



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA

ÁREA ACADÉMICA DE QUÍMICA

LICENCIATURA EN QUÍMICA

**“CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS Y
GEOQUÍMICAS DE ARENA DE PLAYA DE TECOLUTLA,
VERACRUZ, MÉXICO: IMPLICACIONES DE
PROCEDENCIA Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS DE
DEPÓSITO”**

TESIS QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

LICENCIADO EN QUÍMICA

PRESENTA:

JUAN CARLOS ESTRADA OMAÑA

ASESOR: Dr. JOHN SELVAMONY ARMSTRONG ALTRIN SAM

CERTIFICADO DEL ASESOR DE TESIS

Certifico que la tesis titulada, “*Características granulométricas y geoquímicas de arena de playa de Tecolutla, Veracruz, México: Implicaciones de procedencia y ambientes sedimentarios de depósito*”, presentada por el C. JUAN CARLOS ESTRADA OMAÑA ha sido realizada por él, durante el periodo Julio 2006- Marzo 2007, bajo mi dirección, además informo que este trabajo no ha sido creado a partir de otro trabajo anteriormente presentado o forma parte de otra tesis o trabajo alguno.

Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam
Asesor
Profesor-Investigador
CICT, UAEH
Pachuca, Hidalgo, Mexico

AGRADECIMIENTOS

A DIOS por guiarme en todo momento y por permitirme lograr una meta más en mi vida.

A mis padres FLOR y LANDO porque sin ellos y sus enseñanzas no habría logrado este objetivo.

A mis hermanos CLAUDIA y RUBÉN por lo mucho que me han enseñado.

Al Dr. Armstrong Altrin Sam John Selvamony, mi asesor de tesis. Me encuentro por demás agradecido pues su disciplina y esfuerzo fueron base en la realización de este estudio.

A mis amigos con quienes he compartido grandes momentos a lo largo de la vida, por haber aprendido juntos los momentos fáciles y los no tanto.

A la Licenciatura en Química y el Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra por permitirme desarrollar mis estudios y las facilidades otorgadas para la realización de esta tesis.

A PROMEP-CONACYT (Proyecto No. UAEHGO-PTC-280) por el apoyo económico brindado en la realización de la presente tesis.

CONTENIDO

	Pág.	
Lista de Tablas	5	
Lista de Figuras	7	
Abreviaturas empleadas en el Texto	12	
Objetivo General	13	
Objetivos Específicos	13	
Justificación	14	
Resumen	15	
Abstract	16	
Antecedentes	17	
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN		
1.1	Introducción	18
1.2	Área de estudio	18
1.2.1	Localización y vías de acceso	21
1.2.2	Morfología	22
1.2.3	Geología regional del área de estudio	22
1.3	Golfo de México	23
1.3.1	Localización, tamaño y morfología	23
1.3.2	Profundidad	24
1.3.3	Origen histórico y geológico del Golfo de México	24
1.4	Geología regional del Golfo de México	26
1.4.1	Cuenca del Golfo de México	26
1.4.2	Noreste del Golfo de México	26
1.4.3	Corteza continental del sur de Florida	27
1.4.4	Banco Campeche	27
1.4.5	Bahía de Campeche	28
1.4.6	Corteza continental del este de México	28
1.4.7	Norte del Golfo de México	28
1.5	Circulación y corrientes	29
1.6	Datos adicionales del Golfo de México	29
1.7	Estuario Tecolutla	30
1.8	Río Tecolutla	31
CAPÍTULO 2 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO		
2.1	Introducción	32
2.2	Metodología	33
2.2.1	Pretratamiento de muestras	34
2.2.2	Granulometría vs ambiente de depósito	35

2.3	Parámetros estadísticos de granulometría	35
2.3.1	Media	37
2.3.2	Desviación estándar	37
2.3.3	Oblicuidad	38
2.3.4	Curtosis	39
2.4	Ambiente deposicional	40
2.4.1	Diagramas bivariantes	40
2.5	Resultados e interpretación del análisis granulométrico	50
2.5.1	Media	50
2.5.2	Desviación estándar	50
2.5.3	Oblicuidad	51
2.5.4	Curtosis	52

CAPÍTULO 3 GEOQUÍMICA

3.1	Introducción	53
3.2	Metodología para el análisis geoquímico	54
3.3	Resultados del análisis geoquímico	54
3.3.1	Geoquímica de elementos mayores	54
3.3.1.1	Silicio	57
3.3.1.2	Aluminio	57
3.3.1.3	Calcio	57
3.3.1.4	Potasio	57
3.3.1.5	Sodio	57
3.3.1.6	Titanio	58
3.3.1.7	Hierro	58
3.3.1.8	Manganeso	58
3.3.2	Geoquímica de elementos traza	59
3.3.2.1	Elementos litófilos de iones grandes (LILE): Rb, Ba, Sr y Th	59
3.3.2.2	Elementos con gran fuerza de campo (EAFC): Y, Zr y Nb	63
3.3.2.3	Elementos traza en transición (TTE): Sc, V, Cr, Co, Ni y Cu	63
3.3.3	Tierras raras (REE)	64
3.4	Discusión de resultados	67
3.4.1	Clasificación geoquímica	67
3.4.2	Paleo-intemperismo	71
3.4.3	Determinación de la procedencia usando elementos traza y tierras raras	73
3.4.4	Fraccionamiento mineral	80
3.5	Relación geoquímica entre la procedencia y los ajustes tectónicos: evaluación usando diagramas de función discriminante	82
3.5.1	Descripción de muestras compiladas de diversos ajustes tectónicos a evaluar	83
3.5.1.1	Sedimentos de margen pasivo	85
3.5.1.2	Sedimentos de margen continental activo	87
3.5.1.3	Sedimentos de arco de isla oceánico	87

3.6	Relación entre la geoquímica de elementos mayores y el ajuste tectónico: evaluación usando diversos diagramas tectónicos de discriminación	90
-----	--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

CAPÍTULO 4 CONCLUSIONES

Conclusiones	97
Referencias bibliográficas	102

ANEXO

Glosario	122
----------	-----

LISTA DE TABLAS

- Tabla 1.1 Número de muestras con su localización geográfica. Las muestras fueron colectadas a 50 cm de profundidad en la zona de marea baja.
- Tabla 2.1 Parámetros y datos estadísticos de textura (Folk y Ward, 1957) de arena de playa de Tecolutla
- Tabla 3.1 Concentraciones de elementos mayores (% wt) y cocientes de elementos de la arena de playa de Tecolutla, con su medida de tamaño de grano (M_z) en unidades ϕ e índice químico de alteración (CIA) (Nesbitt y Young, 1982). $CaO^* = CaO$ en fase silicato; $Fe_2O_3^* = Fe$ total expresado como Fe_2O_3 ; $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$
- Tabla 3.2 Concentraciones de elementos traza (ppm) y cocientes de elementos para la arena de playa de Tecolutla con tamaño de grano (M_z) en unidades ϕ
- Tabla 3.3 Concentraciones de tierras raras y cocientes de elementos para la arena de playa de Tecolutla con su tamaño medio (M_z) en unidades ϕ
- Tabla 3.4 Rangos de cocientes de elementos en la arena de playa de Tecolutla de este estudio comparado con fracciones similares derivados de rocas felsicas, maficas y corteza continental superior. ¹ Este Estudio; ² Cullers (1994, 2000), Cullers y Podkovyrov (2000), Cullers *et al.* (1988); ³ McLennan (2001), Taylor y McLennan (1985).

Tabla 3.5 Datos fuente y descripciones de muestras utilizadas en este estudio para evaluar los diagramas de discriminación propuestos por Bhatia (1983) y Roser y Korsch (1986) PM = Margen Pasivo; ACM = Margen Continental Activo; OIA = Arco de Isla Oceánico; DSDP = Deep Sea Drilling Project; ODP = Ocean Drilling Program; nm = número de muestra; L. = Tardío; M. = Medio; E. = Inicial; Mio = Mioceno; Plio = Plioceno; Pleist = Pleistoceno; med = medio; c = Grueso; Ref. = referencia; (1) = Bouma *et al.* (1986); (2) = Paull *et al.* (2000); (3) = Morris *et al.* (2003); (4) = Kimura *et al.* (1997); (5) = Fujine *et al.* (2003); (6) = Kagami *et al.* (1986).

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1.1 Mapa geológico simplificado del área de estudio que exhibe el lugar de muestreo.
- Fig. 2.1 Diagrama bivalente de medio gráfico contra desviación estándar (Friedman, 1961; Moiola y Weiser, 1968).
- Fig. 2.2 Diagrama de procesos de energía (Stewart, 1958).
- Fig. 2.3 Diagrama bivalente de medio gráfico contra Oblicuidad gráfica (Moiola y Weiser, 1968).
- Fig. 2.4 Diagrama bivalente entre desviación estándar gráfica y Oblicuidad gráfica (Friedman, 1967; Moiola y Weiser, 1968).
- Fig. 2.5 Diagrama bivalente de oblicuidad gráfica contra curtosis gráfica (Friedman, 1967).
- Fig. 2.6 Diagrama bivalente entre desviación estándar gráfica y Oblicuidad gráfica (Friedman, 1967).
- Fig. 2.7 Diagrama bivalente de oblicuidad gráfica contra medio gráfico (Moiola y Weiser, 1968; Hails y Hoyt, 1969).

- Fig. 3.1 Diagrama normalizado de multielementos para la arena de playa de Tecolutla contra el promedio de la Corteza Continental Superior (Taylor y McLennan, 1985), usando los siguientes valores (ppm): Co = 10, Ni = 20, Cr = 35, V = 60; Sr = 350, Rb = 112, Ba = 550, Pb = 20, Zr = 190, Y = 22, Nb = 25, Hf = 5.8, Th = 10.7 y U = 2.8. Dos líneas horizontales para valores de roca/Corteza Continental Superior donde 1 y 0.1 se incluyen como referencia. Nótese el alto contenido de elementos traza en arena de grano fino.
- Fig. 3.2 Diagrama normalizado de Condrita y tierras raras de la arena de playa de Tecolutla; los valores normalizados de Condrita son de Taylor y McLennan (1985). Nótese el alto contenido de tierras raras en la arena de tamaño fino.
- Fig. 3.3 Clasificación geoquímica de arena de playa de Tecolutla usando diagrama de $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988).
- Fig. 3.4 Diagrama bivalente de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de arena de playa de Tecolutla. ¹Muestras de arena de este estudio; los datos promedio a comparar son de ²Pettijohn *et al.* (1972); ³Taylor y McLennan (1985); ⁴Condie (1993). UCC = Corteza Continental Superior.
- Fig. 3.5 Diagrama CIA, Al_2O_3 (A)- $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$ (CN)- K_2O (K), Nesbitt y Young (1982) ($\text{CaO}^* = \text{CaO}$ en fase silicato); UCC (Corteza Continental Superior) valores de Taylor y McLennan (1985). CIA = Índice Químico de Alteración.
- Fig. 3.6 Diagrama de Th/Sc contra Sc de la arena de playa de Tecolutla. ¹Arena de playa de Tecolutla; ²UCC (Corteza Continental Superior) valores de Taylor y McLennan (1985); ³Condie (1993).

- Fig. 3.7 Diagrama La-Th-Sc.¹Arena de playa de Tecolutla; ²UCC (Corteza Continental Superior) valores de Taylor y McLennan (1985); ³Condie (1993).
- Fig. 3.8 Diagrama de Th/Co vs. La/Sc para arena de playa de Tecolutla. Los campos de rocas básicas y silícicas son de Cullers (2002).
- Fig. 3.9 Diagrama de TiO₂ (%) vs. Ni (ppm) de la arena de playa de Tecolutla. Los campos de rocas ácidas y básicas son de Cullers (2002).
- Fig. 3.10 Diagrama de función discriminante usando elementos mayores (Roser y Korsch, 1988). Las funciones discriminantes son: Función Discriminante 1 = $(-1.773 \cdot \text{TiO}_2) + (0.607 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \cdot \text{MgO}) + (0.616 \cdot \text{CaO}) + (0.509 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.224 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-9.090)$; Función Discriminante 2 = $(0.445 \cdot \text{TiO}_2) + (0.070 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \cdot \text{MgO}) + (0.438 \cdot \text{CaO}) + (1.475 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.426 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-6.861)$.
- Fig 3.11 Mapa de localización con los sitios de muestreo usados en la evaluación de los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Bhatia (1983) y Roser y Korsch (1986). (A) Margen continental pasivo y activo en EUA, México y América Central; (B) Arco de Isla Oceánico de Japón. Los datos son de DSDP (Deep Sea Drilling Project) Leg 96 de Bouma *et al.* (1986) (número de muestras $n = 13$); Rosales-Hoz y Carranza-Edwards (1998) (triángulo conteniendo un círculo, $n = 11$); ODP (Ocean Drilling Program) Leg 164 de Paull *et al.* (2000) ($n = 245$); ODP Leg 205 de Morris *et al.* (2003) ($n = 18$); ODP Leg 170 de Kimura *et al.* (1997) ($n = 32$); ODP Leg 186 de Fujine *et al.* (2003) ($n = 44$); DSDP Leg 87 de Kagami *et al.* (1986) ($n = 27$).

Fig. 3.12 Diagrama de función discriminante de procedencia sedimentaria (Roser y Korsch, 1988) usando elementos mayores de diferentes ajustes tectónicos para su evaluación geoquímica. Los datos son 1) Margen Pasivo: ODP (Ocean Drilling Program) Leg 164 de Paull *et al.* (2000) (número de muestras, $n = 245$), DSDP (Deep Sea Drilling Project) Leg 96 de Bouma *et al.* (1986) ($n = 13$); 2) Arco de Isla Oceánico: ODP Leg 186 de Fujine *et al.* (2003) ($n = 44$), DSDP Leg 87 de Kagami *et al.* (1986) ($n = 27$), 3) Margen Continental Activo: ODP Leg 205 de Morris *et al.* (2003) ($n = 18$); ODP Leg 170 de Kimura *et al.* (1997) ($n = 32$).

Las funciones discriminantes son: Función discriminante 1 = $(-1.773 \cdot \text{TiO}_2) + (0.607 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \cdot \text{MgO}) + (0.616 \cdot \text{CaO}) + (0.509 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.224 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-9.090)$; Función discriminante 2 = $(0.445 \cdot \text{TiO}_2) + (0.070 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \cdot \text{MgO}) + (0.438 \cdot \text{CaO}) + (1.475 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.426 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-6.861)$. Nótese el agrupamiento de muestras de acuerdo a sus ajustes tectónicos.

Fig. 3.13 Evaluación de diagramas de función discriminante de ajustes tectónicos, para muestras individuales pertenecientes al margen pasivo (PM) con campos de discriminación posteriores a Bhatia (1983). Fe_2O_3^* representa el Fe total expresado como Fe_2O_3 . (A) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} - \text{TiO}_2$ (Bhatia, 1983); (B) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Bhatia, 1983); (C) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (Bhatia, 1983); (D) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ (Bhatia, 1983). Todas las muestras en estos diagramas son de un ajuste de margen pasivo. ¹Arena de playa de Tecolutla (este estudio); ²Paull *et al.* (2000); ³Bouma *et al.* (1986).

Fig. 3.14 Evaluación de diagramas de función discriminante (Bhatia, 1983) de ajustes tectónicos, para muestras individuales colectadas en el margen pasivo (PM). Las funciones discriminantes son: Función Discriminante 1 = $(-0.0447 \cdot \text{SiO}_2) + (-0.972 \cdot \text{TiO}_2) + (0.008 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.267 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (0.208 \cdot \text{FeO}) + (-3.082 \cdot \text{MnO}) + (0.140 \cdot \text{MgO}) + (0.195 \cdot \text{CaO}) + (0.719 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-0.032 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (7.510 \cdot \text{P}_2\text{O}_5)$; Función Discriminante 2 = $(-0.421 \cdot \text{SiO}_2) + (1.988 \cdot \text{TiO}_2) + (-0.526 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.551 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.610 \cdot \text{FeO}) + (2.720 \cdot \text{MnO}) + (0.881 \cdot \text{MgO}) + (-0.907 \cdot \text{CaO}) + (-0.177 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.840 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (7.244 \cdot \text{P}_2\text{O}_5)$. ¹Arena de playa de Tecolutla (este estudio); ²Paull *et al.* (2000); ³Bouma *et al.* (1986).

Fig. 3.15 Evaluación de diagramas discriminantes de ajustes tectónicos $[(\text{SiO}_2 - \log(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}))]$, para muestras individuales de Margen Pasivo (PM) campos discriminantes posteriores a Roser y Korsch (1986). ¹Arena de playa de Tecolutla (este estudio); ²Paull *et al.* (2000); ³Bouma *et al.* (1986).

ABREVIATURAS EMPLEADAS EN EL TEXTO

ACM	:	Active Continental Margin (Margen Continental Activo)
CIA	:	Chemical Index of Alteration (Índice de alteración química)
CVM	:	Cinturón Volcánico Mexicano
DSDP	:	Proyecto de perforación de mar profundo
EAFC	:	Elementos con alta fuerza de campo
HREE	:	del inglés Heavy Rare Earth Elements, tierras raras de mayor peso atómico (Dy-Lu)
LILE	:	elementos litofílicos de iones grandes
LREE	:	del inglés Light Rare Earth Elements, tierras raras de menor peso atómico (La-Nd)
ODP	:	Programa de perforación oceánica
OIA	:	Ocean Island Arc (Arco de Isla Oceánico)
PM	:	Passive Margin (Margen Pasivo)
Ppm	:	partes por millón
REE	:	Tierras raras
TTE	:	elementos transición
UCC	:	Corteza continental superior
%wt	:	Porcentaje en peso de un elemento respecto al peso total de la muestra

OBJETIVO GENERAL

Determinar mediante análisis granulométrico y geoquímico de elementos mayores y elementos traza, la procedencia y el ambiente de depósito de la arena de playa de Tecolutla, Veracruz.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Describir parámetros texturales de muestras de la arena de playa de Tecolutla, Veracruz y además analizar, mediante herramientas estadísticas (media, desviación estandar, oblicuidad y curtosis) la sedimentología del ambiente de depósito.

2. Evaluar las condiciones de paleo-intemperismo y procedencia (características de las rocas madre de la arena de playa de Tecolutla, Veracruz), usando geoquímica de elementos mayores y elementos traza.

3. Describir la importancia de algunos elementos traza ferromagnesianos para distinguir entre rocas madre félsicas, máficas y/o ultramáficas, interpretando la relación entre la geoquímica y el ajuste tectónico mediante el uso de diagramas de discriminación utilizados por otros autores para determinar la procedencia.

4. Evaluar la discriminación tectónica y los diagramas de función discriminantes, propuestos por varios autores.

JUSTIFICACIÓN

Este estudio se sustenta en la escasez de estudios sedimentológicos del área de investigación, y a la falta de evoluciones de parámetros granulométricos, así como de geoquímica de elementos mayores y traza (incluidas las tierras raras). La cuantificación de diversos elementos químicos en una roca es de gran utilidad, ya que brinda información de las condiciones prevalecientes durante el tiempo de depósito, esto se puede determinar con la presencia de elementos mayores y traza.

Con el fin de observar el comportamiento de la arena de playa de Tecolutla, Golfo de México, se realizó una investigación detallada para brindar información acerca de los ambientes de depósito y se reportan los últimos cambios en la arena de playa. Este estudio provee un mejor entendimiento de las condiciones de paleointemperismo durante la sedimentación de la arena de playa.

En virtud de que el área de estudio, la playa de Tecolutla, Golfo de México, es un ejemplo bien conocido para un ajuste de margen pasivo, se evaluará la discriminación tectónica y los diagramas de función discriminantes, propuestos por varios autores, con el fin de identificar, o en su caso, recomendar el uso de ciertos diagramas.

RESUMEN

El área de estudio, Tecolutla, Veracruz, se localiza en la costa oeste del Golfo de México, a 19°25' - 19°48' N latitud y 96°20' - 96°27' O longitud, en ella se colectaron 34 muestras de arena de playa.

En este estudio realizamos una detallada investigación de parámetros de textura así como variaciones geoquímicas.

Usando las características de tamaño de grano, sabemos que las muestras colectadas presentan granos de tamaño fino a medio. Los parámetros de textura como desviación estándar y oblicuidad soportan la idea de que el área de estudio, el Golfo de México, presenta una naturaleza de margen pasivo. Además, gracias a los estudios granulométricos parece que la arena de playa de Tecolutla se deriva de un sistema fluvial y fue depositada por medio de un ambiente de playa moderadamente agitado.

En la parte geoquímica se analizaron elementos mayores y traza, así como tierras raras. Sabemos que los elementos traza y tierras raras se presentan en mayor cantidad en arenas de grano fino a medio. Usando los valores de Cu, observamos que la arena de playa se encuentra contaminada por industrias petroquímicas adyacentes a la zona. Los patrones de REE y los cocientes de otros elementos traza mantienen que la arena de playa se deriva probablemente de rocas madre andesíticas o basálticas. Además, se comprobó que la geoquímica de arenas depende principalmente del ajuste tectónico de la cuenca además de la roca madre.

