



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

División de Ingeniería en Ciencias de la tierra

Ingeniería Geológica

*“Geoquímica de sedimentos de playa Chachalacas Veracruz, implicaciones sobre  
procedencia y ambiente tectónico”*

**TESIS**

Para obtener el grado de:

**INGENIERO GEÓLOGO**

Presenta:

**MARIO ALBERTO RAMIREZ MUÑOZ**

Director de tesis

**Dr. John S. Armstrong-Altrin**

*“SER CULTO PARA SER LIBRE”*

*José Martí*

## **Agradecimientos**

Primeramente al Dr. John S. Armstrong-Altrin por su paciencia y ganas de compartir sus conocimientos y orientarme en esta difícil tarea final, pero sobre todo por su apoyo incondicional en la realización de esta.

Mis agradecimientos a los miembros del comité tutorial al Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, Dr. Juan José Kasper-Zubillaga, M.C. Noé Santillán Piña, y al M.I. Vicente Torres Rodríguez, por aceptar la supervisión de este trabajo a si como por sus valiosas asesorías, observaciones y comentarios.

Así mismo, quiero expresar mi mas sincero agradecimiento al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, por dotar los recursos necesarios para el proyecto institucional no 616 con titulo “*Petrografía y geoquímica de sedimentos marinos del Golfo de México: una herramienta para deducir ambientes sedimentarios, procedencia y procesos tectónicos en relación con su fuente de la región*”, de donde se obtuvo el presente trabajo.

Por último y mas importante, mi más profundo agradecimiento a la máxima casa de estudios UNAM, por proporcionarme una formación integral, laica, pública y gratuita. Por permitirme se parte de su cuna, una cuna tan digna como pocas y tan envidiada como escasas, eternamente agradecido, eternamente UNAM.

*Por mi raza hablará el espíritu.*

*México D.F Septiembre 2012*

## **Resumen**

El presente trabajo se realizó a lo largo de la línea de costa del estado de Veracruz, sobre la playa de Chachalacas. Se estudiaron las arenas recientes (la colección de muestras fue en 2010) con el objetivo de realizar análisis granulométricos y geoquímicos (elementos mayores, traza y tierras raras) a las muestras de arena de la playa mencionada con anterioridad, con el fin de obtener información acerca de procedencia, características texturales, intemperismo y ambiente tectónico involucrado.

Los datos obtenidos a partir de la interpretación de estos, permite identificar que las arenas de Chachalacas en Veracruz van de finas a gruesas y una procedencia félsica.

Por otra parte, la aplicación de técnicas como granulometría permite obtener fracciones de las muestras que son utilizadas para cálculos estadísticos.

La fluorescencia de Rayos X (FRX), permitió obtener los datos de elementos mayores y tierras raras mediante las técnicas analíticas de ICP-MS. La información obtenida sugiere que las arenas son originadas de diferentes ambientes y que su procedencia es de rocas félsicas. Por lo tanto este estudio de comparación revela que la geoquímica de arenas de playa depende principalmente de su roca fuente, de las cuales ellas fueron originalmente derivadas.

### **Abstract**

This work was carried out along the Chachalacas coast, Veracruz State. We studied the recent sediments (samples were collected in 2010) for the granulometry and geochemistry (major and trace elements). The equipments such as X-Ray Fluorencece (XRF) and ICP-MS were used to measure the major, trace and rare earth elements concentrations of the Chachalacas beach sands. The aim of this study is to obtain information about the parent rocks (provenance), textural characteristics, weathering and tectonic environment involved along the Gulf of Mexico.

The textural data obtained from this study indicates that the Chachalacas sands vary from fine to coarse-grained size. The geochemistry results supports that the Chachalacas sands were derived from the felsic rocks, located relatively adjacent to the study area. Finally, this study indicates that the composition of beach sands depends primarily on the source rocks from where they originally derived.

## INDICE

	<b>Pág.</b>
<b>Capítulo 1 Generalidades</b>	
1.1 Justificación.....	<b>9</b>
1.2 Antecedentes.....	<b>9</b>
1.3 Objetivo General.....	<b>10</b>
1.4 Objetivos Específicos.....	<b>11</b>
<b>Capítulo 2 Geología</b>	
2.1 Geología de Veracruz.....	<b>12</b>
2.2 Clima.....	<b>14</b>
2.3 Geología del Golfo de México.....	<b>14</b>
2.4 Hidrología.....	<b>16</b>
2.5 Circulación y Corriente.....	<b>17</b>
2.6 Área de estudio.....	<b>17</b>
2.7 Geología del área de estudio Chachalacas, Golfo de México.....	<b>19</b>
2.9 Recolección de muestras.....	<b>21</b>
2.8 Marco Tectónico.....	<b>22</b>

## Capítulo 3 Granulometría

	<b>Pág.</b>
<b>3.1</b> Implicaciones sedimentológicas con base al análisis estadístico del tamaño de grano. ....	<b>24</b>
<b>3.1.2</b> Mediana.....	<b>25</b>
<b>3.1.3</b> Media.....	<b>25</b>
<b>3.1.4</b> Desviación Estándar.....	<b>25</b>
<b>3.1.6</b> Curtosis.....	<b>26</b>
<b>3.1.7</b> Oblicuidad.....	<b>27</b>
<b>3.1.8</b> Medida gráfica de la distribución de frecuencia.....	<b>28</b>
<b>3.2</b> Metodología.....	<b>29</b>
<b>3.2.1</b> Tratamiento de muestras.....	<b>29</b>
<b>3.3</b> Resultados y discusión.....	<b>30</b>
<b>3.4</b> Ambientes de depósito.....	<b>31</b>
<b>3.4.1</b> Diagramas Bivariantes.....	<b>31</b>

## Capítulo 4 Geoquímica

<b>4.1</b> Introducción.....	<b>37</b>
<b>4.2</b> Metodología.....	<b>39</b>

	<b>Pág.</b>
<b>4.3 Resultados y Discusión.....</b>	<b>39</b>
<b>4.3.1 Geoquímica de elementos mayores.....</b>	<b>39</b>
<b>4.3.2 Geoquímica de los elementos traza.....</b>	<b>45</b>
<b>4.3.2.1 Los grandes elementos de iones litófilos (LILE) Rb, Ba, Sr, Th y U... </b>	<b>45</b>
<b>4.3.2.2 Elementos de intensidad alta de campo (HFSE): Y, Zr, Nb, y Hf.....</b>	<b>48</b>
<b>4.3.2.3 Los elementos traza de transición (TTE): V, Cr, Co, Cu, Ni y Sc.....</b>	<b>48</b>
<b>4.3.3 Elementos de tierras raras (REE).....</b>	<b>49</b>
<b>4.3.4 Condiciones de intemperismo.....</b>	<b>56</b>
<b>4.3.5 Marco tectónico.....</b>	<b>56</b>
<b>4.3.6 Diagramas discriminantes de la función para la identificación de procedencia....</b>	<b>58</b>
<b>4.3.7 Procedencia.....</b>	<b>59</b>
<b>4.3.8 Fraccionamiento Mineral (el efecto hidráulico).....</b>	<b>64</b>
<b>4.3.9 Probable Roca generadora.....</b>	<b>68</b>
 <b>Capítulo 5</b>	
 <b>Conclusiones.....</b>	 <b>71</b>
 <b>Referencias Bibliográficas.....</b>	 <b>76</b>

## Índice de Figuras

	<b>Pág.</b>
<b>Figura 2.1</b> Ubicación del estado de Veracruz.....	13
<b>Figura 2.2</b> Geología del estado de Veracruz.....	16
<b>Figura 2.3</b> Ubicación de playa Chachalacas Veracruz.....	20
<b>Figura 3.1</b> Diagrama de procesos de energía (Stewart, 1958).....	32
<b>Figura 3.2</b> El diagrama de oblicuidad gráfica contra media.....	33
<b>Figura 3.3</b> El diagrama de oblicuidad contra el de desviación estándar.....	34
<b>Figura 3.4</b> El diagrama de desviación estándar contra la oblicuidad.....	35
<b>Figura 3.5</b> El diagrama de la media contra el oblicuidad.....	36
<b>Figura 4.1</b> La relación $Al_2O_3/TiO_2$ vs $SiO_2$ , para las arenas de playa.....	40
<b>Figura 4.2</b> Diagrama bivalente de $SiO_2$ contra $Al_2O_3$ para las arenas de playa....	42
<b>Figura 4.3</b> Diagrama tipo araña de concentraciones de elementos mayores.....	43
<b>Figura 4.4</b> Diagrama de $Al_2O_3$ contra $TiO_2$ .....	44
<b>Figura 4.5</b> Diagrama de $TiO_2-Fe_2O_3$ .....	44
<b>Figura 4.6</b> Diagrama multi-elemental normalizado para las arenas de playa.....	45
<b>Figura 4.7</b> Diagrama bivalente que muestra la relación entre Zr y Hf.....	48

<b>Figura 4.8</b> Diagrama de tierras raras normalizadas con respecto a condrita.....	<b>53</b>
<b>Figura 4.9</b> Diagrama de $\Sigma$ REE contra $Al_2O_3$ .....	<b>54</b>
<b>Figura 4.10</b> Diagrama de Nb contra $TiO_2$ .....	<b>55</b>
<b>Figura 4.11</b> Diagrama de $TiO_2$ contra $\Sigma$ REE.....	<b>55</b>
<b>Figura 4.12</b> Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos.....	<b>57</b>
<b>Figura 4.13</b> Diagrama de discriminación tectónica según (Roser and Korsch, 1986)...	<b>58</b>
<b>Figura 4.14</b> Diagrama de función discriminante para procedencia de sedimentos.....	<b>59</b>
<b>Figura 4.15</b> Diagrama bivalente Th/Sc contra Sc.....	<b>62</b>
<b>Figura 4.16</b> Diagrama triangular La-Th-Sc.....	<b>62</b>
<b>Figura 4.17a</b> Diagrama bivalente $Fe_2O_3$ contra $\Sigma$ REE.....	<b>66</b>
<b>Figura 4.17b</b> Diagrama bivalente Zr contra $\Sigma$ REE.....	<b>66</b>
<b>Figura 4.17c</b> Diagrama bivalente $TiO_2$ contra $\Sigma$ REE.....	<b>66</b>
<b>Figura 4.18</b> Diagrama bivalente de Th/Sc contra Zr/Sc.....	<b>68</b>
<b>Figura 4.19</b> Áreas de fuente de donde fueron compilados los datos geoquímicos.....	<b>69</b>
<b>Figura 4.20</b> Patrones de tierras raras normalizadas con respecto a condrita.....	<b>70</b>

**Índice de mapas y tablas**

	<b>Pág.</b>
<b>Mapa 2.4</b> Donde se muestra la ubicación de las muestras recolectadas.....	<b>21</b>
<b>Tabla 3.1</b> Tabla con valores estadísticos obtenidos de los estudios de granulometría....	<b>30</b>
<b>Tabla 4.1</b> Concentración de elementos mayores en % de los arenas de la playa de Chachalacas.....	<b>41</b>
<b>Tabla 4.2</b> Concentración de elementos trazas en ppm de las arenas de la playa de Chachalacas.....	<b>46</b>
<b>Tabla 4.3</b> Concentración de tierras raras en ppm de las arenas de la playa de Chachalacas.....	<b>51</b>

## Capítulo 1

### Generalidades

#### 1.5 Justificación

Hasta el momento existen muy pocos estudios sobre la geoquímica de sedimentos, elementos traza y tierras raras (REE) de la playa Chachalacas del estado de Veracruz, ubicada en el Golfo de México. Por lo tanto, esta investigación en el presente trabajo se realizó, con el fin de interpretar las condiciones de sedimentación y la procedencia de estos sedimentos de playa.

#### 1.6 Antecedentes

Algunos autores han analizado las características texturales de las arenas de playa a lo largo de la costa del Océano Pacífico en México, como (Carranza-Edwards *et al.*, 1998, 2009; Carranza-Edwards, 2001; Kasper-Zubillaga and Dickinson, 2001; Okazaki *et al.*, 2001; Kasper-Zubillaga and Carranza-Edwards, 2005; Madhavaraju *et al.*, 2009), estos estudios, describen las características texturales relacionadas con el ambiente de depósito.

Otros estudios en geoquímica de sedimentos de playa de México, están concentrados en metales pesados, (Rosales-Hoz *et al.*, 1999, 2003). En la geoquímica de sedimentos de playa en el oeste del Golfo de México, Kasper-Zubillaga *et al.* (1999), sugieren que la geoquímica de las arenas de playa es útil para identificar los ambientes tectónicos de una cuenca sedimentaria.

Por otro lado, Carranza-Edwards *et al.* (2001), concluyo que las concentraciones de tierras raras (REE), Th, Sc y Hf de las arenas de playa del oeste de México, están asociadas a la composición de la roca madre y no a minerales pesados.

En estudios recientes realizados por Kasper-Zubillaga *et al.* (2008a, 2008b), se discuten las discriminaciones texturales y geoquímicas entre las dunas de desierto y las dunas de playa del noroeste de México.

Armstrong-Altrin (2009) realizó un estudio petrográfico y geoquímico en arenas recientes de tres playas en México (Cazones, Acapulco y Bahía Kino) con objeto de conocer su procedencia, sugiriendo la presencia de rocas félsicas e intermedias.

En suma, ninguno de los estudios antes mencionados está centrado en la geoquímica de sedimentos y tierras raras (REE) de chachalacas Veracruz, en el Golfo de México.

Por lo tanto, esta tesis abordara las variaciones geoquímicas de las arenas de playa de Chachalacas del Golfo de México por medio del análisis geoquímico de tierras raras (REE) y determinar, si la composición geoquímica de los sedimentos de playa depende de las rocas generadoras.

Esperando también que estos sean de utilidad para el campo de Ciencias de la Tierra, específicamente para enriquecer el conocimiento sedimentológico de las playas de México.

## **1.7 Objetivo General**

Identificar su origen (procedencia) de los sedimentos recolectados en la playa Chachalacas, Veracruz, ubicada en el occidente del Golfo de México, empleando métodos de análisis geoquímico de elementos mayores, traza y tierras raras (REE).

## 1.8 Objetivos Específicos

- 1) Determinar las concentraciones de elementos mayores, traza y tierras raras en arenas de Chachalacas, con la finalidad de conocer su procedencia (roca máfica, intermedia o félsica), y condiciones de intemperismo.
- 2) Interpretar las condiciones hidrodinámicas de las arenas durante su transporte y describir el efecto hidráulico en el depósito de los minerales pesados entre las arenas, a lo largo de la playa.
- 3) Describir la importancia de algunos elementos traza para distinguir si la roca generadora es félsica, máfica y/o ultramáfica.
- 4) Comparar los datos geoquímicos de las arenas de playa con rocas relativamente cercanas a las áreas de estudio para identificar su fuente.

## **Capítulo 2**

### **Geología**

Los estudios sedimentológicos de playas recientes ayudan en la interpretación de depósitos antiguos de sedimentos de playa en la columna geológica (Mason y Folk, 1958; Chappell, 1967; Andrews y Van der Lingen, 1968; Crosby, 1972; Komar, 1976). En el estudio de sedimentos del Holoceno existen ciertos factores que pueden ser responsables de las características propias de composición y textura como las condiciones físicas; tales como relieve, marco geológico y clima (Pettijohn, 1975; Potter, 1978, 1986, 1994; Ito y Masuda, 1986).

Las arenas de la playa generalmente reflejan fuentes continentales, al igual que en zonas de sedimentos costeros, esto se debe a que estos sedimentos derivan de sistemas fluviales que son transportados de tierras altas (Komar y Inman, 1970; Komar, 1976). Cuando el área fuente está lejos del depósito de arena, la madurez del sedimento será comúnmente más alta que en caso contrario (Pettijohn, 1975).

#### **2.1 Geología de Veracruz**

El estado de Veracruz se ubica en la parte sur oriental de la República Mexicana; al norte colinda con Tamaulipas, al poniente con Zacatecas y San Luis Potosí, al sur con Puebla y Oaxaca y al sureste con Chiapas y Tabasco; tiene una extensión territorial de 71, 820 km.

Fisiográficamente el territorio veracruzano forma parte de siete provincias:

- 1) Llanura costera del Golfo norte
- 2) Sierra madre oriental
- 3) Eje neovolcánico
- 4) Sierra madre del sur
- 5) Llanura costera del Golfo sur
- 6) Cordillera Centroamericana
- 7) Sierra de Chiapas-Guatemala



**Figura 2.1** Ubicación del estado de Veracruz

## 2.2 Clima

El estado de Veracruz tiene un clima tropical, con una temperatura media anual de 25.3° C; tiene lluvias abundantes en verano y principios de otoño. Su precipitación media anual es de 1,669.2 milímetros.

Su ubicación geográfica le confiere características tropicales, pero estas son modificadas por la influencia de las serranías, fundamentalmente en el centro-oeste, como consecuencia de lo anterior, los climas se distribuyen paralelos a la costa, en la dirección noroeste-sureste, de la siguiente manera: calidos, semi-calidos, templados, semi-fríos, fríos y semi-secos.

## 2.3 Geología del Golfo de México

El Golfo de México se localiza en la porción sureste de Norteamérica, está circundado por Estados Unidos al Norte y al Oeste por cinco estados mexicanos (Tamaulipas, Veracruz, Tabasco, Campeche, Yucatán), además de la isla de Cuba al Este.

El Golfo mide aproximadamente 1,600 kilómetros de este a oeste y 900 kilómetros de Norte a Sur. La cuenca del Golfo de México es una depresión marina, aproximadamente el 38% del Golfo es ocupado por áreas bajas e intermareales. La profundidad media de la plataforma continental es (< 180m) y la pendiente continental oscila (180 – 3000 m), representan el 22% y 20%, respectivamente; la parte abisal comprende 3000m (~ 20%) (Gore, 1992). La depresión *Sigsbee*, localizada en el cuadrante suroeste, es la región más profunda del Golfo de México. Su profundidad varía desde 3,750 m a 4,384 m de profundidad (Turner, 1999). La cuenca contiene un volumen de 2,434,000 km<sup>3</sup> de agua.

El Golfo de México es una cuenca relativamente simple, de aproximadamente 1,500 km de diámetro; la columna sedimentaria varia de 10 a 15 km que comprende rocas desde el Triásico tardío hasta el Holoceno.

La actual cuenca del Golfo de México, parece haber tenido su origen en el Jurásico Medio, como resultado de la apertura dentro de la placa norteamericana cuando ésta comenzó a agrietarse y separarse de las placas Africana y Sudamericana. La apertura continuó a través del Jurásico Temprano y Medio con la formación de la corteza continental "estirada" o "transitoria" a través de la parte central de la cuenca. El avance intermitente del mar desde el oeste hacia el interior de la región continental durante el Jurásico Medio-Tardío dio lugar a la formación de extensos depósitos evaporíticos de sal en la cuenca del Golfo de México. Parece que el episodio principal de apertura, durante el cual, el bloque Yucatán se separó de la placa norteamericana y formó la corteza oceánica en la parte central de la cuenca ocurrió durante la primer parte del Jurásico tardío, posterior a la formación del depósito de sal.

La cuenca ha sido una provincia geológicamente estable caracterizada por la subsidencia persistente de su parte central, debido al enfriamiento térmico ocurrido al final de la carga sedimentaria, durante la cual la cuenca fue rellenada con sedimentos clásticos a lo largo del margen noroeste a noreste, particularmente durante el Cenozoico.

El Noreste del Golfo de México, se extiende desde el Este del Delta del Mississippi, cerca de *Biloxi*, hasta el lado Este de la bahía Apalache. Esta región del Golfo está caracterizada por sedimentos suaves. Al oeste del Cañón De Soto, los sedimentos terrígenos son gruesos y llenan los remanentes de la Cuenca del Golfo; por otra parte, en la porción

Este de la región, los sedimentos derivados del Mississippi cubren el borde occidental de la plataforma de carbonato de la Península de Florida y generan una transición hacia los sedimentos de carbonato. En una región caracterizada por el depósito de sedimentos, la presencia del Cañón De Soto sugiere algunas teorías, como que el cañón es resultado de la erosión causada por corrientes oceánicas, posiblemente por la corriente “*Loop*” (Nowlin, 1971).

El Norte del Golfo de México se extiende desde Alabama (EUA), hasta la frontera con México y Estados Unidos. De norte a sur la provincia se extiende desde 300 km del actual continente hasta el escarpe *Sigsbee*. Los sedimentos en la región son generalmente gruesos, la mayor carga de estos es proporcionada por el Río Mississippi. Los extensos depósitos de sal están presentes en toda la región (Murray, 1961; Halbouty, 1967) y estas estructuras actúan para crear las características topográficas del subsuelo y emergentes en el talud continental, tales como los Flower Garden Banks de la costa de Texas / Louisiana, y la Región Marina pináculos de la costa de Mississippi / Alabama.

## **2.4 Hidrología**

El estado posee una gran riqueza hidrológica, el 35% de las aguas superficiales mexicanas atraviesan este estado, en total, se cuentan mas de 40 ríos integrados en 10 cuencas, entre las que destacan: río Panuco, Tuxpan, Cazones, Nautla, Jamapa, Papaloapan y Coatzacoalcos.

## 2.5 Circulación y Corriente

El agua entra al Golfo a través del estrecho de Yucatán, circulado por la corriente *Loop*, sale por el estrecho de la Florida, uniéndose a la corriente del Golfo. En ocasiones, algunas porciones de la corriente *loop*, rompen lejos de la formación creando remolinos, que afectan los patrones de la corriente regional.

El tipo de drenaje del Golfo de México es extenso e incluye 20 importantes cuencas hidrográficas (más de 150 ríos) que cubren más de 3.8 millones de km<sup>2</sup> en los Estados Unidos (Moody, 1967). La afluencia anual de agua dulce al Golfo es de aproximadamente  $10.6 \times 10^{11}$  m<sup>3</sup>. El 85% de este flujo proviene de los Estados Unidos, con el 64% originado solamente por el Río Mississippi. Las entradas adicionales de agua dulce provienen de los sistemas fluviales del Golfo de México occidental y en menor proporción la península de Yucatán y Cuba.

