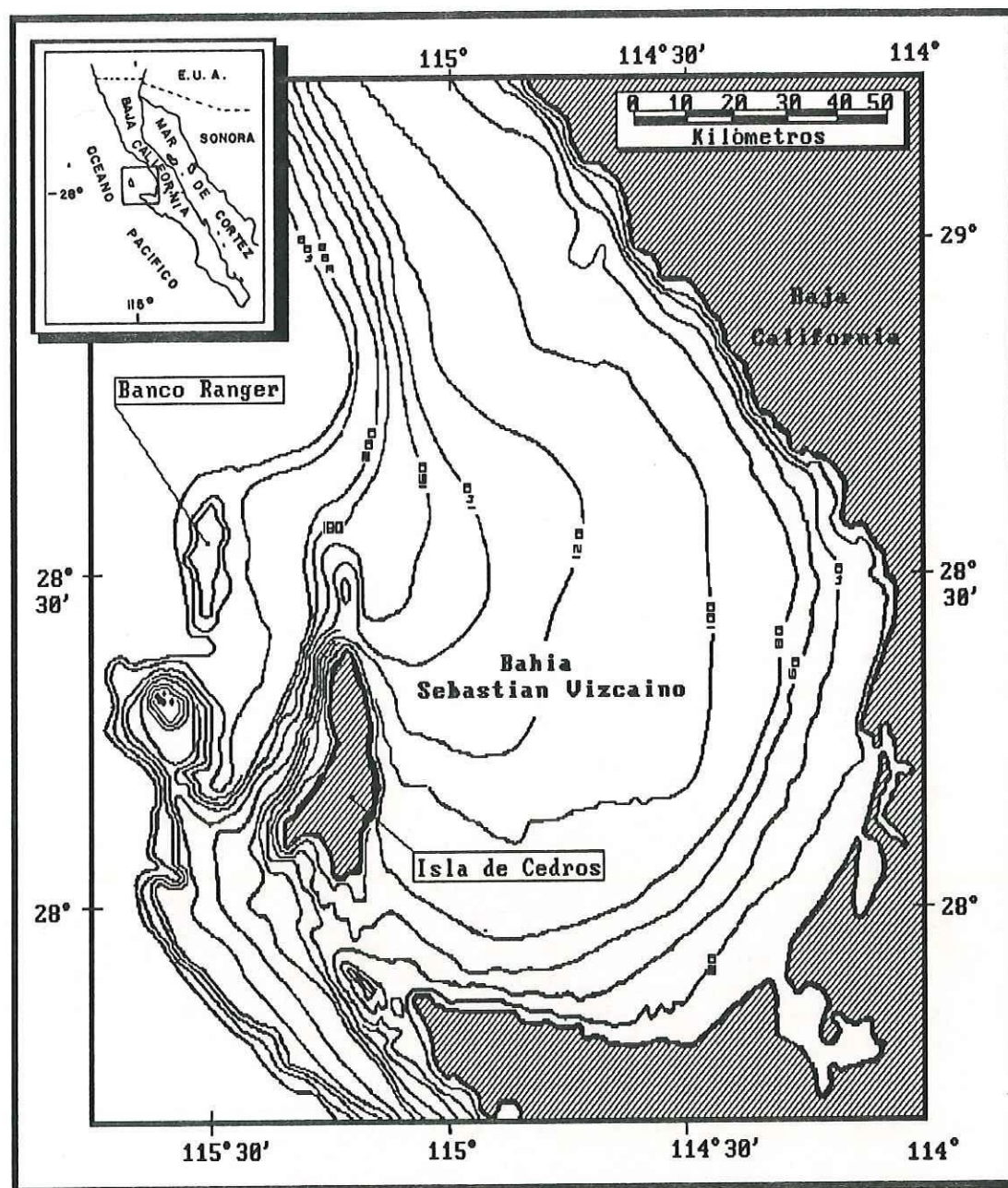


FIGURA 2.- Ubicación del área de estudio y contornos batimétricos. (Modificado a partir de Gorsline, 1957).

2.2. MUESTREO Y PREPARACION DE MUESTRAS.

Durante el plan de campaña oceanográfica B/O H-05 ALTAIR de la Secretaría de Marina durante el mes de marzo de 1991, se colectaron sedimentos superficiales de Bahía Sebastián Vizcaino, utilizando una draga tipo Van Veen. Las muestras fueron guardadas en bolsas aisladas de plástico y almacenadas a -20 °C. Para el presente estudio, se eligieron 19 muestras distribuidas en toda la bahía (Tabla I, Fig. 3). Las muestras fueron separadas cuidadosamente en tres partes para los diferentes estudios texturales y composicionales: (A) Para los análisis texturales, se trataron las submuestras mediante los métodos convencionales de acuerdo a Galehouse (1971) e Ingram (1971); (B) Para los análisis composicionales de fosfatos, carbonatos y carbón orgánico, se secaron las submuestras durante la noche a 60 °C y se molieron en un mortero de ágata; (C) Se seleccionaron 8 submuestras destinadas a análisis de ETR. Estas se secaron a una temperatura de 60 °C, y se molieron bajo condiciones de extrema limpieza. Adicionalmente, de la submuestra (A) de la muestra 8, se separaron manualmente pelets y agregados peletales para la determinación de fosfatos totales y ETR de su fracción fosfática exclusivamente, siguiendo los procedimientos indicados en el inciso C.

Tabla I. Ubicación geográfica y profundidad de las estaciones.

MUESTRA	LATITUD NORTE	LONG. OESTE	PROFUNDIDAD
1	29°1'42''	114°42'	68 m
2	28°49'7''	115°1'	115 m
3	28°41'	115°1'54''	180 m
4	28°27'48''	115°21'54''	244 m
5	28°29'54''	114°58'	127 m
6	28°39'54''	114°47'	100 m
7	28°50'18''	114°35'	78 m
8	28°39'6''	114°22'18''	70 m
9	28°8'54''	115°5'12''	81 m
10	28°4'12''	115°1'	76 m
11	27°58'6''	114°57'30''	65 m
12	27°54'	114°54'	51 m
13	27°59'18''	114°47'	70 m
14	28°1'18''	114°22'12''	30 m
15	28°18'54''	114°23'	80 m
16	28°14'	114°30'	85 m
17	28°9'	114°40'54''	81 m
18	28°26'	114°37'	100 m
19	28°18'	114°51'50''	97 m

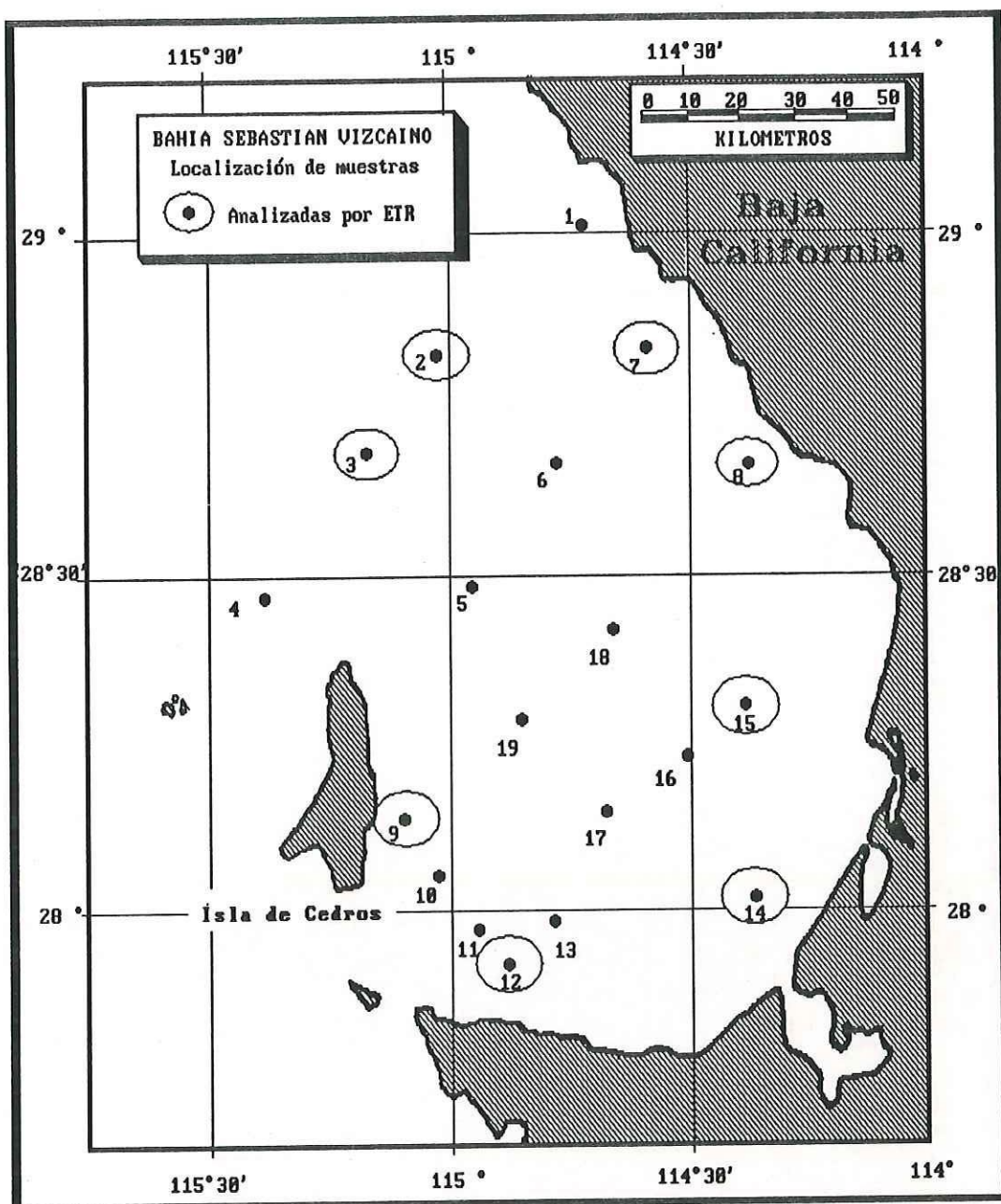


Figura 3.- Localización de las muestras analizadas.

2.3. ANALISIS GEOQUIMICOS.

2.3.1. FOSFATOS.

La cuantificación de fosfato (P_2O_5) se hizo mediante el método volumétrico (Ruiz, 1990), que a continuación se describe: Submuestras de 1 gramo de sedimento fueron digeridas con 30 ml de ácido clorhídrico y 30 ml de agua regia en vasos de precipitados de 150 ml. La solución fue diluida con agua destilada, separada de residuos sólidos por decantación y aforada a 250 ml. Se tomaron alicuotas de 25 ml y se trataron a 45°C con nitrato y molibdato de amonio al 20% y 8% respectivamente. El precipitado amarillo de fosfomolibdato de amonio se tituló con hidróxido de sodio [0.324 N], fenoftaleina y ácido nítrico [0.324 N] para neutralizar el exceso de sosa. El P_2O_5 expresado en porcentaje por peso, equivale al volumen en mililitros de hidróxido de sodio utilizado. Para determinar la exactitud y la precisión del método se analizaron 5 réplicas de una muestra con concentración conocida de 10.02% de P_2O_5 , proporcionado por ROFOMEX SA de CV. Para esta muestra control se obtuvo una media $\bar{X}$ = 10.208, desviación estándar σ = 0.366 y coeficiente de variación c.v. = 3.58.

2.3.2. CARBONATOS Y CARBONO ORGANICO.

La cuantificación de carbonatos se hizo empleando el calcímetro de Bernard (Bascomb, 1961). Este método consiste en evaluar el volumen de dióxido de carbono (CO_2 estructural) producido por la reacción de los carbonatos de calcio, presentes en 0.1 gr de sedimento, con 5 ml de ácido clorhídrico al 50%, dentro de un sistema cerrado. Dicho sistema incluye un nivel constante de solución salina saturada en una pipeta graduada. El porcentaje de CO_3 en cada análisis, se calcula con la siguiente ecuación:

$$\% \text{CO}_3 = (V2 - V1 - V3) (FC).$$

Donde V1 es el volumen inicial de gas en la pipeta, V2 el gas desplazado dentro de la pipeta debido al CO_2 desprendido al reaccionar los carbonatos con el ácido y V3 es el volumen de gas desplazado por la adición de los 5 ml de ácido clorhídrico. Para expresar el volumen desprendido de CO_2 como porcentaje de CO_3 en el sedimento, se empleó el factor de conversión "FC". Este factor depende de la temperatura ambiental en grados Kelvin (T), los moles de CO_2 contenidos en 0.1 gramos de CaCO_3 puro ($N = 9.99 \times 10^{-4}$ moles), de la constante universal de los gases ($R = 82 \text{ ml atm/ K} \cdot \text{mol}$) y la presión atmosférica (P). El factor de conversión (FC) se calcula utilizando la fórmula:

$$FC = 100\% / [(N)(R)(T) / P]$$

La estandarización del método se llevó a cabo con 0.05 gramos de carbonato de calcio puro (para estandarizar al 50%, ya que se utiliza la mitad del peso de muestra adecuado a la ecuación), obteniéndose los siguientes resultados estadísticos: $\bar{X}$ = 49.73, σ = 0.62 y c.v. = 1.24. La precisión se calculó con 10 réplicas de una misma muestra y se obtuvieron los siguientes valores: $\bar{X}$ = 21.01, σ = 0.46 y c.v. = 2.19.

Para la determinación de carbono orgánico se empleó el método de Walkley y Black (1934), modificado por Gaudette et al. (1974). Se analizaron 0.5 gramos de sedimento por sus contenidos de carbón orgánico fácilmente oxidable (excluyendo al grafito y a los carbonatos minerales). El método utiliza calentamiento exotérmico y oxidación del carbón orgánico con dicromato de potasio, ácido sulfúrico, sulfato de plata y la titulación del exceso de dicromato con solución de sulfato de amonio ferroso, utilizando como indicador a la fenoftaleína. Los estándares se generaron con 0.01 gramos de dextrosa (39.99% de carbono), obteniendo los siguientes valores: $\bar{X}$ = 36.22, σ = 0.3 y c.v. = 0.8. Cada muestra fue analizada por triplicado.

2.3.3. ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS (ETR).

2.3.3.1. SEPARACION Y CONCENTRACION DE ETR.

Las muestras analizadas fueron seleccionadas tomando en cuenta sus concentraciones de fosfato y su distribución espacial (Fig. 3). Para determinar los ETR contenidos en los sedimentos de Bahía Vizcaino, se efectuaron dos métodos de extracción independientes de acuerdo a McArthur y Walsh (1984): (1) ETR fosfáticos y (2) ETR totales. Los ETR de la fracción fosfática se pusieron en solución agregando a 0.5 gramos de sedimento, 30 ml ácido clorhídrico al 10%, calentando y permitiendo un reflujo del ácido durante 5 horas. Los ETR de la fracción total (excluyendo a los silicatos) se pusieron en solución con 20 ml de agua regia invertida (una solución de 1:3 de ácidos clorhídrico y nítrico concentrados), calentando y permitiendo un reflujo durante 5 horas .

Los ETR de esta solución se concentraron siguiendo los métodos de Walsh et al. (1981) y Jarvis y Jarvis (1985), los cuales brevemente consisten en lo siguiente: Se utilizan columnas cromatográficas de 15 mm de diámetro, con disco synter de vidrio en la base y se empacan con 20 gr de resina de intercambio iónico Dowex® 50W-X8 de malla 200-400. La resina se lavó con 6 volúmenes de metanol. Posteriormente, se

activa (protoniza) con ácido clorhídrico [4N] (dos horas son suficientes) y se enjuaga con 5 volúmenes de ácido clorhídrico [1N].

Las soluciones de ETR obtenidas al inicio de la metodología, se diluyen con agua deionizada para disminuir su acidez a menos de [1.70 N] y se vierten en las columnas filtrando esta solución con un filtro Whatman® 42 colocado sobre el extremo superior de la columna, manteniendo el flujo a una razón de 50 ml/hr. Posteriormente se pasan por las columnas 450 ml de ácido clorhídrico [1.70 N] (la normalidad es importante para evitar extraer en este paso a las tierras raras más pesadas), removiendo todos los elementos mayores y la mayoría de los elementos traza retenidos por la resina. Finalmente los ETR se desprenden con 500 ml de ácido clorhídrico [4N], filtrando posteriormente en papel Whatman® 42, con el propósito de evitar el paso de partículas de resina. La solución filtrada se evapora, obteniendo los ETR como residuos secos, en vasos de precipitados de 50 ml. Entre cada uno de los análisis, la resina se extrae de la columna y se vierte en vasos de precipitados para homogenizarla, se empaca nuevamente en las columnas y se vierten en ellas 200 ml de ácido clorhídrico [1 N]. De esta manera se lavan los metales que pudiesen haber quedado en la resina.

Los ETR fueron cuantificados utilizando un espectrómetro

de plasma inducido (ICP). Inmediatamente antes de inyectar las muestras al ICP, los residuos de ETR se diluyeron en 10 ó 5 ml de ácido nítrico al 10%.

2.3.3.2. DETERMINACION DE ETR CON ICP-AES.

La determinación de 12 ETR [Lantano (La), Cerio (Ce), Praseodimio (Pr), Neodimio (Nd), Samario (Sm), Gadolinio (Gd), Disprosio (Dy), Holmio (Ho), Erblio (Er), Iterbio (Yb) y Lutecio (Lu)], se llevó a cabo en un espectómetro de emisión atómica de plasma inducido (ICP-AES), marca Perkin Elmer™, modelo ICP/6500, en el departamento de física de la Universidad Estatal de San Diego, California E.U.A.