ABSTRACT

The study area Tecolutla is located in the coastal western part of the Gulf of Mexico (19°25' - 19°48' N lat. and 96°20' - 96°27' W long), where 34 beach sands were collected for this study.

In this study we carried out a detailed investigation on textural parameters and geochemical variations.

Using the grain size characteristics, we interpreted that the studied samples are medium to fine-grained nature. The textural parameters such as standard deviation and Skewness values support the passive margin nature of the study area, Gulf of Mexico. Also, reveals that the Tecolutla beach sands seem to have been derived through fluvial system and were deposited in a moderately agitated beach environment.

The major, trace and rare earth elements were analyzed for the geochemical study. We interpreted that the trace and rare earth elements are higher in the fine-grained sands than the medium-grained sands. Using the Cu values, we observed that the beach sands are contaminated by the adjacent petrochemical industries. The REE pattern and other trace elemental ratios support that the Tecolutla beach sands were probably derived from the andesitic and basaltic source rocks. Also, in this study we proved that the geochemistry of sands mainly depends on the tectonic setting of the basin as well as the source rocks.

ANTECEDENTES

Se han reportado pocos trabajos sedimentológicos relacionados con las playas mexicanas del Golfo de México. Self (1977) estudió las variaciones en el litoral de la playa en Nautla, en el Norte de Estado de Veracruz, México. Mendez-Ubach *et al.* (1986) estudiaron sedimentos del estado de Veracruz, asociando la fauna béntica litoral con el tipo de sedimento. Carranza-Edwards *et al.* (1994), encontraron que la concentración de carbonato de la arena del Golfo de México es más alta que las arenas de la costa del pacífico mexicano. Discutieron que los procesos tectónicos sean, en última instancia, responsables de valores más altos de carbonato en el margen pasivo del Golfo de México y de valores más bajos en el margen tectónico activo del pacífico.

A su vez consideran que la alta concentración de carbonato está relacionada sobre todo con áreas de baja energía, clima seco y de fuentes fluviales bajas. Kasper-Zubillaga *et al.* (1999) estudiaron la geoquímica de arenas del Holoceno en el Golfo de México. Kasper-Zubillaga y Dickinson (2001) discriminaron los ambientes deposicionales de las arenas de playas del Golfo de México y de la Costa de Kapiti (Nueva Zelanda). En esta tesis, describimos el tamaño de grano y las variaciones geoquímicas (usando nuevos datos) en las arenas de playa de Tecolutla, México.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción

Los estudios sedimentológicos de playas recientes sirven de ayuda en el reconocimiento de depósitos antiguos de playa en la columna geológica de roca (Mason y Folk, 1958; Chappell, 1967; Andrews y Van der Lingen, 1968; Crosby, 1972; Komar, 1976). Son básicos para el estudio de sedimentos del Holoceno: las condiciones físicas tales como relieve, ajuste geológico, clima, las cuales pueden ser responsables de las características propias de composición y textura (Pettijohn, 1975; Potter, 1978, 1986, 1994; Ito y Masuda, 1986).

Las arenas de la playa generalmente reflejan fuentes continentales, al igual que zonas de sedimentos costeros comunes, esto se debe a que estos sedimentos derivan de sistemas fluviales y/o corrientes (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).

1.2 Área de Estudio

El área de estudio se localiza en la costa oeste del Golfo de México, a 19°25' - 19°48' N latitud y 96°20' - 96°27' O longitud, donde se colectaron 34 muestras de arena de la playa de Tecolutla, Veracruz (Tabla 1.1; Fig. 1.1).

Tabla 1.1 Número de muestras con su localización geográfica. Las muestras fueron colectadas a 50 cm de profundidad en la zona de marea baja.

Nm	Latitud N	Longitud O
1	20°54'39.62"	97°15'58.91"
2	20°53'07.07"	97°14'48.15"
3	20°49'32.61"	97°13'23.73"
4	20°46'32.55"	97°11'54.00"
5	20°46'10.94"	97°12'21.96"
6	20°42'02.48"	97°11'03.19"
7	20°40'08.99"	97°10'13.51"
8	20°38'28.48"	97°09'39.10"
9	20°35'45.43"	97°07'05.43"
10	20°32'42.45"	97°04'23.75"
11	20°30'33.35"	97°01'52.21"
12	20°28'56.83"	96°59'51.35"
13	20°26'53.19"	96°53'49.20"
14	20°25'40.90"	96°56'54.88"
15	20°24'08.91"	96°55'45.11"
16	20°22'30.45"	96°54'27.81"
17	20°21'06.15"	96°53'56.76"
18	20°19'13.14"	96°52'00.52"
19	20°18'06.94"	96°51'21.08"
20	20°17'02.58"	96°49'58.29"
21	20°16'18.22"	96°48'43.74"
22	20°14'39.93"	96°47'19.31"
23	20°13'39.84"	96°46'54.67"
24	20°12'48.36"	96°45'47.02"
25	20°11'55.36"	96°45'15.50"
26	20°10'57.11"	96°44'07.55"
27	20°09'44.95"	96°43'06.16"
28	20°09'38.16"	96°43'05.23"
29	20°08'27.11"	96°41'35.52"
30	20°07'47.58"	96°41'04.65"
31	20°06'34.41"	96°40'24.91"
32	20°05'28.61"	96°39'31.05"
33	20°04'30.45"	96°38'15.84"
34	20°03'08.90"	96°38'11.87"

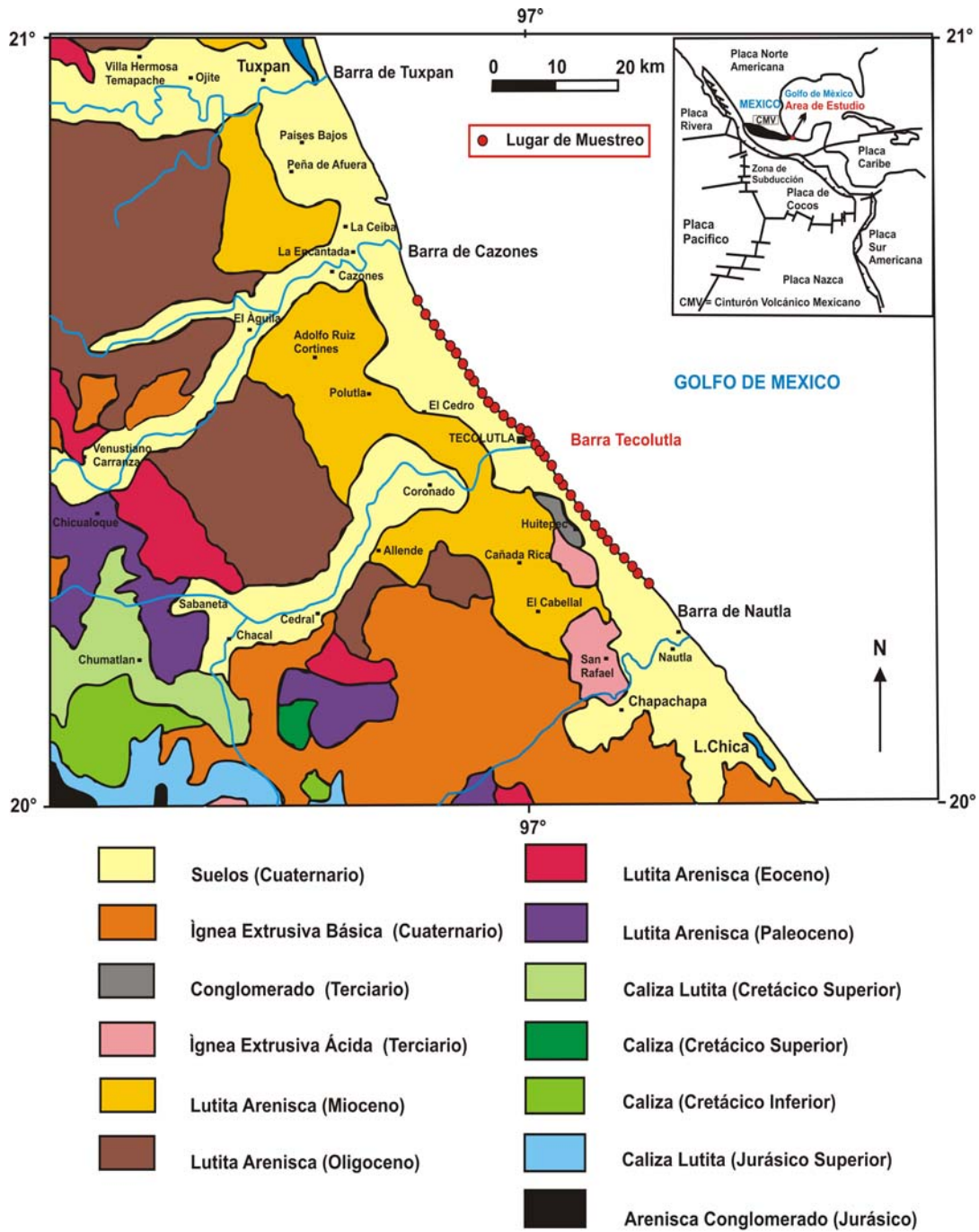
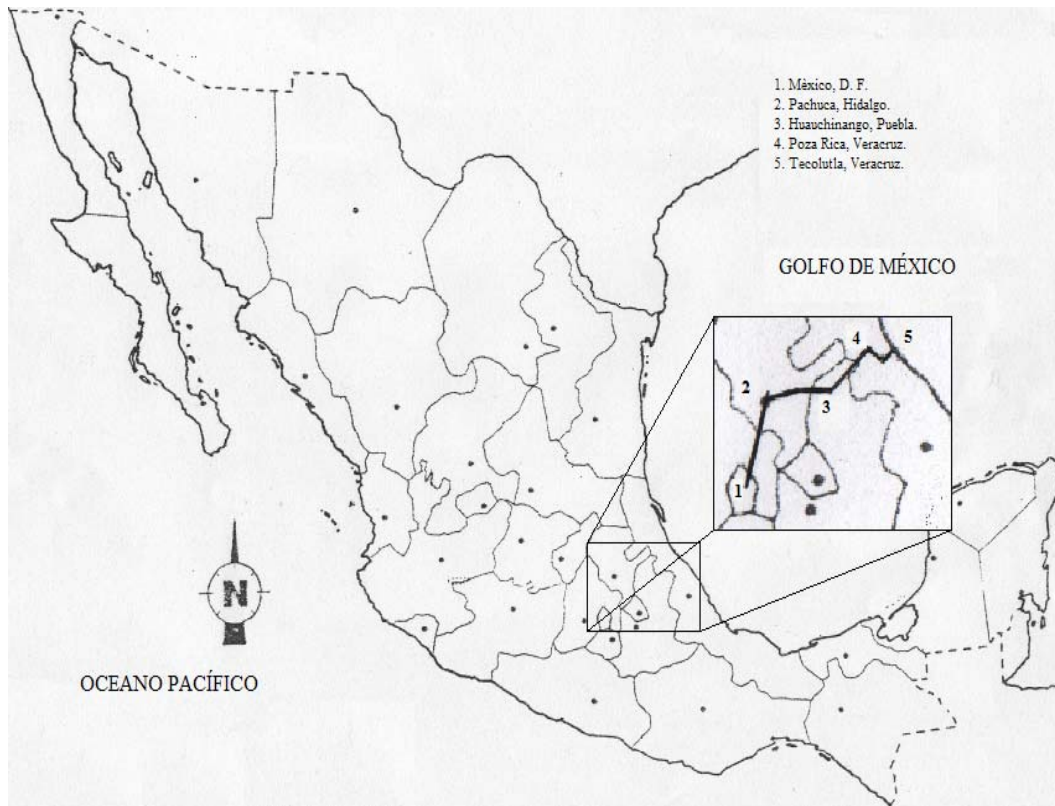


Fig. 1.1 Mapa geológico simplificado del área de estudio que exhibe el lugar de muestreo

1.2.1 Localización y vías de acceso



Para acceder al área de estudio Tecolutla, Veracruz, México; partiendo de la Ciudad de México, se toma la carretera México-Pachuca (autopista), en 1 hora se encontrará en la capital del estado de Hidalgo; posteriormente se accede a la carretera Pachuca-Tulancingo (dos carriles), trayecto que tomará alrededor de 45 minutos; se conduce por la vía Tulancingo-Poza Rica, trayecto durante el cual se cruzará por los poblados de Huauchinango y Xicotepec, Puebla (en la sierra poblana), dicho camino es sinuoso y con posibilidad de lluvias en todo el año; al llegar a Poza Rica, Veracruz, se toma la carretera hacia Papantla, para posteriormente dirigirse hacia el municipio de Gutiérrez Zamora, donde se desviará hacia Tecolutla, Veracruz. El recorrido total, partiendo de la Ciudad de México, se efectuará en un aproximado de 7 horas.

1.2.2 Morfología

La costa puede ser clasificada como transgresiva y dominada por olas (Boyd *et al.* 1992). Las olas tienen un promedio de 0.90 m de altura con 3-8s por período (Curry, 1990). Las mareas son de tipo diurno y mezcla diurna con una gama de marea media de 0.30m. La superficie de agua tiene un componente que da al norte en verano, con una gama de marea media de 0.30m y una velocidad media de 4.5 cm/s.

La migración de las dunas costeras domina el área sobre la no-migración de los sistemas de duna. Dependiendo de la dirección del viento, principalmente del norte, hay un impacto permanente en la morfología de la duna (Pérez-Villegas, 1992). Así, la migración de las dunas son de tipo estrella, parabólico y longitudinal. La falta de migración de la vegetación de las dunas es de tipo longitudinal.

1.2.3 Geología regional del área de estudio

La geología de la cuenca de drenado es muy diversa. Teniendo el mapa geológico de Padilla-Sanchez y Aceves-Quesada (1990) como base, las litologías se pueden agrupar en cuatro categorías importantes:

- 1) aluviones y suelos cuaternarios
- 2) rocas volcánicas cenozoicas de composición máfica e intermedia
- 3) rocas sedimentarias clásticas y calcáreas mesozoicas y cenozoicas
- 4) rocas metamórficas que abarcan los esquistos y los gneis de edad paleozoica y precámbrica

El área del estudio abarca unidades volcánicas que son extensión del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Estas rocas volcánicas corresponden con: 1) andesitas del Mioceno-Plioceno de composición calco-alcalina (Cantagrel y Robin, 1979; Negendank *et al.*, 1985) que se extienden del área central hasta la costa y 2) basaltos del Plioceno de composición alcalina (Negendank *et al.*, 1985), distribuida en el área central de la costa.

Hay una unidad volcánica expuesta fuera del CVM que domina en el sur de Veracruz; los sedimentos se derivan de unidades no expuestas en el área de estudio.

Según Robin (1976) la actividad volcánica del CVM se inició en el Mioceno, con la producción de rocas ígneas alcalinas-calcoalcalinas en la costa occidental del Golfo de México, Robin (1976) indica que esta actividad volcánica es consecuencia de la migración del este debido a la subducción de la placa paleo-pacífica.

1.3 Golfo de México

1.3.1 Localización, tamaño y morfología

El Golfo de México es de tipo Mediterráneo, y se localiza en la esquina sureste de norteamérica. El golfo está rodeado por Estados Unidos al norte (la península de Florida y bordeado por los estados de Alabama, Mississippi, Louisiana, Texas), 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. Tiene un área superficial de 1.5 millones de kilómetros cuadrados. El litoral marino desde *Cape Sable*, Florida hasta la Península de Yucatán, se extiende por ~5,700 kilómetros, con otros 380 kilómetros a la orilla noroeste de Cuba. Si las bahías y otras aguas de tierra adentro son incluidas, el litoral total aumenta a 2 700 km solamente en los Estados Unidos.

1.3.2 Profundidad

La cuenca del Golfo de México se asemeja a un hoyo grande con un amplio borde inferior. Aproximadamente el 38% del golfo es ocupado por áreas bajas e intersticiales. El área de la plataforma continental (< 180m) y la pendiente continental (180 – 3000 m) representan el 22% y 20%, respectivamente; la parte abisal comprende 3000m (~ 20%) (Gore, 1992).

La depresión *Sigsbee*, localizada en el cuadrante sudoeste, es la región más profunda del Golfo de México. Su profundidad máxima exacta es polémica; los informes de profundidades máximas dados por diversos autores van desde 3,750 m a 4,384 m de profundidad (Turner, 1999). La cuenca contiene un volumen de 2,434,000 km³ de agua.

1.3.3 Origen histórico y geológico del Golfo de México

El Golfo de México es una cuenca estructural relativamente simple, áspera y circular, de aproximadamente 1,500 km de diámetro, comprendiendo su parte más profunda de 10 a 15 km de rocas sedimentarias que se extienden desde el Triásico tardío hasta el Holoceno (aproximadamente 230 millones de años al presente). Poco se sabe sobre la historia geológica de la cuenca del Golfo de México anterior al Triásico tardío. Puesto que las rocas pre-triásicas se conocen solamente en algunas áreas y pozos extensamente separados del afloramiento, mucha de la historia geológica de la cuenca durante el Paleozoico necesita ser deducida mediante el estudio de áreas vecinas.

Se ha postulado la presencia de una cuenca en el área durante la mayor parte del Paleozoico, pero la mayoría de las evidencias parecen indicar que las rocas paleozoicas no son base de las rocas de la cuenca del Golfo de México. La actual cuenca del Golfo de México, en cualquier caso, parece haber tenido su origen en el Triásico tardío como resultado del resquebrajamiento dentro de la placa norteamericana cuando ésta comenzó a agrietarse y separarse de las placas Africana y Sudamericana.

El resquebrajamiento continuó a través del Jurásico inicial 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 fue el resquebrajamiento, durante el cual, el bloque Yucatán se separó de la placa norteamericana y formó la corteza oceánica en la parte central de la cuenca. Esto ocurrió durante la primer parte del Jurásico tardío, posterior a la formación del depósito de sal.

Desde el Jurásico tardío, la cuenca ha sido una provincia geológicamente estable caracterizada por el hundimiento persistente de su parte central, probablemente debido, en principio, 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.

Al este, la plataforma estable de Florida fue cubierta por el mar hasta el Jurásico tardío o Cretácico inicial. La plataforma de Yucatán surgió durante el Cretácico medio. Después de que ambas plataformas fueran sumergidas. La formación de carbonatos y la evaporación constante han caracterizado la historia geológica de estas dos áreas estables.

La mayor parte de la cuenca fue bordeada durante el Cretácico inicial por las plataformas de carbonato. Su flanco occidental estuvo implicado durante el Cretácico tardío como un episodio compresivo producido por la Orogenia Laramide, que creó la Sierra Madre Oriental.

1.4 Geología regional del Golfo de México

Actualmente, el Golfo de México es una pequeña cuenca oceánica rodeada por masas continentales de tierra. Debido a su estructura física, el golfo y el Mar Caribe se combinan, y a veces, se conocen como el "mediterráneo americano". Uchupi (1975) divide el golfo en dos provincias geográficas distintas (terrígenas y de carbonato), mientras que Antoine (1972) reconoce siete, las cuales se presentan en los puntos 1.4.1 a 1.4.7.

1.4.1 Cuenca del Golfo de México

Esta porción del Golfo de México contiene la depresión *Sigsbee* y puede dividirse más a fondo en la pared continental, el llano abisal *Sigsbee* y el cono del Mississippi. Localizado entre la escarpa *Sigsbee* y el llano abisal *Sigsbee*, la pared continental se compone de sedimentos transportados desde el área norte. El llano abisal *Sigsbee* es una porción profunda y plana del golfo localizado al noroeste del banco de Campeche.

En esta área relativamente uniforme del fondo del Golfo, el Knoll *Sigsbee* y otras pequeñas bóvedas diapíricas representan las principales características topográficas. El cono de Mississippi se compone de sedimento suave y se extiende al sureste del canal del Mississippi, combinándose eventualmente con otros sedimentos de la cuenca central. El cono está rodeado por el Cañón "De Soto" al este y el canal de Mississippi al oeste, y ha sido descrito detalladamente por Ewing *et al.* (1958).

1.4.2 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 fondo 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 originales. En una región caracterizada por el depósito de sedimentos, la

presencia del Cañón De Soto aún es una incógnita. Algunas teorías sugieren que el cañón es resultado de la erosión causada por corrientes oceánicas, posiblemente por la corriente “*Loop*” (Nowlin, 1971).

1.4.3 Corteza Continental del sur de Florida

Es una porción sumergida de la Península de la Florida; esta región del Golfo de México se extiende a lo largo de la costa de la Bahía Apalache hasta los estrechos de la Florida, e incluye los cayos de la Florida y *Dry Tortugas*. Una progresión generalizada de los sedimentos de carbonato ocurre de norte a sur en los sedimentos más gruesos de carbonato de la cuenca de la Florida.

Las evidencias sugieren que esta cuenca estuvo alguna vez rodeada por un sistema de filón de barrera (Ewing *et al.*, 1966; Sheridan *et al.*, 1966; Oglesby, 1965; Antoine y Ewing, 1963). En los estrechos de la Florida el Knoll *Jordan* parece conformarse por remanentes de estos sistemas de filones antiguos. Las evidencias sugieren que este filón pudo haberse extendido a través de los estrechos, colindando los filones de la Florida con los del norte de Cuba.