## 2.6 Área de estudio

El área de estudio, tiene por nombre playa Chachalacas, en el Estado de Veracruz, se encuentra en la parte occidental de la costa del Golfo de México (19°25'12" - 19°24'56" N latitud y 96°19'17" - 96°19'16" W longitud). La llanura costera es estrecha en el centro del área de estudio y es más ancha hacia el norte y el sur. El clima es sub-húmedo a húmedo en las tierras bajas de Tampico y Veracruz y seco en las tierras altas cerca de la frontera entre estas dos entidades (Tamayo, 1991).

La costa se puede clasificar como transgresiva y dominada con fuerte oleaje (Boyd et al., 1992). Las olas en promedio tienen 0.90 m de altura, con períodos de 3-8 seg (Curry, 1960). Las mareas son de los tipos diurnos y mixtos diurnos-con un rango

promedio de marea de 0.30 m. Las corrientes superficiales de agua tienen un componente hacia el norte en verano, con un rango promedio de marea de 0.30 m, y una velocidad media de 4,5 cm / s.

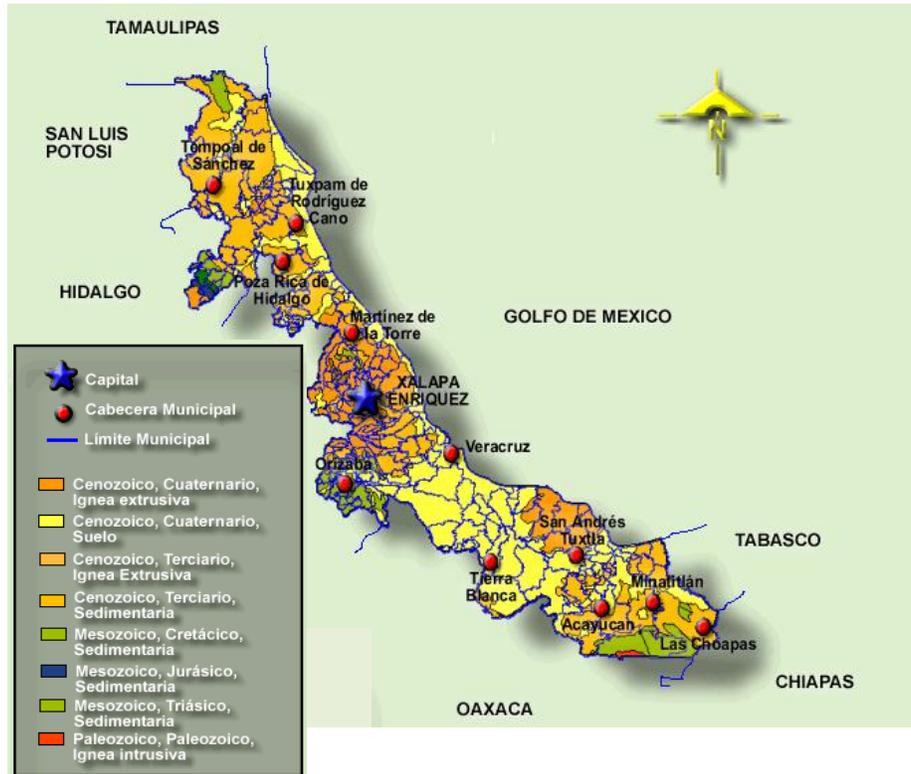


Figura 2.2 Geología del estado de Veracruz

Las dunas costeras migratorias predominan en la zona, dependiendo la dirección del viento que es predominantemente del noreste; hay un impacto permanente en la morfología de las dunas (Pérez-Villegas, 1992). Por lo tanto, las dunas son de tipo estrella, parabólica, y longitudinal.

De acuerdo con Inman y Nordstrom (1971), el litoral del Golfo de México, pertenece a la categoría de costa marginal.

Davies (1964) considera la clasificación de las mareas en la zona litoral del Golfo de México que tienden a ser micromareales, es decir, 2 m de amplitud de las mareas de primavera.

## **2.7 Geología del área de estudio Chachalacas, Golfo de México**

En el antiguo Golfo de México se individualizaron durante el Terciario dos cuencas sedimentarias principales, la cuenca de Burgos y la cuenca Tampico-Tuxpan, en las que se desarrolla una potente secuencia de sedimentos marino arenos-arcillosos. Estas cuencas se encuentran limitadas principalmente por estructuras orogénicas de principios del Cenozoico en las siguientes posiciones geográficas: al norte por la Sierra de Tamaulipas, al oriente por la Sierra Madre Oriental y la antefosa de Chicontepec, y al sur por el Macizo de Teziutlán.

La actividad plutónica en el Estado de Veracruz fue muy incipiente durante el Cenozoico y solo se reconocen plutones aislados al noreste, en la región de Huayacocotla y en la región de Tatatila-Las Minas. En cuanto a la actividad volcánica comenzó a fines del Terciario y continuó hasta el Cuaternario, originando depósitos que cubrieron gran parte de las porciones noroeste, centro y sureste de la entidad, en las regiones de Huayacocotla, Macizo de Teziutlán y Macizo San Andrés Tuxtla.

El área del estudio (Fig. 2.3 a, b) abarca unidades volcánicas que son extensión del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Estas rocas volcánicas corresponden con:

1) Andesitas del Mioceno-Plioceno de composición calco-alkalina (Cantagrel y Robin, 1979; Negendank *et al.*, 1985) que se extienden del área central hasta la costa

2) Basaltos del Plioceno de composición alcalina, distribuida en el área central de la costa.

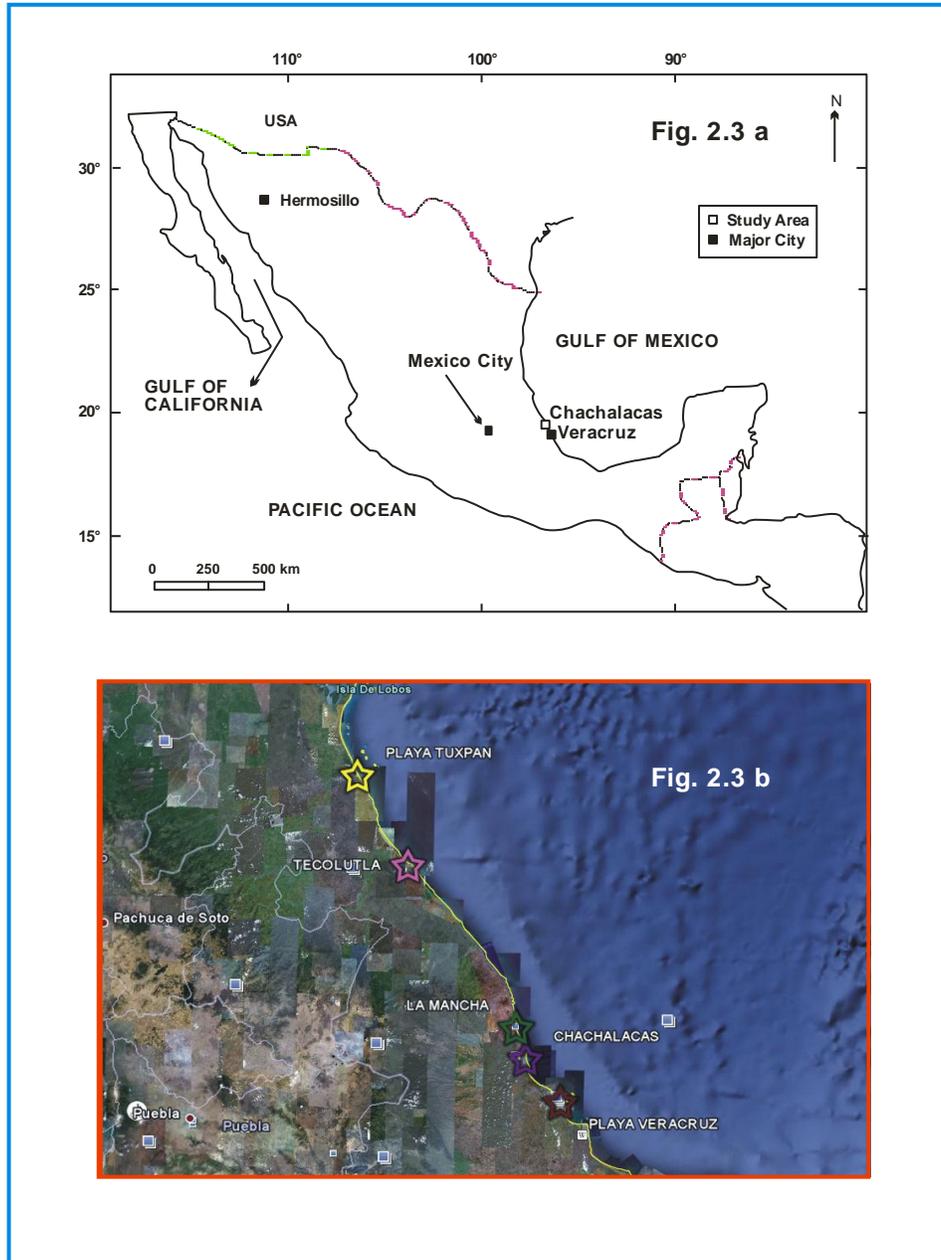


Figura 2.3 a, b Ubicación de Playa Chachalacas, Veracruz.

## 2.9 Recolección de muestras

Quince muestras de arenas de playa fueron recolectadas sobre la línea de costa del Golfo de México, en la playa de Chachalacas en el estado de Veracruz Tabla y mapa 2.4.

El muestreo consistió en recuperar aproximadamente un kilogramo de arena en la zona de marea baja; contemplando la superficie y hasta 15 centímetros de profundidad para solamente tomar la parte más reciente evitando el material bioclástico. La recolección de arenas se realizó con un espaciamiento aproximado de 15 metros entre cada muestra, cada una de las fracciones se depositó en bolsas de polietileno debidamente identificadas con las primeras siglas del nombre de la playa, seguidas de un número progresivo.

No de muestra	Clave	Coordenadas Geográficas (UTM)
1	CH-1	0781250 2149705
2	CH-2	0781305 2149909
3	CH-3	0781298 2149989
4	CH-4	0781293 2150064
5	CH-5	0781297 2150097
6	CH-6	0781299 2150158
7	CH-7	0781298 2150183
8	CH-8	0781283 2150216
9	CH-9	0781277 2150256
10	CH-10	0781279 2150286
11	CH-11	0781265 2150342
12	CH-12	0781274 2150374
13	CH-13	0781277 2150421
14	CH-14	0781265 2150472
15	CH-15	0781281 2150527

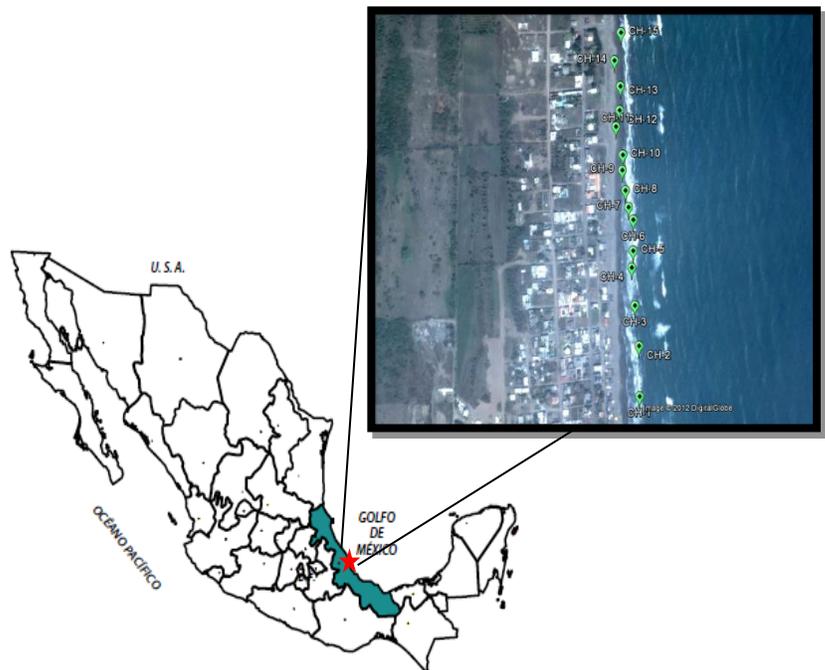


Tabla y mapa 2.4 donde se muestra las coordenadas de las muestras y ubicación.

## 2. 8 Marco Tectónico

Los principales elementos tectónicos que controlaron el depósito y deformación de las secuencias sedimentarias Mesozoicas y Terciarias en el noreste y sureste del Estado de Veracruz, lo constituyen el Anticlinorio de Huayacocotla, (al noroeste); Macizo Teziutlán (orientado oeste-noroeste, cuya culminación se encuentra en el poniente de Teziutlán. Cerca de su eje y culminación afloran cuerpos graníticos, está limitado al noreste por la cuenca Tampico-Tuxpan y la antifosa de Chicontepepec; al sureste de la Cuenca de Veracruz. Al poniente esta limitado por los pliegues del Geosinclinal Mexicano y al oriente por el Golfo de México; la Plataforma de Córdoba se encuentra a poniente de la Cuenca de Veracruz; era un área positiva cubierta por mares someros que existió desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío (Maastrichtiano).

Esta plataforma tiene su borde oriental bajo los sedimentos del Terciario y su borde occidental se encuentra aflorando y constituyendo parte de la Sierra Madre Oriental; el Macizo Volcánico de los Tuxtlas; señala la parte límite oriental de la Cuenca de Veracruz y consiste de un alto estructural de diorita, sobre la que se encuentran sobrepuestas extrusiones andesíticas y basálticas. No se encuentra cubierto por depósitos anteriores al Oligoceno, por lo que se infiere que estuvo emergido durante el Mesozoico y el Eoceno, formando la barrera que permitió el depósito de sal en la Cuenca Salina del Istmo durante el Jurásico; así como la Cuenca de Tampico-Tuxpan, localizada en la parte norte del Estado de Veracruz, extendiéndose en el extremo sur del estado de Tamaulipas y las porciones mas orientales de San Luis Potosí, Hidalgo y el norte de Puebla. La Cuenca tiene la forma de un arco semi-elíptico, abierto hacia el Golfo de México, y esta delimitada al norte por el Arco de Tamaulipas y el Homoclinal regional de San José de las Rusias, al oeste con la Sierra

Madre Oriental y al sur por el Bloque Tectónico de Teziutlán. El carácter de esta cuenca en esta región obedece al hundimiento del área ocupada por el Archipiélago de Tamaulipas, provocado en gran parte por los esfuerzos que plegaron y fallaron a la Sierra Madre Oriental a principios del Terciario; la Cuenca de Veracruz se define como un grueso paquete de sedimentos arcillo-arenosos, conglomeráticos, que en la porción central de la cuenca alcanzan un espesor de 8 a 9 Km, adelgazándose hacia sus extremos. La secuencia esta constituida por sedimentos marinos depositados desde el Paleoceno al Mioceno, con fuertes discordancias, siendo la principal la del contacto entre los sedimentos del Eoceno Tardío sobre los del Eoceno Temprano y Medio, Paleoceno e incluso sobre los del Cretácico.

## CAPÍTULO 3 GRANULOMETRÍA

La granulometría es la medición de los granos de una formación sedimentaria y el cálculo de la abundancia de los mismos, correspondiente a cada uno de los tamaños previstos por una escala granulométrica.

La clasificación granulométrica, es la gradación de los materiales sedimentarios así como de los suelos que se lleva a cabo con fines de análisis tanto de su origen como de sus propiedades mecánicas.

Para ilustrar el ambiente de deposición, se llevó a cabo el cálculo granulométrico de las muestras analizadas.

### **3.1 Implicaciones sedimentológicas con base al análisis estadístico del tamaño de grano.**

Siguiendo el método gráfico se pueden obtener los parámetros texturales a partir del promedio, media, desviación estándar, asimetría y curtosis, según Friedman (1967) junto con Folk y Ward (1957). Cada uno de los valores de las fracciones pesadas se tabularon. Los diversos parámetros texturales siguiendo el método gráfico (Friedman, 1967 y Folk y Ward, 1957) se obtuvieron para la discusión de los parámetros individuales. Varios diagramas bivariantes se graficaron para interpretar los diferentes parámetros texturales del ambiente deposicional.

### 3.1.2 Mediana

Es el punto medio, es decir es el tamaño de grano en el centro exacto de la población, donde la mitad de las partículas son finas y la otra mitad es más gruesa, y es determinada por el valor del porcentaje 50 en la curva acumulada.

### 3.1.3 Media

La media representa el tamaño de grano medio de la distribución total de sedimentos; la naturaleza de sedimentos y sus condiciones deposicionales pueden ser explicados por medio de la media. Es influenciada por parámetros como la velocidad del agente de transporte, forma, gravedad específica, composición, durabilidad y resistencia de los sedimentos durante el transporte. El tamaño de grano será mayor si la cantidad de energía impartida en los sedimentos también lo es. El tamaño de la media del sedimento sirve como un índice de la medida de abrasión, de reducción y de acreción.

El tamaño medio se puede calcular usando la fórmula

$$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

### 3.1.4 Desviación Estándar

Es una de las cualidades texturales más utilizadas para clasificar las arenas de diversos ambientes deposicionales. El grado de clasificación es dependiente del tamaño de grano de los sedimentos y sirve como medida de conocimiento de la energía o el ambiente deposicional, y para saber la presencia, o la ausencia, de fracciones gruesas a grano fino (Mckinney y Friedman, 1970).

Las fórmulas usadas para su determinación son:

$$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

De acuerdo con los valores obtenidos de la fórmula antes mencionada de Folk y de Ward (1957), se establecen las siguientes clases:

< 0.35 $\phi$	muy bien clasificadas
0.35 a 0.50 $\phi$	bien clasificadas
0.50 a 0.71 $\phi$	moderadamente bien clasificadas
0.71 a 1.00 $\phi$	moderadamente clasificadas
1.00 a 2.00 $\phi$	mal clasificadas
2.00 a 4.00 $\phi$	muy mal clasificadas
>4.00 $\phi$	extremadamente mal clasificadas

### 3.1.6 Curtosis

La curtosis es el cociente entre clasificación de cualquier extremo y la porción central de la distribución. Si la porción central se clasifica mejor que los extremos, la curva de frecuencia puede ser excesivamente puntiaguda o leptocúrtica. En contraste, si los extremos se clasifican mejor que la porción central de la curva de frecuencia, entonces se llama platicúrtica. Algunas curvas bimodales se muestran fuertemente platicúrticas con la depresión media entre la curva de frecuencia (Folk, 1980).

Geológicamente, la curtosis gráfica es la medida cualitativa de sedimentos ya clasificados, en un ambiente de alta energía y posteriormente transportados y modificados por otro tipo de ambiente (Folk y Ward, 1957).

La curtosis se determina usando la fórmula siguiente:

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44 (\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Los términos siguientes son utilizados para describir las características de la curtosis:

<0.67 $\phi$	Muy platicúrtica
0.67 a 0.90 $\phi$	Platicúrtica
0.90 a 1.11 $\phi$	Mesocúrtica
1.11 a 1.50 $\phi$	Leptocúrtica
1.50 a 3.00 $\phi$	Muy leptocúrtica
>3.00 $\phi$	Extremadamente leptocúrtica

### 3.1.7 Sesgo o Asimetría

La oblicuidad mide la asimetría de la distribución de la partícula. Si hay más arenas de grano grueso, entonces los resultados demuestran valores negativos. Si hay más materiales de grano fino, los valores tienden a ser positivos. La asimetría ha demostrado ser un parámetro valioso del tamaño en la distinción de los ambientes (Chappel, 1967 y Friedman, 1961, 1965 y

1967) y puede ser un indicador sensible de mezcla de arenas finas y arenas de grano grueso (Folk, 1966; Mason y Folk, 1958 y Spencer, 1963).

La fórmula usada para su determinación es:

$$SK_i = \frac{(\phi_{84} + \phi_{16} - 2(\phi_{50}))}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

Los diferentes términos establecidos por Folk y Ward (1957) se muestran abajo:

+1.0 a +0.3 $\phi$	Asimetría hacia las partículas muy finas
+ 0.3 a +0.1 $\phi$	Asimetría hacia las partículas finas
+0.1 a -0.1 $\phi$	Casi simétrica
-0.1 a -0.3 $\phi$	Asimetría hacia las partículas gruesas
-0.3 a -1.0 $\phi$	Asimetría hacia las partículas muy gruesas

### 3.1.8 Medida gráfica de la distribución de frecuencia

El propósito de la presentación gráfica de la distribución del tamaño de grano es expresar y registrar los parámetros estadísticos para la interpretación de variaciones texturales. La curva de frecuencia acumulada es una de las representaciones gráficas de datos de distribución de frecuencia particularmente valiosa en el cálculo de las cualidades del tamaño. El tamaño de grano se traza en el eje horizontal en escala aritmética y el porcentaje acumulativo del peso se traza en escala de la ordenada de la probabilidad en el eje vertical.

## 3.2 Metodología

### 3.2.1 Tratamiento de muestras

Del total de 15 muestras recolectadas, se tomaron para el análisis granulométrico 10 muestras, de las arenas de playa de Chachalacas en Veracruz. Las muestras destinadas al análisis granulométrico se procesaron en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (UNAM), aproximadamente 50 gramos fueron tomados para el análisis de tamaño de grano de cada una de las muestras.

Las muestras fueron inicialmente tratadas con ácido clorhídrico 1:1 para quitar los materiales calcáreos presentes en los sedimentos. Este tratamiento fue repetido hasta eliminar los mismos. Las muestras fueron lavadas con agua destilada y decantadas cuidadosamente para que no se perdiera limo, hasta que se lograra observar una columna de agua clara, el proceso de lavado y decantación se repitió. La arcilla y la materia mezclada en los sedimentos fueron retiradas por simple frotamiento. En caso de ser necesario, las partículas restantes de arcilla también se retiraron. Después de la decantación, las muestras se secaron y pesaron y se tomó la diferencia de peso como el peso de carbonatos.