Los parámetros de operación (Tabla II), fueron iguales para el análisis de cada elemento, trabajando de esta manera bajo condiciones de compromiso. La calibración y programación del ICP, se hicieron con un estándar multielemental para plasma, marca SPEX® ICPMS-1, diluido para obtener una concentración de una parte por millón (ppm) de cada elemento a analizar. Las líneas espectrales se seleccionaron en base a los resultados óptimos obtenidos por Walsh et al. (1981) y Jarvis y Jarvis (1985), dados en la Tabla III.

El análisis de cada elemento se efectuó por triplicado y más del 85% de los análisis elementales presentaron un

coeficiente de variación menor al 20% (Apéndice A). Los blancos presentan valores altamente confiables (Apéndice B). Para precisar si los valores medidos por debajo de (0.15 ppm) y por arriba de (1.5 ppm) son confiables, se generaron estándares de (0.1 ppm) y (2.0 ppm) respectivamente. Con lo anterior se observó que el único elemento cuya medición no es confiable debido a su alta variabilidad en las réplicas, es el Er (Apéndice B).

Finalmente se analizó el estándar semicuantitativo MESS-1 del National Research Council of Canada (NRC de Canadá) y se comparó con los datos reportados por dicha institución (Tabla IV). Cabe aclarar que los valores de extracción de ETR reportados aquí, no pueden ser objetivamente comparables con los valores dados por la NRC de Canadá, debido a las diferencias en los procedimientos de extracción y al alto contenido de silicatos de la muestra de la NRC (67.5%). Mientras que los valores de la NRC de Canadá, representan extracciones de ETR totales (incluyendo los silicatos), los valores aquí obtenidos, son por extracción de ETR con agua regia invertida, que es incapaz de solubilizar a las fracciones silíceas de los sedimentos. Es por esto, que los valores aquí reportados equivalen aproximadamente al 37% de los reportados por la NRC de Canada.

Los resultados se calculan en base al peso de la muestra

inicial (0.5 g), lo cual representa la concentración de ETR, como si el peso total de la muestra hubiese sido puesto en solución, de acuerdo a McArthur y Walsh (1984). Para poder comparar y analizar la distribución relativa de los ETR, se normalizaron sus valores contra las concentraciones promedio de los ETR de las lutitas de Norte América, Europa y la ex-Unión Soviética según Piper, (1974).

2.3.3.3 CALCULOS DE ANOMALIAS DE Ce, Eu Y ENRIQUECIMIENTO DE ETR PESADOS (ETRP) CONTRA ETR LIGEROS (ETRL).

Comunmente en la literatura se reporta la anomalía de cerio en la naturaleza de dos maneras cuyos resultados no son iguales: (1) En base a la razón $Ce/Ce^* = [(Ce_M \text{ (muestra)})/Ce_L \text{ (lutitas)}]/Ce^*$, donde Ce_M es la concentración de cerio de la muestra, Ce_L es la concentración de cerio de las lutitas (Piper, 1974) y Ce^* es obtenido con la interpolación de los valores de La y Pr de la muestra, normalizados a las lutitas ($Ce^* = (La_N + Pr_N/2)$ Murray et al. 1992), fórmula en la cual el subíndice "N" es el valor normalizado de los elementos con los de las lutitas; (2) la anomalía de cerio, calculada en base al criterio seguido por Toyoda y Masuda (1991), $Ce_n = 5Ce_N (4La_N + Sm_N)$, .

La anomalía de europio, se calcula siguiendo el

criterio de Murray, et al. (1992): $Eu/Eu^* = (Eu_M / Eu_L) / Eu^*$, donde los valores Eu_M y Eu_L representan nuevamente los valores de la muestra y de las lutitas respectivamente y Eu^* se calcula con la interpolación de Sm y Gd normalizados $((Sm_N + Gd_N)/2)$.

La razón de enriquecimiento de tierras raras pesadas (ETRP) contra las tierras raras ligeras (ETRL) se calculó en base a la razón (La_N/Yb_N) de cada muestra, donde nuevamente el subíndice "N" es el valor normalizado (Murray, et al. 1992).

Tabla II.- Parámetros técnicos de operación del ICP-AES.

ALTURA DE OBSERVACION SOBRE RESISTENCIA	14 mm
POTENCIA DE GENERADOR	1.25 Kw
FLUJO DEL NEBULIZADOR	1.1 ml/min
FLUJO DE PLASMA	16 l/min

Tabla III.- Longitudes de onda empleadas en el ICP.

ELEMENTO	LONG. DE ONDA (nm)	ELEMENTO	LONG. DE ONDA
La	398.85	Gd	335.05
Ce	418.66	Dy	353.17
Pr	422.29	Ho	345.60
Nd	430.36	Er	390.63
Sm	359.26	Yb	328.94
Eu	381.97	Lu	261.54

Tabla IV.- Valores porcentuales de extracción de ETR con agua regia invertida del estándar MESS-1 (última columna). Se incluyen los valores de extracción Total de ETR medidos del mismo estándar por la NRC de Canadá.

ELEMENTO	MESS-1 (ppm) (este trabajo)	MESS-1 (ppm) (N. Research C.)	EXTRACCION (%)
La	12.7	30	42
Ce	29.3	60	48
Pr	3.4	10	34
Nd	15.0	40	37.5
Sm	3.3	8	41
Eu	0.5	1	50
Gd	2.5	8	31
Dy	2.0	8	25
Ho	0.3	2	15
Er	2.7	4	67.5
Yb	0.7	6	11
Lu	ND	ND	ND

3. RESULTADOS:

3.1. SEDIMENTOLOGIA TEXTURAL Y COMPOSICIONAL.

Los sedimentos superficiales de Bahía Vizcaino son principalmente arenas finas a limos arenosos de pobre a muy pobremente clasificados (Tabla V, Apéndice C). En general, el tamaño medio de grano disminuye conforme aumenta la profundidad, siguiendo un patrón paralelo al de los contornos batimétricos (Fig. 4). Si bien los sedimentos son principalmente de origen biogénico y están formados en su fracción arenas por restos de conchas maceradas, en los tamaños limos y arcillas, el material esta compuesto por granos de origen detrítico y lodos calcáreos. Son estos componentes carbonatados junto con los numerosos restos de foraminíferos en su mayoría planctónicos, los responsables de los altos contenidos de carbonatos en los sedimentos. Las concentraciones de carbonato, varían entre 3.01 % y 33.06 %, (Tabla VI), encontrándose los máximos valores en la parte oriental de la bahía y en dos puntos aislados al norte de Isla de Cedros y al sur de la bahía (Fig. 5). A semejanza del patrón de distribución de los carbonatos, el carbón orgánico tiende a concentrarse en el área oriental de la bahía y aisladamente al norte de Isla de Cedros (Fig. 6), alcanzando concentraciones superiores al 2 % en las estaciones 4, 9 y 15 (Tabla VI).

Tabla V.-Parámetros texturales mediante el método de momentos. Asimetrías: (++) muy positiva, (+) positiva, (-) negativa. (*) pobre a muy pobremente clasificadas, (**) moderadamente clasificadas, (***) bien a muy bien clasificadas.

MUESTRA	MODA	MEDIA	ASIMETRIA	DISPERSION
1	5	3.40	1.83 (+)	1.18**
2	4	2.99	1.84 (++)	1.37**
3	5	4.23	0.76 (++)	1.61*
4	6	5.10	-0.35 (-)	2.03*
5	5	4.38	1.02 (++)	1.63*
6	4	3.78	1.03 (++)	1.76*
7	5	3.68	0.68 (++)	1.62*
8	5, -1.5	0.19	0.37 (+)	2.63*
9		4.43	0.95 (++)	1.80*
10		3.34	1.34 (++)	1.65*
11	4	3.68	0.96 (++)	1.67*
12	4	2.30	-0.134 (-)	2.02*
13	4	3.07	1.89 (++)	1.48*
14	4	2.56	-1.65 (-)	0.86**
15	5	3.62	0.30 (+)	1.98*
16	5	3.54	1.00 (+)	1.68*
17	4	3.11	-3.60 (-)	0.38***

Tabla VI.-Concentración de los elementos mayores expresada en por ciento de peso total.

MUESTRA	% FOSFATO	% CARBONATO	% CARBON ORGANICO
1	0.60	8.17	0.99
2	0.78	3.01	0.53
3	0.58	11.77	1.10
4	0.11	25.07	2.95
5	0.59	14.25	1.65
6	0.55	15.54	1.72
7	1.98	20.26	1.86
8	20.75	14.12	1.42
9	1.45	16.62	2.20
10	0.30	14.35	1.41
11	0.11	16.0	1.66
12	0.65	24.87	0.84
13	0.53	11.26	1.52
14	0.78	7.96	0.29
15	5.98	33.06	2.04
16	1.25	25.16	1.67
17	0.3	4.03	0.40
18	0.11	21.22	1.42
9	0.11	14.87	1.13

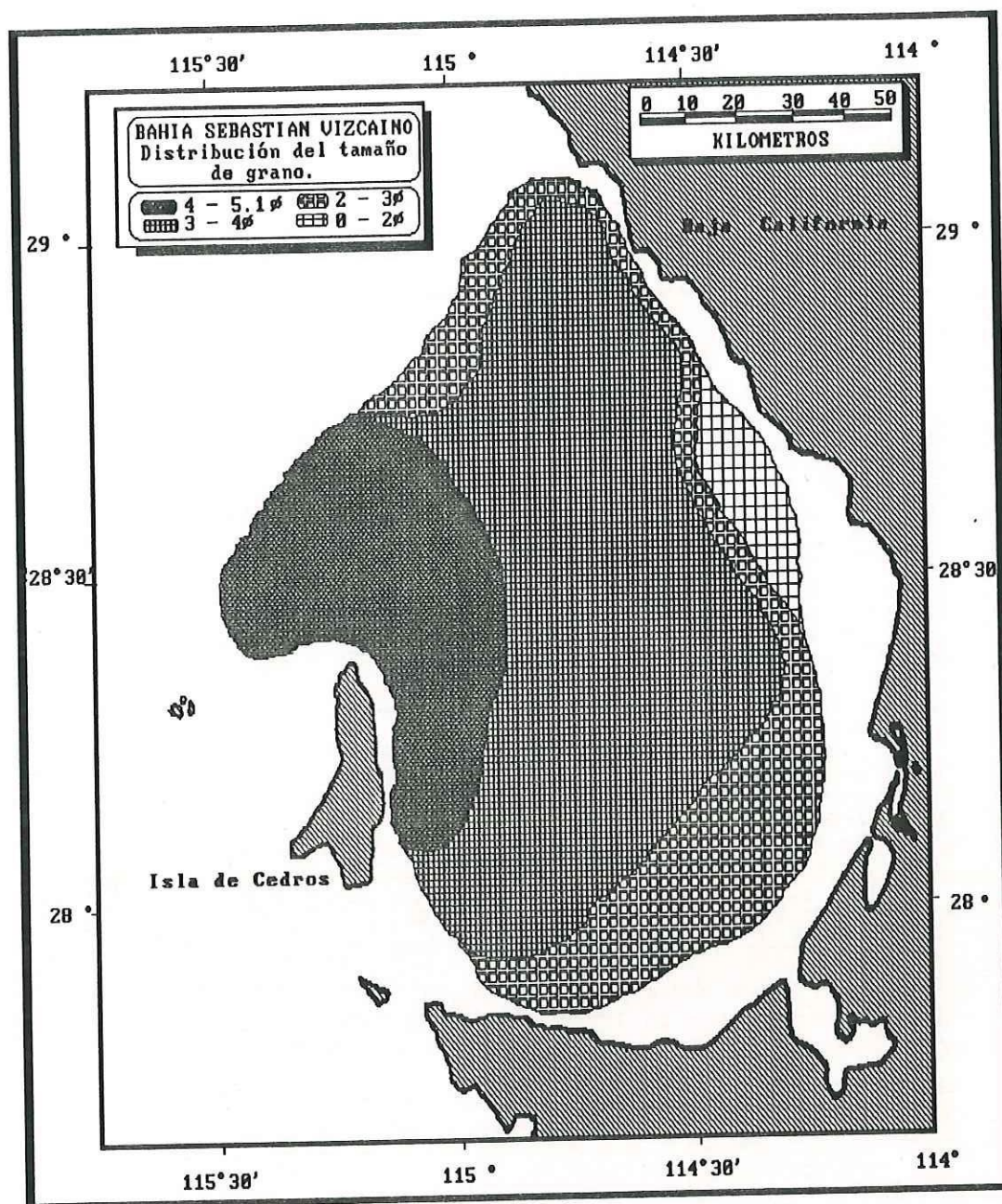


Figura 4.-Distribución espacial del tamaño medio de grano de los sedimentos de Bahía Sebastián Vizcaino.

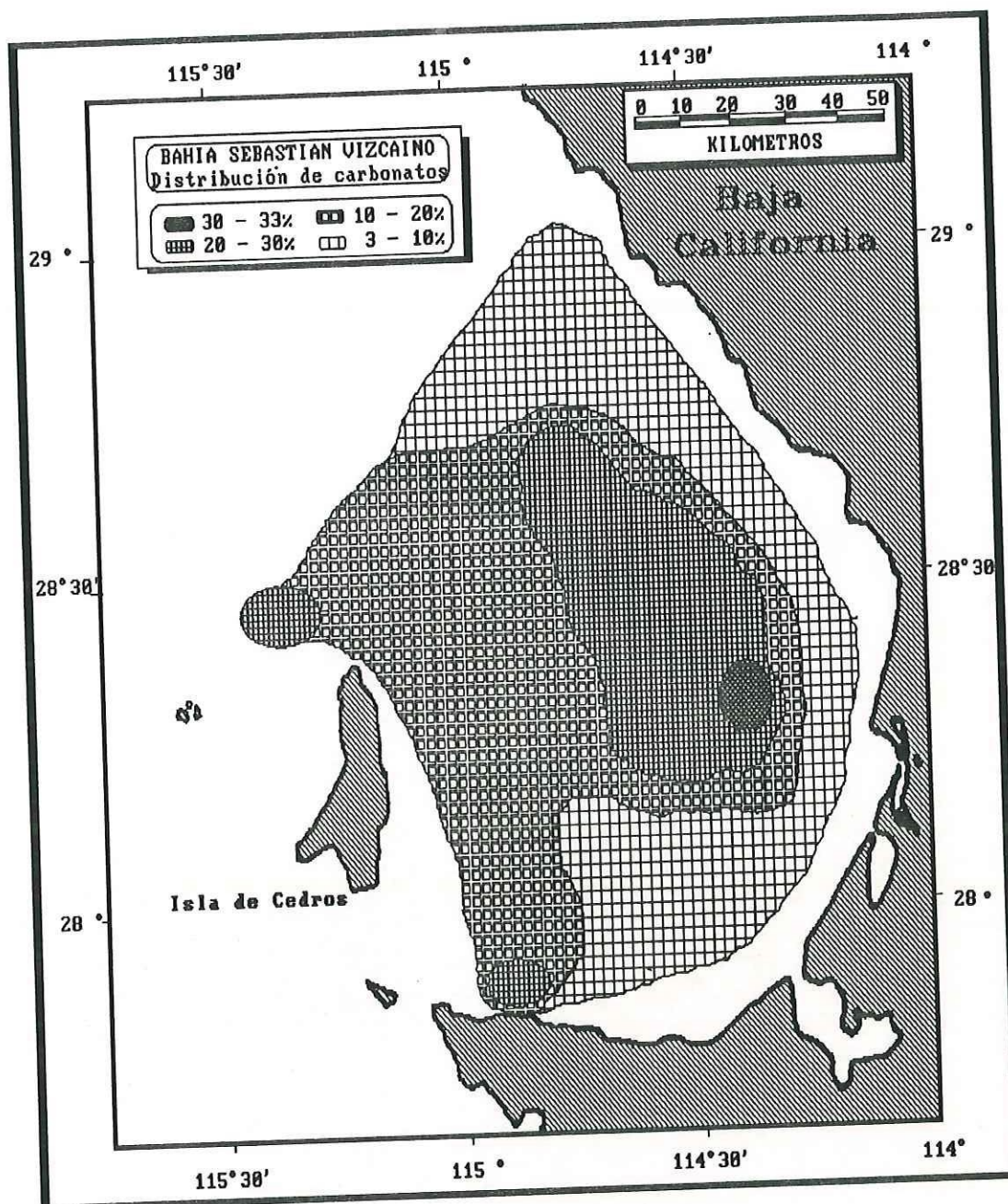


Figura 5.-Distribución espacial de carbonatos en los sedimentos superficiales de Bahía Vizcaino. Las concentraciones están dadas en porciento por peso.