1.4.4 Banco Campeche

El Banco de Campeche es un extenso banco de carbonato, situado al norte de la península de Yucatán (Ordóñez, 1936). El banco se extiende desde el este de los estrechos de Yucatán al oeste de la Cuenca Tabasco-Campeche, e incluye el Arrecife Alacrán. La región muestra muchas semejanzas con la plataforma sur de la Florida y sugiere que los dos sistemas antiguos del filón pudieron haber sido continuos (Antoine y Ewing, 1963; Uchupi y Emery, 1968). La deriva continental y los procesos erosionales, teóricamente parecen haber desempeñado un papel importante en la separación de las dos plataformas de carbonato, geológicamente similares.

1.4.5 Bahía de Campeche

La bahía de Campeche es parte de un istmo que se extiende desde el borde occidental del banco de Campeche a las regiones costeras al este de Veracruz (~96° oeste). La Sierra Madre Oriental forma el borde sur-sudoeste, y el llano costero asociado es similar a la costa de Texas-Louisiana al norte del Golfo. Los depósitos de sal son frecuentes en la región, y su migración ascendente, parece ser la causa de los perfiles inferiores complejos (Worzel *et al.*, 1968). Así como en el norte del golfo, aquí se producen grandes cantidades de aceite y predominan los sedimentos terrígenos gruesos.

1.4.6 Corteza Continental del este de México

Localizado entre el sur de Veracruz y el norte del Río Grande, esta zona geográfica atraviesa la orilla este de México. El fondo del golfo está caracterizado por dobleces de sedimento-cubiertos paralelos a la orilla. Al parecer se creó por sedimentos evaporíticos, evidencia que sugiere que los dobleces impidieron el transporte de los sedimentos desde la costa mexicana hasta la cuenca del golfo. El sedimento se fue cubriendo de sur a norte, dando así, la estructura inferior relativamente compleja.

1.4.7 Norte del Golfo de México

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 interior del continente (hoy de litoral) a la escarpa *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 unas subsuperficies. Estos elementos son características topográficas inesperadas en la pared continental, así como, los bancos *Flower Garden* de la costa de Texas/Louisiana y la región de pináculos afuera de la costa Mississippi/Alabama

1.5 Circulación y Corrientes

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

El tipo de drenaje del Golfo de México es extenso e incluye 20 importantes sistemas de río (más de 150 ríos) que cubren más de 3.8 millones de km² en los Estados Unidos (Moody, 1967). La afluencia anual de agua dulce al golfo es de aproximadamente 10.6×10^{11} m³. 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 se originan en México, en la península de Yucatán y en Cuba.

1.6 Datos adicionales del Golfo de México

El ecosistema del Golfo de México proporciona una amplia gama de valiosos recursos para las naciones situadas en sus orillas. A continuación podemos encontrar breves resúmenes acerca de los recursos petroleros y la industria.

Se estima que anualmente $1.4-7.2 \times 10^8$ barriles de petróleo y $4.4-22.3 \times 10^{10}$ m³ de gas natural son extraídos del fondo marino en el norte del Golfo (Darnell y Defenbaugh, 1990). Según Minerals Management Service (MMS), las operaciones mar adentro en el Golfo producen un cuarto del gas natural doméstico de Estados Unidos y un octavo de aceite. Además, la industria petrolera mar adentro emplea más de 55,000 trabajadores estadounidenses en el golfo (MMS, 2002). En México, la Secretaría de Energía (SENER), estima que la producción diaria de petróleo crudo, así como de gas natural, procedente del golfo en los años 2000 a 2005 se extendió desde 2.293 a 2.839 millones de barriles y 41.4 a 44.8 millones de m³ de gas, respectivamente (SENER, 2006).

1.7 Estuario Tecolutla

El estuario Tecolutla está situado a 20°30' N y 97°01' W en el municipio de Gutiérrez Zamora en el Estado de Veracruz, México; se orienta en dirección sudoeste a noroeste, y su afluencia principal de agua dulce es el Río Tecolutla. El estuario se divide en 2 secciones principales antes de entrar en el Golfo de México: el estuario “Larios” y el estuario “El Negro”. El estuario tiene un clima cálido húmedo caracterizado por lluvias en verano.

El sistema del estuario de Tecolutla pertenece a la provincia geológica Miogeoclinal del Golfo de México, con un bosque tropical perenne como vegetación predominante. Hoy en día, la mayoría de este tipo de vegetación ha sido devastada y substituida por pastos convenientes para criar ganado. La contaminación es parte del sistema, con alrededor de 500 fuentes de contaminantes, tales como complejos petroquímicos, campos de explotación de aceite, plantíos de frutas cítricas, molinos de azúcar, centros de procesamiento de café, industrias químicas, pulpa y molinos de papel, centros urbanos, entre otros. Los efectos pueden extenderse desde contaminación por metales pesados y pesticidas, a partículas depositadas como sedimento, además de problemas transitorios, tales como, cambios de temperatura, materia orgánica y cianuro, amenazando el futuro del estuario y de sus habitantes.

La contaminación generalmente se integra a las aguas alguna vez prístinas del Golfo de México, las cuales están cambiando gradualmente. La situación actual es una combinación de procesos naturales y humanos inducidos, a lo largo de los ríos así como en zonas costeras.

1.8 Río Tecolutla

La cuenca del Río Tecolutla (en los estados de Veracruz y Puebla) cubre un área aproximada de 7,950.05 km² se forma por la confluencia de los ríos Necaxa, Axacal, Cempola y San Pedro, que nacen en la Sierra Madre Oriental.

Fluye de sureste a noroeste por aproximadamente 100 km, recibiendo las aguas de los ríos Laxaxalpan, Tecuan-tepec y Jaloapan, así como las aguas de la corriente de Chichicatzapa, y en su boca se forma la Barra Tecolutla.

CAPÍTULO 2

ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO

2.1 Introducción

La distribución de tamaño de grano de sedimentos clásticos desempeña un papel vital en la identificación de ambientes de depósito y para identificar los mecanismos que operan durante el transporte de sedimentos (Passega, 1977). Desde que se introdujeron los estudios sedimentológicos se han hecho algunas contribuciones muy importantes. Sin embargo, muchos investigadores han intentado relacionar los estudios granulométricos con los procesos de depósito (Chaudhri y Chakarborty, 1982; Chaudhri, 1991, 1993; Doeglas, 1946; Folk, 1954; Folk y Ward, 1957; Friedman, 1961, 1967, 1979; Gill, 1983; Inman y Chamberlain, 1955; Keller, 1945; Passega, 1957, 1964, 1977; Reineck y Singh, 1986; Udden, 1914; Visher, 1969; Wentworth, 1929). Según Udden (1914), las condiciones hidrodinámicas que prevalecen durante el depósito de los sedimentos clásticos controlan el tamaño y la composición de los sedimentos.

Passega (1957 y 1964) graficó el porcentaje de tamaño de grano (ϕ) contra el tamaño medio (M) en papel logarítmico y obtuvo un patrón característico específico para cada agente de depósito. Sus estudios ayudaron a delimitar el carácter de depósito. Según Doeglas (1946), las distribuciones de tamaño de granos son mezclas de dos o más procesos o variaciones de la energía durante el transporte. El modo fundamental de transporte de los sedimentos durante el curso del depósito fue establecido por Inman (1949) como arrastre, salto y suspensión; a su vez, estableció tres características en el estudio de la distribución del tamaño de grano usando fórmulas matemáticas: clasificado, oblicuidad y tamaño medio.

Spencer (1963) sugirió que todos los sedimentos clásticos son mezclas de dos o tres procesos de energía y el clasificado es una medida de la mezcla de estas variaciones de energía. Visher (1969) concluyó que el análisis de probabilidad logarítmica en las curvas de distribución es un buen método para estudiar la dinámica de los sedimentos, y una herramienta importante para confirmar el ambiente de depósito. Varios autores han propuesto diversos métodos gráficos estadísticos para el análisis del tamaño de grano (Folk y Ward, 1957; Inman, 1952; Krumbein, 1936; Trask, 1952). Friedman (1962) comparó las medidas de clasificación de Trask (1952), las medidas de momento de Inman (1952) y las medidas gráficas de Folk y Ward (1957), y concluyó que la medida de Inman era la más adecuada para areniscas mal clasificadas.

El coeficiente de clasificación de Trask es más adecuado para describir areniscas muy bien clasificadas. Las medidas de clasificación de Folk y Ward (1957) resultaron ser más satisfactorias para un rango más amplio de clasificado. Estas relaciones y tendencias pueden ofrecer información para descubrir el modo de depósito y así identificar dichos ambientes mediante el análisis de tamaño. Por lo tanto, un adecuado estudio de los parámetros de tamaño de grano es una herramienta, por demás esencial, para establecer las condiciones paleoclimáticas y los ambientes de depósito.

Así, este capítulo describe los parámetros de tamaño de grano (Folk y Ward, 1957) de las muestras colectadas en la playa de Tecolutla.

2.2 Metodología

Se colectaron 34 muestras de arena de la playa de Tecolutla, Veracruz, cada 500m, a una profundidad de 50 cm a fin de evitar el alto grado de intemperismo, estas muestras se tomaron en la zona de marea baja y la localización precisa de toma de muestras se indica en la tabla 1.1.

2.2.1 Pretratamiento de muestras

Para realizar los estudios de tamaño de grano, se tomaron aproximadamente 40g de cada una de las 34 muestras colectadas a lo largo de la playa de Tecolutla. Las muestras fueron tratadas inicialmente con una solución 1:1 de HCl para remover los materiales calcáreos presentes en los sedimentos. Este tratamiento fue repetido hasta la desaparición de efervescencia.

Las muestras fueron lavadas con suficiente agua destilada y se decantaron cuidadosamente para que no se expusiera el limo; el proceso de lavado y decantación fueron repetidos hasta obtener una columna de agua clara. La arcilla y la materia mezclada en los sedimentos fueron removidas. En caso necesario, se retiraron manualmente las partículas de arcilla sobrantes. Después de la decantación, las muestras fueron secadas y pesadas y la pérdida de peso fue considerada como el peso de carbonatos.

Para separar por tamaño de grano se utilizó un tamizador Ro-Tap con cribas ASTM (American Society for Testing and Material) de medidas +7 a +270 manteniendo un intervalo de 0.5ϕ entre ellas. Para mantener una sincronización constante, el tamizador fue acoplado a un cronómetro y cada muestra fue agitada por 20 minutos. Los materiales tamizados se pesaron por separado.

Luego, los valores de todas las fracciones pesadas fueron tabulados para consecuentes estudios granulométricos y las arenas de cada fracción se guardaron para estudios geoquímicos posteriores.

2.2.2 Granulometría vs ambiente de depósito

Para ilustrar el ambiente de depósito, se realizó el cálculo granulométrico para cada muestra analizada. Cada valor de las fracciones pesadas fue tabulado. Los parámetros texturales fueron obtenidos por métodos gráficos, evaluando parámetros individuales tales como medio, mediana, desviación estándar, oblicuidad y curtosis. Se trazaron diagramas divariados para los parámetros texturales y así interpretar los ambientes de depósito.

2.3 Parámetros estadísticos de granulometría

Se calcularon los parámetros de tamaño de grano (Folk y Ward, 1957) como tamaño medio de grano, desviación estándar, oblicuidad y curtosis. Los valores de parámetros estadísticos de las 34 muestras se tabulan en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1 Parámetros y datos estadísticos de textura (Folk y Ward, 1957) de arena de playa de Tecolutla

Nm	Media	Desv. Est.	Oblicuidad	Curtosis	Clase Desv. Std	Clase de Oblicuidad	Clase de Cúrtosis
1	1.9	0.43	0.045	0.983	Bien Clasificado	Casi Simétrico	Mesocúrtica
2	2.0	0.42	0.017	0.99	Bien Clasificado	Casi Simétrico	Mesocúrtica
3	1.82	0.35	-0.11	0.904	Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Mesocúrtica
4	1.95	0.41	0.119	1.103	Bien Clasificado	Oblic. Fina	Mesocúrtica
5	2.29	0.49	-0.14	1.319	Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Leptocúrtica
6	1.84	0.43	0.018	1.17	Bien Clasificado	Casi Simétrico	Leptocúrtica
7	2.57	0.56	0.259	1.895	Bien Clasificado	Oblic. Fina	Muy Leptocúrtica
8	2.59	0.31	-0.046	1.276	Muy Bien Clasificado	Casi Simétrico	Leptocúrtica
9	2.52	0.37	0.109	1.024	Bien Clasificado	Oblic. Fina	Mesocúrtica
10	1.81	0.54	0.049	1.06	Bien Clasificado	Casi Simétrico	Mesocúrtica
11	1.35	1.26	0.257	1.943	Mal Clasificado	Oblic. Fina	Muy Leptocúrtica
12	1.62	0.43	0.06	1.08	Bien Clasificado	Casi Simétrico	Mesocúrtica
13	1.51	0.53	0.063	1.01	Mod. Bien Clasificado	Casi Simétrico	Mesocúrtica
14	1.82	0.53	0.047	1.05	Bien Clasificado	Casi Simétrico	Mesocúrtica
15	2.19	0.39	0.161	1.229	Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Leptocúrtica
16	2.45	0.65	0.098	1.089	Mod. Bien Clasificado	Casi Simétrico	Mesocúrtica
17	1.95	0.95	-0.287	0.944	Moderad. Clasificado	Oblic. Gruesa	Mesocúrtica
18	2.58	0.30	0.107	1.205	Muy Bien Clasificado	Casi Simétrico	Leptocúrtica
19	2.33	0.376	-0.18	1.43	Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Leptocúrtica
20	2.38	0.42	-0.145	1.27	Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Leptocúrtica
21	2.25	0.43	-0.211	1.02	Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Mesocúrtica
22	2.25	0.44	-0.19	1.15	Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Leptocúrtica
23	2.23	0.417	-0.392	1.82	Bien Clasificado	Oblic. Muy Gruesa	Muy Leptocúrtica
24	2.33	0.442	-0.132	1.51	Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Muy Leptocúrtica
25	2.25	0.42	-0.34	2.54	Bien Clasificado	Oblic. Muy Gruesa	Muy Leptocúrtica
26	2.27	0.387	-0.306	1.27	Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Leptocúrtica
27	2.26	0.409	-0.312	1.41	Bien Clasificado	Oblic. Muy Gruesa	Leptocúrtica
28	2.45	0.43	-0.115	1.63	Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Muy Leptocúrtica
29	2.45	0.5	-0.14	1.59	Mod. Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Muy Leptocúrtica
30	2.5	0.58	-0.105	1.46	Mod. Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Leptocúrtica
31	2.41	0.364	-0.38	1.875	Bien Clasificado	Oblic. Muy Gruesa	Muy Leptocúrtica
32	2.13	0.46	0.118	1.0	Bien Clasificado	Oblic. Fina	Mesocúrtica
33	2.5	0.44	-0.21	1.54	Bien Clasificado	Oblic. Gruesa	Muy Leptocúrtica
34	2.5	0.40	0.96	1.58	Bien Clasificado	Oblic. Fina	Muy Leptocúrtica

Mod. = Moderadamente

Oblic. = Oblicuidad

2.3.1 Media

Representa el tamaño promedio del total de los sedimentos; La naturaleza y condiciones de depósito de los sedimentos pueden ser explicadas en base a los valores de la media. Este aspecto está influenciado por parámetros como la velocidad del agente de transporte, forma, gravedad específica, composición, durabilidad, y naturaleza de la resistencia de los sedimentos durante el transporte. El tamaño de grano será mayor a mayor aporte de energía a los sedimentos. El valor de la media de los sedimentos actúa como un índice de medida de abrasión y agotamiento.

La medida de la media se puede calcular usando la fórmula

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

2.3.2 Desviación estándar

El grado de clasificado depende del tamaño de los sedimentos y sirve como una medida para descifrar la energía del ambiente de depósito, así como para saber de la presencia o ausencia de fracciones de granos ásperos o finos (Mckinney y Friedman, 1970). Ésta es una de las cualidades texturales más útiles para clasificar arenas de acuerdo a sus diferentes ambientes de depósito. El clasificado de sedimentos está influenciado por muchos parámetros tales como el grado de turbulencia, la velocidad del agente de transporte, propiedades hidrodinámicas, naturaleza de los sedimentos provistos al ambiente de depósito y el índice de materiales detríticos (Mckinney y Friedman, 1970). Los sedimentos mejor clasificados son generalmente aquellos en los que el rango de valor del medio va de 2.0ϕ a 3.0ϕ , independientemente de las condiciones prevalecientes en el ambiente de depósito (Inman, 1952).

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, a partir de las fórmulas de Folk y Ward (1957) se establecen los siguientes tipos de clasificación:

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

2.3.3 Oblicuidad

La oblicuidad mide la asimetría de distribución de la partícula. Si hay arena de grano más grueso, entonces los resultados demuestran valores negativos. Por el contrario, si hay más materiales de grano fino, los valores serán positivos. La oblicuidad ha probado ser un valioso parámetro para distinguir ambientes (Chappell, 1967 y Friedman, 1961, 1965 y 1967) y puede indicar la mezcla de arena fina y gruesa (Folk, 1966; Mason y Folk, 1958 y Spencer, 1963).

Las fórmulas usadas para su determinación son:

$$SK_1 = \frac{(\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50})}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

A continuación se muestran diversos términos establecidos para la oblicuidad por Folk y Ward (1957)

+1.0 a +0.3 ϕ	oblicuidad muy fina
+ 0.3 a +0.1 ϕ	oblicuidad fina
+0.1 a -0.1 ϕ	casi simétrico
-0.1 a -0.3 ϕ	oblicuidad gruesa
-0.3 a -1.0 ϕ	oblicuidad muy gruesa

2.3.4 Curtosis

La curtosis es el cociente entre el clasificado de cualquier extremo y la porción central de distribución. Si la porción central se clasifica mejor que los extremos, se dice que la curva de frecuencia está excesivamente punteada o leptocúrtica. En contraste, si los extremos se clasifican mejor que la porción central de la curva de frecuencia, entonces se llama plano punteado o platicúrtica. Algunas curvas bimodales demuestran fuertemente la forma platicúrtica con la depresión media entre la curva de frecuencia enarbolada doble (Folk, 1980). Geológicamente, la gráfica de curtosis es una forma de comparar cualitativamente los sedimentos ya clasificados, con alta energía, con el posterior transporte y modificación por otro tipo de ambiente (Folk y Ward, 1957).

La curtosis se determina usando la siguiente formula:

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

Los siguientes términos se utilizan para describir las características de la curtosis:

<0.67 ϕ	muy platicúrtica
0.67 a 0.90 ϕ	platicúrtica
0.90 a 1.11 ϕ	mesocúrtica
1.11 a 1.50 ϕ	leptocúrtica
1.50 a 3.00 ϕ	muy leptocúrtica
>3.00 ϕ	extremadamente leptocúrtica

2.4 Ambiente deposicional

2.4.1 Diagramas bivariantes

La discriminación de ambientes de depósito, usando diversos diagramas bivariantes y probabilidades logarítmicas normales ha sido empleada tanto para sedimentos recientes como antiguos por Friedman (1961, 1967), Moiola y Weiser (1968), y Passega (1964).

Los diagramas bivariantes se diseñan para distinguir entre sedimentos de playa, de río y eólicos y son útiles para interpretar el origen de las muestras. Las muestras del área del estudio fueron trazadas en siete diversas combinaciones de parámetros bivariados de tamaño de grano y se muestran en las Figuras 2.1 a 2.7. Más de un campo en cualquier diagrama bivariado indica:

- 1) Un límite diferente propuesto por otro autor
- 2) Diversos límites para distinguir varios ambientes tales como duna, playa, y río

Los parámetros de textura en los diagramas bivariados dan información correspondiente al ambiente de depósito de sedimentos. Folk y Ward (1957) han investigado acerca de los parámetros de textura obtenidos por método gráfico y han construido diversos diagramas bivariados para identificar los distintos ambientes de depósito.

Usando estos diferentes parámetros de textura, Friedman (1961 y 1967) ha distinguido las arenas de playa y de duna trazando los valores de oblicuidad contra valores de desviación estándar. Así mismo probó la sensibilidad de los diferentes ambientes de depósito. Moiola y Weiser (1968) han demarcado los ambientes de playa, río y duna usando la desviación estándar y el valor de la media. En este estudio, se proponen distintos campos propuestos por estos autores y se combinaron para obtener mejores resultados.

La medida de la media, trazada contra la desviación estándar (Fig. 2.1) se considera ser un discriminador eficaz entre las arenas de río, playa y duna (Friedman, 1961; Moiola y Weiser, 1968).