Se utilizaron los tamices número 5, 7, 10, 14, 18, 25, 35, 45, 60, 80, 120, 170 y 230 de la Asociación Americana de Pruebas y Materiales (ASTM por sus siglas en inglés), que fueron los tamaños de acoplamiento. De tal manera, se mantuvieron 0.5 $\phi$  el intervalo y el equipo tamizador fue empleado para la separación del tamaño de grano. Para mantener una sincronización constante, el tamizador fue unido a un contador de tiempo y cada muestra fue tamizada por veinte minutos. Los materiales tamizados por cada malla fueron pesados por separado.

Luego los valores de todas las fracciones pesadas fueron tabulados correctamente para los estudios granulométricos y las arenas de las fracciones respectivas se guardaron para estudios posteriores de geoquímica.

### 3.3 Resultados y discusión

A continuación se muestran los resultados obtenidos del estudio de las arenas en la Tabla 3.1:

No. muestra	Media	Desviación Estándar	Sesgo ó Asimetría	Curtosis	Clase de Media	Clase de Desviación estándar	Clase de Curtosis	Clase de Sesgo ó asimetría
CH-1	2.33	0.43643939	-0.089628	1.1648802	Arena Fina	Bien Clasificado	Leptocurtica	Casi simétrica
CH-2	2	0.34431818	-0.240038	1.2295082	Arena Fina	Muy bien clasificado	Leptocurtica	Oblicuidad gruesa
CH-3	2.72	0.55765152	-0.212600	0.8965163	Arena Fina	Moderadamente bien clasificado	Platicurtica	Oblicuidad gruesa
CH5B	2.37	0.40204545	-0.186591	0.9377604	Arena Fina	Bien clasificado	Mesocurtica	Oblicuidad gruesa
CH6	2.1166	0.5375	-0.214756	0.8452868	Arena Fina	Moderadamente bien clasificado	Platicurtica	Oblicuidad gruesa
CH8	2.366	0.4625	-0.374331	1.1270491	Arena Fina	Bien clasificado	Leptocurtica	Oblicuidad muy gruesa
CH10	2.41	0.45992424	-0.045258	1.0088272	Arena Fina	Bien clasificado	Mesocurtica	Casi simétrica
CH13	2.3	0.43462121	-0.191412	0.8827238	Arena Fina	Bien clasificado	Platicurtica	Oblicuidad gruesa
CH14	2.2566	0.46484848	-0.128541	0.97730139	Arena Fina	Bien clasificado	Mesocurtica	Oblicuidad gruesa
CH15	2.0966	0.30659091	-0.032284	1.30402385	Arena Fina	Muy bien clasificado	Leptocurtica	Casi simétrica

Tabla 3.1 Tabla con valores estadísticos obtenidos de los estudios de granulometría.

### **3.4 Ambientes de depósito**

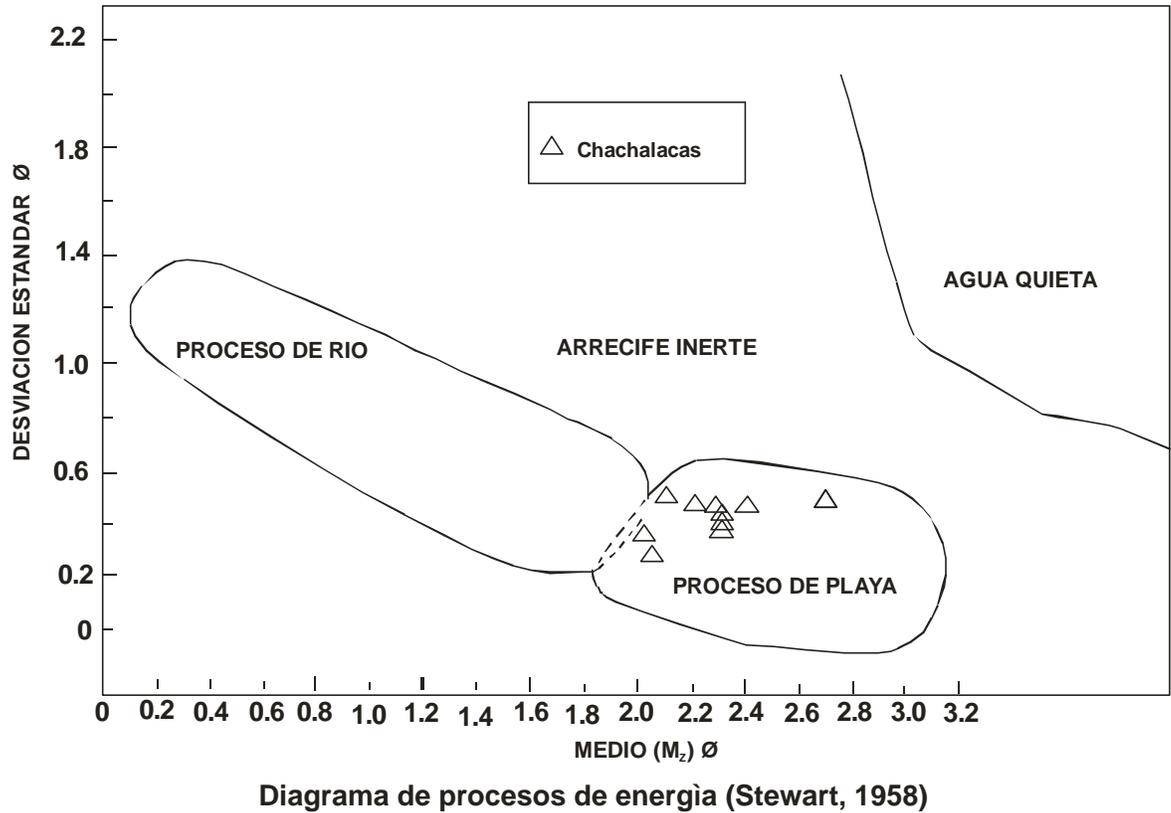
#### **3.4.1 Diagramas Bivariantes**

La discriminación de ambientes deposicionales usando varias bivariantes y argumentos probables de registros normales han sido empleados para sedimentos recientes y antiguos por Friedman (1961, 1967), Moiola y Weiser (1968), y Passega (1964). Los argumentos bivariantes son designados para diferenciar playas, ríos, dunas, y sedimentos eólicos, y son utilizados para interpretar el origen de las arenas. Las muestras de arenas del área de estudio son argumentos sobre cinco diferentes diagramas bivariantes con parámetros de combinación de tamaño de grano y mostradas en la figura de 3.1 a 3.5. Más que un campo en algunos argumentos bivariantes indican cualquier límite diferente propuesto por otros autores o propuestas diferentes para diferenciar varios ambientes como de duna, playa y río. Los argumentos bivariantes usados en parámetros texturales dan información valiosa en cuanto al ambiente deposicional de sedimentos. Folk y Ward (1957) ha trabajado con parámetros texturales obtenidos por método gráfico y construyeron varios argumentos bivariantes para identificar diferentes ambientes deposicionales.

Usando estos diferentes parámetros texturales, Friedman (1961 y 1967) ha diferenciado arenas de playa y duna por argumentos en los valores de asimetría vs desviación estándar y proveen la sensibilidad de diferenciar los ambientes deposicionales. Moiola y Weiser (1968) tienen delimitada la playa, río y ambientes de duna usando desviación estándar y valores promedio. En este estudio, los diferentes campos propuestos por estos autores son combinados juntos para conseguir mejores resultados.

La desviación estándar vs. diagramas promedio, como muestra en la Fig. 3.1 al principio sugerido por Stewart (1958) para diferentes procesos de playa de río. Las interpretaciones usadas

por Stewart en campos de discriminación indican que los procesos de playa distribuyen la mayor parte de las muestras de arena.



**Fig. 3.1 Diagrama de procesos de energía (Stewart, 1958).**

El gráfico de la media vs asimetría (Fig. 3.2), diagrama propuesto por Moiola y Weiser (1968) han sido utilizados para diferenciar ambientes de playa y duna. En este argumento, todas las muestras revelan una amplia dispersión y argumentos en los campos de playa y duna. En el argumento del gráfico de desviación estándar vs el argumento del gráfico de asimetría (Fig. 3.3), los campos propuestos por Friedman (1967) y Moiola y Weiser (1968) indican que la concentración de todas las muestras cae principalmente en ambientes de playa.

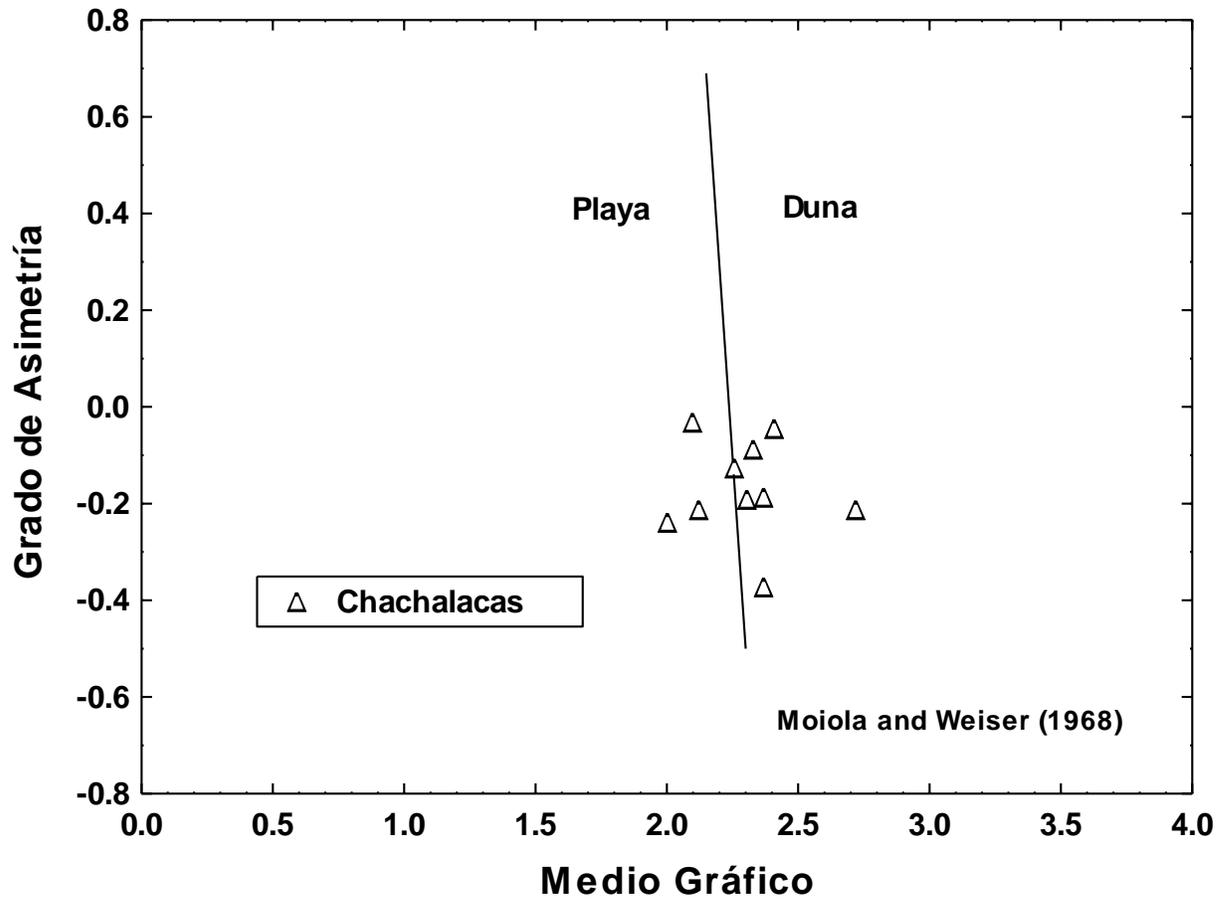
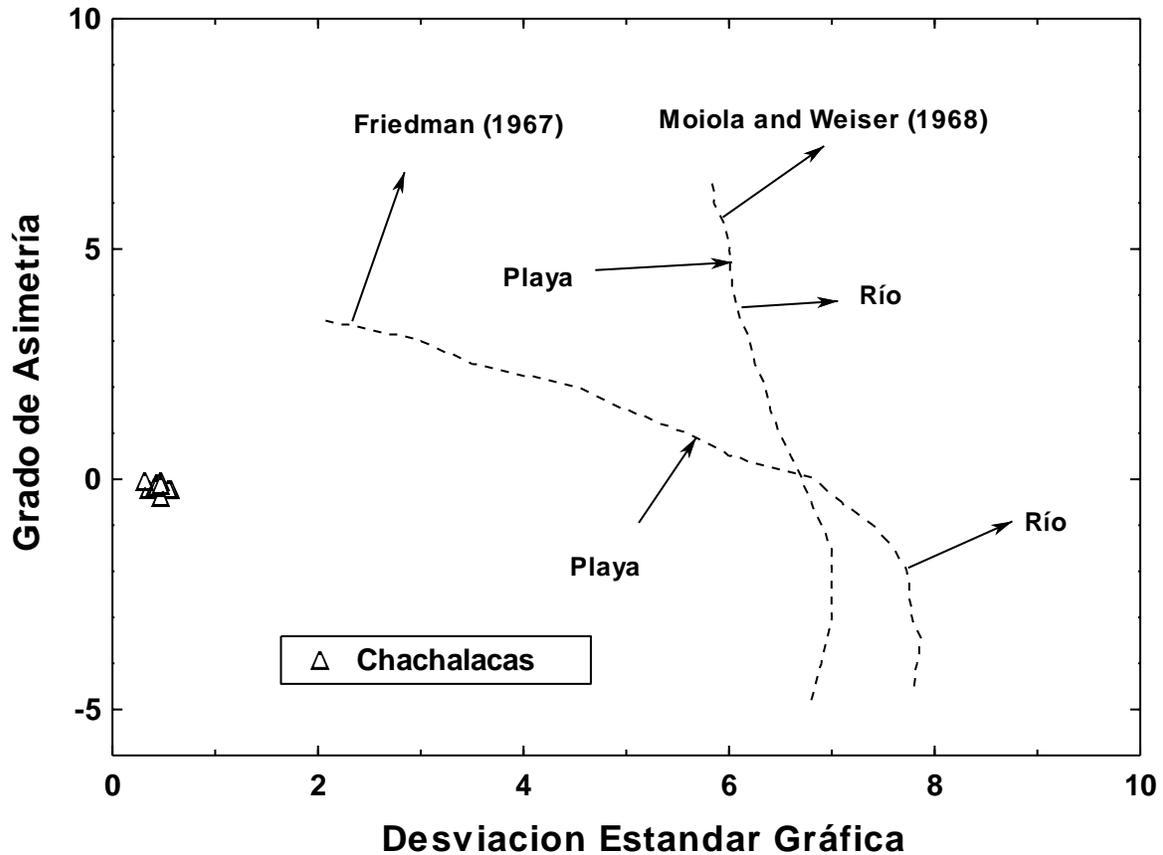


Figura 3.2. En el diagrama de asimetría gráfica contra medio gráfico propuesta por Moiola y Weiser (1968) se ha utilizado para la diferenciación de ambientes de playa y de duna.



**Figura 3.3** El diagrama de oblicuidad gráfica contra el de desviación estándar gráfica, los campos propuestos por Friedman (1967) y Moiola y Weiser (1968) indica que la concentración de todas las muestras caen principalmente en el ambiente de playa.

La phi de asimetría vs phi de desviación estándar (Fig. 3.4), diagrama que fue propuesto por Friedman (1967) para diferenciar el ambiente de río y playa. En este diagrama, todas las muestras caen dentro de ambientes de playa. Además, en la asimetría vs diagrama promedio (Fig. 3.5) los campos (playa y duna) propuestos por Moiola y Weiser (1968), y Hails y Hoyt (1969) son incluidos. En este diagrama, la mayoría de las muestras caen en ambiente de playa, con dos muestras en ambiente de duna, provocado probablemente por el transporte por las dunas cercanas.

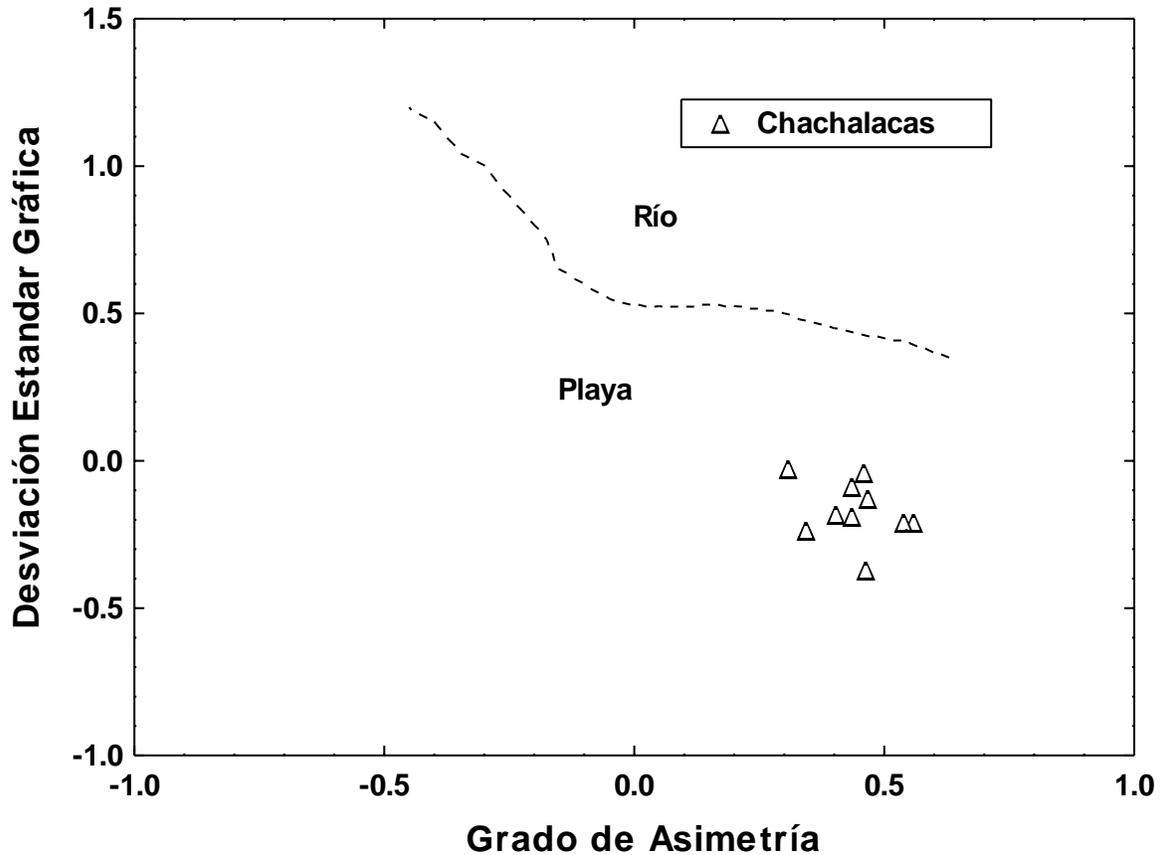


Figura 3.4. El diagrama de desviación de estándar contra la asimetría gráfica fue propuesto por Friedman (1967) para distinguir los ambientes de río y de playa.

De manera similar, muchos estudios describieron las diferencias en los parámetros de tamaño de grano entre arenas de playa y duna (Carranza-Edwards y Rosales-Hoz 1995; Carranza-Edwards et.al., 1998; Douglas et. al., 2003, 2006; Kasper-Zubillaga et. al., 2005, 2007 a, b, c; Pell et. al., 1999). Sin embargo, estos estudios están principalmente enfocados sobre el porcentaje de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos (composición modal). Entonces, en este capítulo, nosotros concluimos que las variaciones del tamaño de grano son los mejores indicadores de las condiciones del nivel de energía, que prevalece durante la depositación de arenas.

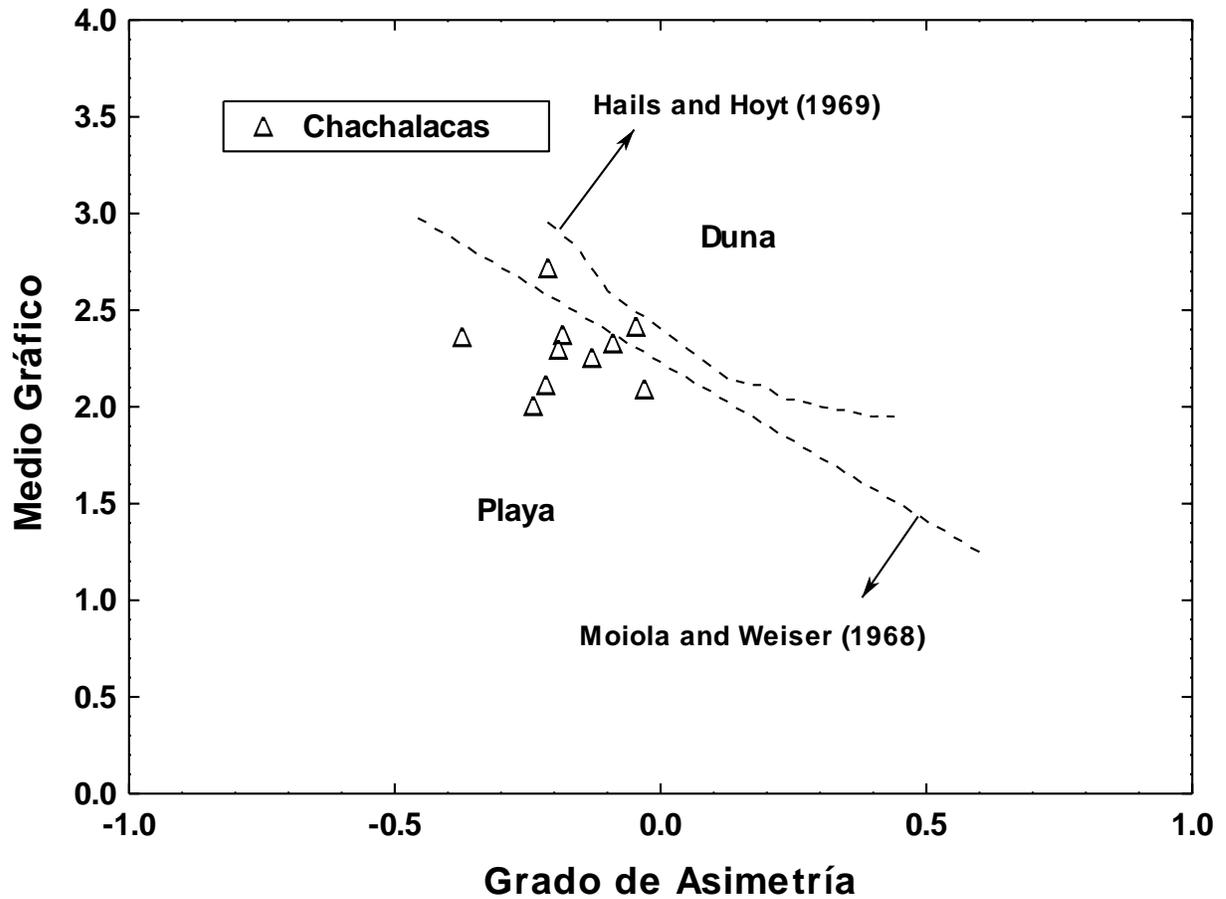


Figura 3.5. El diagrama de medio gráfico contra el la asimetría gráfica, los campos (playa y duna) propuestos por Moiola y Weiser (1968), y Hails y Hoyt (1969).