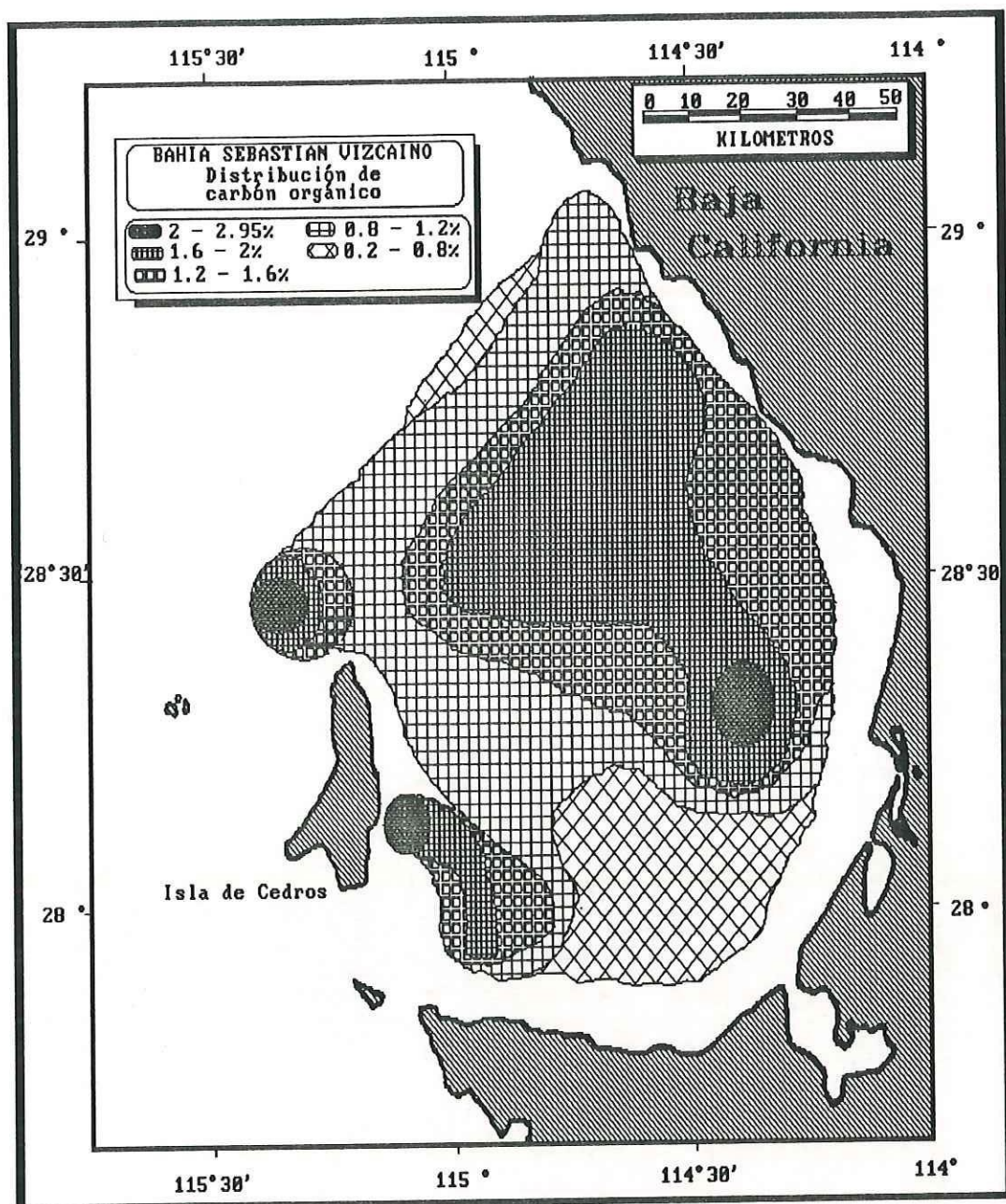


Figura 6.-Distribución espacial de carbón orgánico en los sedimentos superficiales de Bahía Vizcaino. Las concentraciones están dadas en por ciento por peso.

3.2. SEDIMENTOLOGIA DE SEDIMENTOS FOSFATADOS Y FOSFORITAS.

Los sedimentos cuyas concentraciones de fosfatos superan el 1%, están confinados a dos zonas bien definidas dentro de la bahía (Fig 7, Tabla VI). La primera y la más importante de ellas, está localizada al este de la bahía, entre las isóbatas de los 70 y los 90 metros. En esta área los sedimentos son limos arenosos de color verde, de pobre a muy pobremente clasificados, ricos en carbonatos de calcio (14 a 33 %) y con contenidos de carbón orgánico hasta de 2.04%. En esta zona, los elevados niveles de fosfato en las muestras 7, 15 y 16 se debe a la presencia de pelets fosfáticos, los cuales tienden a concentrarse en las fracciones de tamaño de grano de 1 a 3 ϕ . El porcentaje de fosfato en cada muestra, es directamente proporcional a la concentración de pelets presente (Tablas VII, VIII y IX). La muestra 8 contiene una gran cantidad de estos pelets en los tamaños de grano 1.5 a 3.5 ϕ (Tabla VIII).

Los pelets son esféricos a subesféricos, de color café y están cubiertos por una delgada capa de color negro de origen orgánico. Estos pelets se presentan preferencialmente en los tamaños de grano de 1 a 3 ϕ (Fig. 8). Vistos en lámina delgada bajo el microscopio petrográfico, los pelets no presentan un arreglo cristalino visible, ni tampoco bandas de crecimiento. La mayoría de ellos no tiene núcleo, pero los hay con uno o más granos de material detrítico como cuarzo y anfíboles en su centro. Es común observar en los pelets inclusiones de

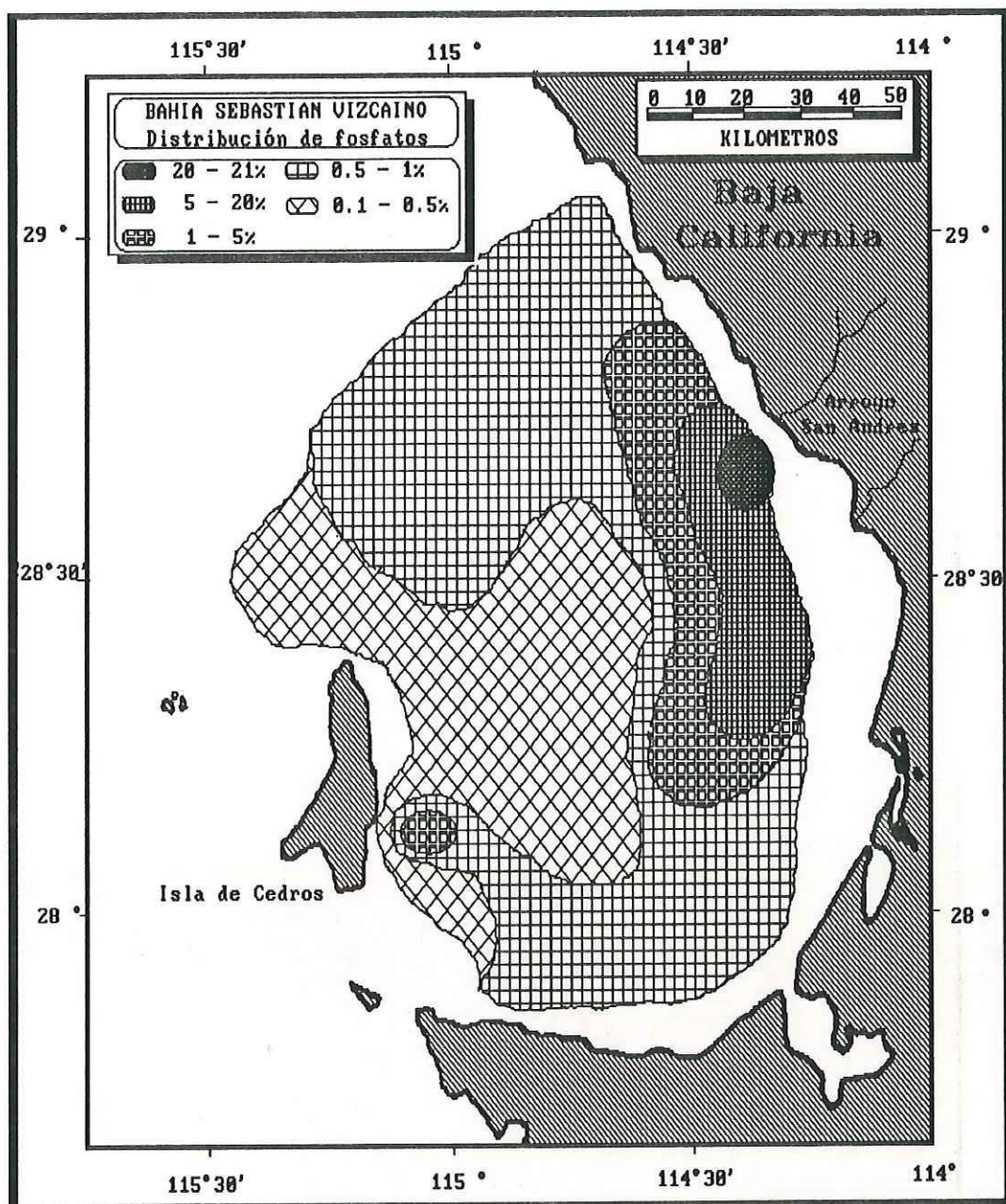


Figura 7.-Distribución espacial del contenido de fosfatos en los sedimentos superficiales de Bahía Vizcaino. Las concentraciones están dadas en por ciento por peso.

Tabla VII. Concentración de fosfatos en los diferentes intervalos de tamaño de grano en la muestra 7 y su correspondiente descripción del sedimento.

INTERVALO DE TAMAÑO DE GRANO.	FOSFATO (%)	DESCRIPCION
-0.5 - 3.0 ϕ	9.10	Fragmentos de conchas en los tamaños más gruesos y un 50% de pelets esféricos de color café, gris y negro en la fracción 2 ϕ .
3.0 - 4.0 ϕ	1.70	Ausencia de pelets fosfáticos y un incremento notable en la concentración de foraminíferos.
4.0 - 10.0 ϕ	0.70	Carbonatos en su mayoría, cuarzo y feldespatos. Gran cantidad de minerales arcillosos.

Tabla VIII. Concentración de fosfatos en los diferentes intervalos de tamaño de grano de la muestra 8 y su correspondiente descripción del sedimento.

INTERVALO DE TAMAÑO DE GRANO.	FOSFATO (%)	DESCRIPCION
-2.5 - 0.5 ϕ	32.00	Agregados peletales, pedacería de concreciones y caliza fosfática con o sin cubirtea de origen orgánico. De redondeados a angulosos con un contenido de P_2O_5 de 27.5%, $CaCO_3$ = 9.39%. Huesos elongados y andesita subredondeada.
0.5 - 2.0 ϕ	27.35	Agregados y concreciones muy angulosos junto con algunos pelets subesféricos en 2 ϕ .
2.0 - 3.0 ϕ	20.85	90% de pelets esféricos de color café, con un contenido de 11.25% de P_2O_5 .
3.0 - 4.0 ϕ	6.70	Mucho menos pelets y un aumento gradual de foraminíferos y otros carbonatos poco fosfatados.
4.0 - 6.0 ϕ	1.60	No hay presencia de pelets pero sí de fragmentos de carbonatos y líticos.

Tabla IX.-Concentración de fosfatos en los diferentes intervalos de tamaño de grano y descripción del sedimento de la muestra 15.

INTERVALO DE TAMAÑO DE GRANO.	FOSFATO (%)	DESCRIPCION
-0.5 - 2.0 ϕ	4.90	Restos de conchas, foraminíferos, 20% de pelets negros subesféricos con inclusiones minerales de color blanco.
2.0 - 3.0 ϕ	16.10	Los pelets son esféricos casi en su totalidad, de color café con solo un 1% de pelets negros.
3.0 - 4.0 ϕ	12.50	Muchos foraminíferos y pelets esféricos de color café.
4.0 - 10.0 ϕ	0.40	En su totalidad carbonatos y detritos líticos. Trazas de pelets fosfáticos de color negro.

partículas difusas de material orgánico (Fig. 9).

Lo que distingue a la muestra 8 de las demás muestras colectadas, es su alto contenido fosfático, el tamaño medio de grano (arenas gruesas) y la distribución bimodal del sedimento. Estas características se deben a la presencia de agregados peletales (nódulos), concreciones fosfáticas, caliza fosfática foraminiférica, fragmentos de hueso y clastos de andésita subredondeados, de los cuales ninguno se encuentra en las demás muestras colectadas.

Los agregados peletales (nódulos) y las concreciones fosfáticas son exclusivos de la muestra 8 y se presentan en el intervalo de tamaño de grano -2.5 a 2ϕ . Estos son redondeados a angulosos y presentan una cubierta delgada de color negro en sus superficies lisas (Fig. 10). Los agregados peletales están formados por pelets fosfáticos (visibles con lente de mano), cementados por carbonato de fluor-apatita y sin núcleo (Fig. 11). Al igual que los pelets en las fracciones de grano más pequeñas, los agregados son de color café, amorfos y poseen inclusiones menores de carbón orgánico (Fig. 12). Algunos fragmentos de concreciones, generalmente presentan lentes e inclusiones dendríticas de carbón orgánico y carbonato de calcio diagenético. Otro tipo de concreciones contienen una gran cantidad de vertebras de peces (Fig. 13), algunas veces reemplazadas por arsenopirita.

La segunda zona cuya concentración de fosfatos supera el

1% se encuentra frente a la costa oriental de Isla de Cedros (Fig. 7), donde la muestra 9 fue colectada. La concentración total de fosfato en los sedimentos de esta muestra, es de 1.45% y se debe a la presencia de algunos granos de apatita detrítica en el tamaño de grano arenas y a una mayor fosfatización de los abundantes restos de foraminíferos planctónicos. Esta muestra no contiene pelets ni agregados y concreciones fosfáticas.

Figura 8.- Pelets fosfáticos en los tamaños de grano de 1.0 ϕ a 2.5 ϕ de la muestra 8. (Luz reflejada y un aumento de 50 X).

Figura 9.- Pelets fosfáticos de la muestra 8 en lámina delgada con núcleo de cuarzo e inclusiones de carbón orgánico. (Combinación de luz reflejada y luz transmitida. Aumento 160X).

Figura 10.- Agregados peletales, fragmentos angulosos de concreciones fosfáticas, fragmentos elongados de huesos y restos de conchas entre los tamaños de grano 2.5 ϕ y 2.0 ϕ . (Luz, reflejada y aumento 8X).

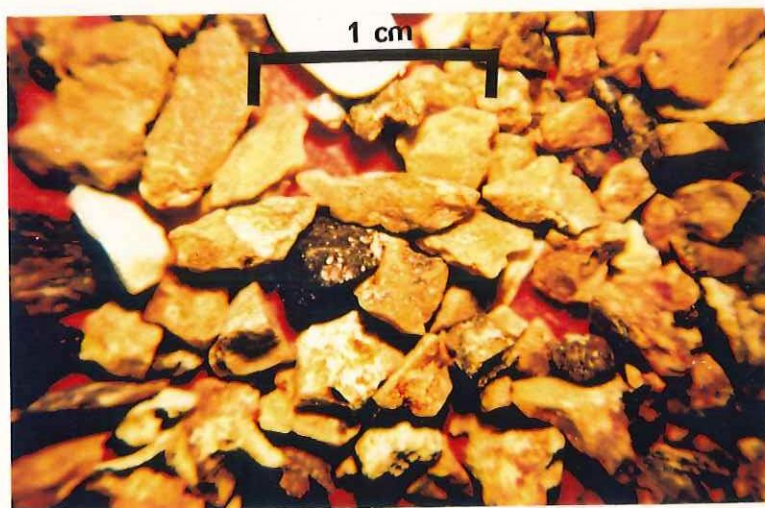
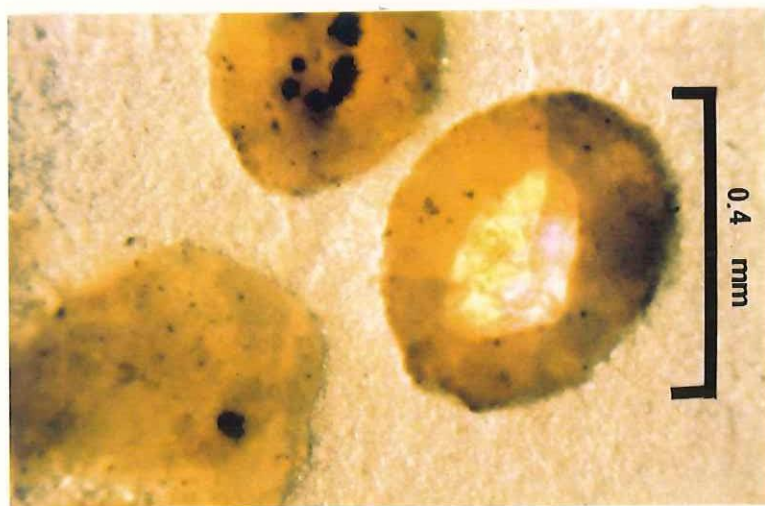
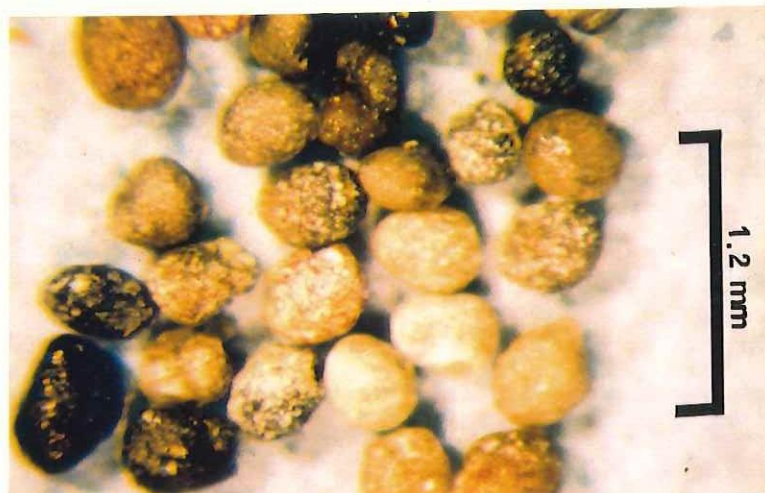
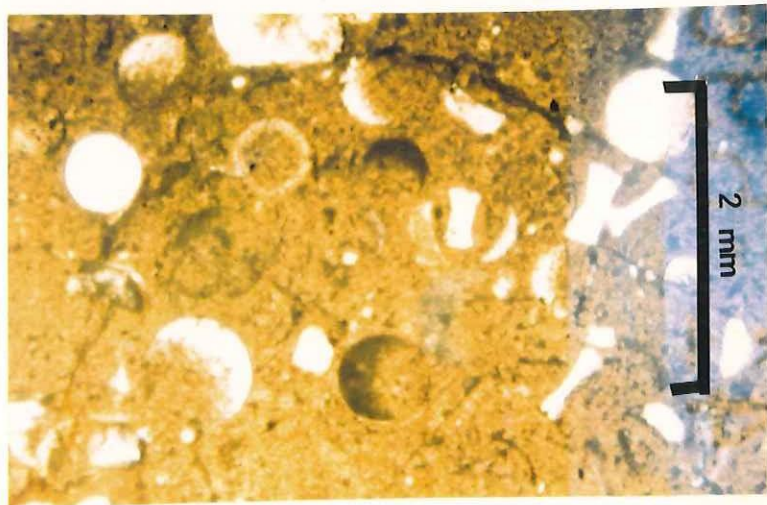
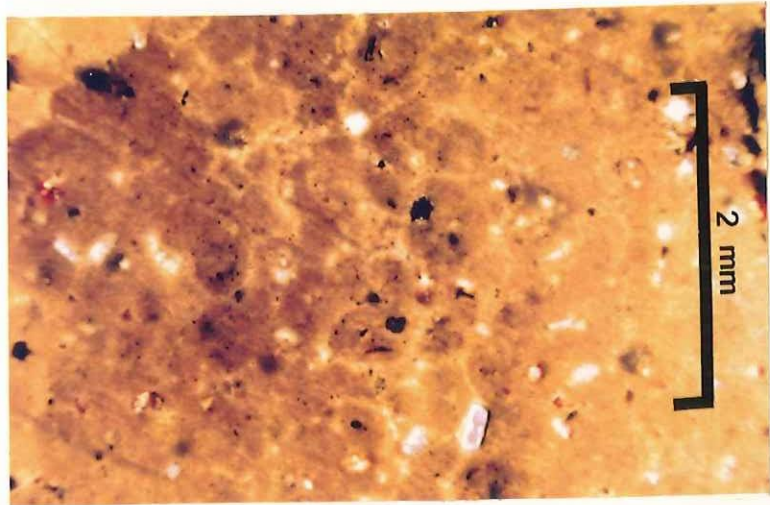
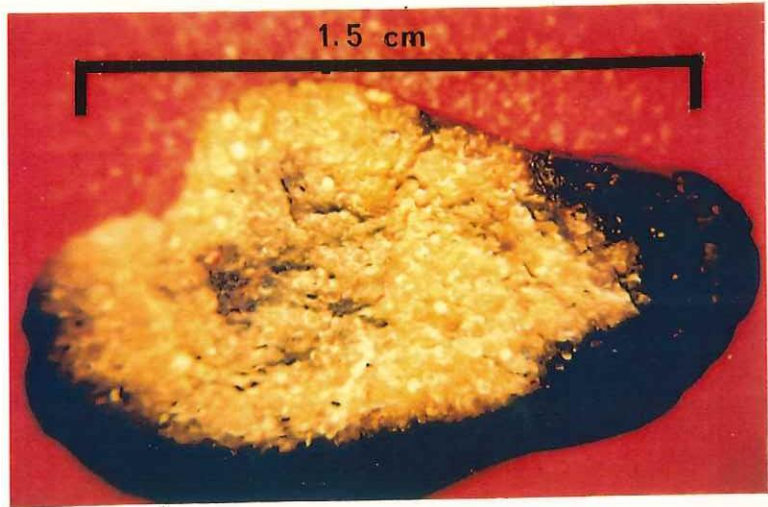