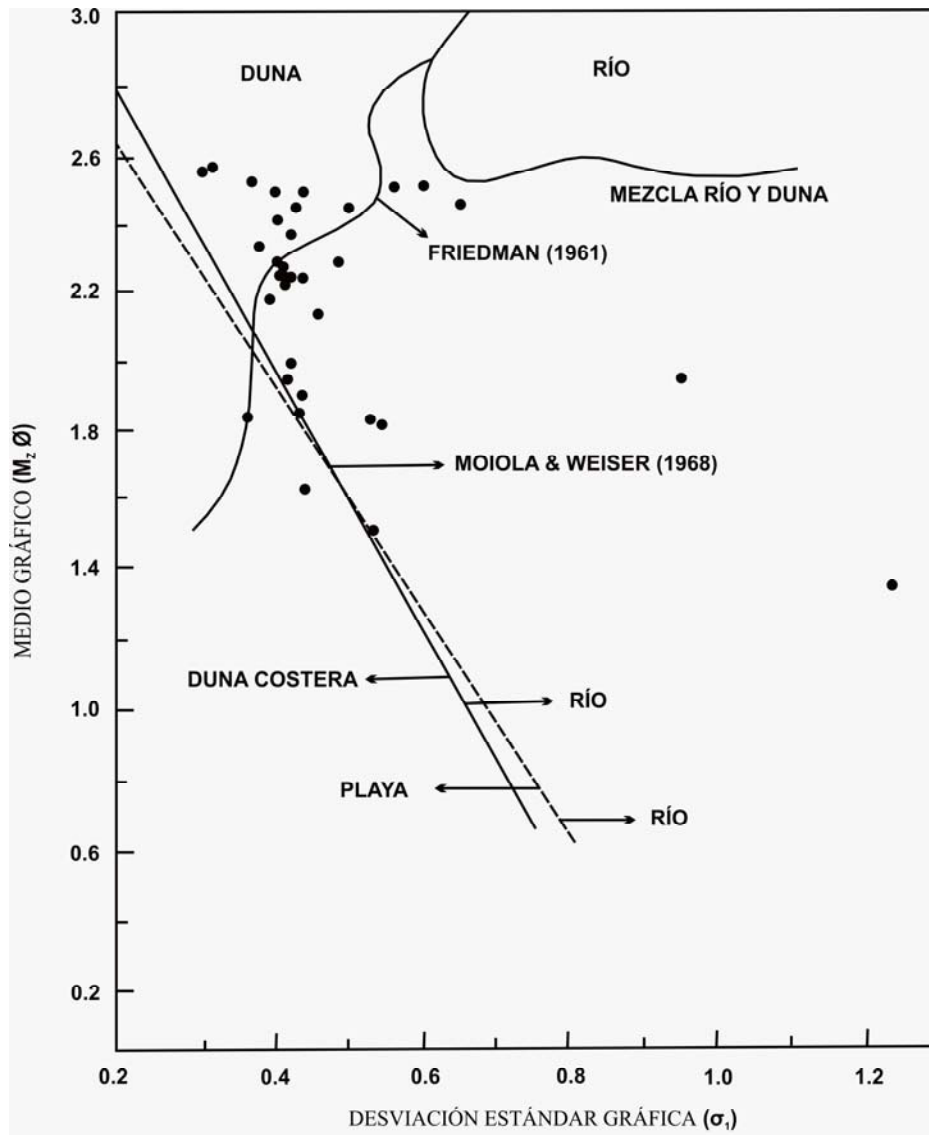


Fig. 2.1 Diagrama bivalente de medio grafico contra desviacion estandar (despues Friedman, 1961 & Moiola y Weiser, 1968)

Friedman (1961) clasificó los ambientes como río, duna, y mezcla río-duna. Moiola y Weiser (1968) propusieron diversos campos para clasificar arena de río, playa y duna costera. En este diagrama, a excepción de dos muestras, el resto de ellas cayeron en los campos duna y río, campos propuestos por Friedman (1961) y Moiola y Weiser (1968). Esto indica que las arenas de la playa de Tecolutla se derivan de mezclas de sedimentos provenientes de dos ambientes distintos.

El diagrama de desviación estándar contra medio, mostrado en la Fig. 2.2, fue sugerido originalmente por Stewart (1958) para distinguir el proceso de onda y río. Las interpretaciones usadas por los campos de discriminación de Stewart indican que el proceso de playa distribuye la mayoría de las muestras. A su vez, este diagrama apoya la presencia del proceso de río durante el depósito de la arena de playa de Tecolutla.

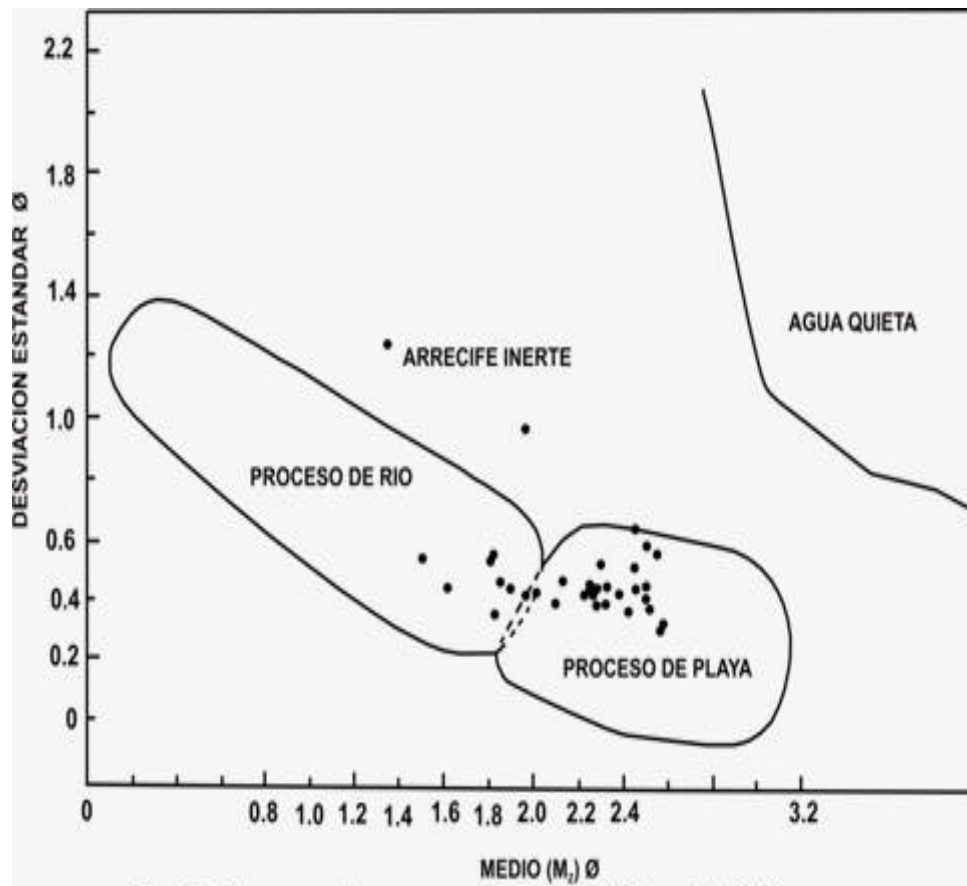


Fig. 2.2 Diagrama de procesos de energía (Stewart, 1958)

En la figura 2.4 se muestra el diagrama de desviación estándar contra oblicuidad. Los campos propuestos por Friedman (1967) y Moiola y Weiser (1968) indican que la concentración de muestras cae principalmente en el ambiente de playa.

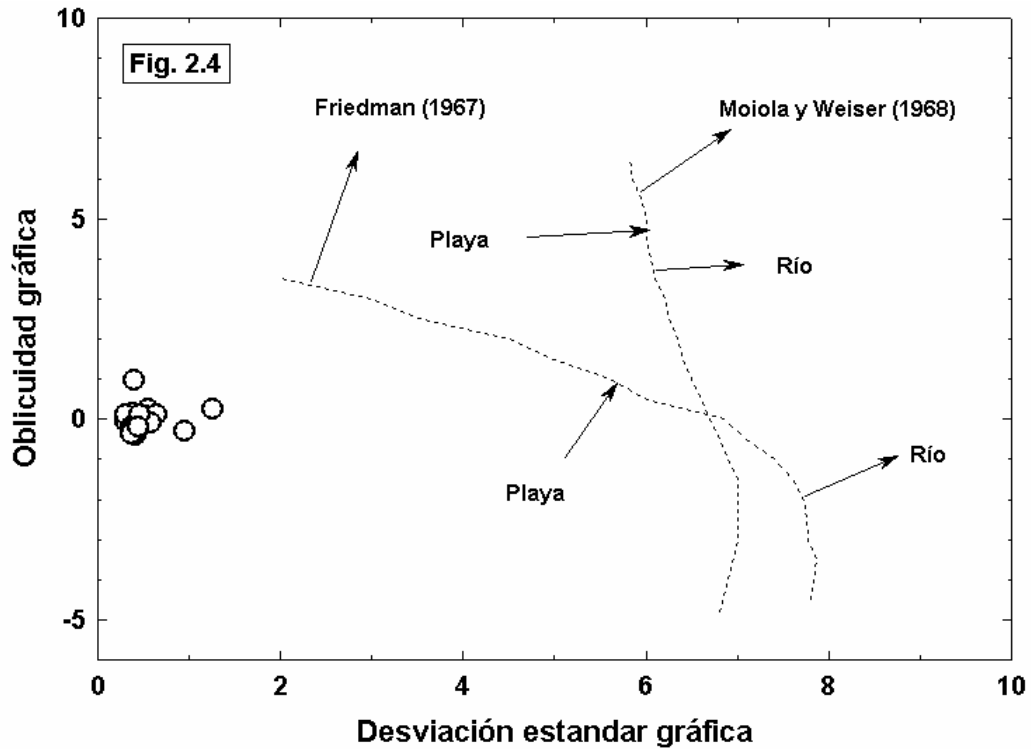


Fig. 2.4 Diagrama bivalente entre desviación estándar gráfica y Oblicuidad gráfica (Friedman, 1967; Moiola y Weiser, 1968).

Se propone el diagrama de oblicuidad contra curtosis (Fig. 2.5) para distinguir entre ambientes de playa y río (Friedman, 1967). Este indica claramente que la arena de playa de Tecolutla proviene tanto de la influencia del ambiente de río como de playa.

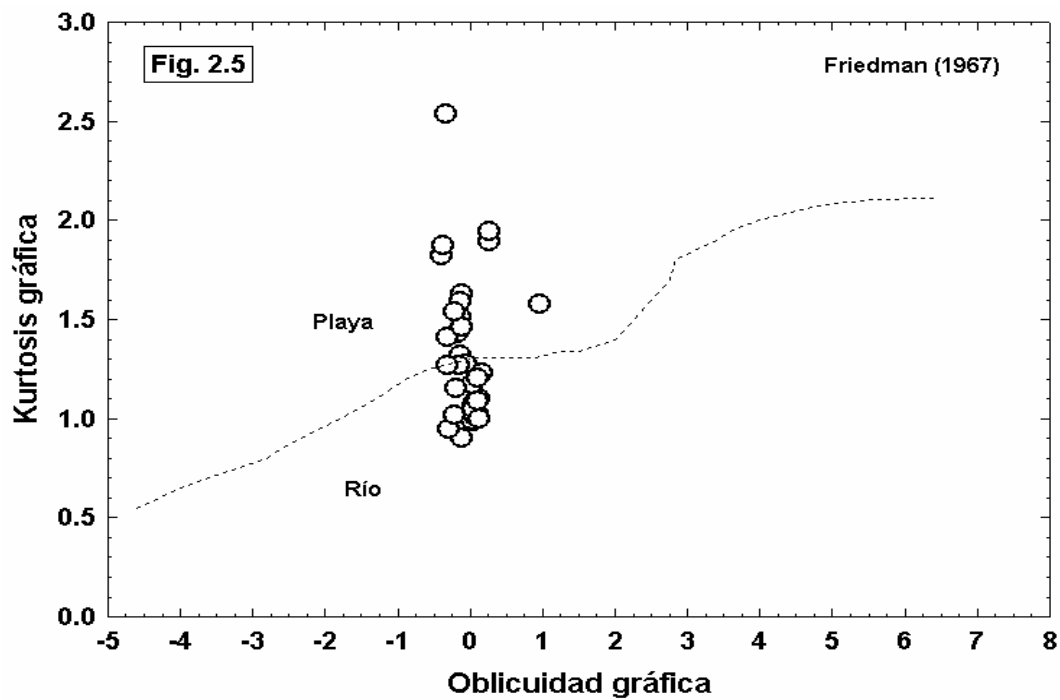
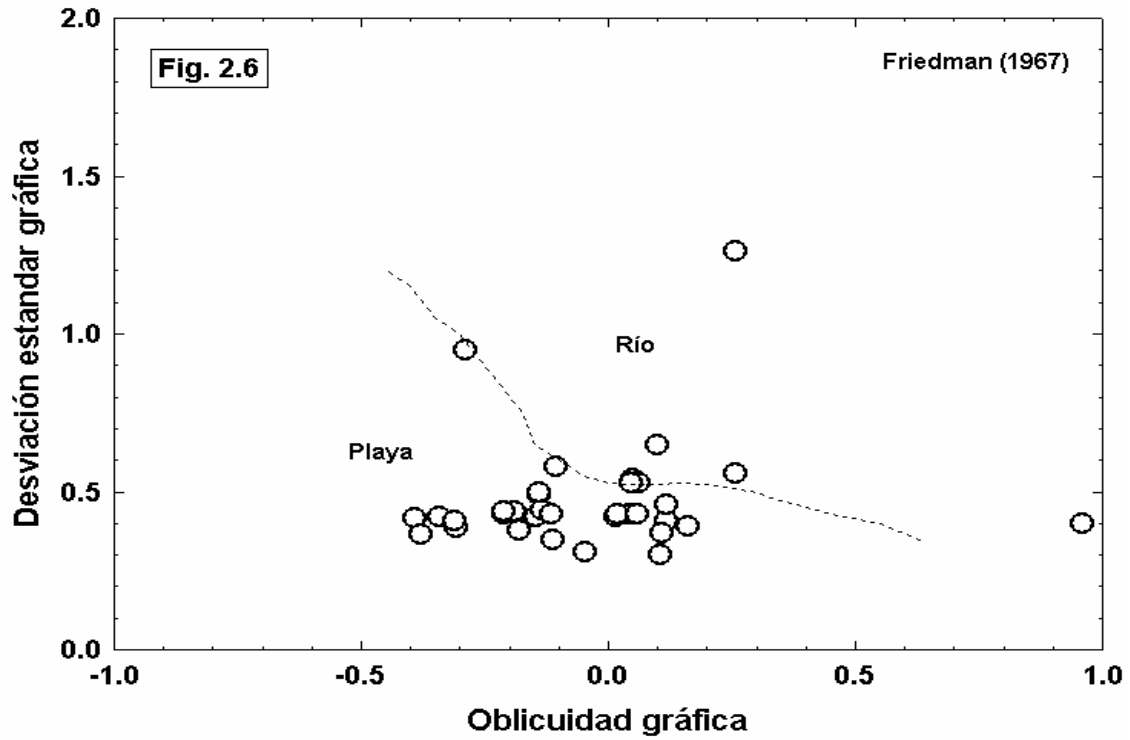


Fig. 2.5 Diagrama bivalente de oblicuidad gráfica contra curtosis gráfica (Friedman, 1967).

El diagrama de oblicuidad ϕ (ϕ) contra desviación estándar (Fig. 2.6) fue propuesto por Friedman (1967) para distinguir los ambientes de río y playa. A excepción de tres muestras, el resto está muy bien identificado en el ambiente de playa.



En el diagrama de oblicuidad contra medio (Fig. 2.7) se incluyen los campos propuestos por Moiola y Weiser (1968), Hails y Hoyt (1969). Los campos se proponen para diferenciar entre los ambientes de playa y duna. En este diagrama, la mayoría de las muestras caen en el ambiente de playa, excepto algunas muestras que caen en el ambiente de duna.

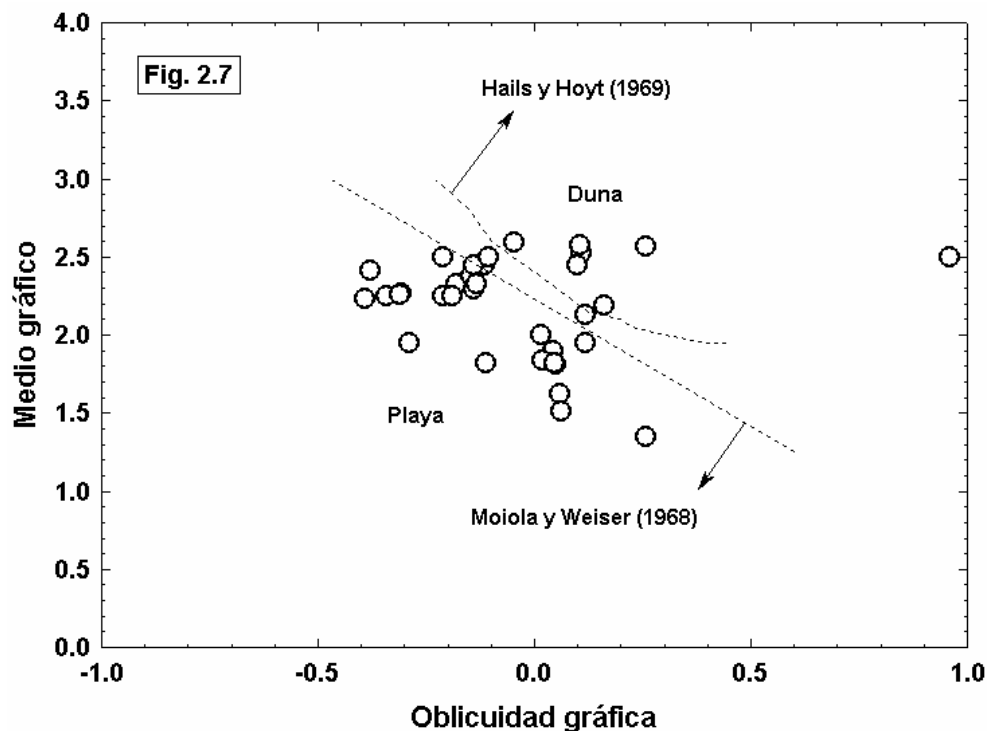


Fig. 2.7 Diagrama bivalente de oblicuidad gráfica contra medio gráfico (Moiola y Weiser, 1968; Hails y Hoyt, 1969).

Por lo tanto, este estudio indica que la arena de playa de Tecolutla se deriva principalmente de la mezcla de sedimentos de playa y río, además de la influencia de sedimentos de duna, los cuales están situados a lo largo del área costera. El dominio de los sedimentos de río de la playa de Tecolutla esta influenciado principalmente por el Río Tecolutla, puesto que el río se sitúa muy cerca del área de estudio.

Todos estos parámetros indican que los sedimentos parecen derivar del sistema de agua pluvial y que fueron depositados por un ambiente de playa moderadamente agitado.

2.5 Resultados e interpretación del análisis granulométrico

2.5.1 Media

La medida de la media de las muestras se extiende a partir de 1.35ϕ a 2.59ϕ por el método gráfico (Tabla 2.1), lo cual indica que los sedimentos son arenas de grano fino a medio de acuerdo a la clasificación de Wentworth (1929). La naturaleza de grano fino a medio en las muestras muestra al margen pasivo como característica del área del estudio.

2.5.2 Desviación estándar

De acuerdo con la escala propuesta por Folk y Ward (1957), los valores de la desviación estándar se extienden a partir de 0.31ϕ a 1.26ϕ (Tabla 2.1), por lo tanto se dice que son bien clasificadas a mal clasificadas. Las variaciones observadas en la clasificación se atribuyen a la diferencia y variación en la velocidad de las corrientes de depósito. De todos los resultados indicados, alrededor del 90% de las muestras presentan naturaleza de bien clasificada, lo cual revela el ya contemplado margen pasivo en el área de estudio.

Horikawa y Shen (1960) y Williams (1964), reportaron que el agotamiento es dominante en los procesos eólicos, los cuales pudieran ser los responsables del buen clasificado. La mala clasificación (solamente una muestra; la muestra No. 11) indica que los sedimentos no fueron transportados por un tiempo considerable (Valia y Cameron, 1977). Además, la mala clasificación resulta de la mezcla de sedimentos recientes con sedimentos antiguos así como la inhabilidad del transporte y dispersión de los agentes segregados en dichos sedimentos.

2.5.3 Oblicuidad

Los valores de la oblicuidad de las arenas de Tecolutla varían a partir de -0.38ϕ a 0.96ϕ (Tabla 2.1; muy grueso a fino).

Las amplias variaciones en los valores de oblicuidad indican que las condiciones de erosión, transporte y sedimentación no eran directamente uniformes a la deposición de la arena de playa de Tecolutla. La mayoría de las muestras caen dentro de la naturaleza oblicua positiva. Esta oblicuidad positiva sugiere la posible adición de sedimentos finos por actividad eólica (Martin, 1965).