## Capítulo 4

### Geoquímica

#### 4.1 Introducción

La composición química de los sedimentos clásticos, es comúnmente usada como un indicador de procedencia para identificar las condiciones climáticas y el marco tectónico de una Cuenca (Osae et al., 2006; Nagarajan et al., 2007a, Armstrong-Altrin, 2009; Saha et al., 2010). Sin embargo, la composición de las arenas de playa esta influenciada por la naturaleza o el proceso sedimentario de deposito de una cuenca. Los elementos traza como La, Y, Sc, Cr, Th, Zr, Hf, Nb, y  $TiO_2$  son los mas adecuados para la determinación de procedencia y marco tectónico, esto debido a su baja movilidad durante los procesos sedimentarios.

Estos elementos se presentan generalmente en los minerales resistentes y no se liberan durante el intemperismo y transporte, por tanto, pueden reflejar mejor la firma de los materiales de origen (Armstrong-Altrin and Verma, 2005; Sabaou et al., 2009; Zimmermann and Spalletti, 2009; Park et al., 2010; Armstrong-Altrin et al. 2012). Por lo tanto, estos elementos se son mejores que los elementos mayores para la discriminación relacionada a ambientes tectónicos y composición de la roca madre (e.g., Pe-Piper et al., 2008; LaMaskin et al., 2008).

La distribución relativa de los elementos inmóviles, como La y Th (ampliamente presente en rocas sílicas) y Sc, Cr y Co (presente abundantemente en rocas básicas relativas a rocas sílicas) han sido usadas para inferir la contribución relativa de las fuentes félsicas

y máficas de las arenas de diferentes ambientes tectónicos (Borges and Huh, 2007; Borges et al., 2008).

Cullers et al. (1988) ha demostrado que el Ba y Co abundantes en sedimentos clásticos, pueden ser usados como diagnostico químico presente en elementos máficos y félsicos relativos a su procedencia. De igual forma, la variación en la composición química de las arenas de playa, refleja cambios en la composición mineralógica debido a los efectos en los procesos diagenéticos y de intemperismo (Selvaraj and Chen, 2006; Garcia et al., 2004; Roddaz et al., 2005, 2006). Los elementos químicamente inmóviles, como REE, Th, Cr, y Sc están bien preservados en los sedimentos clásticos, por tanto esto nos ayuda en el registro de las firmas químicas de las rocas fuentes. Por lo tanto, estos elementos y sus relaciones elementales, son altamente usados para determinar la procedencia y características de los sedimentos.

Los objetivos de este capítulo son:

- 1) Evaluar procedencia, las características de la arena de las playas de chachalacas, en el Golfo de México, usando elementos mayores, trazas y tierras raras.
- 2) Para describir la importancia de los elementos traza ferromagnesianos para distinguir las rocas fuentes de origen félsico, máfico y/o ultramáfico.
- 3) Para identificar la efecto hidráulica durante de transportación de las arenas.
- 4) Interpretar la intensidad de intemperismo.
- 5) Para identificar la probable roca madre (Los datos geoquímicos de estas arenas son comparados con riolitas, andesitas, andesitas basálticas y basaltos de las áreas relativamente cercanas al área de estudio).

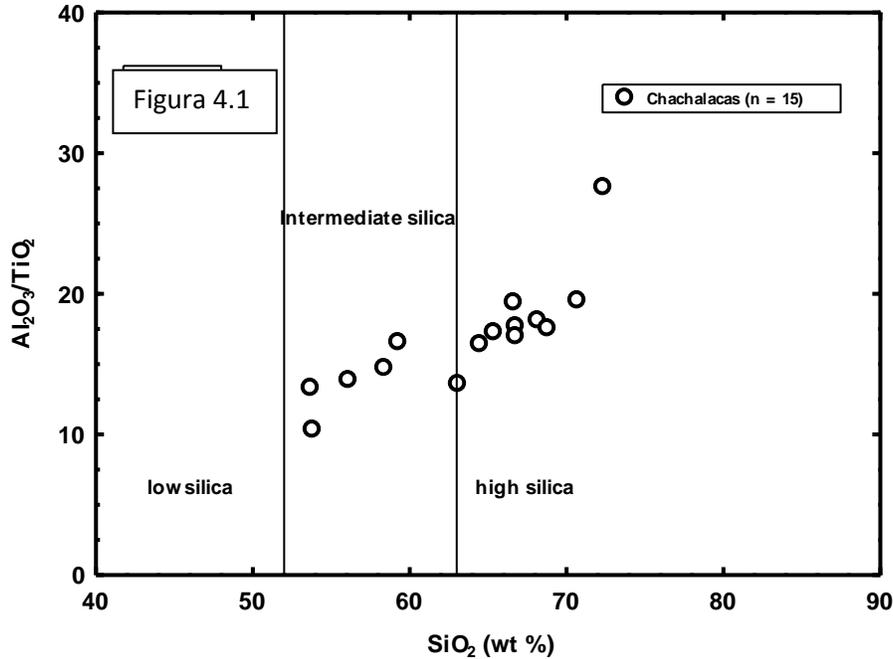
## **4.2 Metodología**

Un total de 15 muestras de Playa de Chachalacas, Veracruz, fueron analizadas por medio de geoquímica de elementos mayores, trazas, y tierras raras. Los elementos mayores fueron analizados usando XRF en el Instituto de Geología en la UNAM. Del mismo modo los elementos traza, incluyendo el estudio de los catorce elementos de tierras raras (REE) se determinaron utilizando alta resolución con espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) en el Instituto de Geología de la UNAM. La precisión y exactitud del material de referencia JG-2, según lo determinado por el ICP-MS es mejor que  $\pm 5\%$ . La base de datos de la geoquímica de las Rocas generadoras fue construida a partir de numerosas referencias (véase la figura 4.19 para las ubicaciones y más detalles) y se utilizó para la interpretación de datos geoquímicos derivados a partir de tres zonas de playa. Los datos de elementos mayores se recalcularon a base anhidra (Loss of ignition-libre) y ajustada al 100% antes de usarlos en diferentes esquemas. Para la discusión de REE se utilizaron valores de normalización de condrita enumerados en Taylor y McLennan (1985).

## **4.3 Resultados y Discusión**

### **4.3.1 Geoquímica de elementos mayores**

La Tabla 4.1, enlista la concentración de los elementos mayores analizados en las arenas de playa de Chachalacas, Veracruz. En la Figura 4.1, las arenas de playa son clasificadas como altas, intermedias y bajas de sílice basadas en su contenido de  $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}}$ .



**Figura 4.1.** La relación  $Al_2O_3/TiO_2$  vs  $SiO_2$ , para las arenas de playa (Le Bas et al., 1986).

**n** = número de muestras.

En este diagrama, las arenas de Chachalacas analizadas, van de composiciones intermedias a avanzadas en su composición de sílice principalmente entre 54 y 72%. Ninguna de las muestras están en el campo de bajo contenido en sílice. La variación en el contenido de  $SiO_2$  varia de 54 a 72% (promedio  $64 \pm 6$ ) indica que las arenas de la playa pueden derivarse a partir de rocas de origen intermedios y félsicos. La variación de la relación en  $Al_2O_3/TiO_2$  es amplia. La variación de la relación en  $Al_2O_3/TiO_2$  es amplia entre las arenas de la playa ( $\sim 10$  a 28,  $17 \pm 4$ ,  $n = 15$ ), indica que los sedimentos se concentran en minerales accesorios.

Tabla 4.1. Concentración de elementos mayores en % de los arenas de la playa de Chachalacas

Muestra #	CH-1	CHA-1B	CH-2	CH-3	CHA-3B	CHA-5B	CH-6	CHA-7B
(SiO <sub>2</sub> ) <sub>adj</sub>	66.65	53.72	70.71	68.23	53.87	58.38	65.33	59.25
SiO <sub>2</sub>	60.54	47.10	64.29	63.05	50.34	52.74	59.64	52.62
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.81	0.38	0.50	1.43	0.83	0.52	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.67	10.74	7.46	8.99	14.69	12.16	8.90	11.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.18	5.20	2.79	3.37	8.14	5.25	3.75	4.51
MnO	0.06	0.09	0.05	0.06	0.12	0.09	0.07	0.08
MgO	1.96	2.96	1.57	1.99	3.65	2.53	2.63	2.20
CaO	12.44	15.80	11.01	10.75	9.20	11.11	12.32	12.03
Na <sub>2</sub> O	1.89	3.15	1.82	1.98	3.56	3.34	1.94	3.16
K <sub>2</sub> O	1.44	1.61	1.54	1.55	1.96	2.10	1.39	2.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.23	0.01	0.17	0.36	0.20	0.14	0.07
LOI	9.12	12.75	8.43	7.74	6.09	8.87	8.36	10.74
Total	99.95	100.44	99.35	100.14	99.54	99.21	99.64	99.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	19.43	13.31	19.49	18.12	10.30	14.74	17.21	16.54
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.759	0.510	0.846	0.784	0.550	0.628	0.715	0.665
CIA	52.70	46.99	49.40	52.31	51.49	47.85	53.04	47.29

Muestra #	CH-8	CHA-9B	CH-10	CH-12	CH-13	CH-14	CH-15	Mean
(SiO <sub>2</sub> ) <sub>adj</sub>	68.84	56.11	64.56	66.74	66.77	63.04	72.31	63.63 ± 6.00
SiO <sub>2</sub>	63.09	48.46	58.09	60.09	60.60	56.57	66.22	57.56 ± 5.99
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.69	0.53	0.45	0.46	0.58	0.29	0.604 ± 0.273
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.33	9.60	8.59	7.99	7.79	7.82	8.01	9.41 ± 2.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.19	4.33	3.70	3.17	3.24	4.05	2.21	4.00 ± 1.42
MnO	0.06	0.08	0.07	0.06	0.07	0.08	0.04	0.073 ± 0.019
MgO	1.86	2.21	2.67	1.99	2.25	3.28	1.12	2.32 ± 0.652
CaO	11.31	16.64	13.22	13.02	13.15	14.52	10.05	12.44 ± 2.05
Na <sub>2</sub> O	1.80	2.50	1.75	1.75	1.72	1.62	1.87	2.26 ± 0.688
K <sub>2</sub> O	1.52	1.62	1.25	1.36	1.35	1.15	1.71	1.58 ± 0.288
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.23	0.13	0.16	0.13	0.07	0.08	0.146 ± 0.094
LOI	8.51	13.65	9.26	9.47	9.57	9.67	8.19	9.36 ± 1.88
Total	100.16	100.02	99.25	99.50	100.34	99.41	99.77	99.75 ± 0.399
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Ti <sub>2</sub>	13.86	16.36	17.67	16.90	13.52	27.60	13.86	16.83 ± 3.89
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.650	0.711	0.778	0.783	0.708	0.916	0.650	0.723 ± 0.111
CIA	49.08	54.72	52.54	52.20	54.29	50.06	49.08	51.09 ± 2.48

Chemical Index of Alteration (CIA) =  $[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$  (Nesbitt and Young, 1982)

SiO<sub>2adj</sub> = Major-element data were recalculated to anhydrous (LOI-free) basis and adjusted to 100 %.

El contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varía de  $\sim 8$  a 15 ( $10 \pm 2$ ; Tabla 4.1). El valor del coeficiente de correlación obtenido entre el  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  es negativo (coeficiente de correlación de  $r = -0.85$ ,  $n = 15$ ; Fig. 4.2), lo que indica el efecto de dilución de cuarzo.

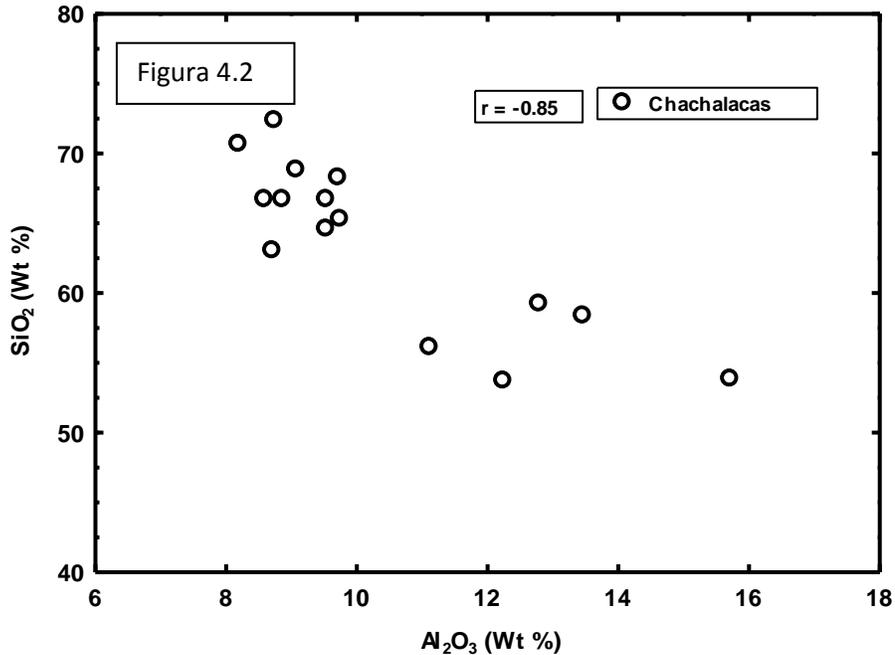


Figura 4.2. Diagrama bivalente de  $\text{SiO}_2$  contra  $\text{Al}_2\text{O}_3$  para las arenas de playa.

Los valores medios de los elementos mayores se normalizan a la corteza continental superior (UCC; Taylor y McLennan, 1985) y se muestran en la Figura 4.3. En relación a UCC las muestras de arena de las playas de Chachalacas se enriquecen en  $\text{CaO}$ . En contraste, el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se agota en todas las muestras. Este ligero enriquecimiento se observó en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{MgO}$  en algunas muestras. Este enriquecimiento indica la concentración de minerales pesados entre las arenas de Chachalacas. La variación de  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\sim 1.8 - 3.8$ ) y en  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\sim 1.3 - 2.4$ ) en contenido es pequeño.

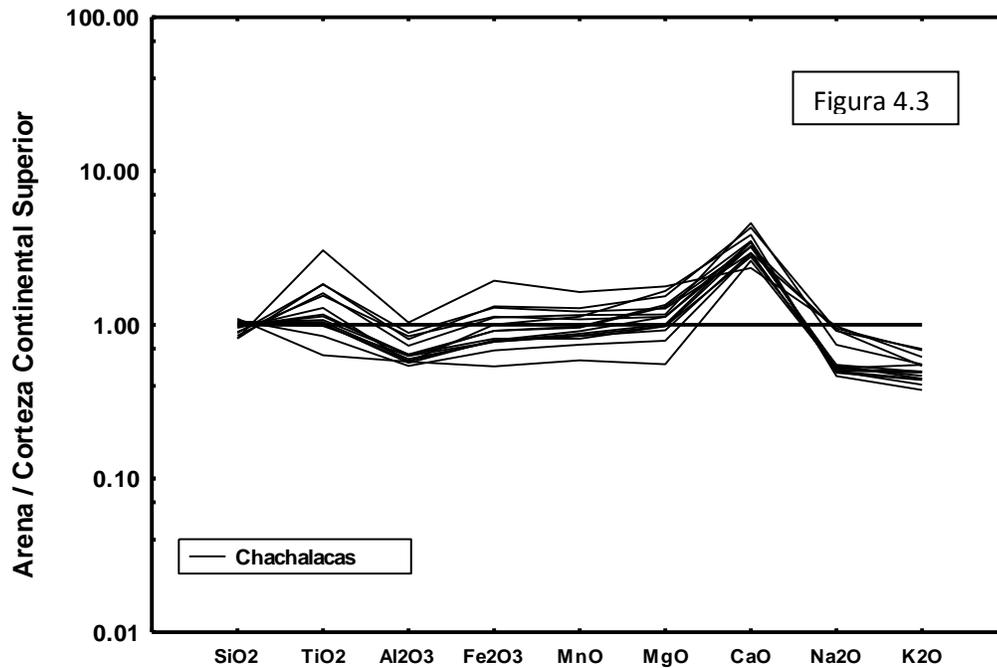


Figura 4.3. Diagrama tipo araña (spider plot) de concentraciones de elementos mayores (valores promedio) para arenas de playa normalizadas contra valores de corteza continental superior (Taylor and McLennan, 1985).

La correlación entre TiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es positiva ( $r = 0.93$ ,  $n = 15$ ; Fig. 4.4), lo que indica la relación entre el tamaño de grano y minerales pesados. Del mismo modo, una significativa correlación positiva obtenida entre TiO<sub>2</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 4.5) refleja concentraciones en la abundancia de minerales pesados de contenido Ti-Fe tales como ilmenita o magnetita entre ellos.

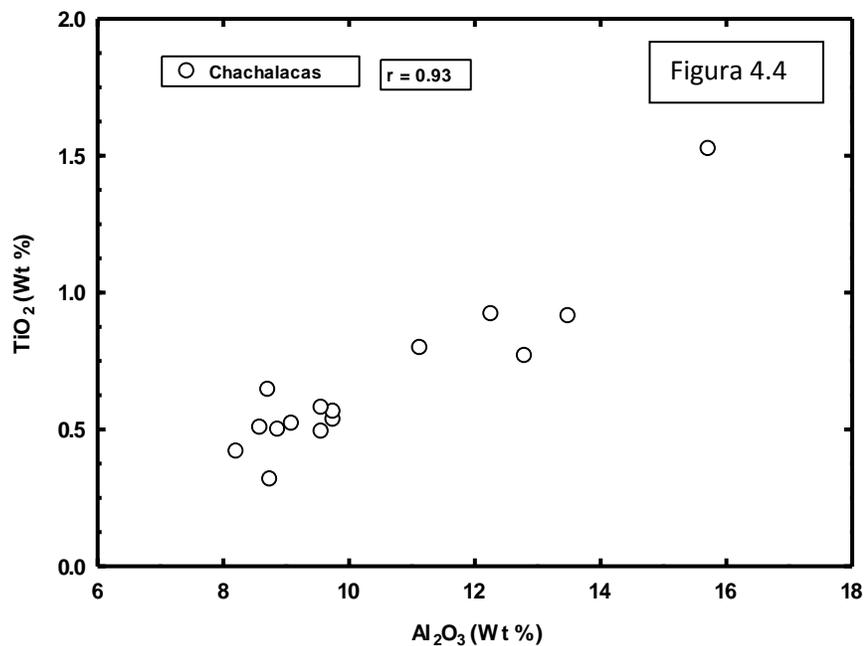


Figura 4.4. Diagrama de  $Al_2O_3$  contra  $TiO_2$ , donde se muestra el enriquecimiento de  $TiO_2$  en algunas muestras.

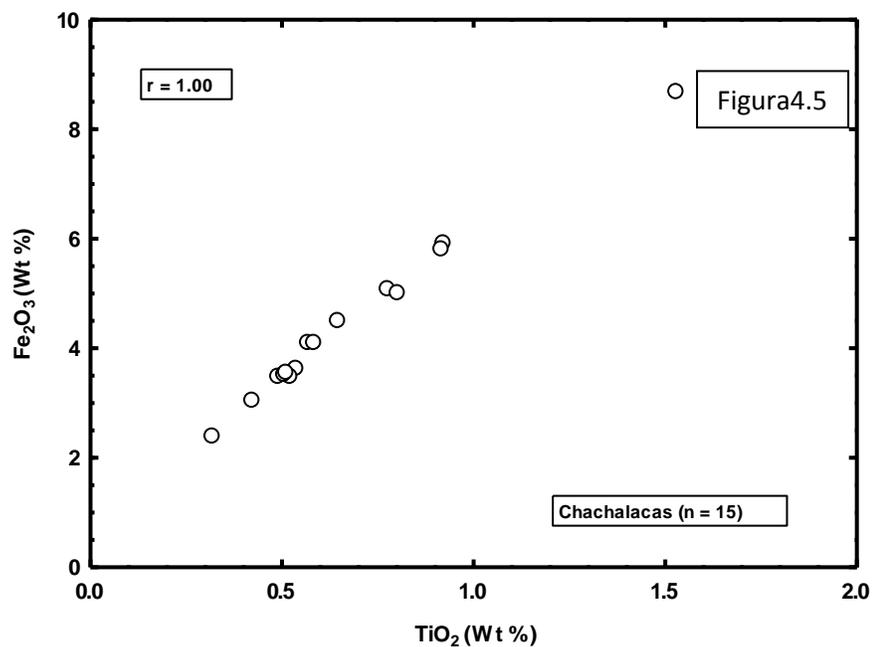


Figura 4.5. Diagrama de  $TiO_2$ - $Fe_2O_3$  donde se muestra la excelente correlación positiva ( $r = 1.00$ ) para las arenas de Chachalacas.