Figura 11.- Agregado peletal de la muestra 8 en el tamaño de grano -2.0ϕ , con cubierta negra de origen orgánico. (Luz refelejada, aumento 8X).

Figura 12.- Lámina delgada del agregado de la muestra 8. Las zonas blancas son espacios vacíos y las inclusiones negras son de origen orgánico. (Combinación de luces reflejada y transmitida con un aumento de 40 X).

Figura 13.- Lámina delgada de un fragmento de costra formada por cementante de carbonato de fluor-apatita amorfo y con inclusiones de vértebras de peces. (Luz reflejada y transmitida con aumento 40 X).



3.3. ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS.

Se determinó la concentración de cada uno de los elementos de tierras raras en las siguientes fracciones: (a) Fosfática (solubles en HCl 10%); (b) total de los sedimentos (extraído con agua regia invertida); (c) pelets fosfáticos y (d) agregados y concreciones fosfáticas. Las anomalías de Eu y Ce, y el enriquecimiento de ETR pesados (ETRP), se muestra en las (Tablas X-A, B, C). De manera general se encuentra una relación directa entre el contenido de ETR y la concentración de P_2O_5 de los sedimentos. Por ejemplo, la muestra con la mayor concentración de ETR ($\Sigma ETR = 119.6$ ppm) se localizó en la estación 8, la cual se caracteriza por ser la muestra más rica en P_2O_5 (20.75%) de los sedimentos analizados. (Ver Figs. 7 y 14).

Alrededor de la estación 8, se encuentran las estaciones 7 y 21, cuyos contenidos de P_2O_5 son superiores al 1% y a su vez poseen concentraciones de ETR entre las 30 y 76 ppm, siendo éstos valores altos en comparación con los valores encontrados para las muestras no fosfáticas (Tablas X- A, B y C). La muestra 9, la cual contiene 40.1 ppm de ETR, es la única que presenta valores relativamente altos de ETR y P_2O_5 y que a su vez se encuentra excluida de la zona fosfático-peletal de la bahía. Sus valores altos de P_2O_5 en este caso

se deben a la presencia del mineral de apatita de origen igneo, como se mencionó anteriormente.

Utilizando al La como el representante de los ETR (Piper, 1991), se encontró que las muestras con mayor contenido de fosfato tienden a estar mas enriquecidas en ETR (Fig. 15-a). Para confirmar las sugerencias de Piper (1991) sobre el uso de la concentración de La como un indicador de la concentración de todos los ETR, se graficaron las relaciones: (a) La Vs. P_2O_5 , (b) La Vs. ETR y (c) ETR Vs. P_2O_5 . En las (Figs. 15 a, b y c) podemos ver que las sugerencias de Piper (1991) se confirman. Además, el uso del La puede ser un mejor prámetro que la ΣETR , ya que presenta un menor grado de error, debido a que los coeficientes de variación de cada elemento se hacen acumulativos al sumarse (Σ), obteniéndose un valor promedio con un alto nivel de error.

Tabla X (A, B y C). Concentración de ETR, anomalías de cerio y europio, y razón lantano/iterbio, de las fracciones totales y solubles de los sedimentos. Los resultados estan dados en ppm. (^) Datos con coeficiente de variación mayor al 30% (no usados para el cálculo de anomalías ni normalización) y (@) datos con coeficiente de variación entre 20 y 30%.

Tabla X-A.

ELEMENTO	MUESTRA 7 Total (Sol)	MUESTRA 8 Total (Sol)	MUESTRA 9 Total (Sol)	MUESTRA 15 Total (Sol)
La	8.2 (6.4)	32.6 (32.0)	7.9 (6.6)	17.2 (16.6)
Ce	13.4 (11.0)	39.6 (41.0)	15.1 (11.6)	27.2 (26.9)
Pr	1.9 (2.0)	5.6 (4.2)@	2.3 (0.12^)	4.0 (4.0)
Nd	7.0 (5.8)	21 (0.74^)	8.3 (6.0)	14.8 (15.3)
Sm	1.4 (1.4)@	4.6 (4.6)	1.8 (1.0)	3.4 (3.7)
Eu	ND (0.2)	0.6 (0.8)	0.3 (ND)	0.4 (0.7)
Gd	1.0 (1.2)	4.6 (4.8)	1.7 (1.0)	3.4 (3.3)
Dy	1.2 (1.2)	4.8 (5.2)	1.6 (1.2)	3.2 (3.2)
Ho	.02^ (.01^)	0.8 (1.0)	0.3 (0.01^)	0.6 (0.6)
Er	.02^ (.01^)	2.4 (0.09^)	ND (ND)	0.01^ (0.7)
Yb	0.4 (0.4)	2.8 (2.8)	0.7 (0.4)	1.4 (1.5)
Lu	ND (ND)	0.2 (0.2)	ND (ND)	0.2 (0.2)
Σ ETR	35.8 (30.2)	119.6 (113.2)	40.1 (30.4)	76 (76.7)
Ce/Ce*	0.83 (0.75)	0.71 (0.82)	0.87 (^)	0.8 (0.81)
Ce _n	-.09 (-.09)	-.2 (-.18)	-.05 (-.05)	-.15 (-.12)
Eu/Eu*	- (0.14)@	0.55 (0.73)	0.74 (^)	0.51 (0.85)
La/Yb	1.17 (1.38)	1.0 (0.98)	0.97 (1.42)	1.06 (0.95)
Ce _M /Ce _L	0.16 (0.13)	0.5 (0.49)	0.18 (0.14)	0.33 (0.32)
Eu _M /Eu _L	ND (0.12)	0.37 (0.5)	0.19 (ND)	0.25 (0.43)
La _M /La _L	0.2 (0.16)	0.8 (0.78)	0.19 (0.16)	0.42 (0.4)
Yb _M /Yb _L	0.11 (0.11)	0.79 (0.79)	0.2 (0.11)	0.4 (0.42)
Gd _M /Gd _L	0.16 (0.19)	0.72 (0.76)	0.27 (0.16)	0.54 (0.52)
Pr _M /Pr _L	0.19 (0.2)	0.55 (0.42)	0.23 (^)	0.4 (0.4)
Sm _M /Sm _L	0.19 (0.19)	0.61 (0.61)	0.24 (0.13)	0.45 (0.49)
Ce*	0.2 (0.18)	0.68 (0.6)	0.21 (^)	0.41 (0.41)
Eu*	0.18 (0.19)	0.67 (0.69)	0.26 (0.15)	0.5 (0.51)

Tabla X-B.

ELEMENTO	MUESTRA 2 Total (Sol)	MUESTRA 3 Total (Sol)	MUESTRA 12 Total (Sol)	MUESTRA 14 Total (Sol)
La	5.6 (.49 [^])	5.3 (5.9)	2.5 (4.1)	2.7 (3.6)
Ce	6.4 (4.7)	6.6 (10.4)	2.9 (4.4)	2.3 (4.4)
Pr	.13 [^] (1.6)@	1.5 (1.6)	.01 [^] (1.4)@	.02 [^] (0.8)
Nd	.04 [^] (0.4)	2.7 (4.7)	0.2 [^] (.13 [^])	.01 [^] (.02 [^])
Sm	0.9 (1.1)@	0.9 (0.8)@	0.7 (0.8)	.05 [^] (0.9)@
Eu	ND (ND)	0.2 (0.1)	0.8 (ND)	0.1@ (ND)
Gd	1.1 (1.1)	1.4 (1.1)	.08 [^] (.07 [^])	0.4 (0.4)@
Dy	1.2 (0.6)	1.4 (1.1)	0.5 (1.0)	.05 [^] (0.8)
Ho	.01 [^] (.01 [^])	0.2 (0.2)	0.1 (0.1)	0.1 (ND)
Er	ND (ND)	ND (0.4)	0.8@ (ND)	ND (ND)
Yb	0.2 (0.2)	0.6 (0.5)	0.3 (0.4)	0.02 [^] (0.2)
Lu	ND (ND)	ND (ND)	ND (ND)	ND (ND)
Σ ETR	17.2 (14.7)	20.8 (26.8)	10.7 (14.2)	7 (11.3)
Ce/Ce*	[^] ([^])	0.5 (0.87)	[^] (0.42)	[^] ([^])
Ce _n	-.24 ([^])	-.21 (-.27)	-.29 (-.28)	[^] (-.25@)
Eu/Eu*	[^] ([^])	0.71 (0.43@)	[^] ([^])	[^] ([^])
La/Yb	2.4 ([^])	0.76 (1.02)	0.76 (0.86)	[^] (1.54)
Ce _M /Ce _L	0.08 (0.6)	0.08 (0.13)	0.03 (0.05)	0.03 (0.03)
Eu _M /Eu _L	ND (ND)	0.12 (0.06)	0.5 (ND)	0.06 (ND)
La _M /La _L	0.14 ([^])	0.16 (0.14)	0.06 (0.1)	0.07 (0.09)
Yb _M /Yb _L	0.06 (0.06)	0.17 (0.14)	0.08 (0.11)	0.06 (0.06)
Gd _M /Gd _L	0.17 (0.17)	0.22 (0.17)	[^] ([^])	0.06 (0.06)
Pr _M /Pr _L	[^] (0.16)	0.15 (0.16)	[^] (0.14)	[^] (0.08)
Sm _M /Sm _L	0.12 (0.15)	0.12 (0.1)	0.09 (0.1)	[^] (0.12)
Ce*	[^] ([^])	0.16 (0.15)	[^] (0.12)	[^] (0.09)
Eu*	0.15 (0.16)	0.17 (0.14)	[^] ([^])	[^] (0.08)

Tabla X-C.

ELEMENTO	CONCENTRADO PELETAL (Sol)	CONCRECIONES Y AGREGADOS (Sol)	LUTITAS INTER. (Piper ,1974)
La	42.2	10.0	41.0
Ce	46.6	12.0	83.0
Pr	12.0	2,0	10.1
Nd	25.0	0.17^	38.0
Sm	11.4	0.03^	7.5
Eu	1.8	ND	1.61
Gd	12.2	1.0@	6.35
Dy	13.0	1.2	5.5
Ho	3.0	0.2	1.34
Er	0.34^	0.02^	3.75
Yb	7.6	0.8	3.53
Lu	0.8	ND	0.61
Σ ETR	182.4	31.6	202.29
Ce/Ce*	0.50	0.55	1.00
Ce _n	-0.3	^	0.00
Eu/Eu*	0.65	^	1.00
La/Yb	0.48	0.93	1.00
Ce _M /Ce _L	0.56	0.12	1.00
Eu _m /Eu _L	1.12	ND	1.00
La _M /La _L	1.03	0.24	1.00
Yb _M /Yb _L	2.15	0.23	1.00
Gd _M /Gd _L	1.92	0.16	1.00
Pr _M /Pr _L	1.19	0.2	1.00
Sm _M /Sm _L	1.52	^	1.00
Ce*	1.11	0.22	1.00
Eu*	1.72	^	1.00