Según Duane (1964), los valores negativos indican áreas de erosión o no depósito, mientras que los valores positivos indican depósito de sedimentos. Una mezcla de valores de oblicuidad positivos y negativos indicaría una región en estado de flujo. El carácter casi simétrico se puede atribuir a la adición de arenas de río y de playa. Puesto que el área de estudio está situada muy cerca a la boca del río de Tecolutla, la naturaleza casi-simétrica de las arenas reafirma la idea de la mezcla de las arenas de río y playa. La naturaleza de oblicuidad fina de las muestras sugiere el predominio de un ambiente tranquilo en la deposición de sedimentos finos, los cuales indican claramente la naturaleza del margen pasivo del área de estudio, Tecolutla.

2.5.4 Curtosis

Las arenas de playa de Tecolutla muestran valores de curtosis a partir de 0.90ϕ a 2.54ϕ (Tabla 2.1; de mesocúrtica a muy leptocúrtica). No se observa alguna relación significativa con otros parámetros. Folk y Ward (1957) han deducido que los sedimentos unimodales muestran una forma mesocúrtica y la mezcla casi igual de sedimentos de dos ambientes distintos da por resultado una medida platicúrtica. Este resultado también indica la mezcla de arena de río y playa en el área estudio de la playa de Tecolutla.

CAPÍTULO 3

GEOQUÍMICA

3.1 Introducción

La geoquímica de los sedimentos de playa permite interpretar el ajuste tectónico de la cuenca y además da una idea del ambiente químico durante el depósito (Bhatia y Crook, 1986; Erickson *et al.*, 1992; Maynard *et al.*, 1982 y Roser y Korsch, 1986, 1988), además, de los movimientos de la placa tectónica se puede deducir la composición química de los materiales de depósito (Siever, 1979).

La composición clástica de los sedimentos está influenciada por el carácter de la procedencia sedimentaria, la naturaleza de los procesos sedimentarios con la cuenca de depósito y la clase de trayectorias de dispersión que ligan la procedencia con la cuenca. Las relaciones clave entre la procedencia y la cuenca están regidas por la tectónica de placas, que controla en última instancia los diferentes tipos de sedimentos (Dickinson y Suczek, 1979). Además, la composición química general de la playa o los sedimentos clásticos son usados como un índice para correlacionar estratigráficamente e identificar los ambientes tectónicos generales y de procedencia (Bhatia, 1983, 1985; Ehrenberg y Siring, 1992; Van de Kamp y Leake, 1985).

La variación en la composición química de la playa o de sedimentos clásticos refleja cambios en la composición mineralógica debido a los efectos del intemperismo y los procesos diagenéticos (Nesbitt y Young, 1984, 1989; Wandres *et al.*, 2004). Además, los patrones espaciales y temporales de sedimentación determinan cambios en la mineralogía y el clasificado de sedimentos, lo cual puede afectar su composición general (Nesbitt *et al.*, 1996; García *et al.*, 2004).

Aunque mineralógicamente los elementos inestables y solubles son afectados durante el intemperismo, químicamente los elementos inmóviles (ej, REE, Th, Cr, Sc) se conservan como sedimentos clásticos, así pueden guardar marcas químicas de las rocas madre. Por tanto, estos elementos y sus cocientes elementales son altamente útiles para determinar las características de procedencia de sedimentos. Este acercamiento ha proporcionado resultados útiles, especialmente cuando los procesos geológicos han modificado la mineralogía original (Cullers, 1994a, 1995).

3.2 Metodología para el análisis geoquímico

Se analizaron 34 muestras de arena de playa para determinar geoquímica de elementos mayores y traza, así como REE, en el Korea Basic Science Institute. Las concentraciones de elementos mayores ((Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sc, Sr, V, Zn y Zr) se determinaron usando un Jobin Yvon 138 Ultrace, espectrómetro de emisión atómica con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-AES). Las REE y algunos otros elementos traza (Cs, Hf, Nb, Pb, Rb, Th, U y Y) se analizaron por medio de VG Elemental PQII Plus, espectrómetro de masa con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), usando el método propuesto por Jarvis (1988), para la calibración se usó el MAG-1 del estándar geológico de los Estados Unidos, la precisión analítica para elementos traza y REE en generalmente mayor al 5%. Se realizaron tres análisis para cada muestra y se promedió el resultado obtenido. Para evaluar REE se utilizó la normalización de valores de condrita presentada por Taylor y McLennan (1985).

3.3 Resultados del análisis geoquímico

3.3.1 Geoquímica de elementos mayores

A continuación se presenta una tabla 3.1 con los resultados obtenidos del análisis geoquímica realizado conforme a la metodología descrita previamente.

Tabla 3.1 Concentraciones de elementos mayores (wt. %) y cocientes de elementos de la arena de playa de Tecolutla, con su medida de tamaño de grano (M_z) en unidades ϕ e índice químico de alteración (CIA; Nesbitt y Young, 1982)

Muestra #	1	2	3	4	5	6	7	8	9
M_z	1.50	1.25	1.70	1.92	1.83	1.65	1.80	1.92	1.79
SiO ₂	45.68	54.03	38.23	58.65	50.72	54.79	39.55	56.39	41.39
Al ₂ O ₃	4.00	4.63	3.48	4.07	4.56	4.84	3.38	4.01	3.56
Fe ₂ O ₃	1.62	1.45	1.62	1.55	1.79	1.56	1.71	1.46	1.83
CaO	24.43	19.26	29.60	17.78	21.70	19.34	27.76	19.51	26.90
MgO	0.79	0.71	0.81	0.73	0.76	0.72	0.77	0.65	0.90
K ₂ O	0.72	1.10	0.60	0.97	0.99	1.18	0.54	0.89	0.57
Na ₂ O	1.00	1.06	0.76	0.90	1.08	1.06	0.80	0.87	0.91
MnO	0.057	0.045	0.062	0.045	0.055	0.047	0.057	0.044	0.061
TiO ₂	0.163	0.162	0.17	0.36	0.19	0.18	0.21	0.23	0.31
P ₂ O ₅	0.085	0.065	0.086	0.068	0.082	0.068	0.089	0.069	0.086
LOI	20.73	16.35	24.11	14.37	18.11	15.96	23.49	16.15	23.15
Total	99.29	98.85	99.52	99.48	100.04	99.74	98.37	100.27	99.66
CaO*	1.28	1.6	0.56	2.50	0.86	1.81	0.58	1.78	1.35
CIA	48.46	46.47	56.64	38.88	52.46	45.61	55.73	43.88	47.19
K ₂ O/Na ₂ O	0.73	1.03	0.79	1.09	0.92	1.11	0.67	1.02	0.63
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	11.41	11.68	11.00	14.42	11.12	11.32	11.69	14.07	11.62
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.18	0.24	0.17	0.24	0.22	0.24	0.16	0.22	0.16
Na ₂ O/K ₂ O	1.38	0.97	1.27	0.92	1.09	0.90	1.50	0.98	1.58
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	2.23	1.32	2.72	1.59	1.80	1.33	3.20	1.63	3.19
Fe ₂ O ₃ +MgO	3.07	2.61	3.23	2.67	3.11	2.72	3.32	2.51	3.56

Muestra #	10	11	12	13	14	15	16	17	18
M_z	1.72	2.82	2.64	2.95	1.32	2.54	2.92	2.13	2.09
SiO ₂	53.77	42.98	39.62	49.17	50.11	36.99	40.24	50.66	60.26
Al ₂ O ₃	3.85	6.76	7.01	6.52	6.95	6.16	5.28	8.43	9.03
Fe ₂ O ₃	1.52	2.60	2.49	3.32	3.00	4.48	11.92	2.92	2.58
CaO	20.50	23.27	25.34	20.21	19.24	26.27	18.66	17.42	11.82
MgO	0.82	1.01	1.10	1.78	1.65	2.24	6.36	1.32	0.86
K ₂ O	0.86	1.14	1.22	1.03	1.08	0.70	0.47	1.42	2.09
Na ₂ O	0.86	1.44	1.43	1.40	1.52	1.30	1.05	1.95	2.19
MnO	0.05	0.07	0.07	0.08	0.08	0.11	0.24	0.07	0.05
TiO ₂	0.24	0.34	0.31	0.40	0.34	0.53	1.87	0.36	0.33
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.09	0.09	0.09	0.12	0.17	0.09	0.09
LOI	16.81	18.95	20.57	15.61	15.09	20.32	12.68	14.25	10.55
Total	99.35	98.62	99.25	99.64	99.14	99.22	98.94	98.89	99.84
CaO*	1.64	1.02	0.76	1.52	1.65	0.72	1.61	1.93	2.17
CIA	44.51	57.11	59.56	53.20	52.91	61.07	52.59	52.20	49.02
K ₂ O/Na ₂ O	1.00	0.79	0.86	0.74	0.71	0.54	0.45	0.73	0.95
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	13.96	6.36	5.65	7.53	7.21	6.01	7.62	6.01	6.68
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.22	0.17	0.17	0.16	0.15	0.11	0.09	0.17	0.23
Na ₂ O/K ₂ O	1.00	1.27	1.17	1.35	1.41	1.86	2.23	1.37	1.05
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	1.77	2.26	2.04	3.20	2.78	6.42	25.31	2.05	1.23
Fe ₂ O ₃ +MgO	2.83	4.49	4.56	6.07	5.53	8.51	21.19	5.01	3.85

Tabla 3.1 Cont....

Muestra #	19	20	21	22	23	24	25	26	27
M _Z	2.87	2.65	2.54	1.72	2.65	2.50	2.79	2.92	2.48
SiO ₂	49.93	51.89	51.31	54.27	44.76	47.99	48.96	53.07	41.52
Al ₂ O ₃	7.93	8.32	7.95	7.86	7.18	7.67	7.92	8.99	6.69
Fe ₂ O ₃	2.63	2.39	2.61	2.45	2.81	3.21	2.59	2.54	3.22
CaO	19.75	18.00	18.43	16.71	22.31	19.66	19.04	16.47	23.53
MgO	1.02	1.06	1.01	1.27	1.22	1.63	1.01	1.09	1.56
K ₂ O	1.31	1.32	1.33	1.17	1.06	1.14	1.31	1.49	0.86
Na ₂ O	1.87	1.94	1.89	1.86	1.54	1.74	1.83	2.03	1.45
MnO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.09	0.06	0.06	0.08
TiO ₂	0.34	0.30	0.34	0.29	0.36	0.39	0.34	0.33	0.38
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.10	0.08	0.10	0.09	0.10	0.09	0.12
LOI	13.58	14.22	14.83	13.11	17.77	15.36	15.79	13.47	18.92
Total	98.51	99.59	99.85	99.12	99.17	98.96	98.95	99.63	98.31
CaO*	1.53	1.51	1.63	1.73	0.95	1.62	1.87	1.68	1.13
CIA	53.62	54.43	52.91	52.75	58.50	53.91	52.16	54.24	57.50
K ₂ O/Na ₂ O	0.70	0.68	0.71	0.63	0.69	0.65	0.72	0.72	0.59
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	6.30	6.24	6.46	6.91	6.24	6.26	6.19	5.90	6.21
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.17	0.16	0.17	0.15	0.15	0.15	0.17	0.17	0.13
Na ₂ O/K ₂ O	1.43	1.47	1.42	1.59	1.45	1.53	1.39	1.36	1.69
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	2.01	1.81	1.95	2.09	2.64	2.82	1.97	1.71	3.76
Fe ₂ O ₃ +MgO	4.29	4.05	4.26	4.32	4.95	5.79	4.32	4.22	6.02

Muestra #	28	29	30	31	32	33	34	Medio
M _Z	2.45	1.39	2.25	2.48	2.68	2.92	2.78	2.25 ± 0.53
SiO ₂	46.33	48.36	50.87	39.35	47.11	45.84	46.73	47.99 ± 6.04
Al ₂ O ₃	7.03	7.86	8.03	6.32	6.75	7.77	7.74	6.43 ± 1.76
Fe ₂ O ₃	4.07	2.68	2.57	4.24	3.88	2.63	2.94	2.85 ± 1.80
CaO	20.77	19.98	18.13	24.91	20.02	20.86	20.23	20.82 ± 3.64
MgO	2.44	1.40	1.03	2.39	2.44	1.13	1.54	1.39 ± 1.02
K ₂ O	0.93	0.98	1.24	0.78	0.90	1.12	1.04	1.05 ± 0.32
Na ₂ O	1.54	1.78	1.81	1.37	1.53	1.74	1.72	1.45 ± 0.41
MnO	0.10	0.07	0.06	0.11	0.10	0.07	0.07	0.07 ± 0.03
TiO ₂	0.43	0.33	0.34	0.44	0.40	0.34	0.35	0.36 ± 0.28
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.09	0.11	0.09	0.09	0.09	0.09 ± 0.02
LOI	15.70	15.98	15.28	19.24	15.32	17.42	16.20	16.75 ± 3.15
Total	99.44	99.51	99.45	99.26	98.54	99.01	98.65	99.24 ± 0.48
CaO*	1.71	1.80	1.63	0.93	1.82	1.96	1.81	1.49 ± 0.46
CIA	53.38	53.92	54.08	58.70	51.92	52.67	53.71	52.53 ± 4.78
K ₂ O/Na ₂ O	0.60	0.55	0.69	0.57	0.59	0.64	0.60	0.74 ± 0.17
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	6.59	6.15	6.34	6.22	6.98	5.90	6.04	8.12 ± 2.81
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0.13	0.12	0.16	0.12	0.13	0.14	0.13	0.17 ± 0.04
Na ₂ O/K ₂ O	1.66	1.82	1.46	1.76	1.69	1.55	1.66	1.42 ± 0.30
Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	4.39	2.75	2.06	5.45	4.29	2.35	2.83	3.26 ± 4.06
Fe ₂ O ₃ +MgO	7.77	4.89	4.27	8.29	7.59	4.61	5.44	5.12 ± 3.26

CaO* = CaO en fase silicato; Fe₂O₃* = Fe total expresado como Fe₂O₃

CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO* + Na₂O + K₂O)] × 100

3.3.1.1 Silicio

El contenido de SiO_2 varía a partir de 37.00% a 60.26% (Tabla 3.1). La mayor proporción de silicio se puede atribuir a la alta cantidad de cuarzo en las arenas de playa.

3.3.1.2 Aluminio

El contenido de Al_2O_3 varía a partir de 3.38% a 9.03% (Tabla 3.1). El alto contenido de alúmina indica la afluencia terrígena durante la sedimentación.

3.3.1.3 Calcio

Los valores de CaO varían en un rango de entre 11.82% a 29.60% (Tabla 3.1). El alto contenido de carbonato de calcio se debe a la presencia de fragmentos de conchas, así como a la precipitación de calcita. La disminución de contenido de CaO y el incremento en el contenido de SiO_2 implican un posible aumento en los granos detríticos y una disminución en la plagioclasa de la región de la roca madre (Bhatia, 1983).

3.3.1.4 Potasio

El valor de K_2O varía desde 0.471% hasta 2.09% (Tabla 3.1). El alto contenido de K_2O en algunas muestras se podría relacionar con la presencia de feldespatos de potasio. El valor de Na_2O va desde 0.76% hasta 2.19%. En general, no hay mucha variación entre el contenido de Na_2O y el de K_2O en todas las muestras.

3.3.1.5 Sodio

El enriquecimiento de Na_2O en algunas muestras (Tabla 3.1) se puede atribuir a la alta cantidad de plagioclasa rica en Na y de feldespato alcalino en las arenas de playa de Tecolutla.

3.3.1.6 Titanio

El contenido de TiO_2 varía desde 0.16% a 1.87%, el decrecimiento del contenido de TiO_2 (menos de 2%) en todas las muestras indica de forma clara la ausencia de minerales pesados, principalmente ilmenita. El otro compuesto, P_2O_5 , es menor al 0.20%. El valor medio de MgO es 0.65%, pero el enriquecimiento del MgO se observa particularmente en la muestra 16 (6.36%); éste puede ser debido a la mayor adición de fragmentos de cáscara.

3.3.1.7 Hierro

El contenido de Fe_2O_3 va desde 1.45% a 11.92% (Tabla 3.1). La presencia de hierro en sedimentos de playa está controlada sobre todo por su procedencia y también por la deposición en el sedimento durante la diagénesis, particularmente en las primeras fases de la diagénesis.

Otro factor es la intensidad y la duración del intemperismo en los materiales fuente anteriores al depósito. El alto contenido de hierro en algunas muestras (>5.00 ; Tabla 3.1) revela los procesos de hierrogenización a gran escala. Además, el alto contenido en hierro pudo ser el resultado de procesos diagenéticos, tales como el incremento en la matriz detrítica en la cuenca de depósito (Mozley y Hoernle, 1990). La sustitución de Fe^{2+} por Mg^{2+} ha sido sugerida como causa del enriquecimiento de hierro (Veizer, 1978).

3.3.1.8 Manganeso

Estudios geoquímicos en rocas sedimentarias demuestran que la distribución de Mn está generalmente restringida por la fracción de carbonato (Barber, 1976). La hipótesis comúnmente aceptada es la que sugiere que la pérdida de materia orgánica en sedimentos produce un ambiente reductor.

Consecuentemente, el manganeso oxidado (Mn^{+4}) a partir de la fase sólida, entra en solución como Mn^{+2} y migra hacia arriba debido al gradiente de compactación o concentración. Entonces, con la disponibilidad de oxígeno disuelto libre en la parte superior de la columna del sedimento, el Mn^{+2} se oxida de tal manera que se re-precipita como Mn^{+4} . Esto implica que la concentración de manganeso disuelto en los sedimentos depende del potencial de oxidación (Eh) y las condiciones de pH (Sunit Kumar *et al.*, 1976). Los valores de MnO son muy bajos en todas las muestras (0.04% a 0.24%; Tabla 3.1). La variación de valores de MnO en todas las muestras indica el diferencial de aporte de incorporación de MnO en los fragmentos de cáscara asociados con la arena de playa.

Pingitore (1978) sugiere que la alta concentración y la amplia variación en los valores de MnO en las diferentes muestras pueden estar relacionadas con el aporte de la precipitación de la calcita diagenética. Pingitore (1978) y Shanmugam y Benedict (1983) indican que el contenido de MnO en la calcita precipitada en condiciones oxidantes puede ser muy bajo. Bajo condiciones oxigenadas, el manganeso formaría óxidos y estaría disponible para incorporarse dentro de la estructura de la calcita (Rao, 1990). El cemento de aragonita, que es relativamente pobre en manganeso, entra en los poros en las partículas del esqueleto, causando concentraciones proporcionalmente más bajas.

3.3.2 Geoquímica de elementos traza

3.3.2.1 Elementos litófilos de iones grandes (LILE): Rb, Ba, Sr y Th

Las concentraciones de elementos traza se reportan en la Tabla 3.2. En comparación con la corteza continental superior, la concentración de estos elementos en las arenas de playa de Tecolutla es generalmente baja en Rb, Ba, y Th, excepto el Sr, que se enriquece en algunas muestras (Fig. 3.1; Tabla 3.2). La variación en el contenido de Sr se debe a las diferencias en el tamaño de grano entre las arenas de playa. Por otra parte, el Rb y Ba se correlacionan positivamente ($r = 0.93$) indicando un comportamiento.