### 4.3.2 Geoquímica de los elementos traza

#### 4.3.2.1 Los grandes elementos de iones litófilos (LILE) Rb, Ba, Sr, Th y U

Las concentraciones de los elementos se presentan en la Tabla 4.2 y Figura 4.6. En comparación con la corteza continental superior a la concentración de las muestras estudiadas son generalmente bajos en Rb, Ba, Sr, y Th, excepto en una muestra (CH3B), que está ligeramente enriquecida en contenido de Sr. Del mismo modo, en todas las muestras de arena de playa de Chachalacas el contenido de U se agota.

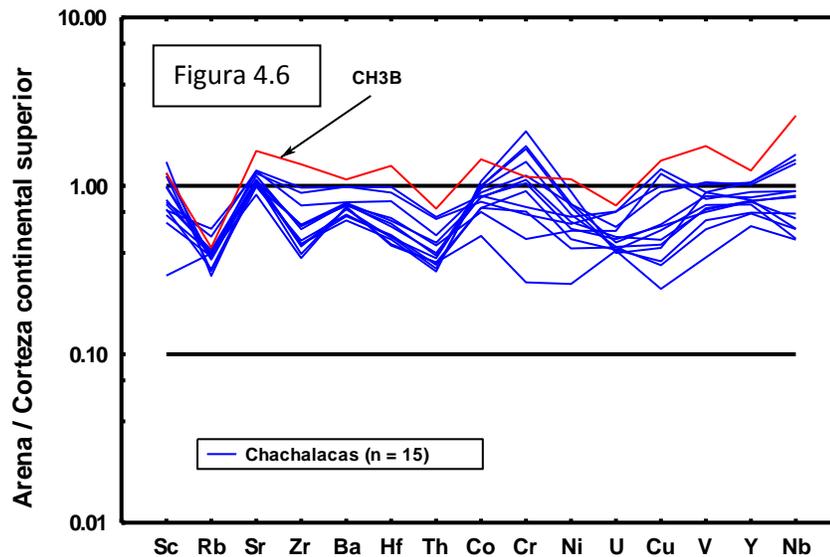


Figura 4.6. Diagrama multi-elemental normalizado para las arenas de playa, normalizadas contra corteza continental superior (Taylor and McLennan, 1985).

Los valores de la corteza continental superior son: Sc = 13.6, Rb = 112, Sr = 350, Zr = 190, Ba = 550, Hf = 5.8, Th = 10.7, Co = 10, Cr = 35, Ni = 20, U = 2.8, Cu = 25, V = 60, Y = 22, and Nb = 25.

Tabla 4.2. Concentración de elementos trazas en ppm de las arenas de la playa de Chachalacas

Muestra #	CH-1	CHA-1B	CH-2	CH-3	CHA-3B	CHA-5B	CH-6	CHA-7B
As	1.35	23.79	2.15	4.11	26.33	23.14	9.10	27.92
Ba	402.20	439.31	406.98	435.64	600.15	541.24	423.07	543.82
Cd	0.02	0.08	0.06	0.09	0.09	0.07	0.06	0.08
Co	2.97	15.55	12.59	14.50	24.44	14.85	16.97	13.68
Cr	9.17	95.57	58.41	90.16	93.92	62.13	142.78	56.11
Cs	0.30	1.70	1.46	1.55	1.68	1.91	1.45	2.12
Cu	2.81	22.90	8.45	11.96	35.28	25.03	14.77	31.43
Hf	3.61	4.70	2.61	3.60	7.64	5.72	3.46	5.29
Mo	1.14	0.90	0.67	0.86	1.48	1.11	0.75	1.05
Nb	4.65	16.31	6.64	10.30	31.34	18.43	11.18	17.16
Ni	1.43	34.23	18.72	26.85	48.21	28.84	34.43	26.19
Pb	2.42	9.01	7.22	8.69	9.70	10.86	7.86	10.99
Rb	54.03	43.56	42.64	44.56	48.16	56.11	41.54	62.26
Sb	0.50	0.30	0.30	0.34	0.22	0.34	0.30	0.40
Sc	8.85	13.51	8.23	11.22	16.16	10.88	16.24	9.74
Sr	89.79	428.91	365.10	350.89	564.40	431.53	373.49	415.30
Sn	2.25	1.66	0.87	1.09	2.01	1.73	1.15	1.89
Ta	0.35	1.28	0.50	0.73	2.34	1.29	0.85	1.00
Th	6.88	5.34	3.68	4.83	7.70	6.86	4.05	6.68
U	2.54	1.60	1.21	1.40	2.14	1.97	1.29	1.96
V	35.75	112.39	59.13	77.45	184.47	109.07	93.18	98.16
Y	35.66	22.35	15.09	18.02	27.15	22.99	18.82	23.13
Zn	17.05	69.01	40.89	51.75	85.06	71.48	51.31	75.56
Zr	71.55	145.39	74.94	111.73	255.11	185.48	109.75	172.66
Th/Sc	0.777	0.395	0.448	0.430	0.476	0.631	0.250	0.685
Cr/Ni	6.418	2.792	3.120	3.358	1.948	2.154	4.146	2.142
Cr/V	0.257	0.850	0.988	1.164	0.509	0.570	1.532	0.572
Zr/Sc	8.085	10.759	9.110	9.955	15.787	17.054	6.758	17.727

Continuación Tabla 4.2. Concentración de elementos trazas en ppm de las arenas de la playa de Chachalacas

Muestra #	CH-8	CHA-9B	CH-10	CH-12	CH-13	CH-14	CH-15	Mean
As	10.67	22.32	2.56	15.08	27.44	27.63	24.81	16.56 ± 10.50
Ba	429.8	420.2	371.3	363.6	399.7	342.9	414.0	435.59 ± 71.71
Cd	0.06	0.08	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05	0.067 ± 0.016
Co	14.70	11.91	16.95	12.57	16.35	18.12	8.58	14.32 ± 4.71
Cr	86.21	40.19	137.7 6	77.29	115.29	174.95	22.21	84.14 ± 45.64
Cs	1.52	1.71	1.25	1.27	1.39	1.19	1.50	1.47 ± 0.407
Cu	14.39	29.51	13.63	8.92	11.18	10.72	6.12	16.47 ± 9.91
Hf	3.33	3.74	2.90	2.96	2.87	2.79	2.57	3.85 ± 1.42
Mo	0.78	0.67	0.51	0.55	0.62	0.59	0.45	0.808 ± 0.285
Nb	10.51	11.18	5.83	8.21	7.69	6.69	5.75	11.46 ± 6.99
Ni	24.47	23.81	33.04	21.26	29.79	40.63	11.51	26.89 ± 11.35
Pb	7.91	8.51	6.95	6.63	7.19	6.46	7.47	7.86 ± 2.06
Rb	46.59	44.83	34.98	35.84	40.88	32.75	44.56	44.89 ± 7.96
Sb	0.38	0.27	0.25	0.29	0.30	0.27	0.29	0.315 ± 0.069
Sc	10.57	9.11	15.53	9.87	13.33	18.86	3.99	11.74 ± 3.86
Sr	402.3	379.6	346.7	369.9	377.4	379.9	310.1	372.35 ± 96.87
Sn	1.09	1.66	0.73	0.81	0.91	0.94	0.74	1.30 ± 0.510
Ta	0.71	0.90	0.41	0.59	0.56	0.45	0.34	0.821 ± 0.520
Th	4.19	4.65	3.39	3.57	3.91	3.26	3.68	4.84 ± 1.486
U	1.35	1.51	1.17	1.17	1.22	1.12	1.15	1.52 ± 0.437
V	74.98	89.48	82.44	66.84	78.85	97.83	40.20	86.68 ± 35.09
Y	17.81	20.26	17.07	15.27	17.70	18.13	12.70	20.14 ± 5.65
Zn	48.27	62.60	47.36	40.62	46.56	49.36	33.03	52.66 ± 17.59
Zr	105.1 2	109.89	89.89	85.84	83.06	85.79	70.79	117.13 ± 51.92
Th/Sc	0.511	0.218	0.361	0.293	0.173	0.922	0.511	0.464 ± 0.212
Cr/Ni	1.688	4.169	3.636	3.870	4.306	1.929	1.688	3.28 ± 1.25
Cr/V	0.449	1.671	1.156	1.462	1.788	0.552	0.449	0.978 ± 0.487
Zr/Sc	12.06	5.786	8.697	6.230	4.547	17.756	12.06	10.68 ± 4.47

#### 4.3.2.2 Elementos de intensidad alta de campo (HFSE): Y, Zr, Nb, y Hf

La grafica lineal de la corteza continental superior normalizada (Fig. 4.6) muestra que los elementos HFSC se agotan en las arenas de Chachalacas. El enriquecimiento de Zr, Y y Nb en las muestras de arena de playa de Chachalacas probablemente indican el efecto de la clasificación de sedimentos durante el transporte. Se observó una correlación positiva observada entre Hf y Zr ( $r = 0.98$ ,  $n = 15$ . Fig. 4.7) indica que se derivan de fuentes similares. También se observa que la muestra CH3B es mayor en Zr y Hf que en otras muestras (Tabla 4.2).

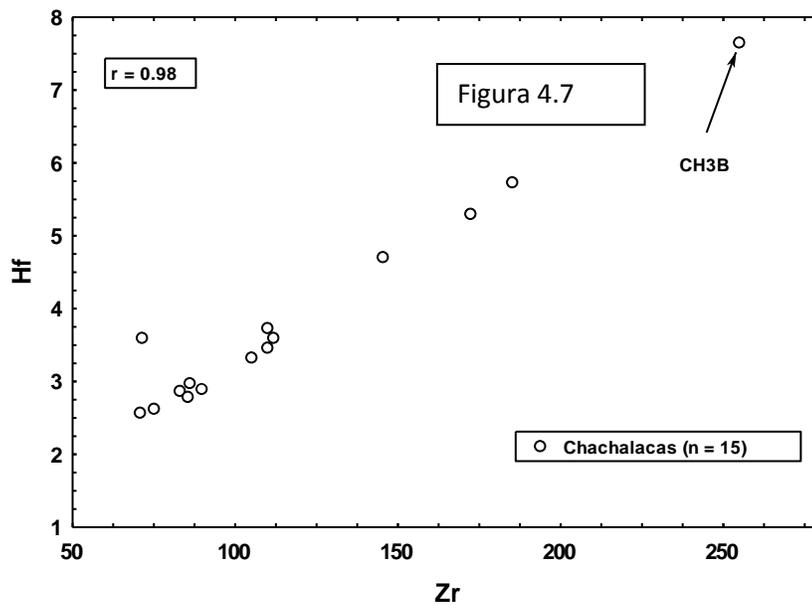


Figura 4.7. Diagrama bivalente que muestra la relación entre Zr y Hf.

#### 4.3.2.3 Los elementos traza de transición (TTE): V, Cr, Co, Cu, Ni y Sc

La concentración de Ni varía de  $\sim 1.43$  a  $48.21$  en las muestras de arena de Chachalacas. Sin embargo, la variación en el contenido de Cr ( $\sim 9-175$ ) es mayor que para otros elementos. Las muestras de arena estudiadas se agotan en contenido de Co ( $\sim 3-24$ ), Cu ( $\sim$

3-35), Sc (~ 4-19), excepto una muestra (muestra no. CH3B; alto en V = ~ 185 ppm, Tabla 4.2) todas las demás muestras se agotan en V (~ 36-112). Las variaciones en los elementos traza de transición entre las arenas de Chachalacas, probablemente indican el fraccionamiento de los minerales durante el transporte o las diferencias en las rocas de origen.

#### **4.3.3 Elementos de tierras raras (REE)**

Los elementos conocidos como tierras raras (REE por sus siglas en Inglés) o lantánidos son un grupo de quince elementos, empezando con el lantano (La, número atómico 57) y terminando con el lutecio (Lu, número atómico 71). Todos los lantánidos ocurren en la naturaleza, excepto el prometio (Pm), el cual es radioactivo y no ha sido posible encontrarlo en sustancias naturales. Las tierras raras son clasificadas dentro de dos sub-grupos: las tierras raras ligeras o grupo del cerio (abreviado LREE), incluyendo los primeros siete elementos desde La a Eu (números atómicos entre 57-63), y las tierras raras pesadas o subgrupo del itrio (abreviado HREE), incluyendo los elementos desde Gd a Lu con números atómicos entre 64-71. El itrio y el escandio, aunque ellos no son tierras raras verdaderas, tienen propiedades similares a las tierras raras pesadas.

Minerales importantes que contienen a las tierras raras son la monita [(Ce, La, Nd, Th) (PO<sub>4</sub>)], [(REE)PO<sub>4</sub>], la xenotima [Y, REE(PO<sub>4</sub>)], el circón [Zr(SiO<sub>4</sub>)], la bastnaesita [(Ce, La)(CO<sub>3</sub>)F] y el apatito [Ca, REE)<sub>5</sub> (PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub> (OH,F)]. La fuente comercial más importante de REE ha sido la monita proveniente de depósitos de placer, como es el caso de los depósitos fluviales en Carolina del Norte y playas con depósitos de placer en Brasil, India, China y Australia. La bastnaesita y la monita son fuentes de tierras raras ligeras y

representan cerca del 95% de la producción actual de REE, mientras que la xenotima y minerales como la alanita son fuente de las tierras raras pesadas e itrio. La monacita comúnmente contiene torio hasta 10%, algo de itrio y una pequeña cantidad de uranio. El zirconio ortosilicatado es encontrado más en rocas ígneas y algunas rocas metamórficas como pequeños cristales o granos, extensivamente distribuidos y raramente con más del 1% de la masa total de la roca.

En la naturaleza, REE no se presentan como metales libres. En su mayoría se producen en la estructura mineral en unión covalente o iónico con REE y otros diversos metales. Monacita, circón, y xenotima son minerales accesorios muy comunes en granito y gneis. Estos minerales son también muy estables en el medio ambiente cerca de la superficie. Debido a su resistencia química y alta densidad, con frecuencia se concentran en depósitos de placer. Los elementos de tierras raras (REE) en los sedimentos terrígenos básicamente se concentran en las fracciones finas y representan indicadores de procedencia bien establecidos (Armstrong-Altrin et al., 2004; Bakkiaraj et al., 2010). Las diferencias en el contenido REE dependen de la composición de las rocas de origen, la adición de minerales accesorios y a veces, debido a los procesos de intemperismo en el área de origen (Etemed-Saeed et al., 2011). El posible papel jugado por fases accesorias en la distribución de tierras raras en sedimentos fue discutido en varios artículos (por ejemplo Armstrong-Altrin, 2009). Estos estudios sugieren que los minerales como el circón, monacita e ilmenita, cuando se concentran en los sedimentos debido a la de la clasificación hidráulica pueden afectar los patrones de REE.

Las concentraciones de REE y los patrones normalizados para las muestras de arena de Chachalacas se muestran en la Tabla 4.3 y la Figura 4.8. Concentraciones de REE total ( $\Sigma$ REE) varían mucho en las arenas de Chachalacas ( $\sim 74$ -193;  $n = 15$ ).

**Tabla 4.3. Concentración de tierras raras en ppm de las arenas de la playa de Chachalacas.**

Muestra #	CH-1	CHA-1B	CH-2	CH-3	CHA-3B	CHA-5B	CH-6	CHA-7B
La	17.79	26.86	17.44	21.29	39.88	30.30	21.08	29.30
Ce	38.97	51.00	31.95	40.26	77.23	57.32	39.17	54.98
Pr	4.73	6.32	3.98	4.94	9.18	6.90	4.85	6.59
Nd	19.93	26.05	16.42	20.00	37.92	27.65	20.09	26.91
Sm	4.81	5.56	3.44	4.18	7.84	5.73	4.23	5.46
Eu	0.89	1.50	0.99	1.09	2.14	1.55	1.19	1.43
Gd	4.87	4.80	3.06	3.60	6.48	4.87	3.79	4.65
Tb	0.90	0.78	0.49	0.58	0.99	0.78	0.62	0.77
Dy	5.23	3.95	2.51	2.94	4.90	3.91	3.12	3.82
Ho	1.23	0.80	0.52	0.62	1.00	0.82	0.64	0.79
Er	3.51	2.15	1.46	1.65	2.54	2.14	1.73	2.13
Tm	0.52	0.31	0.21	0.24	0.37	0.32	0.25	0.31
Yb	3.57	1.92	1.35	1.56	2.30	2.02	1.61	2.05
Lu	0.52	0.28	0.19	0.21	0.33	0.29	0.23	0.30
LREE	86.23	115.79	73.22	90.67	172.04	127.90	89.42	123.24
HREE	20.35	15.00	9.79	11.41	18.91	15.14	11.99	14.82
$\Sigma$ REE	107.47	132.29	83.99	103.18	193.10	144.59	102.59	139.49
Eu/Eu*	4.24	7.72	7.48	7.94	9.10	8.45	7.46	8.32
(Gd/Yb) <sub>cn</sub>	0.558	0.873	0.915	0.844	0.897	0.878	0.895	0.852
(La/Sm) <sub>cn</sub>	1.11	2.03	1.85	1.87	2.28	1.95	1.91	1.84

Continuación Tabla 4.3

Muestra #	CH-8	CHA-9B	CH-10	CH-12	CH-13	CH-14	CH-15	Mean
La	19.84	22.91	18.37	17.55	23.54	18.49	15.61	22.68 ± 6.50
Ce	36.31	42.94	34.17	32.40	43.63	34.37	28.31	42.87 ± 12.73
Pr	4.53	5.39	4.33	4.05	5.35	4.39	3.52	5.27 ± 1.46
Nd	18.54	22.16	17.92	16.67	21.59	18.57	14.13	21.64 ± 5.96
Sm	3.86	4.72	3.95	3.55	4.44	4.09	2.89	4.58 ± 1.21
Eu	1.06	1.31	1.10	1.00	1.18	1.12	0.81	1.22 ± 0.333
Gd	3.40	4.12	3.42	3.10	3.69	3.65	2.53	4.00 ± 0.989
Tb	0.56	0.69	0.55	0.51	0.57	0.59	0.42	0.653 ± 0.160
Dy	2.84	3.46	2.87	2.59	2.84	3.00	2.16	3.34 ± 0.872
Ho	0.60	0.73	0.57	0.55	0.60	0.62	0.45	0.703 ± 0.204
Er	1.58	1.94	1.58	1.43	1.57	1.64	1.24	1.89 ± 0.567
Tm	0.24	0.29	0.22	0.21	0.23	0.25	0.18	0.277 ± 0.084
Yb	1.49	1.82	1.39	1.32	1.42	1.50	1.21	1.768 ± 0.590
Lu	0.21	0.26	0.20	0.19	0.21	0.23	0.17	0.255 ± 0.086
LREE	98.12	78.74	74.22	98.54	79.91	64.45	98.12	97.04 ± 27.78
HREE	13.31	10.81	9.90	11.13	11.48	8.37	13.31	12.89 ± 3.39
∑REE	112.74	90.64	85.12	110.84	92.50	73.63	112.74	111.15 ± 30.57
Eu/Eu*	7.37	7.29	7.49	8.86	6.96	7.70	7.37	0.859 ± 0.086
(Gd/Yb) <sub>cn</sub>	0.89	0.90	0.90	0.87	0.87	0.90	0.89	1.88 ± 0.253
(La/Sm) <sub>cn</sub>	1.83	1.99	1.90	2.11	1.97	1.70	1.83	3.12 ± 0.270

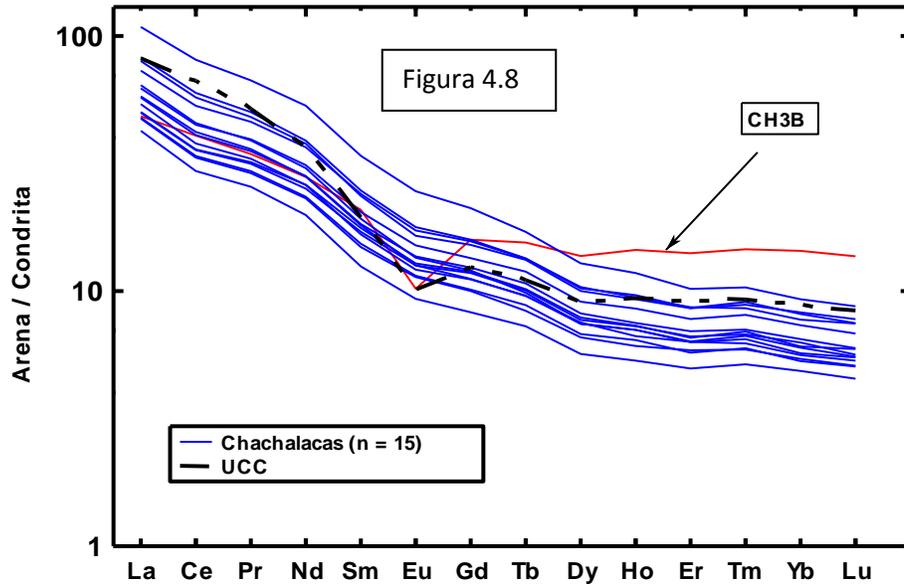
∑REE = Suma total de tierras raras.

$$\text{Eu/Eu}^* = \log[2\text{Eu}_{\text{CN}}/\text{Sm}_{\text{CN}} + \text{Gd}_{\text{CN}}]$$

Prefijo <sub>cn</sub> se refiere a los valores de condrita normalizada.