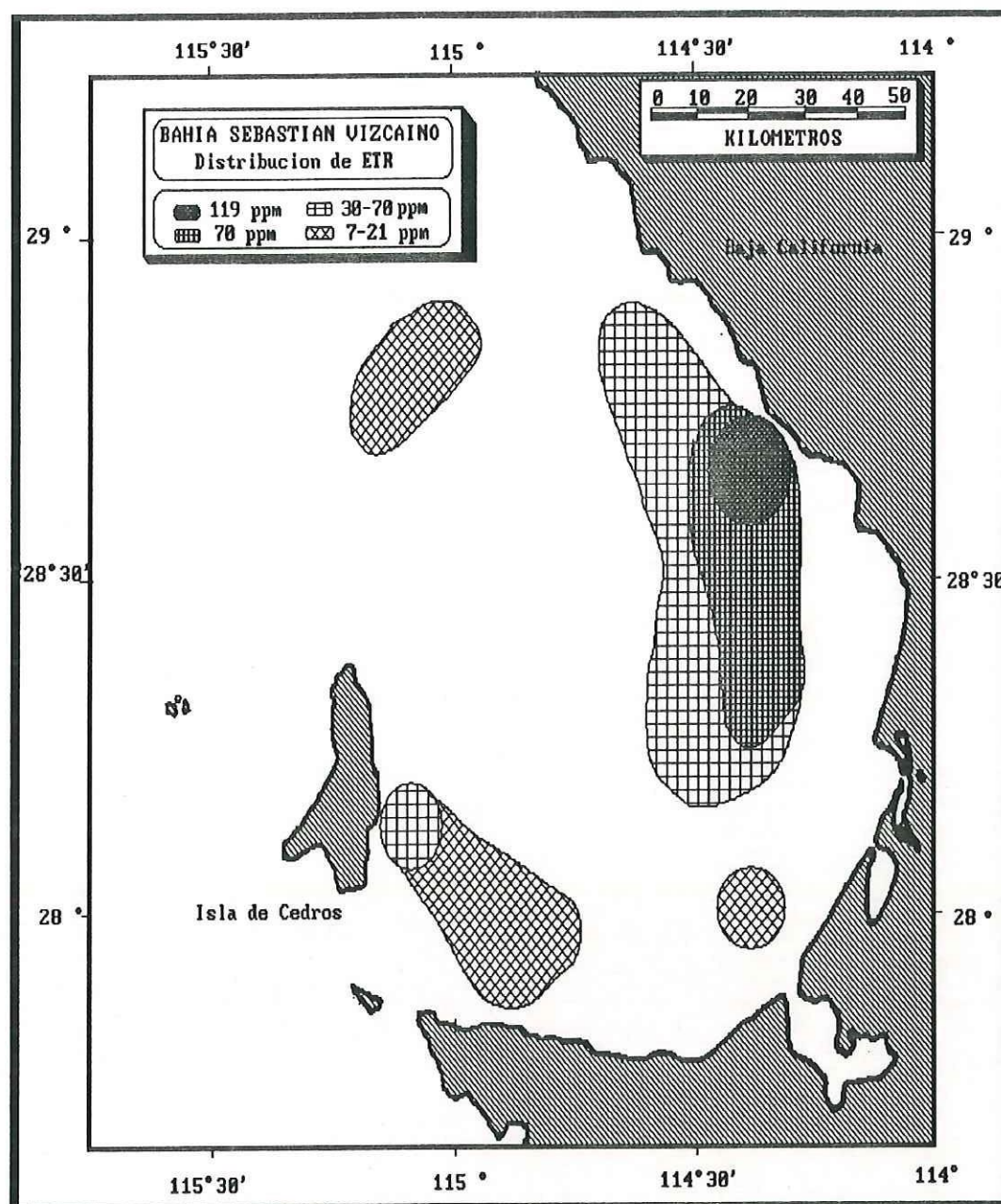
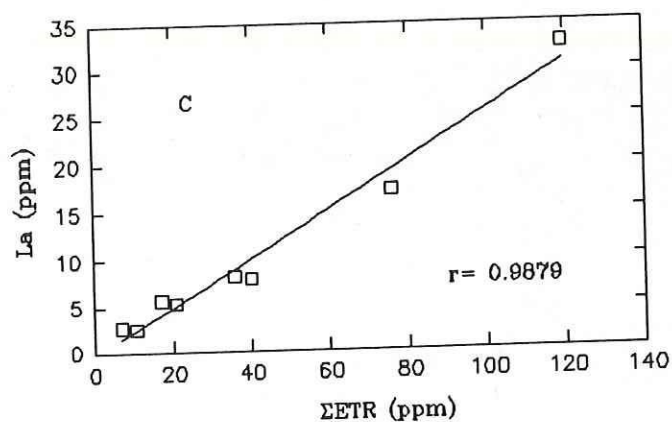
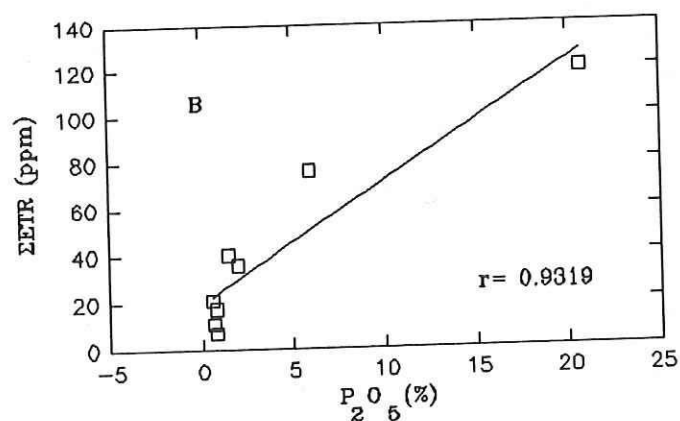
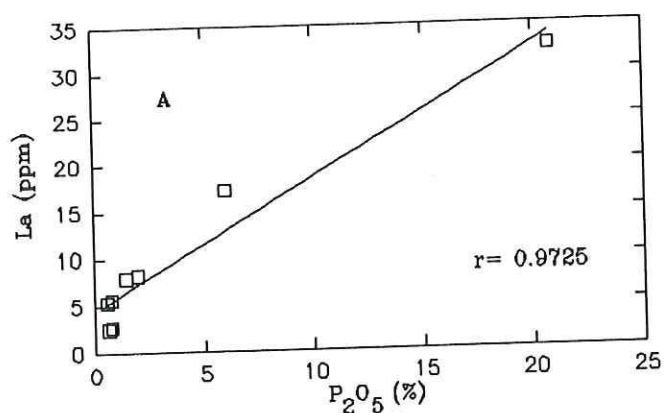


Figura 14.- Distribución espacial de la abundancia de ETR en la fracción total de los sedimentos de Bahía Vizcaino. Los valores de ETR se determinaron considerando a la Σ ETR de cada muestra en particular.



Figuras 15. (A) Relación entre el contenido de ETR y la concentración de fosfatos en los sedimentos fosfáticos ($P_2O_5 > 1\%$). En este caso se usa la concentración de La como indicador directo de la concentración de ETR en los sedimentos, de acuerdo a (Piper, 1991), (B) P_2O_5 Vs. ETR y (C) ETR Vs. La.

4. DISCUSIONES.

4.1. SEDIMENTOLOGIA COMPOSICIONAL.

En la costa oriental de Bahía Vizcaino existen dos tipos de ocurrencias fosfáticas. La primera de ellas se debe a la presencia de pelets fosfáticos (en las muestras 7, 8, 15 y 16). La segunda, se debe a que la muestra número 8, la cual además de poseer pelets, contiene agregados peletales y concreciones fosfáticas, en el intervalo de tamaño de grano de los guijarros (-2.5 a 0.5ϕ). Mediante observaciones visuales, se reconoció que en los tamaños arenas de todas las muestras anteriormente mencionadas, los pelets fosfáticos de los sedimentos colectados en el extremo oriental de la bahía, son los responsables de las concentraciones de fosfato superiores al 1% (Ver Tablas VII, VIII, IX).

En todas las muestras peletales existe una estrecha relación entre el tamaño de grano y el contenido de fosfato (Fig. 16). Esta relación es más evidente en la muestra 8, en donde la concentración de fosfato decrece desde los tamaños de grano más gruesos hasta un mínimo en los limos y arcillas. Lo mismo ocurre en las muestras 15 y 7 pero solo a partir de los tamaños de grano de 2 a 3 ϕ .

Los pelets aquí estudiados, son muy similares a los encontrados por D'Anglejan (1967) en Bahía Santo Domingo,

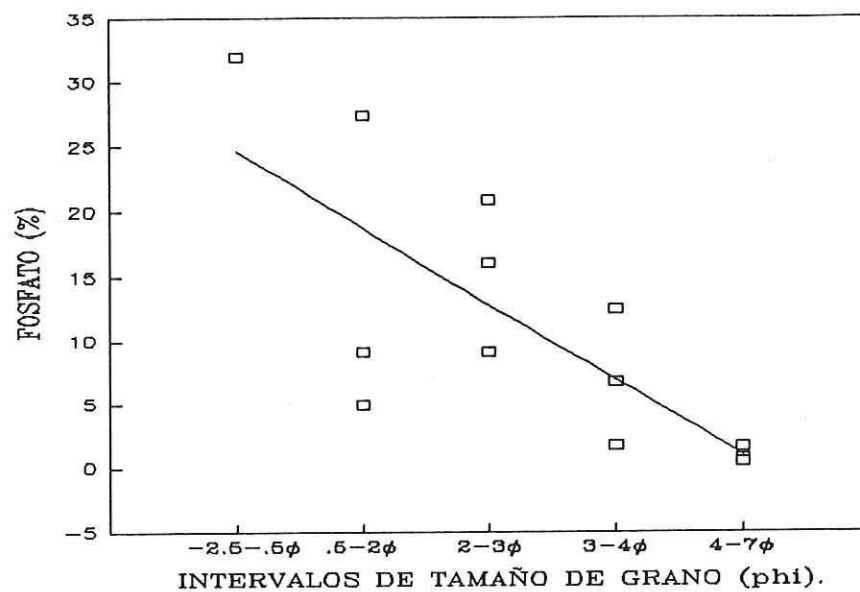


Figura 16.- Relación entre el contenido de fosfato y los intervalos de tamaño de grano de las muestras fosfático-peletales 7, 8 y 15.

B.C.S. y por Baker y Burnett (1988) en el margen continental del Perú. Si bien las similitudes radican en la distribución textural de los pelets en el sedimento, el recubrimiento negro de origen orgánico de éstos y su relación con zonas de intensa surgencia costera; tanto los sedimentos de las muestras peletales de Bahía Vizcaino, como los de la Plataforma del Perú, y a diferencia de los de Santo Domingo, son inmaduros texturalmente y de pobre a muy pobremente clasificados (Tabla V). Esto último indica un bajo retrabajamiento selectivo de los sedimentos por acción del oleaje y/o corrientes de fondo. Si bien la muestra 8 contiene, al igual que las muestras 7, 15 y 16, un alto porcentaje de pelets, su mayor portador de fosfato son los agregados peletales, concreciones fosfáticas, caliza fosfática foraminiférica y fragmentos elongados de huesos en los tamaños de grano más gruesos. Por el carácter bimodal de la muestra 8, por su alto contenido de material alóctono fragmentado (pedacería muy angulosa de concreciones y agregados fosfáticos) y por el alto contenido de detritos terrígenos (principalmente cuarzo subanguloso en la fracción limosa) y guijarros de andesita, se deduce un origen erosivo de esta muestra. Esta explicación es apoyada por la cercanía de la cuenca de drenaje del Arroyo San Andrés a la zona costera adyacente, en la costa oriental de la Bahía.

Un punto de especial interés, es la coexistencia de dos diferentes fases fosfáticas, autigénica (pelets) y diagenética (agregados peletales, concreciones y caliza fosfática foraminiférica) en los sedimentos de la muestra 8. Los componentes diagenéticos, son los mayores portadores de fósforo (27.5%) y no tienen similitudes en el resto de las estaciones de muestreo.

En base a los contenidos de P_2O_5 , carbón orgánico, CO_3 y la moda de las muestras analizadas, se observan tres tipos de asociaciones entre los sedimentos. Lo anterior se deduce a partir de un dendrograma obtenido mediante análisis de grupos (cluster modo-Q, muestra Vs. muestra) en la Figura 17. Dicho dendrograma agrupa tres diferentes facies sedimentarias: Facies A está representada por sedimentos peletales y concrecionales, muy ricos en P_2O_5 y ETR de la muestra 8; Facies B agrupa a los sedimentos pobres en P_2O_5 , carbón orgánico, CO_3 y ETR, con los tamaños de grano menos finos (muestras 1, 2, 3, 5, 6, 9, 10, 11, 13 y 14); y Facies C la cual agrupa a los sedimentos calcáreos ricos en C orgánico en sedimentos muy finos y con frecuente presencia de pelets fosfáticos (muestras 4, 7, 12, 15 y 16) (Tabla XI y Fig. 18).

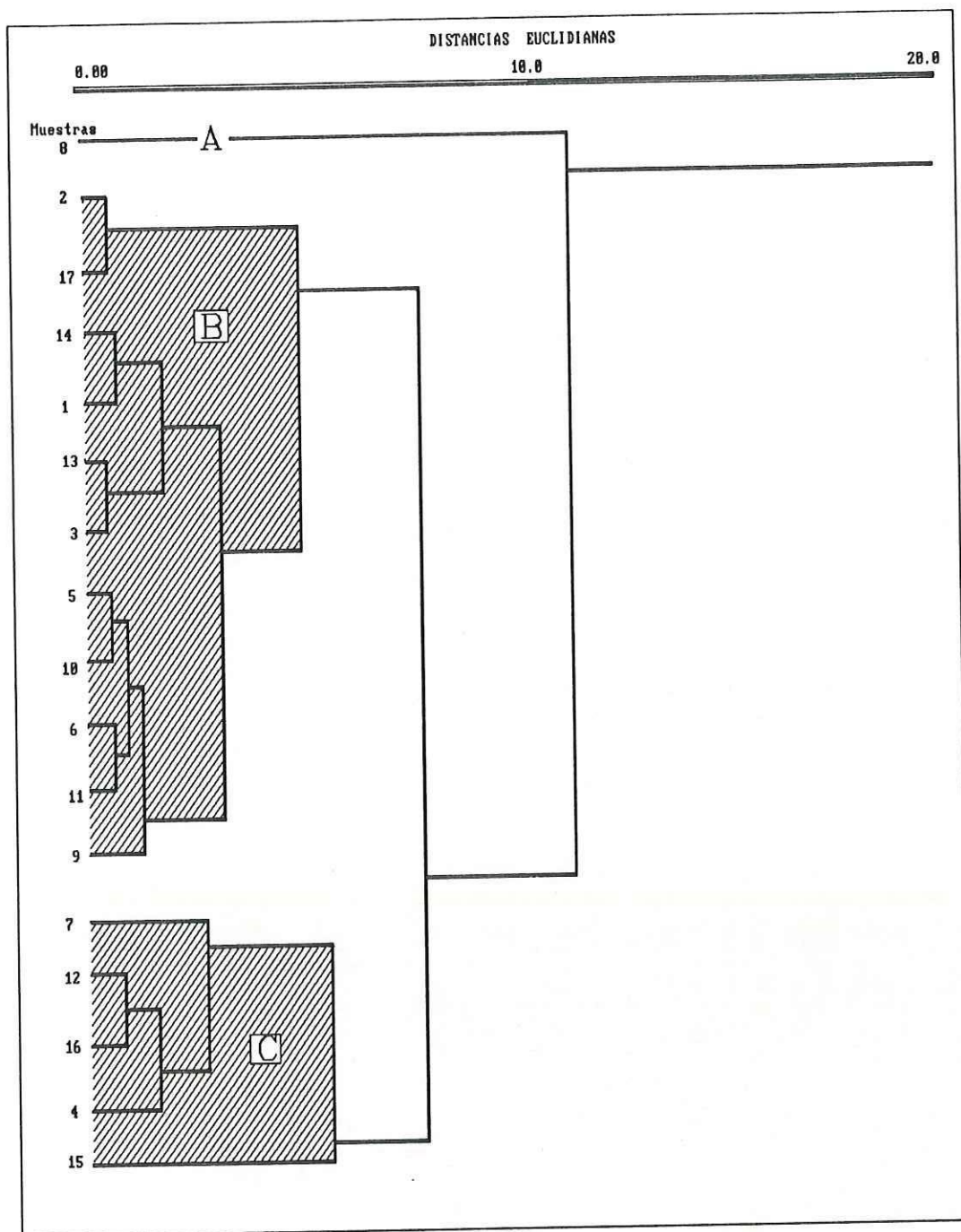


Figura 17.- Dendrograma a partir del análisis de grupos modo-Q (muestra Vs. muestra, distancias métricas euclidianas, vecino promedio), utilizando los parámetros de P_2O_5 , CO_3 , carbón orgánico y moda del sedimento de cada una de las muestras.

Tabla XI.- Características sedimentológicas y geoquímicas de las diferentes Facies (A, B y C) determinadas por análisis de grupos en modo-Q (se incluyen los valores de Σ ETR para cada Facies). El dendrograma se presenta en la Fig. 17 y la distribución espacial de las diferentes Facies obtenidas por este procedimiento se presenta en la Fig. 18.

(GRUPO) MUESTRA	MODA (ϕ)	P ₂ O ₅ (%)	CO ₃ (%)	C org. (%)	Σ ETR (ppm)
(A): 8	4	20.75	14.12	1.42	119.6
(B): 2, 3, 5, 6, 10, 11, 13, 14, 17.	3.68	0.60	11.18	1.02	22.35
(C): 4, 7, 12, 15 , 16.	4.1	1.994	25.68	1.87	40.83

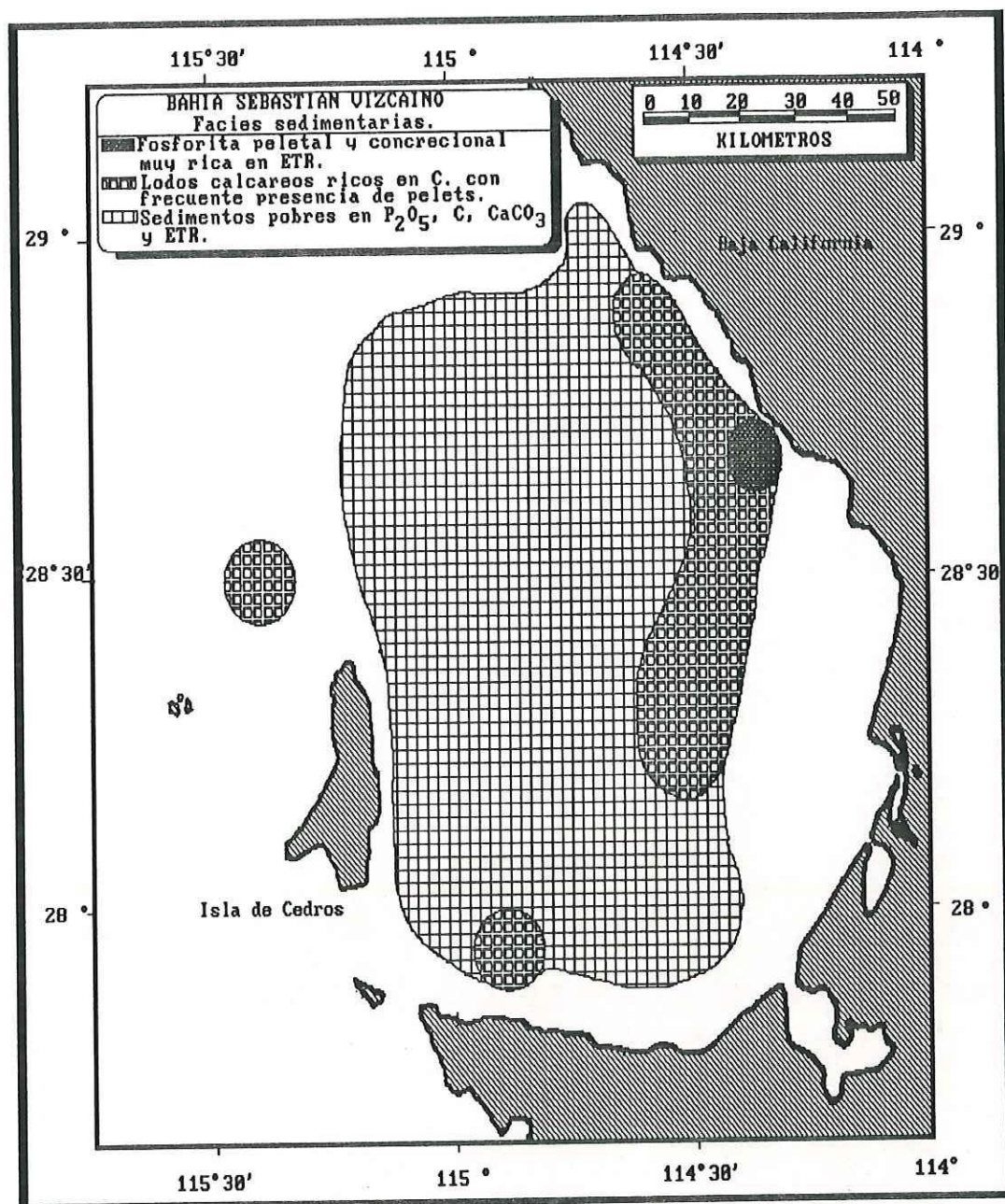


Figura 18.- Distribución de las facies sedimentarias obtenidas por análisis de grupos en modo-Q (distancias métricas euclidianas, vecino promedio). La agrupación esta hecha en base a la covariación de carbón orgánico, CO_3 , P_2O_5 y la moda de las muestras.