Tabla 3.2 Concentraciones de elementos traza (ppm) y cocientes de elementos para la arena de playa de Tecolutla con su tamaño de grano (M_z) en unidades ϕ

Muestra #	1	2	3	4	5	6	7	8	9
M_z	1.50	1.25	1.70	1.92	1.83	1.65	1.80	1.92	1.79
Ba	267.00	291.00	212.00	278.00	274.00	295.00	192.00	254.00	210.00
Co	20.00	21.00	19.00	15.00	24.00	35.00	26.00	19.00	21.00
Cr	11.7	14.30	15.60	26.00	13.20	15.80	18.00	19.00	21.30
Cu	27.10	22.80	65.80		27.80	21.40	31.90	46.20	29.00
Ga	3.90	4.20	2.90	3.40	4.50	4.40	2.80	3.20	2.90
Nb	2.30	2.40	2.20	4.70	2.80	2.60	2.60	2.90	3.90
Ni	7.65	7.41	7.71	7.07	8.78	8.09	8.20	7.37	8.46
Pb	5.80	5.40	8.00	11.60	6.30	5.70	4.80	6.00	4.90
Rb	27.70	35.80	21.90	30.30	31.40	36.80	22.60	30.20	24.40
Sc	2.76	2.68	2.93	3.07	3.06	3.04	3.17	3.04	3.41
Sr	422.00	328.20	457.70	288.30	403.10	332.90	425.80	302.90	424.40
Th	1.28	2.20	1.20	2.05	1.43	2.55	2.25	2.55	3.05
V	28.60	25.90	28.20	28.50	30.60	26.80	28.80	25.30	33.90
Y	13.40	11.90	13.40	11.10	13.70	12.40	13.60	11.60	13.80
Zn	32.00	28.50	35.70	30.00	37.00	29.40	29.20	25.80	30.90
Zr	61.40	56.90	52.70	87.40	68.90	59.40	59.70	54.90	88.60
Th/Sc	0.46	0.82	0.41	0.67	0.47	0.84	0.71	0.84	0.89
Cr/Th	9.14	6.50	13.00	12.68	9.23	6.20	8.00	7.45	6.98
Cr/Ni	1.53	1.93	2.02	3.68	1.50	1.95	2.20	2.58	2.52
Th/Co	0.06	0.11	0.06	0.14	0.06	0.07	0.09	0.13	0.15
Th/Cr	0.11	0.15	0.08	0.08	0.11	0.16	0.13	0.13	0.14
La/Th	9.22	5.41	9.50	6.59	9.30	4.82	5.42	4.67	4.46
La/Sc	4.28	4.44	3.89	4.40	4.35	4.05	3.85	3.91	4.00
La/Co	0.59	0.57	0.60	0.90	0.55	0.35	0.47	0.63	0.65

Muestra #	10	11	12	13	14	15	16	17	18
M_z	1.72	2.82	2.64	2.95	1.32	2.54	2.92	2.13	2.09
Ba	239.00	253.00	271.00	261.00	274.00	197.00	151.00	313.00	351.00
Co	26.00	24.00	18.00	20.00	17.00	15.00	14.00	13.00	16.00
Cr	20.40	15.30	18.50	37.90	34.10	35.70	137.00	27.00	15.30
Cu	18.60	147.00	52.80	47.00	60.10	55.10	61.60	52.40	48.70
Ga	3.60	6.90	7.60	6.50	6.70	6.40	7.40	8.70	9.80
Nb	3.00	4.20	3.90	3.80	3.40	4.40	13.20	5.00	6.90
Ni	7.92	11.20	11.60	18.40	17.90	29.40	63.80	15.90	11.90
Pb	4.50	14.30	12.20	13.70	12.60	7.80	14.00	11.50	11.40
Rb	28.60	32.80	36.20	31.20	31.80	22.80	17.50	41.80	56.60
Sc	3.39	4.82	5.00	7.18	6.49	8.95	23.30	5.61	4.21
Sr	320.10	444.60	459.80	400.00	401.20	466.00	330.70	406.80	310.20
Th	1.03	2.53	2.41	1.26	2.74	1.71	2.36	3.30	4.85
V	27.30	39.60	39.10	44.70	40.50	64.60	172.00	48.30	44.00
Y	12.10	15.60	15.60	14.40	13.80	17.00	22.60	15.20	16.90
Zn	25.00	88.30	73.50	69.50	68.70	87.70	151.40	80.00	84.20
Zr	55.60	86.40	76.80	71.60	66.40	75.30	128.50	90.10	119.50
Th/Sc	0.30	0.53	0.48	0.18	0.42	0.19	0.10	0.59	1.15
Cr/Th	19.81	6.05	7.68	30.08	12.45	20.88	58.05	8.18	3.16
Cr/Ni	2.58	1.37	1.60	2.06	1.91	1.21	2.15	1.70	1.28
Th/Co	0.04	0.11	0.13	0.06	0.16	0.11	0.17	0.25	0.30
Th/Cr	0.05	0.17	0.13	0.03	0.08	0.05	0.02	0.12	0.32
La/Th	11.26	5.77	6.06	10.00	4.85	9.24	8.43	5.09	4.02
La/Sc	3.42	3.03	2.92	1.76	2.05	1.77	0.85	3.00	4.63
La/Co	0.45	0.61	0.81	0.63	0.78	1.05	1.42	1.29	1.22

Tabla 3.2 Cont....

Muestra #	19	20	21	22	23	24	25	26	27
M _Z	2.87	2.65	2.54	1.72	2.65	2.50	2.79	2.92	2.48
Ba	287.00	326.00	301.00	287.00	250.00	255.00	295.00	326.00	244.00
Co	12.00	11.00	18.00	19.00	20.00	21.00	16.00	15.00	14.00
Cr	16.20	20.20	16.40	26.30	20.20	36.20	16.20	21.10	26.50
Cu	33.20	33.10	44.40	126.00	40.20	43.00	108.00	60.70	51.80
Ga	7.90	8.50	7.90	7.70	7.00	7.70	8.00	9.10	6.80
Nb	4.40	3.80	4.70	3.20	4.00	4.10	4.50	4.50	3.90
Ni	11.90	12.60	12.60	14.80	14.50	18.10	11.60	12.40	15.90
Pb	7.60	7.90	13.70	12.60	6.40	9.20	12.40	12.30	8.40
Rb	36.90	38.80	39.30	34.40	31.10	33.70	37.90	44.30	27.30
Sc	4.84	4.45	4.56	5.11	5.69	6.45	4.69	5.14	7.21
Sr	413.80	415.60	393.40	395.80	437.00	424.80	409.60	406.90	452.70
Th	3.62	2.91	3.2	0.844	3.15	1.59	2.85	3.90	1.18
V	43.40	38.60	42.90	37.00	45.40	37.30	43.90	41.40	51.50
Y	14.60	13.30	15.30	12.20	14.80	14.40	15.20	14.70	15.20
Zn	78.70	65.40	80.30	61.90	78.30	74.70	83.90	78.00	81.00
Zr	87.20	77.30	94.00	68.40	81.10	73.90	91.40	89.70	78.30
Th/Sc	0.75	0.65	0.70	0.17	0.55	0.25	0.61	0.76	0.16
Cr/Th	4.48	6.94	5.13	31.16	6.41	22.77	5.68	5.41	22.46
Cr/Ni	1.36	1.60	1.30	1.78	1.39	2.00	1.40	1.70	1.67
Th/Co	0.30	0.27	0.19	0.04	0.16	0.08	0.18	0.26	0.04
Th/Cr	0.22	0.14	0.20	0.03	0.16	0.04	0.18	0.19	0.05
La/Th	4.23	4.78	5.13	16.71	4.73	9.18	5.37	4.05	12.80
La/Sc	3.16	3.12	3.60	2.76	2.62	2.26	3.26	3.07	2.09
La/Co	1.28	1.26	0.91	0.74	0.75	0.70	1.00	1.05	1.08

Muestra #	28	29	30	31	32	33	34	Medio
M _Z	2.45	1.39	2.25	2.48	2.68	2.92	2.78	2.25 ± 0.53
Ba	233.00	269.00	279.00	189.00	222.00	276.00	257.00	261.15 ± 43.10
Co	12.00	13.00	11.00	18.00	19.00	16.00	15.00	18.03 ± 5.02
Cr	54.20	32.00	16.40	41.20	53.70	17.80	33.70	27.78 ± 21.67
Cu	35.40	59.30	68.20	56.90	21.80	87.20	59.90	54.57 ± 30.28
Ga	7.40	7.60	8.20	6.70	6.90	7.60	8.20	6.44 ± 2.03
Nb	3.90	3.40	4.60	4.00	3.60	4.30	3.80	4.09 ± 1.86
Ni	25.00	14.90	11.50	21.80	24.20	11.70	17.30	14.99 ± 10.25
Pb	5.70	15.70	22.70	6.10	6.00	9.20	13.50	9.70 ± 4.11
Rb	27.60	32.30	38.70	24.00	26.90	35.20	33.40	32.42 ± 7.47
Sc	9.69	5.81	4.90	9.72	9.70	5.22	6.69	5.76 ± 3.71
Sr	422.00	433.50	393.40	455.20	412.70	429.50	435.80	401.66 ± 48.67
Th	1.81	1.91	3.28	2.55	1.49	2.83	1.57	2.34 ± 0.92
V	54.30	43.30	43.20	55.50	53.20	42.20	44.30	43.94 ± 24.55
Y	15.40	13.20	14.70	16.20	14.80	14.60	14.90	14.46 ± 2.03
Zn	78.40	72.20	83.90	85.20	75.60	83.90	89.70	66.41 ± 27.44
Zr	67.90	71.00	93.10	71.70	62.40	85.70	74.30	77.28 ± 14.99
Th/Sc	0.19	0.33	0.67	0.26	0.15	0.54	0.24	0.50 ± 0.27
Cr/Th	29.95	16.75	5.00	16.16	36.04	6.29	21.47	14.34 ± 11.86
Cr/Ni	2.17	2.15	1.43	1.89	2.22	1.52	1.95	1.86 ± 0.50
Th/Co	0.15	0.15	0.30	0.14	0.08	0.18	0.11	0.14 ± 0.08
Th/Cr	0.03	0.06	0.20	0.06	0.03	0.16	0.05	0.11 ± 0.07
La/Th	7.96	7.38	4.73	5.80	8.79	5.16	8.98	7.05 ± 2.89
La/Sc	1.49	2.43	3.16	1.52	1.35	2.80	2.11	2.98 ± 1.01
La/Co	1.20	1.09	1.41	0.82	0.69	0.91	0.94	0.86 ± 0.29

Geoquímico similar; además, están bien relacionados con K_2O (K_2O vs Ba = 0.89 y K_2O vs Rb = 0.98). Estas correlaciones sugieren que sus distribuciones están primordialmente controladas por illitas.

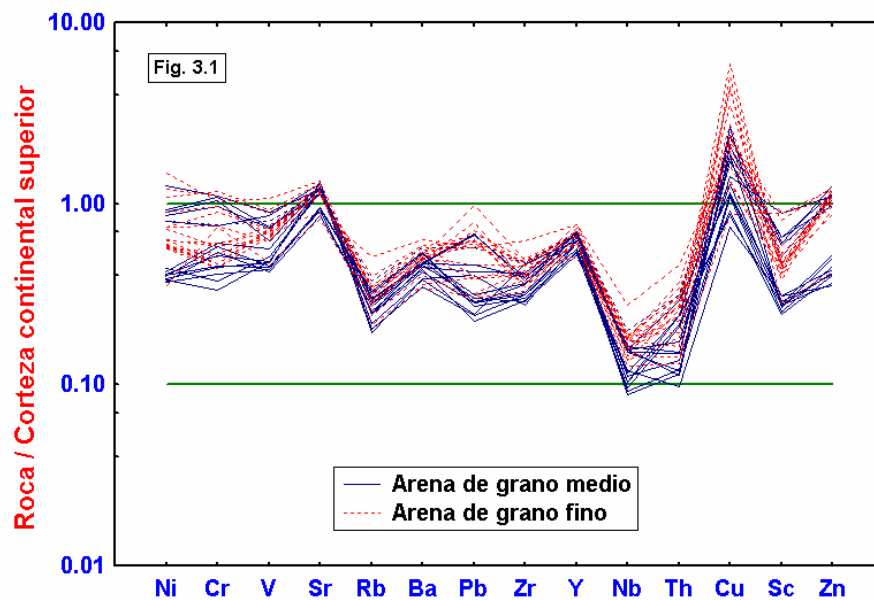


Fig. 3.1 Diagrama normalizado de multielementos para la arena de playa de Tecolutla contra el promedio de la Corteza Continental Superior (Taylor y McLennan, 1985).

3.3.2.2 Elementos con gran fuerza de campo (EAFC): Y, Zr y Nb

Los datos normalizados de la corteza continental superior (UCC) (Fig. 3.1) muestran que los valores de estos elementos son menores que los valores de UCC. Generalmente, el contenido de Nb es menor que el de Y y Zr. Las fuertes correlaciones entre Nb y Zr ($r = 0.85$) y Y ($r = 0.83$) reflejan que estos elementos están probablemente hospedados como fases accesorias, tales como el circón.

3.2.2.3 Elementos traza en transición (TTE): Sc, V, Cr, Co, Ni y Cu

Se observa una variación apreciable en el contenido de Cr, mientras que en el caso del Ni la variación es menor. Los valores de Cr varían desde 11.70 hasta 54.20 ppm (excepto en la muestra número 16; Fig. 3.1; Tabla 3.2). Las muestras estudiadas muestran menos variación en el contenido de Ni, el cual varía a partir 7.07 a 29.40 ppm en las muestras estudiadas (excepto la muestra número 16). El Cr y el Ni muestran una covariación marcada; la baja concentración de Cr indica la procedencia félsica (granito y roca gnéssica) preferente a la procedencia máfica. El contenido de Co es menor y varía a partir 11.00 a 35.00 ppm en las muestras estudiadas (Tabla 3.2). Una amplia variación fue mostrada en los valores de Pb (4.50 a 22.70 ppm).

En comparación con los valores promedio de la UCC, las concentraciones de la mayoría de los elementos traza son generalmente bajas (Fig. 3.1). Los cocientes de concentración relativos promedio caen entre 0.1 y 1, a excepción del Cu, con valores promedio relativos mucho más altos (18.60 a 147.00 ppm). El enriquecimiento de Cu es debido probablemente a la contaminación de sedimentos por las industrias petroquímicas adyacentes, situadas a lo largo del Golfo de México. También, la muestra número 16 tiene una concentración mayor que todos los elementos y es probablemente debido a la mezcla de granos de arena provenientes de diferentes rocas madre.

3.3.3 Tierras raras (REE)

Los resultados del análisis de REE se dan en la Tabla 3.3 y son muestreados como los patrones normalizados de condrita en el Figura 3.2.

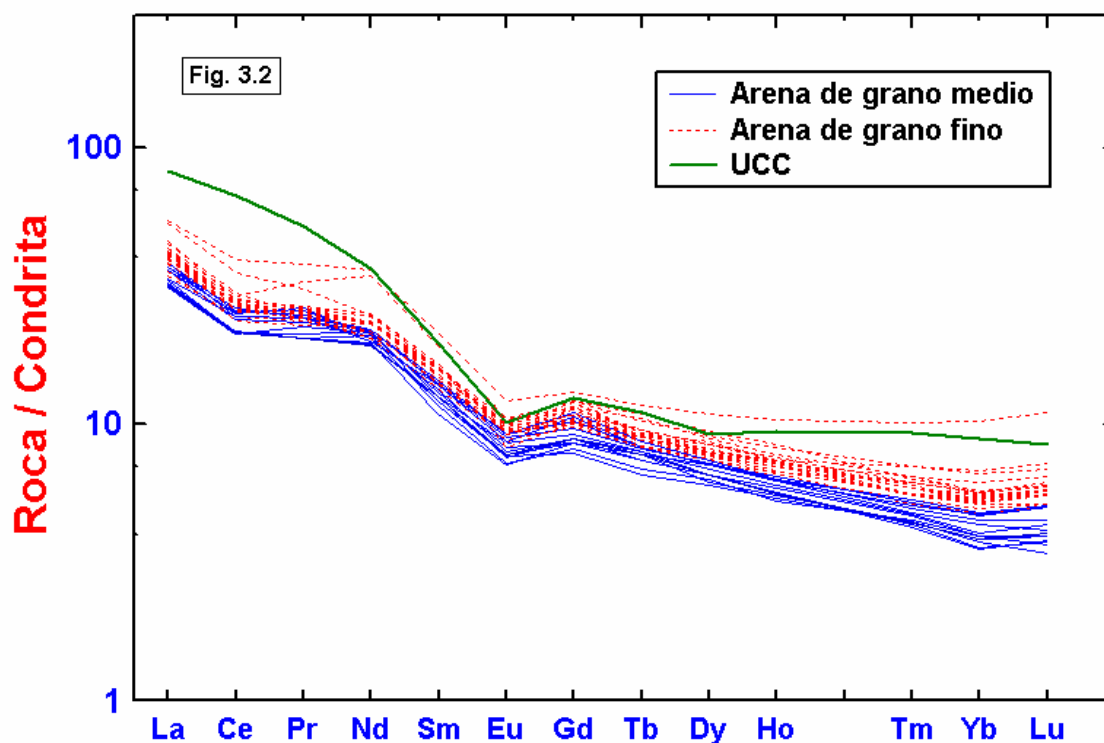


Fig. 3.2 Diagrama normalizado de Condrita y tierras raras de la arena de playa de Tecolutla; los valores normalizados de Condrita son de Taylor y McLennan (1985). Nótese el alto contenido de tierras raras en la arena de tamaño fino.

Las concentraciones de Σ REE varían ampliamente en las arenas de playa de Tecolutla ($\sim \Sigma$ REE 60-107). Todas las muestras analizadas de arena tienen abundancias de Σ REE menores que el valor medio de UCC (~ 143 , Taylor y McLennan, 1985). Todas las muestras presentan patrones LREE enriquecidos y patrones de HREE ligeramente agotados con una anomalía de Eu negativa (Tabla 3.3; Fig. 3.2).

Tabla 3.3 Concentraciones de tierras raras y cocientes de elementos para la arena de playa de Tecolutla con su tamaño medio (M_z) en unidades ϕ

Muestra #	1	2	3	4	5	6	7	8	9
M_z	1.50	1.25	1.70	1.92	1.83	1.65	1.80	1.92	1.79
La	11.8	11.9	11.4	13.5	13.30	12.30	12.20	11.90	13.60
Ce	20.70	20.70	20.20	24.00	24.30	23.40	20.50	20.70	25.30
Pr	2.80	2.80	3.10	3.60	3.50	3.30	2.90	2.80	3.30
Nd	14.80	14.00	15.30	14.50	15.00	14.50	15.40	13.90	15.60
Sm	2.70	2.50	2.80	3.10	3.00	2.80	2.90	2.90	3.20
Eu	0.626	0.616	0.665	0.692	0.712	0.676	0.743	0.658	0.779
Gd	2.50	2.60	2.40	2.70	2.60	2.60	2.80	2.70	2.95
Tb	0.40	0.45	0.38	0.46	0.45	0.43	0.46	0.43	0.47
Dy	2.40	2.35	2.30	2.50	2.70	2.50	2.60	2.50	2.75
Ho	0.45	0.47	0.46	0.48	0.53	0.50	0.51	0.48	0.54
Tm	0.16	0.16	0.16	0.15	0.17	0.17	0.17	0.15	0.18
Yb	0.98	0.93	0.95	0.89	1.07	0.98	1.00	0.88	1.11
Lu	0.14	0.13	0.15	0.14	0.16	0.15	0.17	0.14	0.17
LREE	52.80	51.90	52.80	58.70	59.10	56.30	53.90	52.20	61.00
HREE	7.03	7.09	6.80	7.32	7.68	7.32	7.70	7.28	8.17
LREE/HREE	7.51	7.32	7.77	8.02	7.70	7.69	7.00	7.17	7.47
Σ REE	60.46	59.61	60.26	66.72	67.49	64.30	62.35	60.14	70.00
Eu/Eu*	0.725	0.733	0.766	0.715	0.762	0.754	0.787	0.708	0.762
(La/Yb) _{cn}	8.14	8.63	8.12	10.28	8.40	8.52	8.24	9.14	8.28
(La/Sm) _{cn}	2.75	3.00	2.56	2.74	2.79	2.76	2.65	2.58	2.68
(Gd/Yb) _{cn}	2.07	2.26	2.05	2.47	1.97	2.16	2.27	2.49	2.15
(La/Lu) _{cn}	8.75	9.50	7.89	9.87	8.79	8.51	7.68	8.58	8.21

Muestra #	10	11	12	13	14	15	16	17	18
M_z	1.72	2.82	2.64	2.95	1.32	2.54	2.92	2.13	2.09
La	11.60	14.60	14.60	12.60	13.30	15.80	19.90	16.80	19.50
Ce	20.50	24.40	24.60	23.40	22.80	27.90	37.40	26.70	33.60
Pr	2.80	3.50	3.45	3.25	3.20	4.50	5.20	3.60	4.20
Nd	13.70	16.30	16.50	15.70	15.60	24.30	25.80	17.40	17.60
Sm	2.90	3.50	3.40	3.30	3.23	4.40	4.90	3.70	3.79
Eu	0.674	0.863	0.886	0.827	0.797	0.915	1.06	0.803	0.713
Gd	2.70	3.65	3.52	3.20	3.14	3.70	4.00	3.70	3.10
Tb	0.45	0.52	0.51	0.482	0.48	0.595	0.68	0.63	0.52
Dy	2.50	2.90	2.80	2.90	2.70	3.45	4.15	3.60	3.01
Ho	0.475	0.60	0.55	0.58	0.53	0.70	0.88	0.72	0.63
Tm	0.16	0.20	0.19	0.20	0.18	0.25	0.36	0.23	0.25
Yb	0.95	1.28	1.23	1.29	1.17	1.65	2.55	1.42	1.68
Lu	0.15	0.20	0.20	0.21	0.19	0.26	0.42	0.23	0.28
LREE	51.50	62.30	62.55	58.25	58.13	76.90	93.20	68.20	78.69
HREE	7.38	9.34	9.00	8.86	8.39	10.61	13.04	10.53	9.47
LREE/HREE	6.98	6.67	6.95	6.57	6.93	7.25	7.15	6.48	8.31
Σ REE	59.56	72.51	72.43	67.94	67.32	88.42	107.30	79.53	88.87
Eu/Eu*	0.725	0.733	0.777	0.768	0.756	0.676	0.711	0.657	0.618
(La/Yb) _{cn}	8.27	7.71	8.02	6.60	7.68	6.47	5.27	7.99	7.84
(La/Sm) _{cn}	2.52	2.63	2.70	2.40	2.59	2.26	2.56	2.86	3.24
(Gd/Yb) _{cn}	2.31	2.31	2.32	2.01	2.18	1.82	1.27	2.11	1.50
(La/Lu) _{cn}	7.87	7.73	7.77	6.23	7.19	6.31	4.92	7.58	7.36

Tabla 3.3 Cont...