LREE (low rare earth elements) = La + Ce + Pr + Nd + Sm

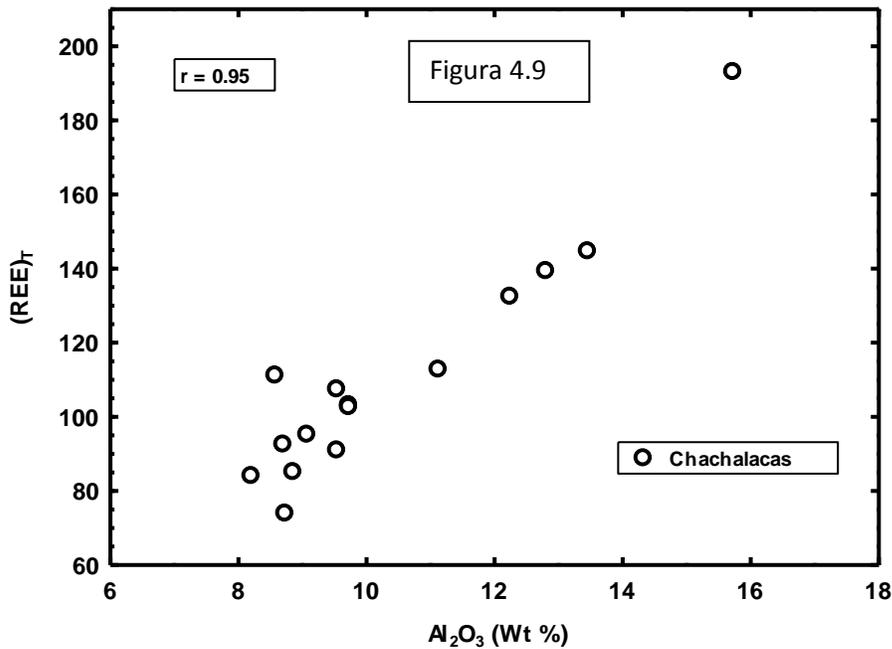
HREE (heavy rare earth elements) = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu



**Figura 4.8. Diagrama de tierras raras normalizadas con respecto a condrita comparados a promedio de corteza continental superior (UCC; Taylor and McLennan, 1985).**

Todas las muestras de arena muestran patrones similares de REE (Figura 4.8), con el enriquecimiento en tierras raras ligeras ( $La_{cn}/Sm_{cn} = 3.12 \pm 0.27$ ;  $n = 15$ ;  $cn =$  valores normalizadas por condrita), empobrecido en HREE ( $Gd_{cn}/Yb_{cn} = 1.88 \pm 0.25$ ) y una anomalía negativa de europio ( $Eu/Eu^* = 0.86 \pm 0.09$ ). El enriquecimiento de  $\Sigma REE$ , especialmente HREE (elementos de tierras raras pesadas) en la muestra CH3B es probablemente debido a la adición de los minerales accesorios o pesados durante su transporte (fraccionamiento o efecto hidráulico). Esta muestra es también mayor en Zr y Hf con respecto al contenido de otras muestras (Tabla 4.2), lo que indica la concentración de minerales de zircón. Muchos estudios demostraron que el zircón es un mineral enriquecido en tierras raras pesadas (por ejemplo Armstrong-Altrin, 2009).

La correlación positiva entre  $\Sigma\text{REE}$  y Y ( $r = 0.60$ ; número de muestra  $n = 15$ ), refleja una fuerte relación entre estos elementos. La correlación positiva entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\Sigma\text{REE}$  ( $r = 0.95$ ;  $n = 15$ ; Fig. 4.9), sugiere que la distribución de REE son probablemente controlada por los minerales de arcilla. Dado que el porcentaje de minerales de arcilla en la playa arenas estudiadas es baja, las variaciones en los tamaños de grano pueden controlar el aumento o disminución en el contenido de  $\Sigma\text{REE}$ . A una buena correlación entre el  $\text{TiO}_2$  y Nb ( $r = 0.94$ ,  $n = 27$ ; Figura 4.10),  $\text{TiO}_2$  y  $\Sigma\text{REE}$  ( $r = 0.94$ ; Fig. 4.11) sugiere que algunos minerales de Ti y Nb de rodamiento, en parte pueden controlar la distribución de ciertos elementos traza.



**Figura 4.9.** Diagrama de  $\Sigma\text{REE}$  contra  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , donde se muestra la correlación positiva ( $r = 0.95$ ).

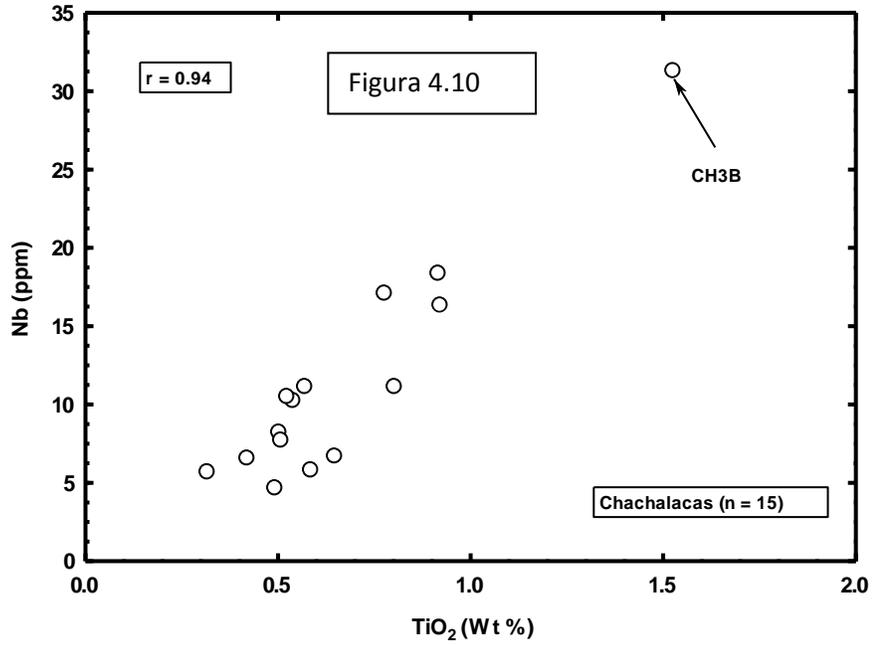


Figura 4.10. Diagrama de Nb contra TiO<sub>2</sub>, donde se muestra la buena correlación positiva ( $r = 0.95$ ).

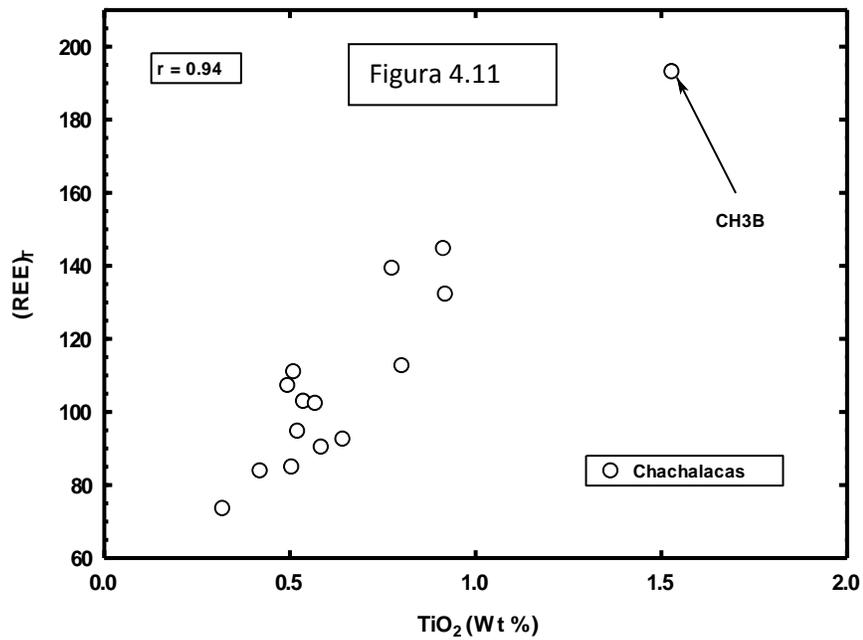


Figura 4.11. Diagrama de TiO<sub>2</sub> contra ΣREE de las arenas de playa estudiadas. La correlación positiva ( $r = 0.94$ ) indica que la distribución de las tierras raras esta controlada por minerales con contenido de TiO<sub>2</sub>.

#### 4.3.4 Condiciones de intemperismo

La intensidad y duración del intemperismo en los sedimentos clásticos pueden ser evaluados examinando las relaciones a través de elementos alcalinos (Nesbitt and Young, 1982).

Varios índices de intemperismo se han desarrollado (Nesbitt y Young, 1982; Harnois, 1988) y son ampliamente utilizados (Bakkiaraj et al., 2010; Bhuiyan et al., 2011; Jayaprakash et al., 2012; Sun et al., 2012). Sin embargo, el índice químico de alteración es el índice de uso general con los valores más altos que sugieren una intensa intemperismo química. Esto puede ser calculado utilizando la fórmula (de proporciones moleculares) CIA =  $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + CaO^* + K_2O)] \times 100$  (Nesbitt and Young, 1982), donde  $CaO^*$  representa sólo en fracción silicatos. En este estudio, si el número de moles es menor que la de  $Na_2O$ , entonces el valor de  $CaO$  fue aceptado. Si el número de moles es mayor que la de  $Na_2O$  entonces  $CaO^*$  se supone que es equivalente a  $Na_2O$  (McLennan, 1993). La CIA indica que los valores inferiores a 50 indican bajo intemperismo, y entre 50 y 70 indica intemperismo moderado, y por encima de 70 indica alta intensidad de la erosión en el área de origen. Los valores calculados de la CIA se presentan en la Tabla 4.1. El valor promedio de la CIA, es baja en las arenas de Chachalacas, que varían de ~ 47 a 55 ( $51 \pm 2$ ) (Tabla 4.1). Estos valores indican una baja intensidad de intemperismo en el área de origen.

#### 4.3.5 Marco tectónico

Bhatia (1983) propuso un diagrama de discriminación para discriminar los ambientes tectónicos sobre la base de datos de los elementos mayores. Bhatia (1983) incluye un diagrama con campos de arco de isla oceánica, arco de isla continental, margen

continental activo, y el margen de pasivo. Después Roser y Korsch (1986) propuso un esquema para distinguir tres ambientes tectónicos, es decir, el margen pasivo, margen continental activo y arco de islas. El área de estudio de Chachalacas playa del Golfo de México es uno de los ejemplos clásicos de la configuración del margen pasivo. Sin embargo, en estos diagramas de  $TiO_2$  en comparación con  $Fe_2O_3^* + MgO$  (Fig. 4.12) y  $SiO_2-K_2O/Na_2O$  (Fig. 4.13), las muestras se encuentran ampliamente distribuidos en diferentes campos. Sólo tres muestras de la Figura 4.13 aparecen en el campo de margen pasivo. Esto sugiere que los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Bhatia (1983) y Roser y Korsch (1986) no están funcionando correctamente para la playa estudiada, como se menciona en Armstrong-Altrin y Verma (2005).

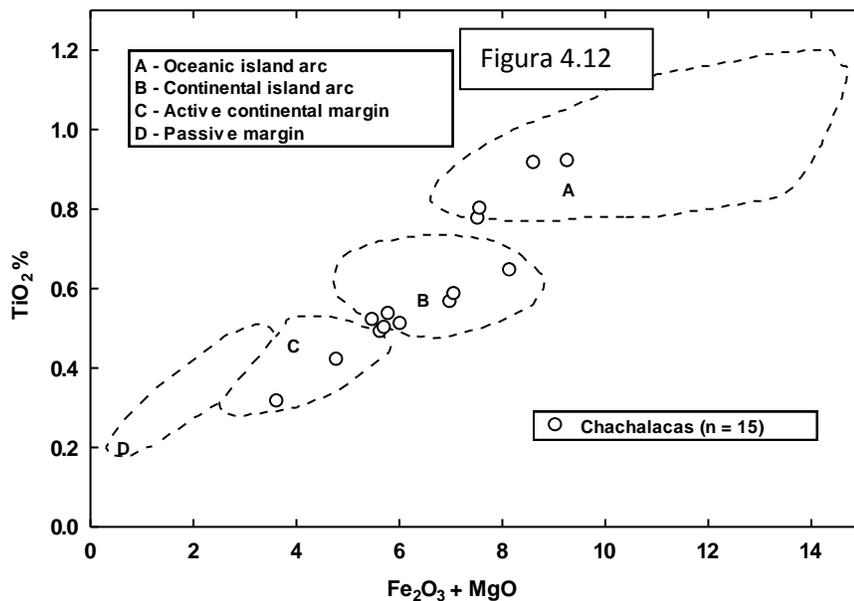


Figura 4.12. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos (Bhatia, 1983).

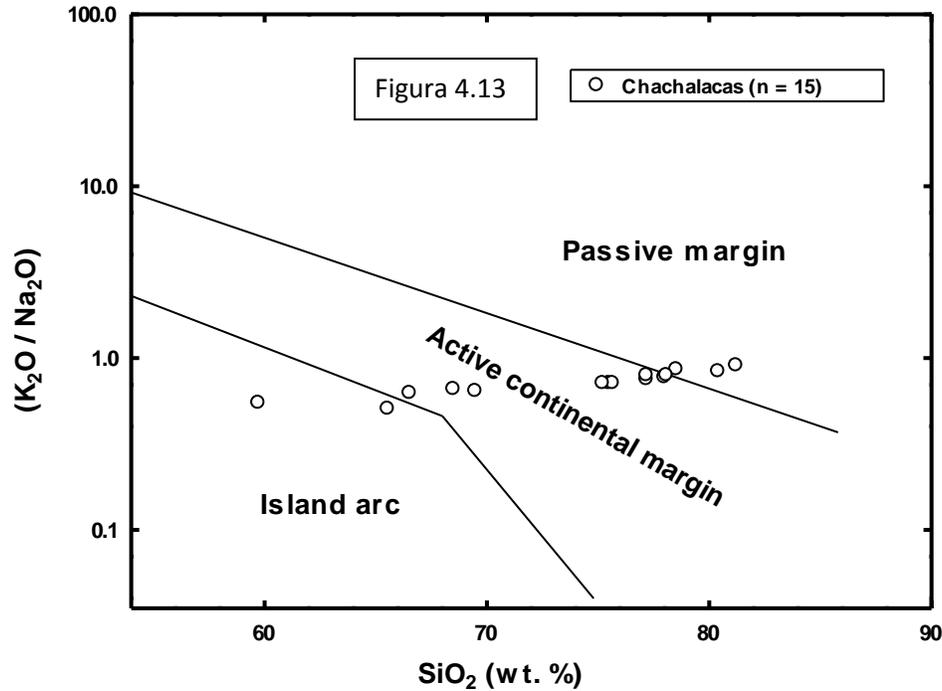


Figura 4.13. Diagrama de discriminación tectónica según (Roser and Korsch, 1986).

#### 4.3.6 Diagramas discriminantes de la función para la identificación de procedencia

Roser y Korsch (1988) propuso la discriminación por diagrama de función para identificar la procedencia de los sedimentos a partir de datos de elementos mayores. Estas puntuaciones de la función discriminante de datos de los elementos mayores permiten la separación de procedencia en cuatro grandes grupos: ígneas máficas, ígneas intermedias, ígneas félsicas y sedimentarias de cuarzo (Roser y Korsch, 1988). En este diagrama de la discriminación (Fig. 4.14) de las arenas de Chachalacas aparecen en el campo de procedencia bien establecidos valores de ígneas intermedias. Parece ser que las arenas de Chachalacas se derivan probablemente de las rocas generadoras intermedias como andesitas.

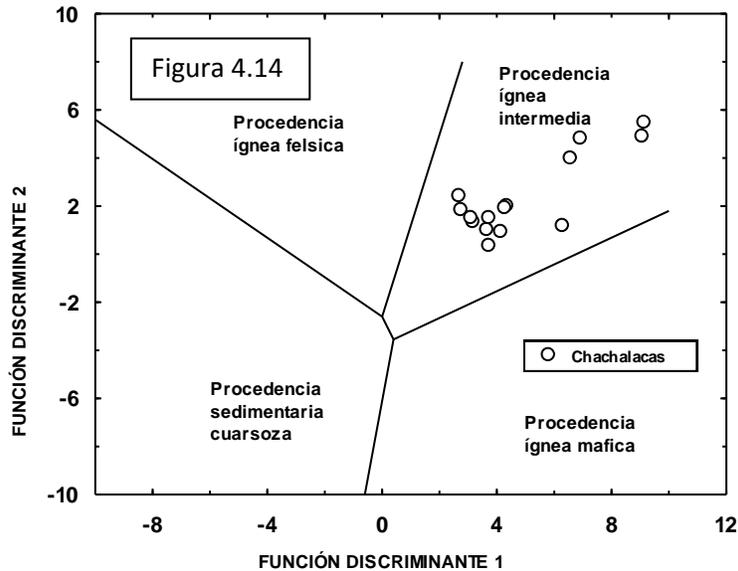


Figura 4.14. Diagrama de función discriminante para procedencia de sedimentos usando elementos mayores (Roser and Korsch, 1988).

#### 4.3.7 Procedencia

Las relaciones de  $Al_2O_3/TiO_2$  en sedimentos clásticos se pueden utilizar como un indicador primario de tipo de origen de la roca (García et al., 1994; Andersson et al., 2004). De acuerdo con Girty et al. (1996) una relación de  $Al_2O_3/TiO_2 < 14$  en los sedimentos sugiere rocas máficas de origen, mientras que las relaciones en el rango de 19 a 28 se considera probable que se deriven de rocas de origen félsico. La variación en la relación de  $Al_2O_3/TiO_2$  es ( $\sim 10-28$ ) en las muestras de Chachalacas, esto significa un cambio en la composición de la roca fuente de félsica a roca intermedia.

Los elementos de tierras raras (REE), Th, y SC son muy útiles para inferir composiciones de la corteza continental, debido a que su distribución no es afectada significativamente por los procesos secundarios, como la diagénesis y el metamorfismo, y se ve menos afectado por el fraccionamiento de minerales pesados que el de elementos como el Zr y HF (Armstrong-Altrin, 2009). Del mismo modo, la abundancia de REE y Th son más altos en rocas félsicas que en rocas máficas y en sus productos meteorizados, mientras que los Co, Sc, V, Ni, Cr están más concentrados en rocas máficas que rocas ígneas de origen félsico y sus productos meteorizados. Además, estos elementos son relativamente inmóviles durante meteorización y se cree que son transportados exclusivamente en el componente terrígeno del sedimento y por lo tanto reflejan la química de las rocas de origen (Armstrong-Altrin et al., 2004; Fu et al., 2011; Cao et al., 2012).

Niveles muy altos de Cr y Ni se han utilizado por muchos autores (por ejemplo Garver et al., 1996; Wani y Mondal, 2010) para inferir una procedencia ultramáfica de sedimentos. Por otra parte, el enriquecimiento inusual de Ni sin la compañía de otros elementos traza ferromagnesianos también se aborda en Armstrong-Altrin et al. (2004). Garver y Scott (1996) sugiere que los sedimentos que tienen una concentración elevada de Cr (> 150 ppm) y Ni (> 100 ppm), y un alto coeficiente de correlación de Cr con Ni, y proporción de Cr/Ni = ~ 1.4 son indicativos de fuentes ultramáficas. Niveles más altos de Cr/Ni indican probablemente rocas máficas en su origen.

En nuestro estudio, el contenido de Cr es inferior a 150 ppm en las muestras de arenas de Chachalacas ( $84 \pm 45$ ). Sin embargo, la variación entre los sedimentos individuales es muy amplio (~ 9-175 ppm, Tabla 4.2). Del mismo modo, la variación en el contenido de Ni entre las muestras de Chachalacas también es amplia (~ 1-48) y su valor

medio es inferior a 100 ( $27 \pm 11$ ). La relación Cr/Ni es también baja en las muestras de Chachalacas ( $3 \pm 1$ ). De ahí que los contenidos de Cr, Ni y la relación Cr/Ni indican que las muestras de Chachalacas fueron derivados probablemente de la contribución de las rocas de fuente félsica a roca intermedia. Por otra parte, una correlación positiva de Cr con Ni ( $r = 0.77$ ,  $n = 15$ ) implica que estos elementos pueden derivarse de una fuente similar.

Del mismo modo, concentraciones de los elementos V y Sc (Tabla 4.2) también se pueden utilizar para interpretar las rocas de origen. Según McCann (1991) propuso la concentración de V en los sedimentos es de aproximadamente 20 ppm. El contenido de V está variando ampliamente ( $\sim 35$ -184) entre las muestras de arenas de Chachalacas y la variación en el contenido Sc ( $\sim 4$ -19), es comparativamente menor que V. Estas diferencias entre V y el contenido Sc indican que las muestras de arenas de Chachalacas pueden derivarse probablemente de diferentes tipos de rocas como los tipos félsicos e intermedios.

Th/Sc vs Sc diagrama bivalente y La-Th-Sc proporcionan información útil sobre las características de las rocas (McLennan y Taylor, 1991; Cullers, 2002). La relación Th/Sc y Sc, La, Th y las concentraciones de las muestras de arenas de playa Chachalacas se representan en las Figuras 4.15 (Th/Sc vs Sc) y 4.16 (La-Th-Sc diagrama triangular) para interpretar la probable fuente.

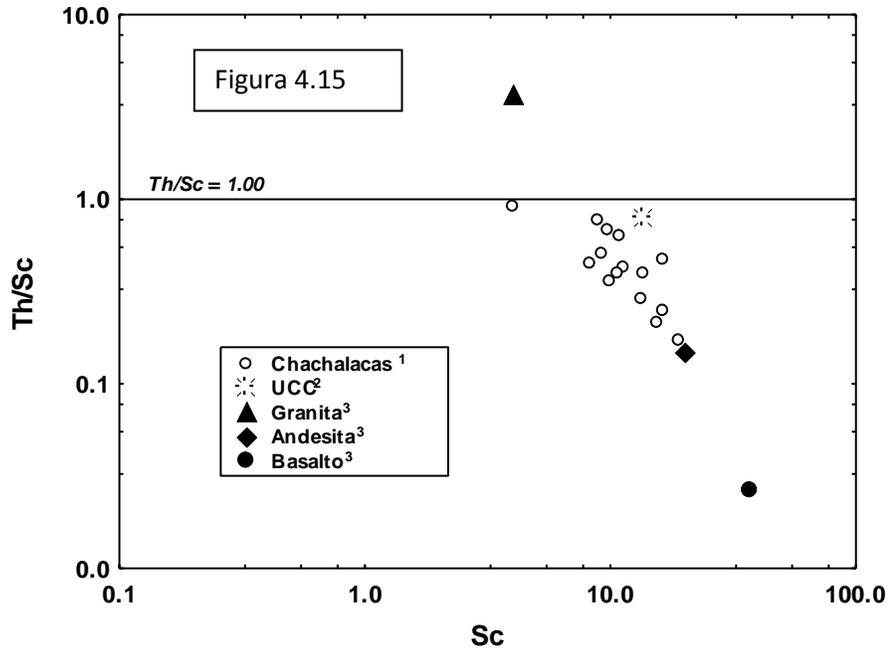


Figura 4.15. Diagrama bivalente Th/Sc contra Sc para muestras de arena (UCC; McLennan, 2001), y Condie (1993).