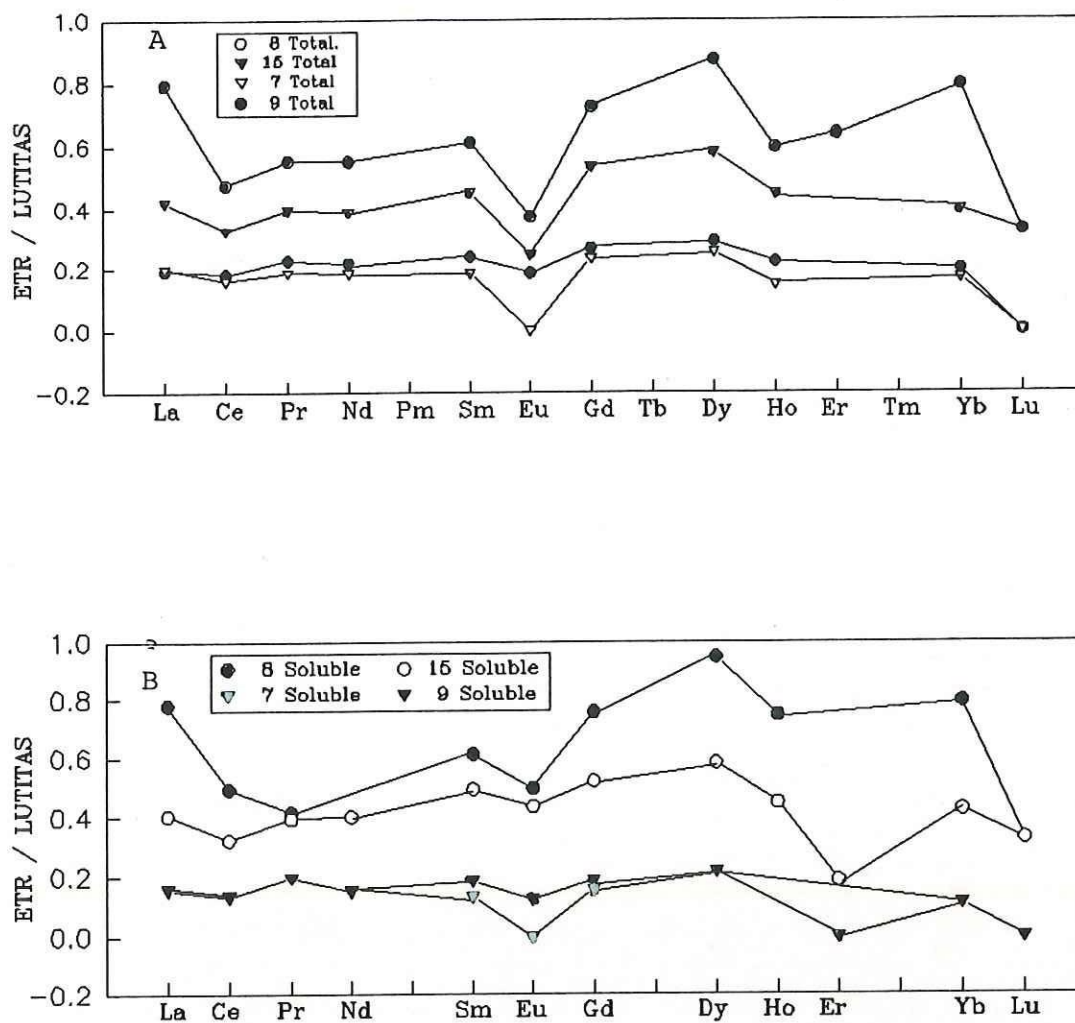
4.2. GEOQUIMICA DE ETR EN FOSFORITAS.

Un panorama complementario a la génesis y proveniencia de las fosforitas, es su contenido y patrón de distribución de ETR. La concentración de cada uno de los elementos de tierras raras, tanto en las fracciones fosfáticas (solubles en HCl al 10%) como en las totales (solubles en agua regia invertida) de los sedimentos, las anomalías de Eu y Ce y el enriquecimiento en ETR pesados (ETRP), se muestran en las (Tablas XI-A, B y C). Los procedimientos de los cálculos se dan en la sección 2.3.3.3 de la metodología y en las (Tablas XI-A, B y C). En base a los resultados presentados en las tablas anteriormente mencionadas y considerando las proporciones relativas de fosfatos Vs. fracciones no fosfáticas, se encontró que no existen diferencias considerables entre el contenido de ETR de la fracción fosfática y la total de las muestras, por lo que seguramente la mayor parte de los ETR de las muestras proviene de los fosfatos y de los carbonatos de calcio, que también fueron puestos en solución con el ácido.

El patrón de distribución normalizado de los ETR en la fracción total de las muestras 7, 8, 9 y 15 (cuyo contenido de P_2O_5 es mayor al 1%), es muy similar en todas ellas, con excepción de la muestra no peletal 9, la cual no muestra una anomalía de Eu de manera clara (Fig. 19 A). Todas estas

muestras, presentan en común una anomalía negativa de Eu, expresada por la razón Eu/Eu^* , con valores de 0.5, 0.55 y 0.73 en las fracciones totales de las muestras 15, 8, y 9 respectivamente. Sin embargo, en la fracción total de la muestra 7, esta razón no puede ser determinada porque el Eu no fue detectado. Comparando los valores de las anomalías de Eu (Eu/Eu^*) entre las muestras ricas en pelets (muestras 7, 8, y 15) y la no peletal (muestra 9), se observa que los valores para esta última ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.73$) muestran anomalías menos pronunciadas en sus fracciones totales. Para las fracciones fosfáticas de las mismas muestras, las anomalías de Eu/Eu^* son: 0.72 en la muestra 8, 0.84 en la muestra 15 y 0.73 en la muestra 7. Comparando las anomalías de Eu/Eu^* en la fracción total (Fig. 19 A) y soluble (Fig. 19 B), se observa que existe una anomalía mas pronunciada en la fracción total, lo cual nos sugiere que esta anomalía no está controlada por los fosfatos, sino que fue adquirida por estos últimos a partir de fracciones detríticas menos solubles.

Elderfield y Greaves (1982), encontraron una prominente anomalía negativa de Eu exclusiva de las aguas superficiales del Océano Atlántico, la cual se atribuye al aporte eólico de aerosoles provenientes del Sahara, portadores a su vez de una marcada anomalía negativa de Eu. Dicha anomalía fue notada también por McArthur y Walsh (1984) en calizas fosfáticas de



Figuras 19 A y B.- Distribución normalizada a lutitas de los ETR de las muestras 7, 8, 9 y 15 de las fracciones totales y solubles respectivamente.

"Aghulas Bank" (Africa occidental). Estos autores sugieren que los ETR pudieron haber sido incorporados directamente de aguas someras con dicho patrón. La anomalía negativa de Eu se presenta también en fosforitas nodulares silíceas de la Plataforma Ica (Perú) recuperadas de una secuencia clástica intermareal, en aguas muy someras (Fig. 20 A) (McArthur y Walsh).

En todos los sedimentos fosfatados de Bahía Vizcaino existen anomalías de Ce (Ce/Ce^* y Ce_n) ligeramente negativas, siendo éstas muy similares para ambas fracciones. El valor más negativo lo presentan las muestras 8 en su fracción total ($Ce/Ce^* = 0.74$ y $Ce_n = -0.2$) y la 15 en su fracción total ($Ce/Ce^* = 0.8$ y $Ce_n = -0.15$).

Bajo condiciones oxidantes, el Ce es capaz de cambiar su estado de oxidación de Ce (III) a Ce (IV) en el ambiente marino (Goldberg, 1963). De ahí que los sedimentos que hayan incorporado sus ETR bajo condiciones oxidantes, posean una anomalía negativa muy marcada de Ce al igual que el agua de mar. En los sedimentos de la bahía se observa que las anomalías de Ce no son pronunciadas, por lo que asumimos que los ETR representativos de la fracción total no fueron incorporados preferentemente del agua de mar sino de los detritos y arcillas asociados al sedimento. Una posible explicación a esto la da Piper (1991) al argumentar que,

dentro de la zona fótica del ambiente marino nerítico, las anomalías débiles de Ce pueden deberse al resultado de algún aporte continental, por ejemplo fluvial, ya que los ríos tienen una anomalía de Ce similar a la de las lutitas (Elderfield y Greaves, 1983).

Los valores de enriquecimiento de los ETRP (pesados) con respecto a los ETRL (ligeros), la razón La/Yb calculada en la Tabla X-A), en la fracción total de los sedimentos fosfáticos es muy cercana a la unidad. Esto indica que no existe un enriquecimiento de ETRP. Sin embargo, sí se presenta un enriquecimiento de ETRL en la muestra 7 fracción soluble, con valores de $La/Yb = 1.38$ y en la muestra 9 fracción soluble con valores de 1.42.

Debido a que el valor de enriquecimiento ($La/Yb = 0.48$) del concentrado peletal es muy bajo, el enriquecimiento de ETRL en la muestra peletal 7 no puede ser atribuible al contenido de pelets en ella, sino que pudo deberse al desprendimiento prematuro del Yb en la columna cromatográfica.

Los ETR en los pelets fosfáticos presentan una anomalía negativa de $Eu/Eu^* = 0.65$, la cual, como ya se mencionó anteriormente, puede deberse a la influencia de los ETR de detritos asociados. Los pelets muestran una fuerte depleción de ETRL ($La/Yb = 0.48$), siendo este valor el más bajo de todas

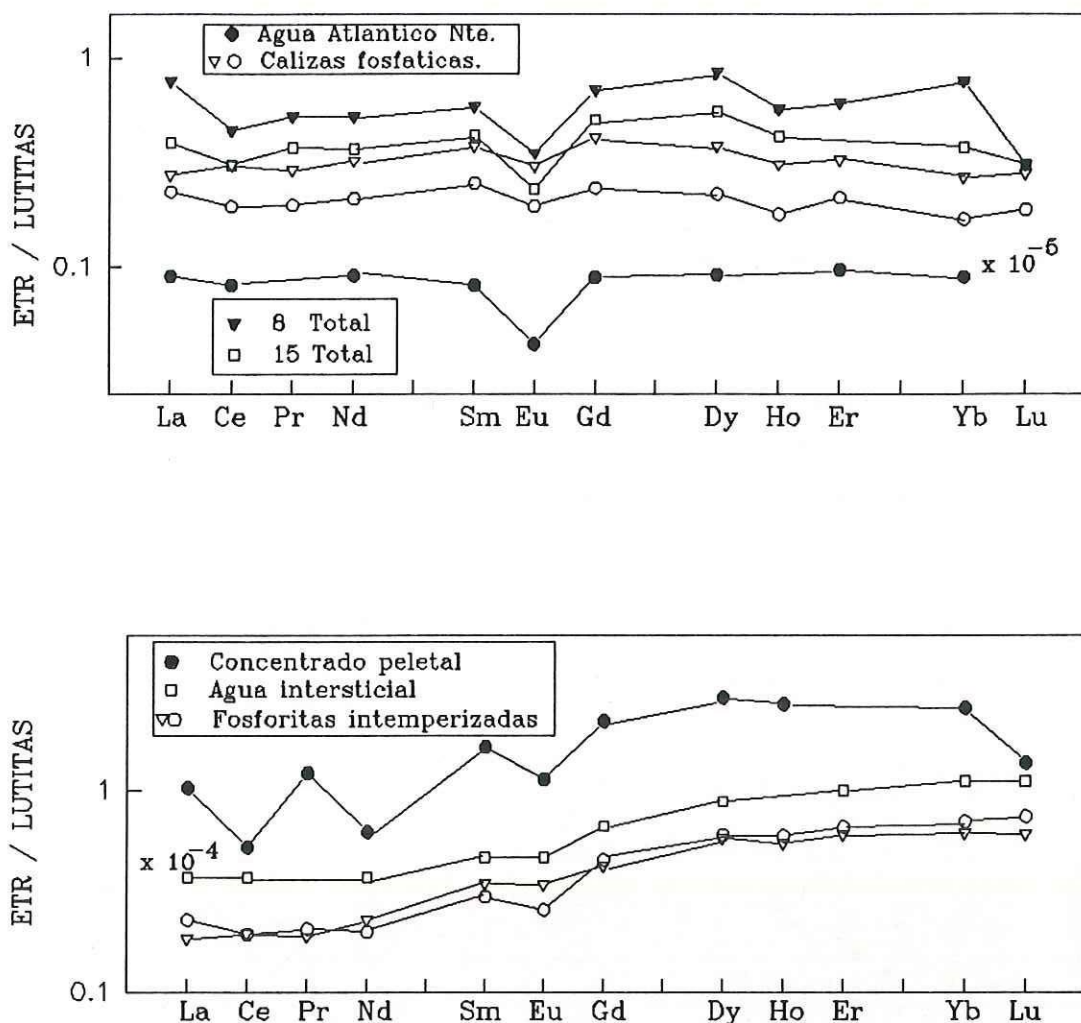
las muestras analizadas. Dicho empobrecimiento de ETRL y las anomalías negativas de europio se han encontrado también en las aguas intersticiales de sedimentos costeros reductores (Elderfield y Sholkovitz, 1987). A diferencia del patrón de distribución de los ETRP de los pelets, los ETRL presentan un patrón irregular en forma de dientes de sierra (Fig. 20 B). La anomalía de Ce ($Ce/Ce^* = 0.5$ y $Ce_n = -0.3$) es mucho más negativa que en cualquiera de las muestras fosfáticas, lo cual sugiere que los pelets fosfáticos estuvieron expuestos en algún período de su historia depositacional, a condiciones oxidantes.

El concentrado peletal, además de ser más ricos en ETR, poseen un patrón de distribución único en la bahía. Su baja razón La/Yb y el patrón de dientes de sierra de los ETRL son muy similares a las distribuciones de ETR de muestras intemperizadas de una fosforita siliceo-nodular de Africa del Sur y de la plataforma continental del Perú (McArthur y Walsh 1984). En ambas localidades, las fosforitas están deplecionadas en ETRL (Fig. 20 B). Este comportamiento puede ser explicado por la remoción preferencial de los ETRL antes que los ETRP, por su menor radio iónico (Piper, 1974).

A pesar de que los agregados peletales y concreciones fosfáticas de la muestra 8 contienen las mayores concentraciones de P_2O_5 , éstos son muy pobres en ETR y su

patrón de distribución de ETR normalizado es muy aplanado (Fig. 21). Si bien presenta una anomalía de $Ce/Ce^* = 0.55$, lo cual indica su incorporación en un medio oxidante, la razón $La/Yb = 0.93$ y no difiere mayormente de una caliza fosfática intermareal de "Aghulas Bank" (Fig. 21), la cual podría indicar una remoción de ETR por procesos intempéricos.

En las figuras 22 y 23 se presenta la distribución de los ETR normalizados de las muestras no fosfáticas 2 y 3 en sus fracciones total y soluble respectivamente. Debido al gran número de mediciones cuyo coeficiente de variación fue mayor al 20% (las cuales fueron eliminadas de los cálculos), fue necesario interpolar los datos faltantes. Ambas muestras son muy pobres en ETR y su distribución normalizada tiende a ser plana. Las anomalías de Ce_n , tienden a ser más negativas que las de las muestras fosfáticas. La razón de La/Yb de la muestra 2 fracción total es de 2.4, lo cual implica un empobrecimiento de ETRP. Dicha depleción es única en el presente trabajo y puede deberse a un error analítico.



Figuras 20.- (A) Comparación entre la distribución de ETR entre las muestras 8 y 15, con agua superficial del Atlántico Norte (Elderfield y Greaves, 1982) y calizas fosfáticas. (B) Comparación entre la distribución de ETR del concentrado peletal con fosforitas intemperizadas (McArthur y Walsh, 1984) y agua intersticial (Elderfield y Sholkovitz, 1987).

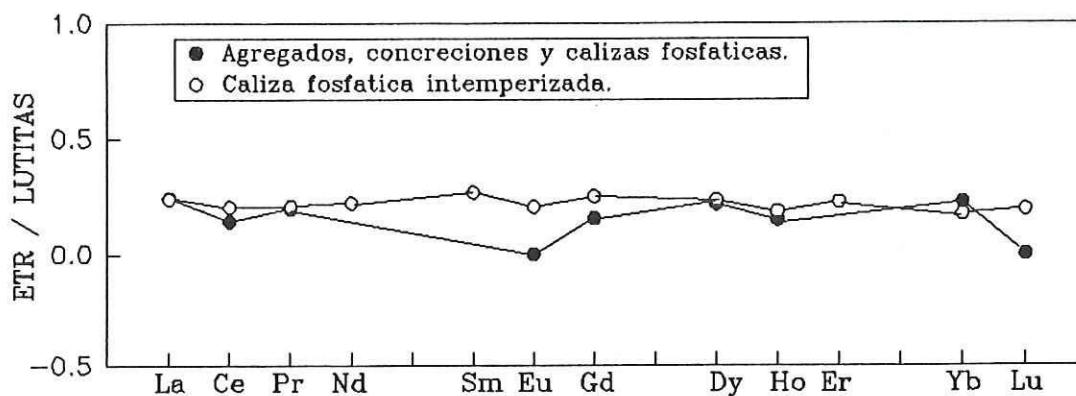


Figura 21. Comparación de la distribución de ETR entre los guijarros fosfáticos y una caliza fosfática intermareal (McArthur y Walsh, 1984).