Muestra #	19	20	21	22	23	24	25	26	27
M _Z	2.87	2.65	2.54	1.72	2.65	2.50	2.79	2.92	2.48
La	15.3	13.9	16.4	14.10	14.90	14.60	15.30	15.80	15.10
Ce	26.10	25.70	28.30	23.30	25.80	25.00	27.20	25.60	25.80
Pr	3.55	3.40	3.40	3.30	3.25	3.46	3.60	3.30	3.40
Nd	16.50	14.50	15.60	14.20	15.40	15.00	16.60	14.60	16.50
Sm	3.70	3.10	3.50	3.22	3.20	3.50	3.68	3.80	3.50
Eu	0.795	0.757	0.745	0.750	0.806	0.862	0.803	0.819	0.838
Gd	3.20	3.00	3.50	3.25	3.05	3.65	3.18	3.50	3.10
Tb	0.53	0.48	0.61	0.48	0.48	0.54	0.525	0.55	0.50
Dy	3.10	2.85	3.38	2.70	2.80	2.94	3.20	3.00	3.09
Ho	0.62	0.56	0.66	0.55	0.57	0.60	0.63	0.62	0.61
Tm	0.21	0.18	0.23	0.19	0.22	0.20	0.20	0.21	0.20
Yb	1.38	1.19	1.42	1.16	1.39	1.36	1.31	1.34	1.35
Lu	0.21	0.19	0.23	0.19	0.23	0.22	0.21	0.22	0.21
LREE	65.15	60.60	67.20	58.12	62.55	61.56	66.38	63.10	64.30
HREE	9.25	8.45	10.03	8.52	8.74	9.51	9.26	9.44	9.06
LREE/HREE	7.04	7.17	6.70	6.83	7.16	6.47	7.17	6.68	7.10
ΣREE	75.20	69.81	77.98	67.39	72.10	71.93	76.44	73.36	74.19
Eu/Eu*	0.690	0.749	0.644	0.702	0.778	0.732	0.701	0.675	0.762
(La/Yb) _{cn}	7.49	7.89	7.80	8.21	7.24	7.25	7.89	7.97	7.56
(La/Sm) _{cn}	2.60	2.82	2.95	2.76	2.93	2.63	2.62	2.62	2.72
(Gd/Yb) _{cn}	1.88	2.04	2.00	2.27	1.78	2.18	1.97	2.12	1.86
(La/Lu) _{cn}	7.56	7.59	7.40	7.70	6.73	6.89	7.56	7.46	7.46

Muestra #	28	29	30	31	32	33	34	Medio
M _Z	2.45	1.39	2.25	2.48	2.68	2.92	2.78	2.25 ± 0.53
La	14.40	14.10	15.50	14.80	13.10	14.60	14.10	14.31 ± 1.97
Ce	26.10	24.50	26.80	24.60	22.60	26.30	24.70	24.99 ± 3.50
Pr	3.34	3.40	3.65	3.32	3.11	3.40	3.45	3.41 ± 0.47
Nd	16.80	15.70	17.90	16.70	16.40	15.50	16.50	16.18 ± 2.50
Sm	3.42	3.30	3.80	3.65	3.60	3.25	3.65	3.38 ± 0.48
Eu	0.865	0.799	0.799	0.873	0.847	0.817	0.901	0.79 ± 0.09
Gd	3.45	3.38	3.32	3.15	3.30	3.05	3.50	3.15 ± 0.40
Tb	0.50	0.50	0.55	0.51	0.52	0.53	0.54	0.50 ± 0.06
Dy	2.90	2.80	3.20	3.00	2.95	3.22	3.30	2.91 ± 0.39
Ho	0.60	0.54	0.64	0.61	0.62	0.63	0.63	0.58 ± 0.09
Tm	0.22	0.19	0.22	0.23	0.21	0.21	0.22	0.20 ± 0.04
Yb	1.41	1.19	1.40	1.52	1.37	1.30	1.32	1.28 ± 0.31
Lu	0.23	0.19	0.24	0.25	0.22	0.21	0.22	0.20 ± 0.05
LREE	64.06	61.00	67.65	63.07	58.81	63.05	62.40	62.28 ± 8.28
HREE	9.31	8.79	9.57	9.27	9.19	9.15	9.72	8.83 ± 1.26
LREE/HREE	6.88	6.94	7.07	6.81	6.40	6.89	6.42	7.08 ± 0.45
ΣREE	74.23	70.59	78.01	73.21	68.85	73.02	73.02	71.90 ± 9.50
Eu/Eu*	0.762	0.725	0.673	0.769	0.738	0.781	0.760	0.73 ± 0.04
(La/Yb) _{cn}	6.90	8.01	7.48	6.58	6.46	7.59	7.22	7.74 ± 0.88
(La/Sm) _{cn}	2.65	2.69	2.57	2.55	2.29	2.83	2.43	2.67 ± 0.19
(Gd/Yb) _{cn}	1.98	2.30	1.92	1.68	1.95	1.90	2.15	2.05 ± 0.26
(La/Lu) _{cn}	6.64	7.58	6.85	6.27	6.18	7.08	6.71	7.48 ± 0.99

El único elemento que muestra una correlación muy fuerte con ΣREE es Y ($r = 0.91$; número de muestras $n = 34$). El bajo coeficiente de correlación entre Al_2O_3 contra ΣREE ($r = 0.44$; $n = 34$), sugiere otras fases, además minerales arcillosos, controlados por la distribución de ΣREE , puesto que el porcentaje de los minerales arcillosos en arena de playa de Tecolutla es más bajo, la variación del tamaño de grano puede tener la posibilidad de aumentar o disminuir el contenido de ΣREE . La correlación positiva entre ΣREE contra Mz ($r = 0.53$) apoya esta interpretación. Esto se explica mejor en la última parte de este capítulo.

La buena correlación entre TiO_2 y Nb ($r = 0.92$; $n = 34$), TiO_2 y ΣREE ($r = 0.79$), y Nb y ΣREE ($r = 0.90$) sugiere que algunos minerales de Ti y Nb pueden controlar parcialmente la distribución de ciertos elementos traza.

3.4 Discusión de resultados

3.4.1 Clasificación geoquímica

La clasificación geoquímica de sedimentos clásticos ha sido propuesta por muchos autores basados en la composición de estos elementos mayores (Pettijohn *et al.*, 1972; Crook, 1974; Blatt *et al.*, 1980; Herron, 1988). Usando los índices de cocientes de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, Pettijohn *et al.* (1972) proponen una clasificación para arenas terrígenas basadas en un diagrama de registro ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) contra el log ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$). Herron (1988) modificó el diagrama de Pettijohn *et al.* (1972) usando el log ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$) a lo largo del eje, en vez del log ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$). El cociente ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$) facilita que las arcosas se clasifiquen con más éxito y es una medida de estabilidad mineral.

Así, en el diagrama de $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ contra $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Fig. 3.3; Herron, 1988) la mayoría de las muestras caen en los campos grauvaca y litarenita, excepto pocas muestras, que se trazan en los campos del sublitoarenita y los campos de arena Fe.

Esto indica claramente la alta proporción de fragmentos líticos presentes en arena de playa de Tecolutla.

Además, Crook (1974) subdividió los sedimentos clásticos en base al contenido de SiO_2 y el cociente relativo de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ en tres clases: cuarzo-rico (promedio 89% SiO_2 ; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$), cuarzo-intermedio (promedio 68-74% SiO_2 ; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$) y cuarzo-pobre ($\text{SiO}_2 < 68\%$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$).

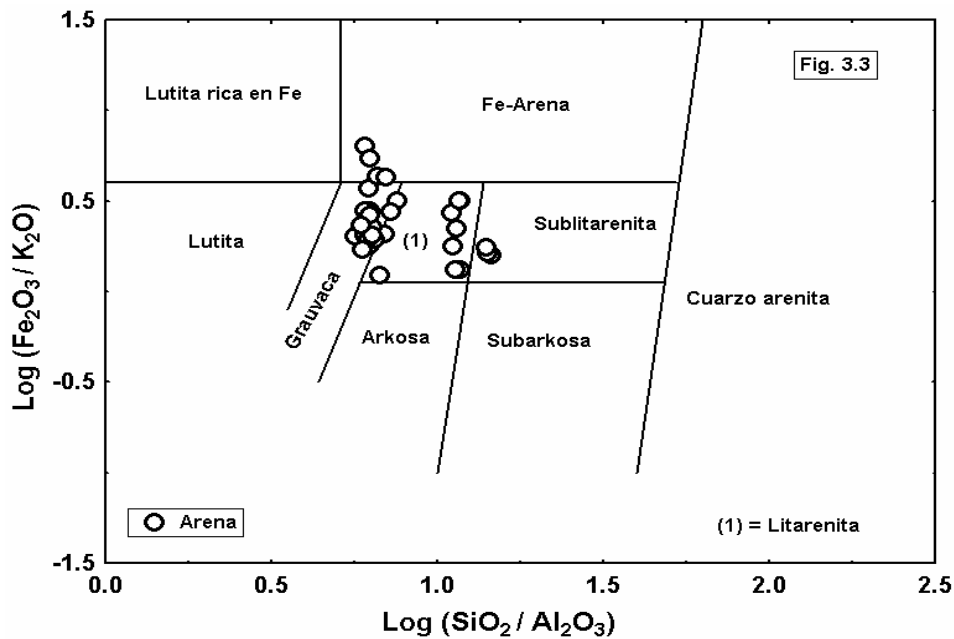


Fig. 3.3 Clasificación geoquímica de arena de playa de Tecolutla usando diagrama de $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988).

En este estudio, el contenido medio de SiO_2 es menor al 68% (48 ± 6) y el cociente de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ es también menor a 1 (0.74 ± 0.12), los cuales indican claramente la naturaleza pobre en cuarzo en los sedimentos. Así, basados en el contenido de SiO_2 y el cociente $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, clasificamos las arenas de playa de Tecolutla como de tipo pobre en cuarzo.

La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ es un índice comúnmente usado para la maduración del sedimento. Los valores aumentan durante el intemperismo atmosférico, transporte y el reciclaje debido al aumento en cuarzo modal a expensas de componentes menos resistentes tales como feldespato, anfíboles y fragmentos líticos. Los valores promedio de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ en las rocas ígneas medias demuestran una gama estrecha, a partir de ~ 3 en rocas máficas (rocas ígneas y basaltos) y hasta ~ 5 en rocas ácidas, tales como, riolitas y granitos mientras que los valores > 5 o 6 en rocas sedimentarias proporcionan evidencia de maduración sedimentaria (Le Maitre, 1976).

En este estudio, el cociente $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ varía desde 5.67 hasta 14.42 con un valor medio de 8 ± 3 , lo que indica la naturaleza madura de los sedimentos.

El cociente $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de sedimentos clásticos puede ser utilizado como indicador de la composición original de sedimentos antiguos, puesto que este cociente ($\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) para los minerales de arcilla y feldespatos es diferente. Los cocientes $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para minerales de arcilla se extienden a partir de 0.0 a 0.3 y para los feldespatos el valor es a partir de 0.3 a 0.9 (Cox *et al.*, 1995).

En este estudio, el cociente $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ se extiende a partir de 0.09 a 0.24 (0.17 ± 0.04), indicando la presencia de minerales de arcilla (dominando la arena de grano fino) en las arenas de playa.

En un diagrama $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$, la arena de playa de Tecolutla (Fig 3.4) es generalmente similar al promedio de rocas grauvacas (Condie, 1993). Esto indica la naturaleza de granos finos o medios en las arenas de playa (en referencia a los valores de M_Z en las Tablas 3.1, 3.2, y 3.3). Las muestras caen lejos de los cocientes medios de litoarenita y arcosa (Condie, 1993), andesita y basalto (Condie, 1993), y están cerca del cociente medio de la UCC (Taylor y McLennan, 1985). De forma similar, las arenas de la playa de Tecolutla son ligeramente más altas en el cociente SiO_2/Al_2O_3 que en granito y rocas volcánicas félsicas (Condie, 1993).

Considerando la naturaleza algo móvil de estos elementos mayores, las observaciones anteriores sugieren que probablemente estas rocas ígneas podrían ser una fuente posible para las arenas de playa de Tecolutla.

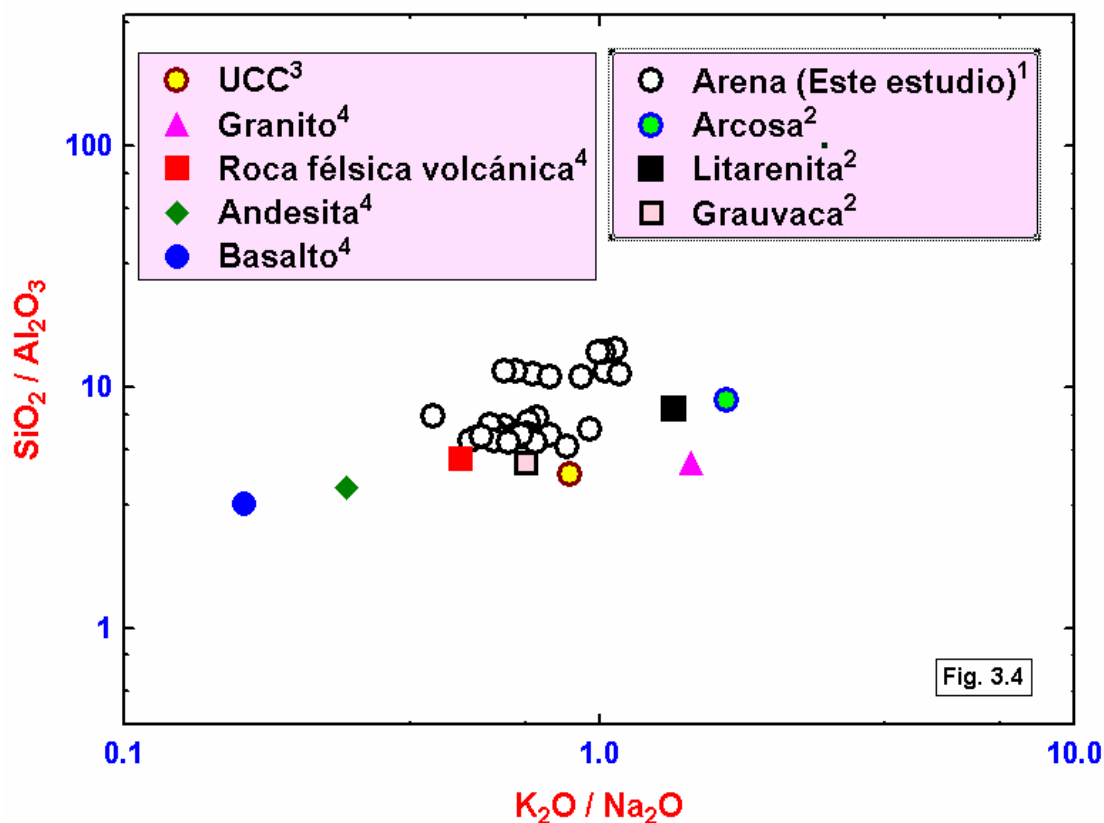


Fig. 3.4 Diagrama bivalente de $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ de arena de playa de Tecolutla. ¹Muestras de arena de este estudio; los datos promedio a comparar son de ²Pettijohn *et al.* (1972); ³Taylor y McLennan (1985); ⁴Condie (1993). UCC = Corteza Continental Superior.

3.4.2 Paleo-intemperismo

La alteración de minerales debido al intemperismo químico depende principalmente de la intensidad y de la duración del intemperismo. El proceso dominante durante el intemperismo de la corteza superior es la degradación de feldespatos y la formación concomitante de minerales de arcilla. Durante el intemperismo, el calcio, el sodio y el potasio son removidos de los feldespatos (Nesbitt *et al.*, 1980).

La cantidad de estos elementos químicos que sobreviven en los perfiles del suelo y en los sedimentos derivados de ellos es un índice sensible de la intensidad de intemperismo (Nesbitt *et al.*, 1997). Una buena medida del grado de desgaste por intemperismo químico puede ser obtenida calculando el índice químico de alteración (CIA; Nesbitt y Young, 1982) usando la fórmula de proporción molecular.

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

donde CaO * es la cantidad de CaO incorporada en la fracción del silicato de la roca.

El CIA es una buena medida de condiciones de paleo-intemperismo y supervisa el desgaste por intemperismo de feldespatos a los minerales de la arcilla (Fedo *et al.*, 1995; Armstrong-Altrin *et al.*, 2004).

Los altos valores de CIA (76–100) indican el intemperismo químico intensivo en las áreas de la fuente, mientras que los valores bajos (50 o menos) indican aridez en el área fuente.

En este estudio, los valores de CIA de la playa de Tecolutla se extienden a partir de ~39 y hasta 61 (52 ± 5 ; Tabla 3.1), que indica intemperismo químico moderado en el área de la fuente. La amplia variación en el valor de la CIA probablemente se debe a las diferencias entre las fracciones del tamaño de grano; esto es apoyado por una correlación positiva entre CIA y M_Z ($r = 0.47$; $n = 34$).

Los valores de CIA también se trazan en Al_2O_3 -($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$)- K_2O (A-CN-K; Nesbitt y Young, 1982), Fig. 3.5 (proporciones moleculares). En el diagrama triangular de A-CN-K, todos los diagramas de las muestras cercanos al feldespato se acercan a la línea y apoyan la naturaleza moderada de intemperismo en el área de la fuente.

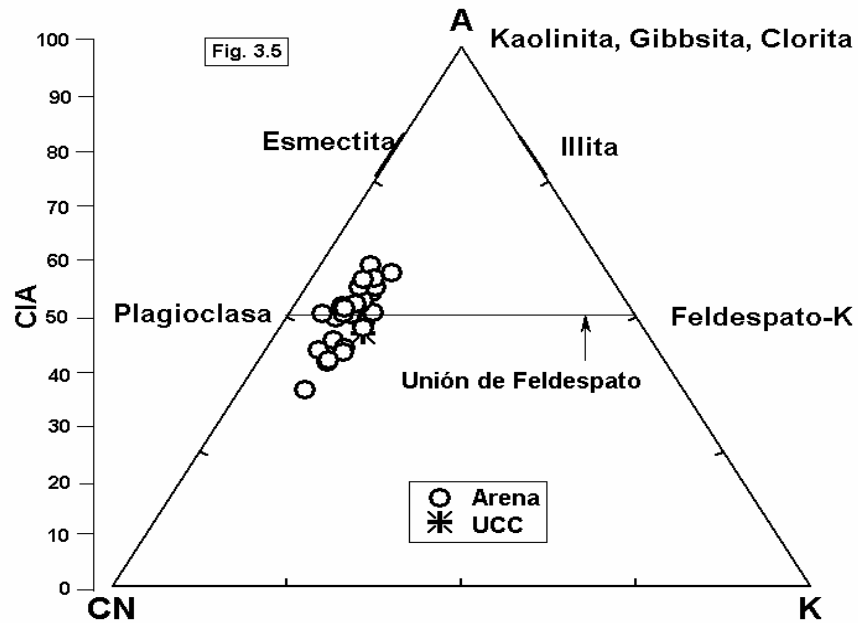


Fig. 3.5 Diagrama CIA, Al_2O_3 (A)- $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$ (CN)- K_2O (K), Nesbitt y Young (1982) ($\text{CaO}^* = \text{CaO}$ en fase silicato); UCC (Corteza Continental Superior) valores de Taylor y McLennan (1985). CIA = Índice Químico de Alteración.

3.4.3 Determinación de la procedencia usando elementos traza y tierras raras

Comúnmente se piensa que la composición de la roca madre es dominada por factores que controlan la composición de sedimentos derivados de ella (Taylor y McLennan, 1985). Sin embargo, los procesos secundarios (intemperismo, transporte, diagénesis, etc.) pueden tener un efecto en la composición química (Cullers *et al.*, 1987; Wronkiewicz y Condie, 1987), y por tanto, un mejor confinamiento de elementos que demuestran poca movilidad bajo condiciones geológicas ya previstas. Taylor y McLennan (1985) precisaron que tales elementos deben poseer coeficientes de partición muy bajos entre aguas naturales y corteza superior y tiempos cortos de residencia oceánica.

REE, Th y Sc son absolutamente útiles para deducir las composiciones corticales, debido a que su distribución no es afectada perceptiblemente por procesos secundarios, tales como diagénesis y metamorfismo; además son menos afectados por el fraccionamiento de minerales pesados que para elementos como Zr, Hf y Sn (Bhatia y Crook, 1986; McLennan, 2001).

La abundancia de RRE y Th en rocas madre es mayor en rocas félsicas que en rocas máficas y sus productos intemperizados, mientras que Co, Sc, V, Ni, y Cr se concentran más en las rocas máficas, que en las rocas félsicas de la fuente y sus productos. Además, estos elementos son relativamente inmóviles durante el intemperismo. Se cree que estos sedimentos son transportados exclusivamente en el componente terrígeno del sedimento, y por tanto, reflejan la química de la roca madre (Veizer, 1978; McLennan *et al.*, 1980; Armstrong-Altrin *et al.*, 2004).