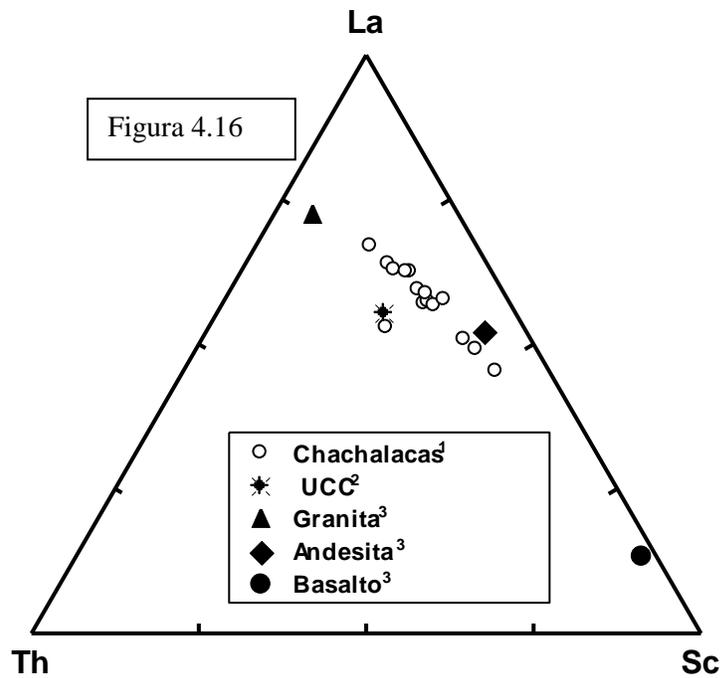


Figura 4.16. Diagrama triangular La-Th-Sc para muestras de arena estudiadas (McLennan, 2001), y Condie (1993).

Los valores promedio de la corteza continental superior (UCC; McLennan y Taylor, 1985), granito, félsica volcánica, andesita y basalto (Condie, 1993), están incluidos en estos dos diagramas para la comparación. En las Figuras 4.15 y 4.16, se muestra el resultado de Chachalacas cerca de la media de la UCC, y entre la composición de la roca andesita y granito. Estos dos diagramas muestran que las arenas de Chachalacas son alimentadas por las rocas félsicas e intermedias como fuentes.

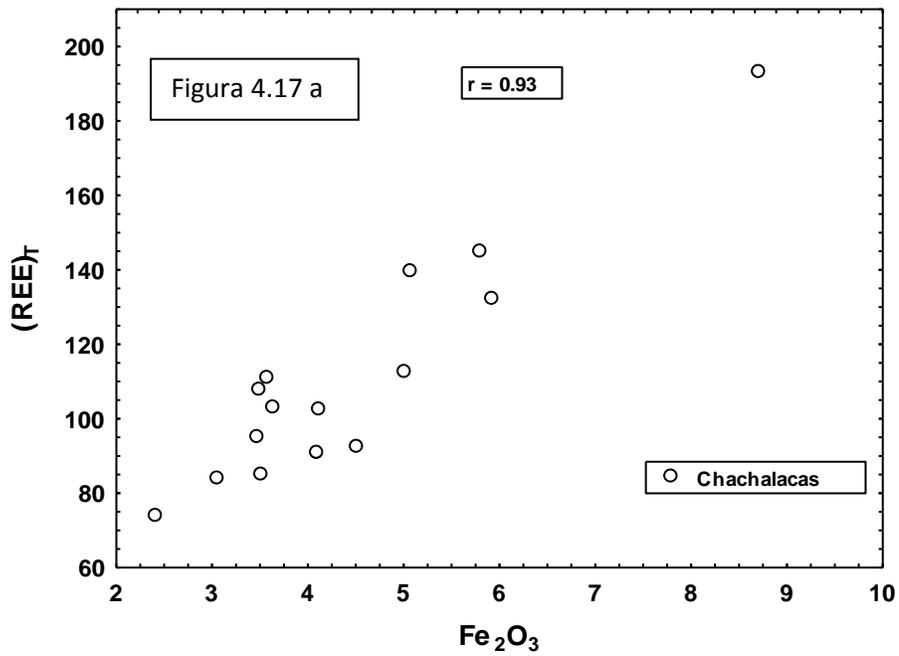
Además, las forma de los patrones de REE condrita normalizados y el tamaño de la anomalía de Eu (positiva o negativa) han sido utilizados también para inferir las fuentes de sedimentos clásticos (Armstrong-Altrin, 2009; Madhavaraju and Lee, 2010; Fu et al., 2011). Rocas máficas contienen baja relación de LREE/HREE y tienden a no mostrar las anomalías de la Eu, mientras que las rocas más félsicas por lo general contienen mayor relación de LREE/HREE y muestran anomalías negativas Eu (por ejemplo, Armstrong-Altrin, 2009). El agotamiento de Eu puede interpretarse como la diferenciación superficial intracortical, lo que resultó en agotamiento de Eu en las corteza continental superior, asociado con la producción de rocas graníticas (McLennan, 1989). Algunas rocas del Precámbrico como el gneis tonalita-tronjhemite (TTG), granodiorita y cuarzdiorita muestran grandes relaciones de LREE / HREE con la anomalía positiva de Eu, esta anomalía positiva surge no por el enriquecimiento de los feldespatos, pero se debe principalmente a la fusión de la hornblenda (Cullers y Graf, 1984). Por lo tanto, los patrones de condrita normalizada de REE y las anomalías del Eu son útiles para identificar la naturaleza de las rocas generadoras.

En el presente estudio, la relación de LREE/HREE varía entre 3 y 9, lo que es un indicativo probable de las diferencias en las rocas fuente. La anomalía negativa del europio, es identificada en todas las muestras ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \sim 0.56 - 0.91; 0.86 \pm 0.09$ ), soportada por rocas félsicas como generadoras. Sin embargo, la variación del europio es baja ( $\sim 0.84 - 0.91$ ), si la muestra numero CH1 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.558$ ) no es considerada. Esta relación  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  indica la contribución de sedimentos también por rocas de origen intermedias como la andesita basáltica.

#### **4.3.8 Fraccionamiento Mineral (el efecto hidráulico)**

Es ampliamente aceptado que el fraccionamiento mineral puede conducir a una variación en las concentraciones de REE en los sedimentos (Cullers et al., 1975; Cullers et al., 1979; García et al., 2004; Pe-Piper et al., 2008). Durante la meteorización, las REE se mantienen relativamente inmóviles, por lo que sólo enriquecimiento o pérdida de menor importancia es lo que se espera. Sin embargo, el LREE y HREE muestran diferentes tipos de comportamiento y pueden llegar a ser fraccionadas (Condie et al., 2001; Nagarajan et al., 2007; Armstrong-Altrin, 2009; Etemad-Saeed et al., 2011). Se observa una amplia variación en el contenido de la  $\Sigma\text{REE}$  de las muestras estudiadas ( $\sim 74-193; 111 \pm 31, n = 15$ ). Teniendo en cuenta las muestras individuales el contenido de  $\Sigma\text{REE}$  es más alto en Cha-3B ( $\Sigma\text{REE} = 193$ ) y el mas bajo en CH-15 ( $\Sigma\text{REE} = 74$ ). La variación en  $\Sigma\text{REE}$  podría ser debido a la meteorización o la abundancia de minerales pesados, y también depende de las rocas de origen. Por lo tanto, con el fin de identificar la distribución de los elementos de tierras raras entre las arenas de la playa los gráficos de dos variables de  $\Sigma\text{REE}$  contra  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (magnetita), Zr (circón),  $\text{TiO}_2$  (ilmenita) se construyeron (Fig. 4.17a, b, c, respectivamente). La buena correlación observada para  $\Sigma\text{REE}$  versus  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fig. 4.17a,  $r =$

0.93, n = 15), Zr (Fig. 4.17b, r = 0.95, n = 15) y TiO<sub>2</sub> (Fig. 4.17c, r = 0.94, n = 15) de las arenas de Chachalacas indica claramente que la distribución de elementos de tierras raras entre los estudiados está controlada por minerales pesados como la magnetita, zircón y / o ilmenita. Esta interpretación revela que las diferencias en la concentración de  $\Sigma$ REE en las arenas de Chachalacas son principalmente por los minerales pesados.



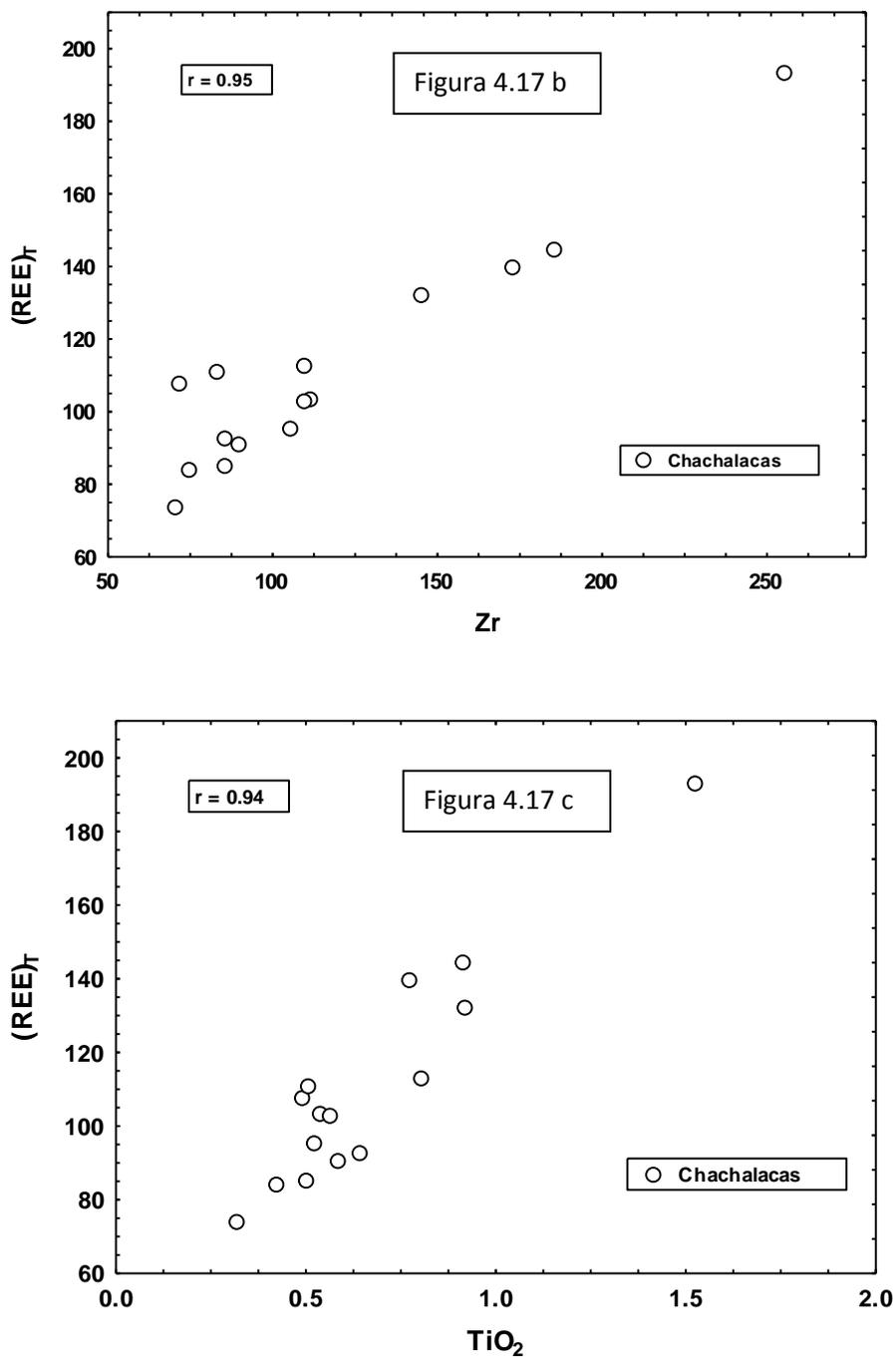


Figura 4.17a, 4.17b y 4.17c. Diagrama bivariante de las arenas estudiadas. a)  $Fe_2O_3$  contra  $\Sigma REE$  b) Zr contra  $\Sigma REE$  c)  $TiO_2$  contra  $\Sigma REE$ .

Amplias variaciones en Zr y Hf contenidos se han observado en las arenas de Chachalacas. El Zr y Hf contenidos están positivamente correlacionados ( $r = 0.98$ ; Fig. 4.7). McLennan et al. (1993) observaron que la relación Th/Sc es un índice sensible de la composición global de la procedencia, y la relación de Zr/Sc es un índice útil en el enriquecimiento de zircón. En la Figura 4.18, Th/Sc se representa versus a Zr/Sc para evaluar el papel de las concentraciones de minerales pesados en los sedimentos de clasificación. En este diagrama (Fig. 4.18), el enriquecimiento de Zr/Sc es prominente en las arenas de Chachalacas, y la relación alta de Zr/Sc debe ser debido a la adición de mineral zircón y / o sedimento reciclado. Además, en el diagrama de Th/Sc-Zr/Sc (Fig. 4.18), las arenas de playa muestran dos tendencias compositivas con algunas muestras de trazado a lo largo de tendencia 1, lo cual es indicativo de una influencia mínima de clasificación mineral, y la mayoría de las muestras de trazado a lo largo de la tendencia 2, son indicativo de la adición de minerales zircón por los sedimentos de reciclaje y la clasificación. Estos resultados implican que las composiciones geoquímicas de arenas Chachalacas se ven afectados por el efecto de onda de la energía.

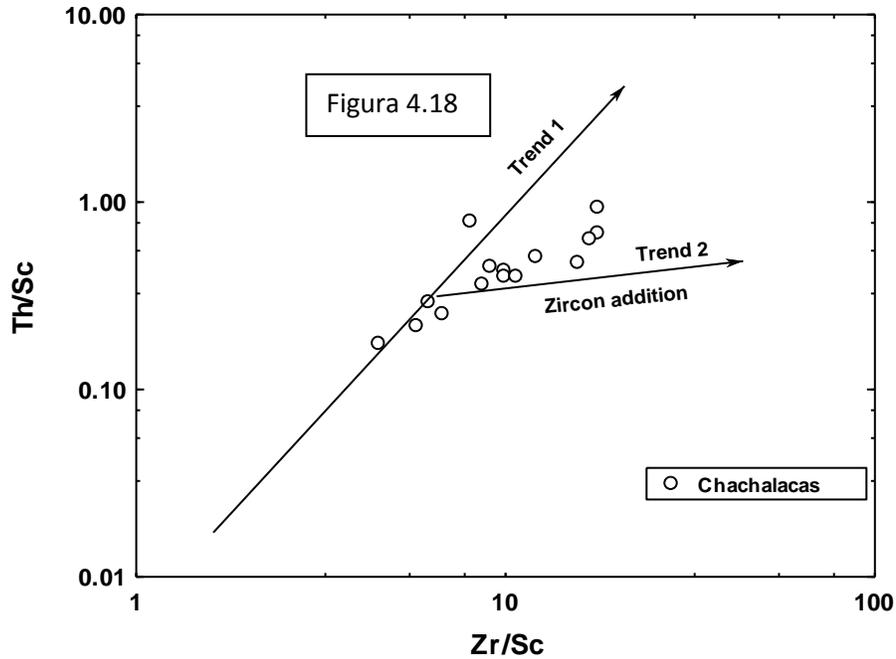
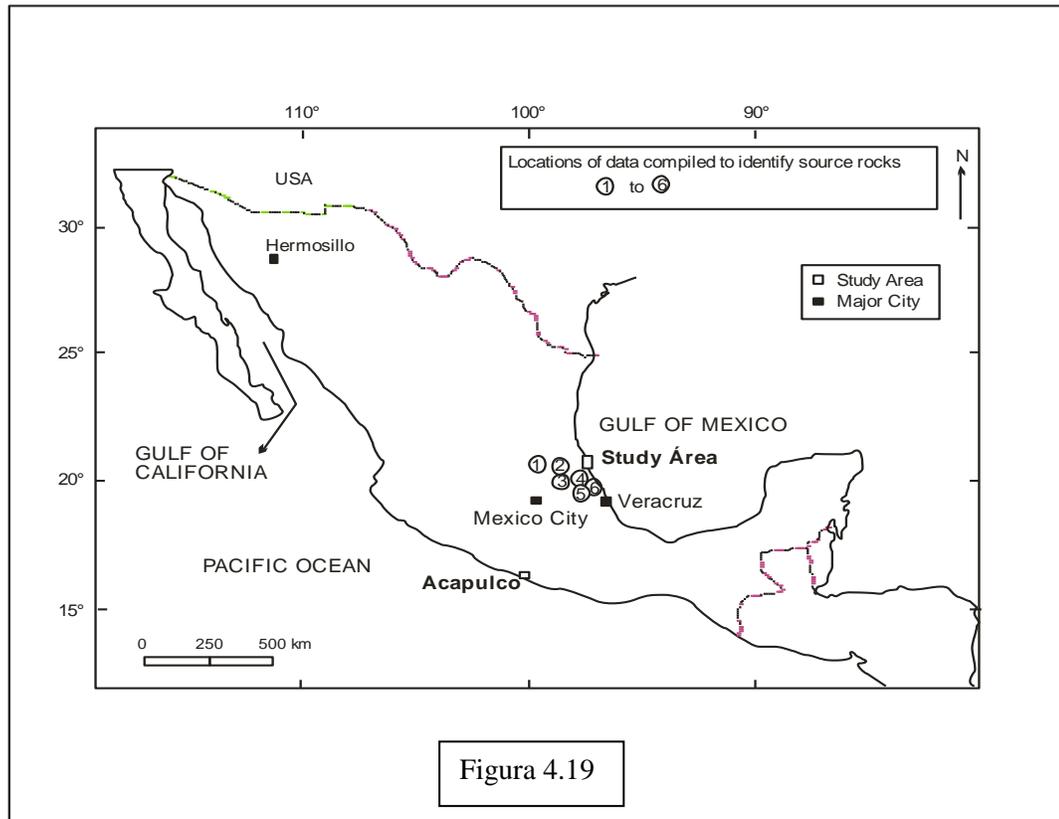


Figura 4.18. Diagrama bivariante de Th/Sc contra Zr/Sc m (McLennan et al., 1993). La adición de zirconio en el sedimento es observada en la tendencia 2.

#### 4.3.9 Probable Roca generadora

Con el fin de identificar la procedencia, los datos de REE de las rocas generadoras, ubicadas relativamente cerca de las áreas de estudio se comparan con el presente estudio (véase la Figura 4.19, para las localizaciones y otros detalles). El promedio normalizado de los patrones de condrita REE de las arenas de Chachalacas junto con las rocas de origen se dan en la Figura 4.20.



**Figura 4.19. Áreas de fuente de donde fueron compilados los datos geoquímicos en este estudio para identificar la probable roca generadora.**

**Los datos de fuente provienen de:**

- 1. Riolita (Verma, 2000a, 2001a, 2001b; number of samples n = 10).**
- 2. Andesita (Rosales-Lagarde et al., 2005; n = 12).**
- 3. Andesita basáltica (Verma, 2001a, 2001b; n = 9).**
- 4. Basalto (Verma, 2000a, 2001a, 2001b).**
- 5. Basalto (Carrasco-Núñez et al. 2005).**
- 6. Basalto (Gómez-Tuena et al., 2003).**

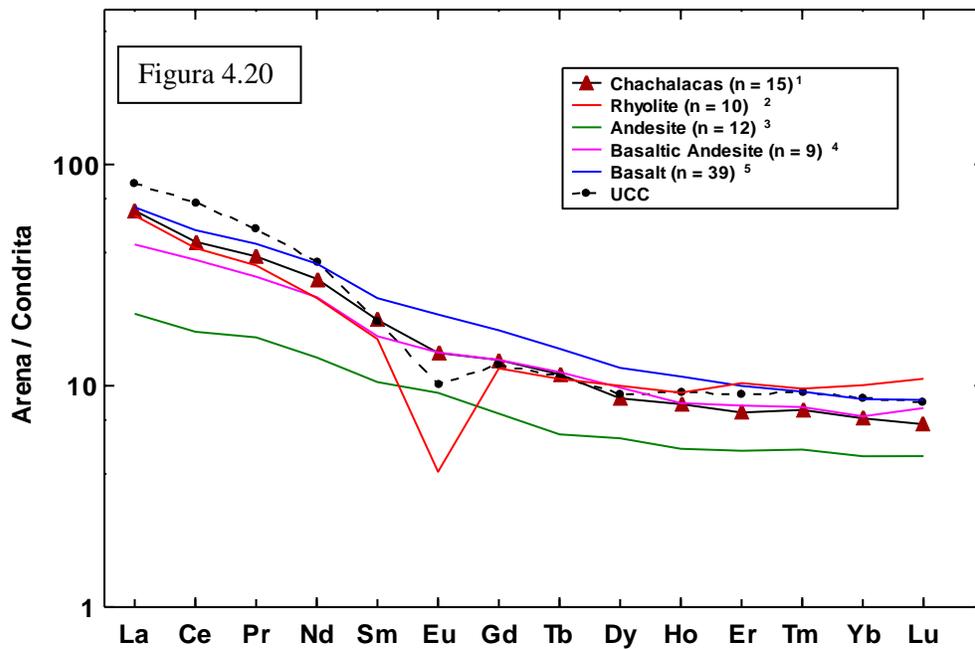


Figura 4.20 Patrones de tierras raras normalizadas con respecto a condrita según (Taylor and McLennan, 1985).

Los patrones de REE de las arenas de Chachalacas (Figura 4.20) son comparables con el promedio de las rocas andesita basáltica (Parte oriental de la Faja Volcánica Mexicana; Números 3, 4, 5, en la Figura 4.19). De manera similar, los patrones de REE también son comparables a la riolita promedio, excepto la anomalía de europio. Por lo tanto, los patrones de REE y las anomalías del Eu indican que las arenas de Chachalacas se derivan probablemente de la contribución de una andesita basáltica y riolita como rocas de origen.