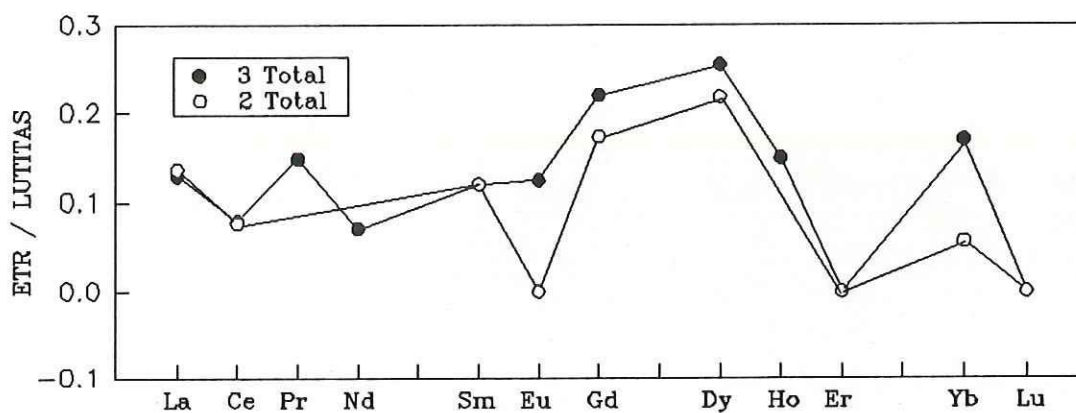


Figura 22. Distribución normalizada a lutitas de los ETR de la fracción total de las muestras 2 y 3.

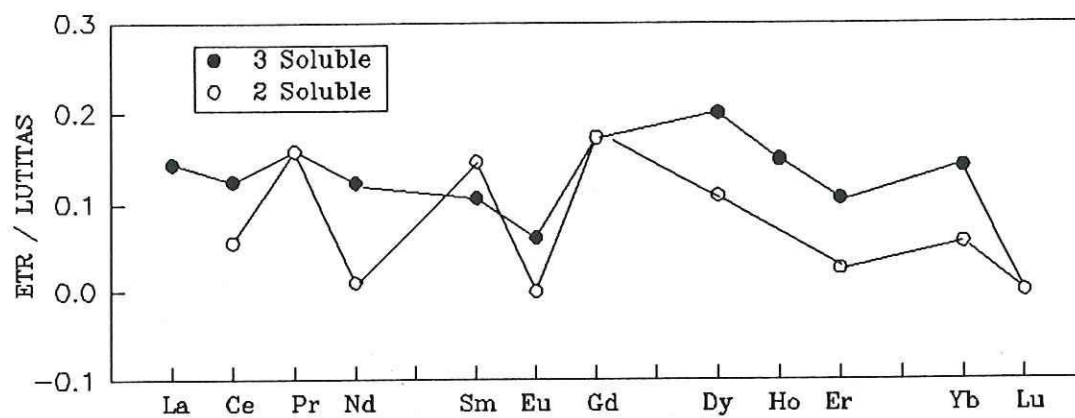


Figura 23. Distribución normalizada a lutitas de los ETR de la fracción soluble de las muestras 2 y 3.

5. CONCLUSIONES.

Se localizó un depósito submarino de fosforitas en la costa oriental de Bahía Vizcaino, a 70 metros de profundidad, el cual no ha sido reportado con anterioridad. Dicho depósito contiene una concentración de 32% de P_2O_5 en los intervalos de tamaño de grano de -2.5ϕ a 0.5ϕ , además de pelets fosfáticos con 11.25% de P_2O_5 en los tamaños de grano más finos (1ϕ a 3ϕ). El peso de los sedimentos de los intervalos de tamaño de grano (-2.5ϕ a 0.5ϕ , tamaño guijarros), equivale al 45.64% del total de la muestra colectada. Debido a la alta concentración de P_2O_5 en los tamaños de grano más gruesos, este depósito es económicamente atractivo. En cambio, por las concentraciones relativamente bajas de ETR ($\Sigma ETR = 31.6$ ppm), éstos no presentan un atractivo económico como un posible subproducto del P_2O_5 .

Debido a su patrón empobrecido de ETR y a sus características texturales, como granos gruesos subangulosos y la bimodalidad del depósito, se concluye que los agregados peletales, concreciones fosfáticas y calizas fosfatizadas diagenéticamente son de carácter alóctono. Estos fueron probablemente transportados a través de una cuenca fluvial hasta el lugar en donde se encuentran actualmente. Siendo posteriormente empobrecidos en ETR durante procesos erosivos

y/o diagenéticos.

Los pelets fosfáticos, sin embargo parecen haberse formado *in situ* en las aguas intersticiales anóxicas de sedimentos ricos en carbón orgánico. De estas aguas los pelets, incorporaron durante su período de formación, altas concentraciones de ETR con un patrón de distribución normalizado enriquecido en ETRP relativo a los ETRL. En algún momento de su historia depositacional, los pelets posiblemente estuvieron expuestos a procesos de intemperismo por cambios en el nivel del mar, alterando el patrón de distribución de ETR, al deplecionar a los ETRL aun más. Así mismo, durante este período de intemperismo, las condiciones óxicas prevalecientes provocaron una marcada depleción de Ce en los pelets, dando lugar a una anomalía negativa de este elemento. Por último, durante este tiempo, los pelets parecen haber incorporado la anomalía negativa de Eu a partir de los detritos acarreados a la cuenca sedimentaria por aportes tanto eólicos y como fluviales.

Si bien la fracción soluble en HCl al 10% (fosfática) de los sedimentos es la principal responsable del relativamente alto contenido de ETR en las muestras, esta fracción refleja patrones de distribución y anomalías semejantes a los encontrados en las fracciones totales. Dichos patrones no concuerdan en lo absoluto con los de los pelets fosfáticos,

los cuales son los principales portadores de ETR y de P_2O_5 . De ésto se puede concluir que: (1) El enriquecimiento de ETR en los sedimentos fosfáticos depende de la concentración de pelets y (2) las anomalías de Eu y patrones de distribución de ETR en las fracciones solubles, se debe a la incorporación de dichas propiedades a partir de detritos terrígenos sedimentados en la bahía.

6. BIBLIOGRAFIA:

Altschuler, Z.S., Berman, S. and Cutitis, F. 1967. Rare earths in phosphorites- geochemistry and potential recovery, U.S. Geological Survey, Prof. Pap., 575-B, 1-9.

Altschuler, Z.S. 1980. The geochemistry of trace elements in marine phosphorites, 1. Characteristic abundances and enrichment, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 29:19-30.

Ames, L.L. 1959. The genesis of carbonate apatite, Econ. Geol., 54:829-841.

Aschman, H. 1959. The central desert of Baja California: Demography and Ecology, University of Calif. Press. Berkeley, Calif, 315pp.

Baker, K.B. y Burnett, W.C. 1988. Distribution, texture and composition of modern phosphate pellets in Peru shell muds. En: Burnett W.C. y Froehlich P.N. (Eds.), The Origin of Marine Phosphorite, The Results of the R.V. Robert D. Conrad Cruise 23-06 to the Peru Shelf, Marine Geol. Spec. Pub. 80, pp195-214.

- Balashov, Yu. A. y Khitrov, L.M. 1961. Distribution of Rare Earths in the waters of the Indian Ocean, *Geochim. Int.*, 9:877-890.
- Bascomb, C.L. 1961. A calcimeter for routine use on soil samples, *Chemical Industry*, 45:18-26.
- Baturin, G.N. 1978. Phosphorites on the Sea Floor: Origin, composition, and distribution. In: *Developments in Sedimentology* 33, Elsevier, 343pp.
- Bender, M., Broecker, W., Gornitz, V., Kay, R., Sun, S. y Biscoye, P. 1971. Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise, *Earth Planet Sci. Let.*, 12:425-433.
- Bentor, Y.K. 1980. Phosphorites- the unsolved problems, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication*, 29:3-18.
- Birch, G.T. 1980. A model of penecontemporaneous phosphatization by diagenetic mechanisms from western margin Southern Africa, *SEPM Special Pub.*, 29:79-100.

Burnett, W.C. y Roe K.K. 1983. Upwelling and phosphorite formation in the ocean. En: Suess y Thiede (Eds.), Coastal Upwelling, its Sediment Record, Part A, Plenum Press, pp 377-397.

Bushinsky, G.I. 1963. The shallow water nature of phosphorite deposits and their genesis. In: Delta and shallow marine deposits, Izd. Akad. Nauk. SSSR, Moscow.

Carranza, A., Rosales, L., Ruiz, E. y Santiago, S. 1989. Investigations of phosphate deposits in the Gulf of Tehuantepec, México, Marine Mining, 8:317-323.

D'Anglejan, B.F. 1967. Origin of marine phosphorites off Baja California, México, Marine Geology, 5:15-19.

D'Anglejan, B.F. 1968. Phosphate diagenesis of carbonate sediments as a mode of in situ formation of marine phosphorites: Observation in a core from the Eastern Pacific, Canadian Journal of Earth Sciences, 5:81-87.

Elderfield, H. 1988. The oceanic chemistry of the rare-earth elements, Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. 325A, 105-126.

Elderfield, H. y Greaves, M.J. 1982. The rare earth elemnts in sea water, *Nature*, 296:214-219.

Elderfield, H. y Sholkovitz, E.R. 1987. Rare earth in the pore waters of reducing nearshore sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 82: 280-288.

Froehlich, P.N., Dander, M.L., Luetdtke, N.A., Heath, G.R. y Devries, T.J. 1982. The marine phosphorus cycle, *Am. J. Sci.* 282:474-511.

Galehouse, J.S. 1971. Sedimentation analysis. En: Robert Carver (Ed.) *Procedures in Sedimentary Petrology*, Wiley-Interscience, pp 69-94.

Gaudette, H.E., Flight, W.R., Toner, L. y Folger, D.W. 1974. An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments, *J. Sed. Petrol.* 44(1):249-253.

Goldberg, E.D., Koide, M., Schmitt, R.A. y Smith, R.H. 1963. Rare earth distributions in the marine enviroment, *J. Geophys. Research.*, 68: 4209-4217.

Gorsline D.S. 1957. The relation of botton sediment type to water motion: Sebastian Viscaino Bay, Baja California, Mexico, *Revue de Geographie Physique et de Geologie dynamique*, I(2):83-92.

Helenes, J. 1984. Dinofagellates from Cretaceous to Early Tertiary Rocks of the Sebastián Vizcaino Basin, Baja California, México. En: F. Virgil Jr, (Ed.), *Geology of the Baja California Península, Pacific Section, SEPM*, 39: 89-106.

Henderson, P. 1984. General Geochemical Properties and Abundances of the Rare Earth Elements. En: Henderson, P. (ed), *Rare Earth Elements Geochemistry. Devel. in Geochem., Vol. 2*, Elsevier Pub.

Ingram, R.L. 1971. Sieve Analysis. En: Robert Carver (Ed.) *Procedures in Sedimentary Petrology*, Wiley-Interscience, pp.49-68.

Jahnke, R.A., Emerson, S.R., Roe, K.K. y Burnett, W.C. 1982. The present day formation of apatite in Mexican continental margin sediments, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 47:259-266.

- Jarvis, I. y Jarvis, K.E. 1985. Rare Earth Element geochemistry of standard sediments: A study using inductively coupled plasma spectrometry, *Chemical Geology*, 53(1985)335-344.
- Kennett, Y. 1982. *Marine Geology*, Prentice Hall, 813 pp.
- Kolodny, Y. 1983. Phosphorites, En: Emiliani C. (Ed), *The Sea*, Vol.7, Wiley, New York, pp. 981-1023.
- Kozakov, A.V. 1937. The chemical nature of the phosphatic material in phosphorites and their genesis, *Tr. NIVIF*, No.139.
- McArthur, J.M. y Walsh, J.N. 1984. Rare earth geochemistry of phosphorites, *Chemical Geology*, 47: 191-220.
- Murray, R.W., Buchholtz, M.R., Gerlac, D.C., Price, G. y Jones, D. 1992. Rare earth major and trace element composition of the Monterey and DSDP chert and associated host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis, *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 56: 2657-2671.
- Piper, D.Z. 1974. Rare earth elements in the sedimentary cycle, *Chemical Geology*, 14:285-304.

- Piper, D.Z. 1991. Geochemistry of a tertiary sedimentary phosphate deposit: Baja California Sur, Mexico, Chemical Geology, 92(1991) 283-316.
- Rangin, C., Girard, D. y Murray R. 1983. Geodynamic significance of Late Triassic to Early Cretaceous volcanic sequences of Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California, México: Geology 11: 552-556.
- Ruiz, E. 1990. Análisis químico en sedimento marino de la Plataforma Continental del Golfo de Tehuantepec, Tesis de Licenciatura, UNAM, 82pp.
- Skorovarov, J.I., Kosynkin, V.D., Moiseev, S.D. y Rura N.N. 1992. Recovery of rare earth elements from phosphorites in the USSR, Journal of Alloys and compounds, 180(1992): 71-76.
- Solweig, B. 1986. Survey of foreign offshore development activities other than oil and gas, Canada Oil and Gas Lands Administration, Energy, Mines and Resources, Canada, pp31-32.
- Toyoda, K. y Masuda, A. 1991. Chemical leaching of pelagic sediments: Identification of the carrier of Ce anomaly, Geochem. Journal, 25: 95-119.

Turekian, K.K., Katz, A. y Chan, L. 1973. Trace element trapping in pteropod tests, *Limnol. Oceanogr*, 18: 240-249.

Walkley, A. y Black, T.A. 1934. An examination of the Delghareff method for determining soil, organic matter an a proposed modification of the chromic acid titration method, *Soil Science*, 27:29-38.

Walsh, J.N., Buckley, F. y Barker, J. 1981. The simultaneous determination of the rare earth elements in rocks using inductive coupled plasma source spectrometry, *Chem. Geol.*, 33:141-153.

APENDICE A.

CONCENTRACION DE ETR EN LAS FRACCIONES SOLUBLES EN HCl AL 10% Y EN AGUA REGIA INVERTIDA, ANALIZADOS EN SOLUCION DILUIDA EN HNO₃ AL 10 % EL ICP-AES (Los valores están dados en ppm. Las concentraciones aquí dadas son promedios de tres o dos réplicas para las muestras diluidas en 10 ml o 5 ml respectivamente).

Muestra 2: Diluida en 5 ml de HNO₃. Total y (soluble).

	<u>CONCENTRACION</u>	<u>DESV. ESTANDAR</u>	<u>COEF. VARIACION</u>
Lu	0.0 (0.0)	0.0 (0.0)	7.9 (14.9)
Yb	0.02 (0.02)	0.0 (0.0)	3.5 (4.0)
Gd	0.11 (0.11)	0.022 (0.005)	19.5 (4.5)
Ho	0.01 (0.01)	0.1 (0.01)	61.4 (76.5)
Dy	0.12 (0.06)	0.001 (0.004)	0.8 (6.2)
Sm	0.09 (0.11)	0.11 (0.035)	11.7 (30.2)
Eu	0.0 (0.0)	0.002 (0.012)	31.3 (999)
Er	-0.08 (-0.01)	0.015 (0.00)	18.2 (8.6)
La	0.56 (0.49)	0.01 (0.189)	1.8 (38.1)
Ce	0.64 (0.47)	0.049 (0.044)	7.7 (9.5)
Pr	0.13 (0.16)	0.113 (0.054)	85.0 (32.8)
Nd	0.04 (0.04)	0.53 (0.009)	110.5 (19.8)

Muestra 3: Diluida en 5 ml de HNO₃. Total y (soluble).

	<u>CONCENTRACION</u>	<u>DESV. ESTANDAR</u>	<u>COEF. VARIACION</u>
Lu	0.0 (0.0)	0.0 (0.0)	7.4 (7.4)
Yb	0.06 (0.05)	0.003 (0.0)	4.9 (0.1)
Gd	0.14 (0.11)	0.016 (0.004)	11.5 (3.8)
Ho	0.02 (0.02)	0.0 (0.0)	1.1 (2.0)
Dy	0.14 (0.11)	0.0 (0.002)	0.5 (1.8)
Sm	0.09 (0.08)	0.0 (0.023)	0.0 (27.9)
Eu	0.02 (0.01)	0.0 (0.0)	0.3 (1.6)
Er	-0.02 (0.04)	0.022 (0.004)	103.9 (8.2)
La	0.53 (0.59)	0.01 (0.007)	1.9 (1.2)
Ce	0.66 (1.04)	0.02 (0.002)	3.1 (0.2)
Pr	0.15 (0.16)	0.074 (0.017)	48.2 (10.2)
Nd	0.27 (0.47)	0.011 (0.131)	4.1 (27.8)

Muestra 7: Total diluida en 5 ml y (soluble) en 10 ml de HNO_3 .