## CAPITULO 5

### CONCLUSIONES

- 1) En la clasificación de tamaño de arenas de Wentworth son granos finos.
- 2) Los valores de desviación estándar de las arenas varía desde  $0.31\phi$  a  $0.55$ .
- 3) Todas las muestras de arena estudiadas de Chachalacas van de moderadamente bien clasificadas a muy bien clasificadas. Esto revela la inter-mezcla de sedimentos recientes con unos antiguos y la insuficiencia de agentes de transporte y dispersión para segregar estos sedimentos.
- 4) El rango de valores de oblicuidad de arenas va desde  $-0.03\phi$  a  $-0.37\phi$ . Las diferencias en los valores de oblicuidad indican las condiciones de erosión, transporte y sedimentación no era uniforme durante la depositación de las arenas de playa.
- 5) Los valores de kurtosis en las arenas varían desde  $0.85\phi$  a  $1.30\phi$  (platicurtica a leptocurtica).
- 6) Los campos propuestos por Friedman (1967) y Muiola y Weiser (1968) indican que todas las muestras de arena de playa Cachalacas son derivadas principalmente por la influencia de ambos ambientes de playa y en menor proporción en ambiente de duna.
- 7) Podemos concluir que el tamaño de grano es uno de los mejores indicadores de las condiciones de nivel de energía, la cual prevalece durante la depositación de arenas.

8) La variación en el contenido de  $\text{SiO}_2$  (54 % a 72%) indica que las arenas de playa de Chachalacas, probablemente puede derivar de rocas intermedias y félsicas.

9) La variación en  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  es amplia entre las arenas de la playa (~ 10-28), indica que las arenas de Chachalacas se concentran con minerales pesados.

10) El contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varía de ~ 8 a 15. El valor de coeficiente de correlación negativo (coeficiente de correlación de  $r = -0.85$ ) obtenido entre  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  indica el efecto de dilución de cuarzo.

11) En relación con la corteza continental superior de las muestras de arena de la playa de Chachalacas se enriquecen con  $\text{CaO}$ , también se observa ligero enriquecimiento en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{MgO}$  en algunas muestras que indican la concentración de minerales pesados entre las arenas de Chachalacas.

12) La correlación entre el  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  es positiva ( $r = 0.93$ ), lo que indica la relación entre el tamaño de grano y minerales pesados.

13) Se observó una correlación positiva significativa obtenida entre  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  refleja la abundancia de minerales pesados con composición Ti y Fe como la ilmenita o magnetita entre las arenas de Chachalacas.

14) En comparación con la corteza continental superior la concentración de las arenas de Chachalacas son generalmente bajas en Rb, Ba, Sr, y Th, excepto en la muestra CH3B, que está ligeramente enriquecida en el contenido de Sr.

15) El enriquecimiento de Zr, Y y Nb en las arenas de playa de Chachalacas probablemente indica el efecto de clasificación de los sedimentos durante el transporte.

16) Una correlación positiva observada entre Hf y Zr ( $r = 0.98$ ) indica que se derivan de fuentes similares.

17) La concentración de Ni varía de  $\sim 1.43$  a  $48.21$  ppm en las arenas de Chachalacas. Las arenas se agotan en contenido de Co ( $\sim 3-24$ ), Cu ( $\sim 3-35$ ) y Sc ( $\sim 4-19$ ). Sin embargo, las arenas tienen bajos contenidos de V ( $\sim 36-112$ ), excepto en la muestra CH3B (V =  $\sim 185$  ppm).

18) Las concentraciones totales de elementos de tierras raras ( $\Sigma\text{REE}$ ) varían desde 74 hasta 193 en las arenas de Chachalacas.

19) Todas las arenas Chachalacas muestran patrones similares de REE, con el enriquecimiento ( $\text{La}_{\text{cn}}/\text{Sm}_{\text{cn}} = 3.12 \pm 0.27$ ;  $n = 15$ ), empobrecido HREE ( $\text{Gd}_{\text{cn}}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 1.88 \pm 0.25$ ) y una anomalía negativa de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.86 \pm 0.09$ ).

20) El enriquecimiento de  $\Sigma\text{REE}$  especialmente HREE (elementos pesados de tierras raras) en la muestra CH3B es probablemente debido a la abundancia de minerales pesados durante transporte (fraccionamiento). Esta muestra (la muestra CH3B) también es mayor en Zr y Hf respecto a otras muestras, lo que indica la concentración de zircón.

21) La correlación positiva entre  $\Sigma\text{REE}$  e Y ( $r = 0.60$ ) refleja una fuerte relación entre estos elementos.

22) Una buena correlación entre el  $\text{TiO}_2$  y Nb ( $r = 0.94$ ),  $\text{TiO}_2$  y  $\Sigma\text{REE}$  ( $r = 0.94$ ) sugieren que algunos minerales con contenido de Ti y Nb pueden controlar la distribución de ciertos elementos traza.

23) El valor promedio de la CIA, es baja en las arenas de Chachalacas, que varían de ~ 47 a 55. Estos valores indican una baja intensidad de intemperismo química en el área de origen.

24) Este estudio identificó que los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Bhatia (1983) y Roser y Korsch (1986) no están funcionando correctamente para las arenas de Playa de Chachalacas.

25) El diagrama de función discriminante procedencia (Roser y Korsch, 1988) revela que las arenas de Chachalacas pueden derivarse de las rocas de origen intermedias como andesita.

26) La variación en la relación  $Al_2O_3/TiO_2$  (~ 10-28), en las arenas de Chachalacas significa un cambio en la diferencia en la composición de las rocas de félsicas a una fuente intermedia.

27) Estas diferencias entre V (~ 35-184) y Sc (~ 4-19) indican que el contenido de Cr, Ni de las arenas de Chachalacas pueden derivarse probablemente de los tipos de rocas félsicas e intermedias.

28) Estos diagramas de dos variables Th/Sc vs Sc y el diagrama triangular La-Th-Sc revelan que las arenas de las arenas de Chachalacas son enriquecidas por rocas de fuentes félsicas a intermedias.

29) Estas diferencias en  $Eu/Eu^*$  (~ 0.56 - 0.91) indican la contribución de los sedimentos por fuentes félsicas, así como por rocas de origen intermedias como andesita basáltica.

30) La buena correlación observada para  $\sum REE$  contra  $Fe_2O_3$  ( $r = 0.93$ ),  $\sum REE$  contra Zr ( $r = 0.95$ ) y  $\sum REE$  contra  $TiO_2$  ( $r = 0.94$ ) para las arenas de Chachalacas indica claramente

que la distribución de elementos de tierras raras entre los de las muestras estudiadas la arena de playa está controlada por minerales pesados como la magnetita, zircón y / o ilmenita.

31) Th/Sc y Zr/Sc indica la concentración de minerales de zircón en las arenas de Chachalacas por los sedimentos de reciclaje y la clasificación.

32) Los patrones de REE promedio de las rocas de origen, ubicados relativamente cerca de la zona de estudio (Parte oriental de la faja Volcánica Mexicana) se comparan con las arenas de Chachalacas. Esta comparación revela que las arenas de Chachalacas se derivan probablemente de la contribución de ciertos tipos de roca como andesita basáltica y riolita.

33) La mayor concentración de elementos traza (por ejemplo, Zr, Hf) y elementos de tierras raras (especialmente elementos pesados de tierras raras) en la muestra CH3B que en otras muestras indican la concentración de zircón. Por lo tanto, este estudio revela que la concentración de zircón en el sedimento puede afectar a la composición original.

### Referencias Bibliográficas

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P. y Ramasamy, S. (2004). Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Jour. Sediment. Res.*, v. 74, pp. 285–297.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., Garcia, D., Eby, N., Balaram, V., Cruz-Ortiz, N.L. (2012) “Geochemistry of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico: Implication for provenance” *Chemie der Erde / Geochemistry* (<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2012.07.003>).

Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P. (2005). Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data for Neogene sediments from known tectonic setting. *Sedimentary Geology*, 177(1-2), 115-129.

Balaram, V., Anjaiah, K.V. y Reddy, M.R.P. (1995). Comparative study on the trace and rare earth element analysis of an Indian Polymetallic nodule reference sample by inductively coupled plasma emission spectrometry and inductively coupled plasma mass spectrometry. *Analyst*, v. 120, pp. 1401-1406.

Banfield, J.F. y Eggleton, R.A. (1989). Apatite replacement and rare earth mobilization, fractionation, and fixation during weathering. *Clays and Clay Miner.*, v. 37, pp. 113-127.

Bhatia, M.R. y Crook, K.A.W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 92, pp. 181-193.

Borges, J., Huh, Y. (2007). Petrography and chemistry of the bed sediments of the Red River in China and Vietnam: provenance and chemical weathering. *Sedimentary Geology*, 194(3-4), 155-168.

Borges, J.B., Huh, Y., Moon, S., Noh, H. (2008). Provenance and weathering control on river bed sediments of the eastern Tibetan Plateau and the Russian Far East. *Chemical Geology*, 254(1-2), 52-72.

Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., Marković, S. (2011). An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quaternary International*, v. 240, pp. 12-21.

Carranza-Edwards, A., Bocanegra-García, G., Rosales-Hoz, L., Galán, L.P. (1998). Beach sands from Baja California Peninsula, Mexico. *Sedimentary Geology*, v. 119, pp. 263-274.

Carranza-Edwards, A., Rosales-Hoz, L. (1995). Grain-size trends and provenance of southwestern Gulf of Mexico beach sands. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, pp. 2009-2014.

Carrasco-Núñez, G., Richter, K., Chesley, J., Siebert, L., Aranda-Gómez, J.J. (2005). Contemporaneous eruption of calc-alkaline and alkaline lavas in a continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 150(4), pp. 423-440.

Condie, K.C. (1993). Chemical composition and evolution of upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, v. 104, pp. 1–37.

Cox, R. y Lowe, D.R. (1996). Quantification of the effects of secondary matrix on the analysis of sandstone composition, and a petrographic-chemical technique for retrieving original framework grain modes of altered sandstones. *Jour. Sedim. Res.*, v.66, pp.548-558.

Cullers, R.L. (1994a). The chemical signature of source rocks in size fraction of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, USA. *Chem. Geol.*, v. 113, pp. 327–343.

Cullers, R.L. (1994b). The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian – Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 58, pp. 4955–4972.

Cullers, R.L. (2000). The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, v. 51, pp. 181-203.

Cullers, R.L. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, v. 191, pp. 305-327.

Cullers, R.L. y Graf, J.L. (1984). Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks–ore petrogenesis. In: P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 275-316.

Cullers, R.L., Barrett, T., Carlson, R. y Robinson, B. (1987). Rare earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chem. Geol.*, v. 63, pp. 275-297.

Cullers, R.L., Basu, A. y Suttner, L.J. (1988). Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA. *Chem. Geol.*, v. 70, pp. 335-348.

Desonie, D.L. (1992). Geologic and geochemical reconnaissance of Isla San Esteban: post-subduction orogenic volcanism in the Gulf of California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 52(1-3), pp. 123-140.

Douglas, G., Palmer, M., Caitcheon, G. (2003). The provenance of sediments in Moreton Bay, Australia: a synthesis of major, trace element and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry, modelling and landscape analysis. *Hydrobiology*, v. 10, pp. 1-9.

Douglas, G.B., Ford, P.W., Palmer, M., Noble, R.M., Packett, R. (2006). Fitzroy River Basin, Queensland, Australia. I. Identification of sediment sources in impoundments and flood events. *Environmental Chemistry*, v. 3, pp. 364-376.

Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Armstrong-Altrin, J.S. (2011). Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidences for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-e-badam block, Central Iran. *Journal of African Earth Sciences* Doi:10.1016/j.jafrearsci.2011.1.06.003.

Folk, R.L and Ward, W.C. (1957). Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 27, pp. 3-27.

Friedman, G.M. (1961). Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. 34, pp. 777-813.

Friedman, G.M. (1962). Comparison of moment measures for sieving and thin section data in sedimentary petrological studies. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 32(1), pp. 15-25.

Friedman, G.M. (1967). Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 37(2), pp. 327-354.

Friedman, G.M. (1979). Address of the retiring president of the International Association of Sedimentologist: Difference in size distributions of populations of particles among sands of various origins, *Sedimentology*, John Wiley and Sons, Inc. New York, 792p.

Garcia, D., Ravenne, C., Maréchal, B., Moutte, J. (2004). Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis: *Sedimentary Geology*, 171(1-4), 113-128.

Garver, J.I., Royce, P.R. y Smick, T.A. (1996). Chromium and nickel in shale of the Taconic Foreland: A case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *Jour. Sediment. Res.*, v. 66, pp. 100–106.

Gómez-Tuena, A., LaGatta, A.B., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G. (2003). Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions, and crustal contamination. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 (8), paper number 2003GC000524. Published August 9, 2003.

Gosen, W. Von, Buggisch, W., Prozzi, C. (2009). Provenance and geotectonic setting of Late Proterozoic - Early Cambrian metasediments in the Sierras de Córdoba and Guasayán (western Argentina): a geochemical approach: [Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen](#), 251(3), 257-284, Stuttgart.

Hiscott, R.N. (1984). Ophiolitic source rocks for Taconic-age flysch: Trace element evidence. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 95, pp. 1261–1267.

Imai, N., Terashima, S., Itoh, S., Ando, A. (1995). 1994 compilation values for GSJ reference samples, “Igneous rock series”: *Geochemical Journal*, 29(1), 91-95.

Kasper-Zubillaga, J.J., Dickinson, W.W., Carranza-Edwards, A., Hornelas-Orozco, Y. (2005). Petrography of quartz grains in beach and dune sands of Northland, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. v. 48, pp. 649-660.

Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., Morales De la Garza, E. (2007a). Textural characterization of beach sands from the Gulf of California, Mexico: Implications for coastal processes and relief. *Ciencias Marinas*, v. 33(1), pp. 83-94.

Kasper-Zubillaga, J.J., Ortiz-Zamora, G., Dickinson, W.W., Urrutia-Fucugauchi, J., Soler-Arechalde, A.M. (2007c). Textural and compositional control on modern beach and dune sands, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, pp. 366-389.

Kasper-Zubillaga, J.J., Zolezzi-Ruíz, H., Carranza-Edwards, A., Girón-García, Ortiz-Zamora, G., Palma, M. (2007b). Sedimentological, modal analysis and geochemical studies of desert and coastal dunes, Altar Desert, NW Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, pp. 489-508.

Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., Morton-Bermea, O. (2008). Heavy minerals and rare earth elements in coastal and inland dune sands of El Vizcaino desert, Baja California Peninsula, Mexico: *Marine Georesources and Geotechnology*, 26(3), 172-188.

LaMaskin, T.A., Dorsey, R., Vervoort, J.D. (2008). Tectonic controls on mudrock geochemistry, Mesozoic rocks of eastern Oregon and western Idaho, U.S.A.: Implications for Cordilleran tectonics: *Journal of Sedimentary Research*, 78(12), 765-783.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.

Lee, Y.I. (2009). Geochemistry of shales of the Upper Cretaceous Hayang Group, SE Korea: Implications for provenance and source weathering at an active continental margin. *Sedimentary Geology*, v. 215(1-4), pp. 1-12.

McLennan, S.M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influences of provenance and sedimentary processes, In: B.R. Lipin and G.A. McKay (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Miner. Soc. Amer.*, v. 21, pp. 169-200.

McLennan, S.M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosys.* 2, paper number 2000GC000109 [8994 words, 10 figures, 5 tables]. Published April 20, 2001.

McLennan, S.M. y Taylor, S.R. (1991). Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Jour. Geol.*, v. 99, pp. 1-21.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. y Maynard, J.B. (1990). Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 54, pp. 2015–2050.

McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. y Hanson, G.N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, v. 284, pp. 21–40.

McLennan, S.M., Nance, W.B. y Taylor, S.R. (1980). Rare earth element – thorium correlations in sedimentary rocks and the composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 44, pp. 1833-1839.

Moiola, R.J. and Weiser, D. (1968). Textural parameters: An evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 38(1), pp. 45-53.

Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Nagendra, R., Madhavaraju, J., y Moutte, J. (2007a). Petrography and Geochemistry of terrigenous sedimentary rocks in the Neoproterozoic Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Southern India: Implications for Paleoweathering condition, Provenance, and Source Rock Composition. *Jour. Geol. Soc. India*, v. 70, pp. 297-312.

Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin, J.S. y Moutte, J. (2007b). Geochemistry of Neoproterozoic shales of Rabanpalli formation, Bhima basin, northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox conditions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24 (2), pp. 150-160.

Nesbitt, H.W., Fedo, C.M., Young, G.M. (1997). Quartz and feldspar stability, steady and non-steady-state weathering, and petrogenesis of siliciclastic sands and muds: *Journal of Geology*, 105(2), 173-192.

- Pandarínath, K., Narayana, A.C. (1991). Textural and physico-chemical studies of the innershelf sediments off Gangolli, west coast of India: *Indian Journal of Marine Sciences*, 20(2), 118-122.
- Passega, R. (1957). Texture as characteristic of clastic deposition. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 41, pp. 1952-1984.
- Passega, R. (1964). Grain size representation by CM pattern as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 34, pp. 830-847.
- Passega, R. (1977). Significance of C.M diagrams sediments deposited by suspension. *Sedimentology*, v. 24, pp. 723-733.
- Pell, S.D., Chivas, A.R., Williams, I.S. (1999). Great Victoria Desert: development and sand provenance. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 46, pp. 289-299.
- Pe-Piper, G., Triantafyllidis, S., Piper, D.J.E. (2008). Geochemical identification of clastic sediment provenance from known sources of similar geology: The Cretaceous Scotian Basin, Canada: *Journal of Sedimentary Research*, 78(9), 595-607.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R. (1972). Sand and Sandstones. New York, Springer-Verlag, 618 p.
- Prego, R., Caetano, M., Vale, C., Marmolejo-Rodríguez, J. (2009). Rare earth elements in sediments of the Vigo Ria, NW Iberian Peninsula. *Continental Shelf research*, v. 29, pp. 896-902.
- Price, J.R., Velbel, M.A. (2003) Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, v. 202(3-4), pp. 397- 416.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Hérail, G. (2005). Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian Foreland Basin: *Earth and Planetary Science Letters*, 239(1-2), 57-78.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Boucayrand, C., Hérail, G. (2006). Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: Insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments. *Chemical Geology*, 226(1-2), 31-65.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., Quiroz-Barroso, S. (2005). The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian submarine continental Arc in East-Central Mexico. *International Geology Review*, v. 47(9), pp. 901-919.

Roser, B.P. y Korsch, R.J. (1988). Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discrimination function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, v.67, pp.119-139.

Ryan, K.M., Williams, D.M. (2007). Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins: *Chemical Geology*, 242(1-2), 103-125.

Saunders, A.D. (1983). Geochemistry of basalts recovered from the Gulf of California during Leg 65 of the Deep Sea Drilling Project, in Lewis, B.T.R., Robinson, P., *et al.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 65, pp. 591-621.

Saunders, A.D., Fornari, D.J., Joron, J-L., Tarney, J., Treuil, M. (1982). Geochemistry of basic igneous rocks, Gulf of California, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Leg 64, in Curray, J.R., Moore, D.G., *et al.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 64, pp. 595-642.

Selvaraj, K., Chen, C.-T. A. (2006). Moderate chemical weathering of subtropical Taiwan: Constraints from solid-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks. *The Journal of Geology*, 114(1), 101-116.

Stewart, H.B. Jr. (1958). Sedimentary reflections of depositional environments in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 42, pp. 2567-2618.

Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, UK, 349p.

Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J., Züürcher, L., Hodkinson, D.G., Roldán-Quintana, J. (2001). A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113(11), pp. 1409-1422.

Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Ochoa-Landín, L., Martínez-Serrano, R., Vargas-Navarro, P. (2003). Geochemistry of the coastal Sonora batholith, northwestern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40(6), pp. 819-831.

Varga, A., Raucsik, B., Hartyáni, Z., Szakmány, G. (2007), Paleoweathering conditions of Upper Carboniferous siliciclastic rocks of SW Hungary. *Central European Geology*, v. 50/1, pp. 3-18.

Veizer, J. (1978). Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks II. Fe, Mn, Ca, Mg, Si and minor constituents. *Precamb. Res.*, v. 6, pp. 381–413.

Verma, S.P. (2000). Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *Chemical Geology*, v. 164(1-2), pp. 35-60.

Verma, S.P. (2001a). Geochemical evidence for a Rift-Related Origin of bimodal volcanism at Meseta Río San Juan, North-Central Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, v. 43, pp. 475-493.

Verma, S.P. (2001b). Geochemical evidence for a Lithospheric source for magmas from Acozulco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review*, v. 43, pp. 31-51.

Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A., Demant, A., López-Martínez, M. (2007). Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central: reevaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo terciario. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24(1), pp. 47-67.

Viers, J., Roddaz, M., Filizola, N., Guyot, J-L., Sondag, F., Brunet, P., Zouiten, C., Boucayrand, C., Martin, F., Boaventura, G.R. (2008). Seasonal and provenance controls on Nd–Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 274(3-4), pp. 511-523.

Wrafter, J.P. y Graham, J.R. (1989). Ophiolitic detritus in the Ordovician sediments of South Maya Ireland. *Jour. Geol. Soc. London*, v. 146, pp. 213-215.

Wronkiewicz, D.J. y Condie, K.C. (1987). Geochemistry of Archaean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa. Source-area weathering and provenance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 51, pp. 2401-2416.

Wu, S.L., Zhao, Y.H. y Feng, X.B. (1996). Application of inductively coupled plasma mass spectrometry for total metal determination in silicon-containing solid samples using the microwave-assisted nitric acid-hydrofluoric acid-hydrogen peroxide-boric acid digestion system. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 11, pp. 287.

Yoshida, S., Muramatsu, Y. y Taga, M. Uchida, (1996). Determination of major and trace elements in Japanese rock reference samples by ICP-MS: *Internat. Jour. Environ. Anal. Chem.*, v. 63, pp. 195.