	<u>CONCENTRACION</u>	<u>DESV. ESTANDAR</u>	<u>COEF. VARIACION</u>
Lu	0.0 (0.0)	0.0 (0.0)	8.1 (5.3)
Yb	0.06 (0.02)	0.0 (0.001)	0.1 (5.6)
Gd	0.15 (0.06)	0.001 (0.004)	0.9 (6.6)
Ho	0.02 (0.01)	0.006 (0.007)	29.1 (52.1)
Dy	0.14 (0.06)	0.009 (0.0)	6.8 (1.3)
Sm	0.14 (0.07)	0.016 (0.02)	11.5 (28.9)
Eu	0.0 (0.01)	0.0 (0.0)	55.9 (7.4)
Er	0.02 (0.02)	0.37 (0.041)	156.2 (149.4)
La	0.82 (0.32)	0.018 (0.008)	2.2 (2.6)
Ce	1.34 (0.55)	0.005 (0.081)	0.4 (14.6)
Pr	0.19 (0.1)	0.048 (0.02)	25.5 (19.4)
Nd	0.7 (0.29)	0.079 (0.021)	11.3 (7.2)

Muestra 8: Diluida en 10 ml de HNO_3 . Total y (soluble).

	<u>CONCENTRACION</u>	<u>DESV. ESTANDAR</u>	<u>COEF. VARIACION</u>
Lu	0.01 (0.01)	0.0 (0.001)	4.0 (8.5)
Yb	0.14 (0.14)	0.002 (0.004)	1.7 (3.0)
Gd	0.23 (0.24)	0.008 (0.017)	3.5 (7.2)
Ho	0.04 (0.05)	0.007 (0.004)	14.9 (7.9)
Dy	0.24 (0.26)	0.01 (0.011)	4.1 (4.4)
Sm	0.23 (0.23)	0.017 (0.011)	7.5 (4.6)
Eu	0.03 (0.04)	0.002 (0.006)	7.1 (14.4)
Er	0.12 (0.09)	0.023 (0.089)	19.2 (90.4)
La	1.63 (1.6)	0.034 (0.198)	2.0 (12.3)
Ce	1.98 (2.05)	0.073 (0.016)	3.7 (0.8)
Pr	0.28 (0.21)	0.03 (0.044)	10.8 (21.1)
Nd	1.05 (0.74)	0.012 (0.277)	1.2 (37.0)

Muestra 9: Total diluida en 5 ml y (soluble) en 10 ml de HNO_3 .

	<u>CONCENTRACION</u>	<u>DESV. ESTANDAR</u>	<u>COEF. VARIACION</u>
Lu	0.0 (0.0)	0.001 (0.0)	14.4 (19.5)
Yb	0.07 (0.02)	0.001 (0.0)	1.9 (2.3)
Gd	0.17 (0.5)	0.002 (0.009)	1.6 (16.5)
Ho	0.03 (0.01)	0.001 (0.007)	5.7 (67.9)
Dy	0.016 (0.06)	0.001 (0.004)	0.6 (7.2)
Sm	0.18 (0.05)	0.013 (0.01)	7.2 (18.2)
Eu	0.03 (0.0)	0.0 (0.002)	3.1 (23.4)
Er	0.01 (0.0)	0.027 (0.022)	173.7 (999)
La	0.79 (0.33)	0.011 (0.008)	1.3 (2.6)
Ce	1.51 (0.58)	0.079 (0.054)	5.2 (9.1)
Pr	0.23 (0.12)	0.018 (0.051)	7.7 (40.6)
Nd	0.83 (0.3)	0.059 (0.017)	7.1 (5.7)

Muestra 15: Total diluida en 10 ml y (soluble) en 5 ml de HNO_3 .

	<u>CONCENTRACION</u>	<u>DESV. ESTANDAR</u>	<u>COEF. VARIACION</u>
Lu	0.01 (0.02)	0.0 (0.0)	8.0 (2.1)
Yb	0.07 (0.15)	0.01 (0.03)	2.4 (2.4)
Gd	0.17 (0.33)	0.025 (0.03)	14.6 (9.0)
Ho	0.03 (0.06)	0.001 (0.0)	3.1 (1.0)
Dy	0.16 (0.32)	0.006 (0.0)	4.0 (0.1)
Sm	0.17 (0.37)	0.005 (0.0)	3.4 (0.0)
Eu	0.02 (0.07)	0.0 (0.005)	1.6 (7.7)
Er	0.01 (0.07)	0.016 (0.02)	104.5 (26.8)
La	0.86 (1.66)	0.019 (0.017)	2.2 (1.0)
Ce	1.36 (2.69)	0.01 (0.004)	0.7 (0.1)
Pr	0.2 (0.4)	0.021 (0.028)	10.8 (6.9)
Nd	0.74 (1.53)	0.012 (0.064)	1.7 (4.1)

Muestra 12: Diluida en 5 ml de HNO_3 . Total y (soluble).

	<u>CONCENTRACION</u>	<u>DESV. ESTANDAR</u>	<u>COEF. VARIACION</u>
Lu	0.0 (0.0)	0.001 (0.002)	24.8 (52.0)
Yb	0.03 (0.04)	0.0 (0.0)	0.2 (1.2)
Gd	0.08 (0.07)	0.028 (0.029)	35.6 (38.1)
Ho	0.01 (0.01)	0.02 (0.004)	15.4 (21.7)
Dy	0.05 (0.1)	0.012 (0.002)	21.6 (2.40)
Sm	0.07 (0.08)	0.014 (0.008)	18.3 (9.7)
Eu	-0.08 (0.0)	0.002 (0.005)	3.2 (75.9)
Er	0.08 (-0.07)	0.022 (0.086)	25.9 (108.4)
La	0.25 (0.41)	0.0 (0.012)	0.0 (3.1)
Ce	0.29 (0.44)	0.053 (0.007)	18.0 (1.7)
Pr	0.01 (0.14)	0.091 (0.037)	737.6 (26.7)
Nd	0.2 (0.13)	0.127 (0.072)	61.8 (54.5)

Muestra 14: Diluida en 5 ml de HNO_3 . Total y (soluble).

	<u>CONCENTRACION</u>	<u>DESV. ESTANDAR</u>	<u>COEF. VARIACION</u>
Lu	0.0 (0.0)	0.001 (0.0)	28.1 (19.7)
Yb	0.02 (0.02)	0.008 (0.0)	35.7 (3.3)
Gd	0.04 (0.04)	0.001 (0.014)	4.0 (32.5)
Ho	0.01 (0.0)	0.0 (0.002)	5.4 (28.2)
Dy	0.05 (0.08)	0.026 (0.006)	44.1 (7.8)
Sm	0.05 (0.09)	0.052 (0.03)	91.4 (32.9)
Eu	-0.01 (0.0)	0.003 (0.0)	31.8 (6.2)
Er	-0.06 (-0.1)	0.031 (0.076)	48.3 (73.8)
La	0.27 (0.36)	0.003 (0.007)	1.1 (2.0)
Ce	0.23 (0.44)	0.008 (0.013)	3.7 (3.1)
Pr	0.02 (0.08)	0.018 (0.005)	63.3 (6.8)
Nd	0.01 (0.08)	0.062 (0.009)	411.1 (42.2)

Concentrado peletal: Diluido en 10 ml de HNO_3 . Soluble.

	<u>CONCENTRACION</u>	<u>DESV. ESTANDAR</u>	<u>COEF. VARIACION</u>
Lu	0.04	0.002	4.6
Yb	0.38	0.006	1.5
Gd	0.61	0.022	3.7
Ho	0.15	0.008	5.8
Dy	0.65	0.016	2.4
Sm	0.57	0.01	1.7
Eu	0.09	0.017	18.6
Er	0.34	0.234	67.5
La	2.11	0.011	0.5
Ce	2.33	0.123	5.3
Pr	0.6	0.091	15.1
Nd	1.25	0.102	8.1

Agregados y concreciones: Diluida en 5 ml de HNO_3 . Soluble.

	<u>CONCENTRACION</u>	<u>DESV. ESTANDAR</u>	<u>COEF. VARIACION</u>
Lu	0.0	0.0	12.2
Yb	0.04	0.0	1.5
Gd	0.05	0.013	24.2
Ho	0.01	0.003	16.8
Dy	0.06	0.002	4.4
Sm	0.03	0.033	90.8
Eu	0.0	0.001	47.3
Er	0.02	0.018	63.5
La	0.5	0.091	17.9
Ce	0.6	0.041	6.8
Pr	0.1	0.009	9.0
Nd	0.17	0.097	56.0

APENDICE B:

CONCENTRACION DE ETR DE LOS BLANCOS Y ESTANDARES ANALIZADOS EN SOLUCION EN EL ICP-AES (Los valores están dados en ppm).

Blancos 1 y (2) (Promedio de 2 réplicas):

ELEMENTO	CONCENTRACION		DESV. STD.		COEF. VARIACION	
	b1	b2	b1	b2	b1	b2
Lu	.00	(.00)	.00	(.00)	494.7	(33.3)
Yb	.00	(.00)	.001	(.001)	485.6	(58.3)
Gd	.00	(.01)	.001	(.016)	322.7	(95.1)
Ho	.00	(.00)	.014	(.002)	566.4	(999)
Dy	.00	(.00)	.001	(.007)	226.0	(412.6)
Sm	-.13	(-.02)	.013	(.047)	10.4	(209.9)
Eu	.01	(.00)	.002	(.00)	19	(8.1)
Er	.03	(.03)	.042	(.013)	142	(32.6)
La	.01	(.01)	.007	(.002)	38.8	(14.2)
Ce	.09	(.14)	.016	(.111)	16.2	(75.0)
Pr	-.03	(-.01)	.107	(.003)	329.6	(17.9)
Nd	.00	(.00)	.015	(.007)	317.3	(239)

Estándares multielementales de 1ppm, (2ppm) y 0.1ppm respectivamente. (Promedio de 3 réplicas):

ELEMENTO	CONCENTRACION			DESV. STD.			COEF. VARIACION		
Lu	.99	(1.97)	.1	.015	(.013)	.002	1.5	(.6)	2.3
Yb	.74	(1.88)	.1	.499	(.001)	.00	67.3	(.00)	.6
Gd	.67	(2.13)	.1	.582	(.037)	.006	86.6	(1.7)	6.1
Ho	1.00	(1.93)	.1	.034	(.001)	.003	3.4	(.00)	3.7
Dy	1.00	(2.06)	.09	.017	(.005)	.001	1.7	(.2)	1.8)
Sm	.98	(2.17)	.1	.01	(.039)	.018	1.0	(1.8)	17
Eu	1.02	(1.95)	.1	.008	(.002)	.002	.7	(.1)	2.1
Er	.88	(3.59)	.21	.061	(.083)	.021	6.9	(2.3)	10
La	1.04	(2.11)	.11	.021	(.016)	.003	2.0	(.7)	3.3
Ce	1.00	(2.29)	.07	.011	(.031)	.009	1.1	(1.3)	11.7
Pr	1.00	(2.1)	.12	.024	(.019)	.023	2.4	(.9)	3.2
Nd	1.02	(2.34)	.12	.003	(.019)	.023	.3	(.8)	18.8

APENDICE C.

DISTRIBUCION DE CLASES DE TAMAÑO DE GRANO DE LOS SEDIMENTOS ANALIZADOS EN BAHIA VIZCAINO. (Muestra (M), por ciento de peso (%) y peso (gramos)).

M	φ	PESO	%	M	PESO	%	M	PESO	%
1	0	.024	.12	2	.506	2.47	3	.024	.05
	.5	.015	.1		.056	.27		.014	.03
	1	.016	.08		.059	.29		.029	.07
	1.5	.031	.16		.085	.41		.121	.28
	2	.036	.18		.086	.42		.186	.44
	2.5	.152	.76		.155	.76		.421	.99
	3	2.435	12.24		1.483	7.26		1.528	3.62
	3.5	5.38	27.04		10.754	52.63		6.85	16.22
	4	8.6	43.23		5.6	27.4		14.6	34.58
	5	1.5	7.54		0.5	2.45		6.9	16.34
	6	.9	4.52		.25	1.22		4.7	11.13
	7	.3	1.5		.1	0.01		3.55	8.41
	8	.25	1.25		.25	1.22		2.35	5.56
	9	.25	1.25		.55	2.69		.95	2.25
TOTAL				19.894	20.434		42.223		
ARENAS				40.69%	64.52%		21.73%		
LIMOS				56.8%	31.57%		70.46%		
ARCILLAS				2.52%	3.92		7.82%		

M	φ	PESO	%	M	PESO	%	M	PESO	%
4	0	.006	.03	5	.008	.008	6	.251	.8
	.5	.022	.12		.012	.06		.023	.07
	1	.035	.2		.03	.15		.047	.15
	1.5	.065	.37		.088	.46		.129	.41
	2	.086	.49		.122	.63		.148	.47
	2.5	.222	1.26		.269	2.1		.317	1.02
	3	.405	2.31		.484	2.51		.662	2.13
	3.5	.641	3.65		.81	4.21		12.498	40.21
	4	2.55	14.54		8.65	44.97		6.45	20.75
	5	4.3	2.45		4.05	21.06		4.25	13.67
	6	2.85	16.25		1.9	9.88		1.9	7.56
	7	2.35	13.4		0.9	4.68		.9	4.66
	8	2.85	16.25		.65	3.38		.65	4.18
TOTAL				17.532	19.232		31.075		
ARENAS				8.45%	9.53%		45.29%		
LIMOS				68.73%	80.60%		46.66%		
ARCILLAS				18.73%	9.88		8.05%		

M	φ	PESO	%	M	PESO	%	M	PESO	%
7	-2	-	-	8	17.515	32.16	9	-	-
	-1.5	-	-		3.654	6.71		-	-
	-1	-	-		2.253	4.13		-	-
	-.5	-	-		1.433	2.63		-	-
	0	.171	.94		1.473	2.70		.009	.005
	.5	.044	.24		1.195	2.19		.004	.41
	1	.059	.32		1.386	2.54		.007	.04
	1.5	.211	1.17		2.961	5.43		.016	.1
	2	.152	.84		3.467	6.36		.022	.14
	2.5	.326	1.8		2.3	5.08		.076	.5
	3	1.496	8.28		3.974	7.29		.297	1.95
	3.5	4.795	25.56		2.298	4.22		2.214	14.5
	4	5.3	29.35		5.25	9.64		6.25	40.99
	5	1.8	9.97		4.25	7.8		1.8	11.81
	6	1.7	9.41		.9	1.65		1.6	10.49
	7	.85	4.7		.15	.27		.95	6.23
	8	1.1	6.09		-	-		.85	5.57
	9	.005	.27		-	-		1.15	7.54
TOTAL 18.054				54.458			15.245		
GUIJARROS -				45.64			-		
ARENAS 40.18%				34.99			17.35		
LIMOS 53.45%				19.37			69.53		
ARCILLAS 6.37%				-			13.12		

M	φ	PESO	%	M	PESO	%	M	PESO	%
10	0	.6	1.94	11	.391	1.09	12	5.898	14.22
	.5	.126	.41		.44	.12		.732	1.76
	1	.147	.47		.69	.19		.696	1.68
	1.5	.215	.69		.132	.37		.808	1.95
	2	.222	.72		.179	.5		1.031	2.48
	2.5	.453	1.47		.509	1.42		2.968	7.15
	3	1.55	5.02		3.009	8.4		8.205	19.78
	3.5	12.782	41.44		11.49	32.07		10.337	24.92
	4	9.55	30.96		9.5	26.52		4.45	10.73
	5	1.6	5.18		3.7	10.33		2.05	4.94
	6	.8	2.59		2.2	6.14		3.1	7.47
	7	.9	2.91		2.55	7.12		.65	1.56
	8	.8	2.59		1.25	3.49		.4	.96
	9	1.1	3.56		.8	2.23		.15	.36
TOTAL 30.845				35.823			41.475		
ARENAS 52.18				44.17			73.96		
LIMOS 41.66				50.11			24.71		
ARCILLAS 6.16				5.72			1.33		

M	φ	PESO	%	M	PESO	%	M	PESO	%
13	0	.299	.98	14	1.65	2.82	15	.758	2.79
	.5	.141	.46		.8	1.37		.257	.94
	1	.159	.52		1.08	1.85		.357	1.31
	1.5	.234	.77		1.61	2.75		.677	2.49
	2	.231	.76		3.42	5.85		.735	2.71
	2.5	.473	1.57		13.89	23.69		2.066	7.61
	3	6.255	20.74		17.07	29.22		3.861	14.23
	3.5	13.31	44.14		15.19	26.0		1.975	7.28
	4	4.35	14.42		3.71	6.35		6.6	24.32
	5	2.55	8.45		-	-		3.95	14.55
	6	.3	.99		-	-		2.25	8.29
	7	.3	.99		-	-		1.5	5.52
	8	.75	2.48		-	-		1.75	6.45
	9	.8	2.65		-	-		.4	1.47
TOTAL 30.152				58.42			27.136		
ARENAS 64.99				95.65			39.38		
LIMOS 24.87				6.35			52.7		
ARCILLAS 5.14				-			7.92		

M	φ	PESO	%	M	PESO	%
16	0	.311	1.07	17	.669	.31
	.5	.129	.44		.038	.009
	1	.206	.71		.033	.008
	1.5	.494	1.7		.065	.16
	2	.564	1.94		.092	.22
	2.5	1.162	3.99		.314	.77
	3	2.757	9.48		11.758	28.89
	3.5	5.012	17.23		25.505	62.68
	4	11.7	40.22		2.756	6.77
	5	2.85	9.8		-	-
	6	1.25	4.3		-	-
	7	.85	2.92		-	-
	8	.75	2.58		-	-
	9	1.05	3.61		-	-
TOTAL 29.085				40.689		
ARENAS 36.57%				93.23%		
LIMOS 57.25%				6.77%		
ARCILLAS 6.19%				-		