Los altos niveles de Cr y Ni entre otros han sido utilizados por muchos autores (Hiscott, 1984; Wrafter y Graham, 1989) para deducir una procedencia ultramáfica de sedimentos. Además, el inusual enriquecimiento de Ni no acompañado con otros elementos traza ferromagnesianos es tratado por Armstrong-Altrin *et al.* (2004).

Garver *et al.* (1996) sugirieron que los sedimentos que tienen una elevada concentración de Cr (> 150 ppm) y Ni (> 100 ppm), alto coeficiente de correlación de Cr con Ni y cociente de Cr/Ni de ~ 1.4 indican fuente ultramáfica. Cocientes más altos de Cr/Ni indican probablemente rocas fuente de tipo máfico (Garver y Scott, 1995).

En nuestro estudio, valores de Cr y Ni y cocientes de Cr/Ni son comparablemente más bajos (27 ± 11 , 13 ± 6 , y 1.90 ± 0.50 , respectivamente), excepto la muestra No. 16, que es relativamente más alta que otras muestras (Tabla 3.2).

En general, todos los valores son más bajos que los sedimentos derivados de rocas fuente ultramáfica, excepto el cociente de Cr/Ni, que es ligeramente más alto que el cociente medio mencionado por Garver *et al.* (1996).

Además, una correlación positiva de Cr con Ni ($r = 0.85$, $n = 33$; excepto la muestra No. 16) implica que estas rocas sedimentarias fueron derivadas tanto de rocas félsicas como de máficas en la roca madre.

Asimismo, las concentraciones de V y Sc (Tabla 3.2) también se pueden utilizar para interpretar las rocas madre. Según McCann (1991), la concentración de V en sedimentos es cercana a 20 ppm. En este estudio, la concentración de V es más alta (40 ± 10 , excepto en la muestra No. 16) y el Sc es más bajo (5 ± 2 , excepto la muestra No. 16) que los valores promedio de sedimento propuestos por McCann (1991). Los resultados usando valores de Cr, Ni y V apoyan a las rocas félsicas como rocas madre, pero el cociente de Cr/Ni, una correlación positiva entre Cr y Ni, así como el alto valor de Sc sostiene a las rocas máficas como rocas madre. Esto indica que la roca fuente de las arenas de playa de Tecolutla debe tener la influencia de rocas félsicas y máficas.

Además, cocientes tales como Eu/Eu^* , $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{cn}}$, La/Sc , Th/Sc , Th/Co , Th/Cr y Cr/Th son perceptiblemente diferentes en rocas máficas y félsicas y pueden permitir apremios en la procedencia de rocas sedimentarias (Wronkiewicz y Condie, 1987, 1989, 1990; Cullers *et al.*, 1988; Cullers, 1994b, 1995; Cox *et al.*, 1995; Armstrong-Altrin *et al.*, 2004).

El Eu/Eu^* , los cocientes de $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{cn}}$, La/Sc , Th/Sc , Th/Co , Th/Cr , y Cr/Th de las arenas de playa de Tecolutla se comparan (véase la Tabla 3.4; excepto la muestra No. 16) con éstos, en sedimentos derivados de rocas félsicas y máficas (Cullers *et al.*, 1988; Cullers, 1994a, 2000; Cullers y Podkovyrov, 2000, 2002), así como en la corteza continental superior (UCC; Taylor y McLennan, 1985).

Esta comparación precisa que los cocientes de elementos traza de este estudio son comparables a la gama de los sedimentos derivados de rocas félsicas, más que a rocas máficas, excepto los cocientes de Th/Co y de Cr/Th . Los cocientes de Th/Co y Cr/Th se elevan ligeramente a los cocientes de las rocas félsicas. Así pues, los resultados geoquímicos sugieren otra vez la posibilidad de mezcla de dos rocas madre.

Los diagramas bivariantes de Th/Sc contra Sc y diagramas triangulares de $\text{La}-\text{Th}-\text{Sc}$ proporcionan información útil con respecto a las características de la roca madre (McLennan y Taylor, 1991; Cullers, 2002). El cociente de Th/Sc y las concentraciones del Sc , La , y Th de las arenas de playa de Tecolutla se trazan en las figuras 3.6 (Th/Sc contra Sc) y 3.7 (diagrama triangular $\text{La}-\text{Th}-\text{La}-\text{Th}-\text{Sc}$) para descubrir la probable roca madre.

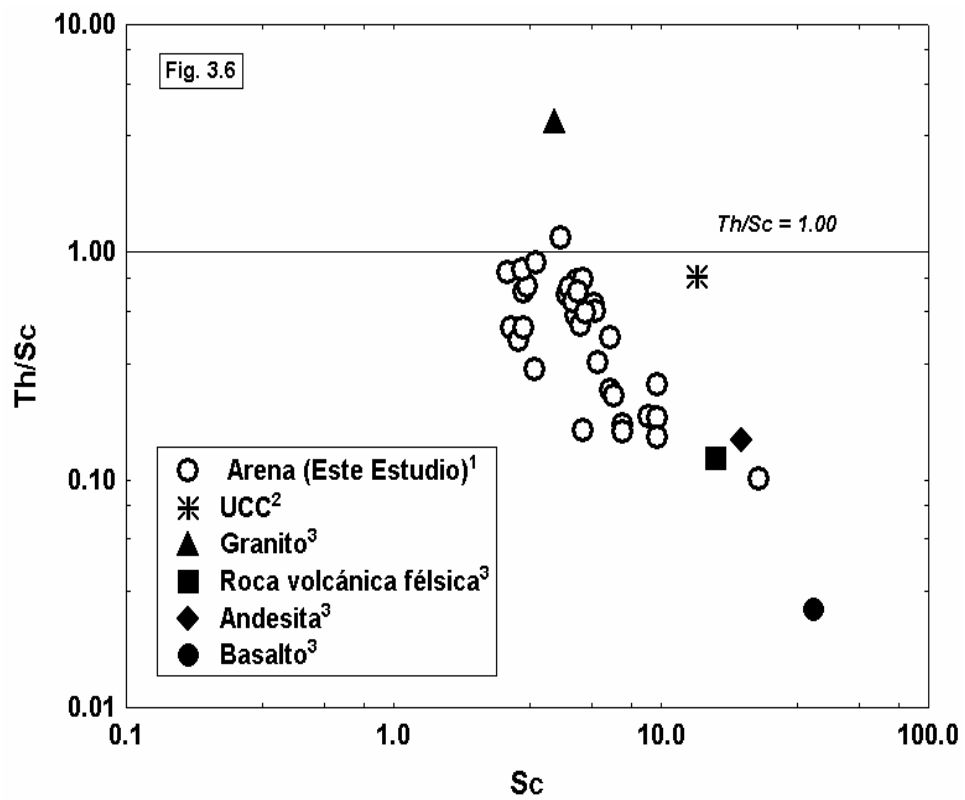


Fig. 3.6 Diagrama de Th/Sc contra Sc de la arena de playa de Tecolutla. ¹Arena de playa de Tecolutla; ²UCC (Corteza Continental Superior) valores de Taylor y McLennan (1985); ³Condie (1993).

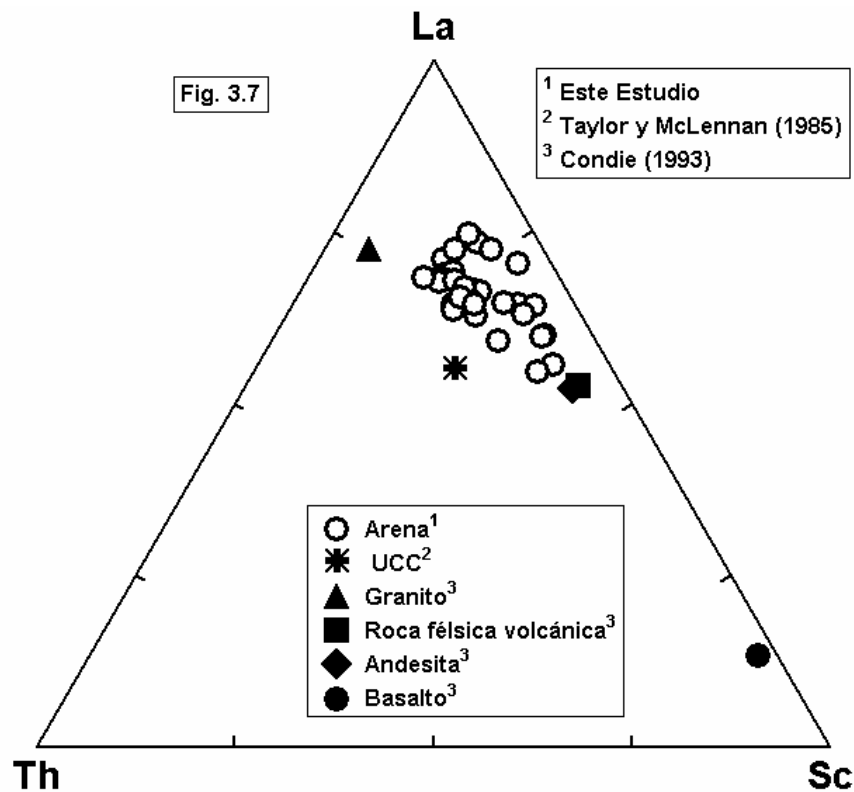


Fig. 3.7 Diagrama La-Th-Sc.¹Arena de playa de Tecolutla; ²UCC (Corteza Continental Superior) valores de Taylor y McLennan (1985); ³Condie (1993).

El promedio de Corteza Continental Superior (UCC) (McLennan, 2001), granito, félsicas volcánicas, andesita, y valores de basalto (Condie, 1993) se incluyen en estos dos diagramas a comparar. El cociente de Th/Sc, cuando está trazado contra Sc, es un indicador más sensible para la procedencia que REE (Fedo *et al.*, 1997a).

En general, la variación en Th/Sc en todas las muestras es menor, lo que indica que el cociente de Th/Sc no está afectado por los procesos de clasificado. En las Figuras 3.6 y 3.7, todas las muestras caen cerca del valor medio de UCC y los valores volcánicos (como andesita), y los valores graníticos están lejos de la composición basáltica. Esto soporta que las muestras estudiadas se deriven principalmente de rocas félsicas antes que de rocas máficas.

Además, los cocientes también se trazan diagramas divariados de Th/Co vs La/Sc (Fig. 3.8) y TiO_2 vs Ni (Fig. 3.9). En ambos diagramas, los campos para las rocas madre básica y ácida están según Cullers (2002). Pero en el diagrama Th/Co vs La/Sc, se interpreta que la disminución del cociente de Th/Co revela la probable mezcla de rocas máficas en las arenas de playa de Tecolutla. Las rocas máficas contienen cocientes bajos de LREE/HREE y tienden a no contener anomalías de Eu, mientras que las rocas félsicas contienen cocientes generalmente más altos de LREE/HREE y anomalías negativas de Eu (Cullers y Graf, 1984; Cullers, 1994a, 2000).

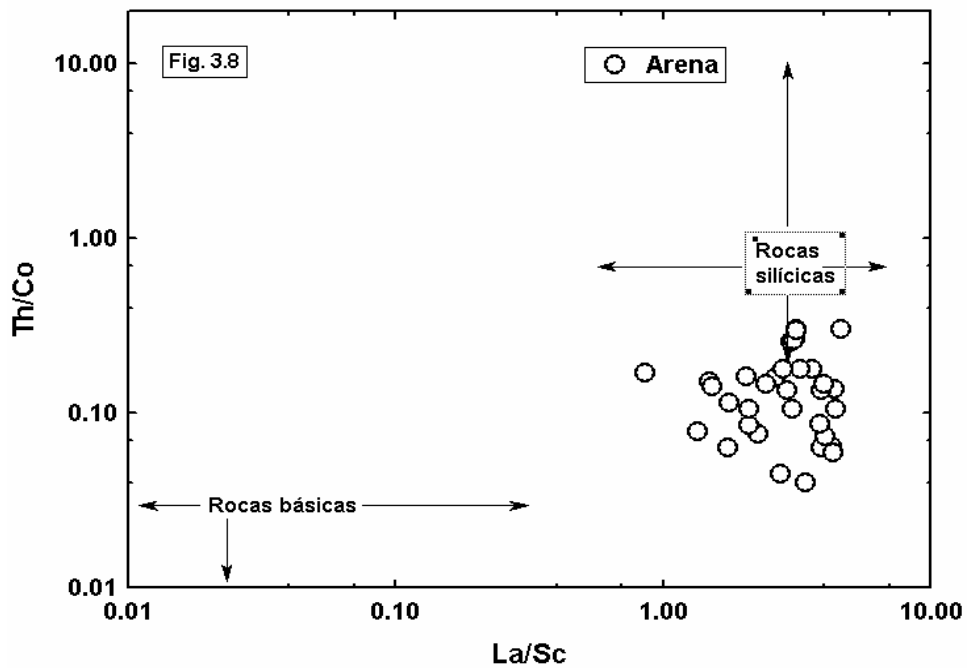


Fig. 3.8 Diagrama de Th/Co vs. La/Sc para arena de playa de Tecolutla. Los campos de rocas básicas y silícicas son de Cullers (2002).

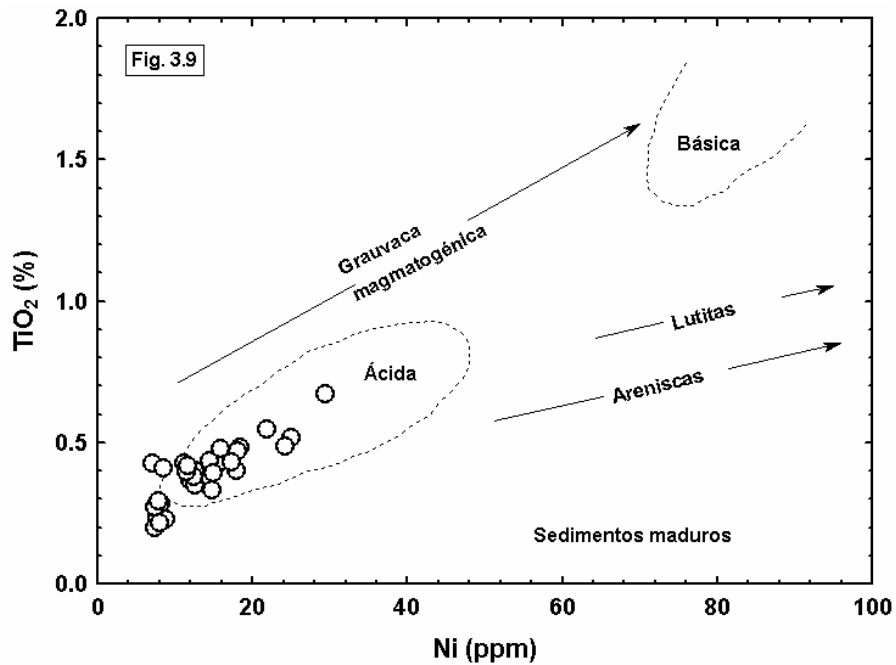


Fig. 3.9 Diagrama de TiO_2 (%) vs. Ni (ppm) de la arena de playa de Tecolutla. Los campos de rocas ácidas y básicas son de Cullers (2002).

El agotamiento de Eu se puede interpretar como bajo, debido a la diferenciación intracrustal, lo que da lugar al agotamiento de Eu en la corteza continental superior, asociada a la producción de rocas graníticas (McLennan, 1989). Algunas rocas precámbricas como el gneis tonalita-tronjhemite (TTG) o la granodiorita muestran grandes cocientes de LREE/HREE con anomalías positivas de Eu. Estas anomalías no dependen de los feldespatos, pues se deben principalmente al enriquecimiento de feldespatos, que están equilibrados con la hematita (Cullers y Graf, 1984).

En este estudio, todos los tipos de roca muestran un elevado cociente promedio de LREE/HREE ($\sim 6.40\text{-}8.31$; 7 ± 0.5 , $n = 33$; Tabla 3.3) y una anomalía negativa significativa de Eu ($\sim 0.62\text{-}0.79$; 0.73 ± 0.04 , $n = 33$; Tabla 3.3; Fig. 3.2), la cual indica las rocas ígneas félsicas como posibles rocas madre.

3.4.4 Fraccionamiento mineral

Es ampliamente aceptado que el fraccionamiento mineral puede conducir a la variación en concentraciones de REE en sedimentos con diversas fracciones de tamaño de grano y contenidos minerales (Cullers *et al.* 1987; Cullers *et al.* 1988; McLennan, 1989). Las variaciones observadas en el contenido de Σ REE para las playas de Tecolutla (~ 59.56 - 88.87 ; 71 ± 7 , $n = 33$), podrían deberse al intemperismo o la variación en la litología. Durante el intemperismo las REE son relativamente inmóviles, así, se espera un enriquecimiento menor. Sin embargo, los LREE y HREE muestran diversos tipos de comportamiento y pueden fraccionarse (Cullers, 1988; Cullers *et al.*, 1987; Condie, 1993). Así, las variaciones observadas en el contenido de Σ REE de la playa de Tecolutla son debidas a las variaciones en las fracciones del tamaño de grano en estas arenas terrígenas.

Las variaciones en el contenido de Σ REE entre las arenas de la playa de Tecolutla también se pueden relacionar con una influencia de un efecto de dilución de cuarzo con la abundancia de minerales pesados y/o de arcilla. Sin embargo, hemos observado una abundancia de arcilla y minerales pesados en la arena de playa de Tecolutla (también mencionadas en otros estudios ej., Kasper-Zubillaga *et al.*, 1999). Las diferencias en el contenido de Σ REE pueden deberse a la variación en las fracciones de tamaño de grano ($M_Z \sim 1.25$ – 2.95ϕ ; Tablas 3.1, 3.2, y 3.3) en las muestras, lo cual puede causar un enriquecimiento o decaimiento en el contenido de Σ REE dependiendo de los valores de tamaño de grano. Esta interpretación es apoyada por la correlación significativa entre Σ REE contra M_Z .

El contenido medio de Σ REE en fracciones de tamaño de grano fino es de 3 a 4 veces más alto que los de las fracciones de tamaño de grano medio (Tabla 3.4). Esto sugiere que los REE están hospedados principalmente como fracciones de grano de tamaño fino o muy fino como lo propuesto por Cullers *et al.* (1988), Condie (1993), Armstrong-Altrin *et al.* (2004).

Tabla 3.4 Rangos de cocientes de elementos en la arena de playa de Tecolutla de este estudio comparado con fracciones similares derivados de rocas felsicas, maficas y corteza continental superior.

Cocientes de elemento	Rango de arena de playa de Tecolutla ¹ (n = 33)	Rango de sedimentos de fuentes felsicas ²	Rango de sedimentos de fuentes maficas ²	Corteza continental superior ³
Eu/Eu*	0.62 - 0.79	0.40 - 0.94	0.71 - 0.95	0.63
(La/Lu) _{cn}	6.18 - 9.87	3.00 - 27.0	1.10 - 7.00	9.73
La/Sc	1.35 - 4.63	2.50 - 16.3	0.43 - 0.86	2.21
Th/Sc	0.15 - 1.15	0.84 - 20.5	0.05 - 0.22	0.79
La/Co	0.35 - 1.41	1.80 - 13.8	0.14 - 0.38	1.76
Th/Co	0.04 - 0.30	0.67 - 19.4	0.04 - 1.40	0.63
Cr/Th	3.15 - 36.04	4.00 - 15.0	25.00 - 500.00	7.76

¹ Este estudio

² Cullers (1994, 2000); Cullers y Podkovyrov (2000); Cullers *et al.* (1988)

³ McLennan (2001); Taylor y McLennan (1985)

3.5 Relación geoquímica entre la procedencia y los ajustes tectónicos: evaluación usando diagramas de función discriminante

El análisis discriminante ha sido utilizado ampliamente. Es aplicado en la investigación de la relación entre la química de elementos mayores y elementos traza; además, se utiliza para discriminar entre varios ambientes tectónicos y procedencias sedimentarias. De este análisis se excluyeron el MnO y P₂O₅, y el resto de elementos mayores a excepción de SiO₂ demostraron ser variables discriminatorias. Los registros de funciones discriminantes de datos de elementos mayores permitieron separar la procedencia en cuatro grupos principales: ígneo máfica (P1), ígnea intermedia (P2), ígnea félsica (P3) y cuarzosa sedimentaria (P4).

Las funciones discriminantes son:

$$\text{Función Discriminante 1} = (-1.773 \cdot \text{TiO}_2) + (0.607 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \cdot \text{MgO}) + (0.616 \cdot \text{CaO}) + (0.509 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.224 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-9.090).$$

$$\text{Función Discriminante 2} = (0.445 \cdot \text{TiO}_2) + (0.070 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \cdot \text{MgO}) + (0.438 \cdot \text{CaO}) + (1.475 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.426 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-6.861).$$

En este diagrama de discriminación (Fig. 3.10), las muestras de arena de playa de Tecolutla caen muy bien en el campo de procedencia ígneo intermedio. Esta observación indica una menor posibilidad de que las rocas máficas sean las rocas madre de las arenas de playa de Tecolutla.

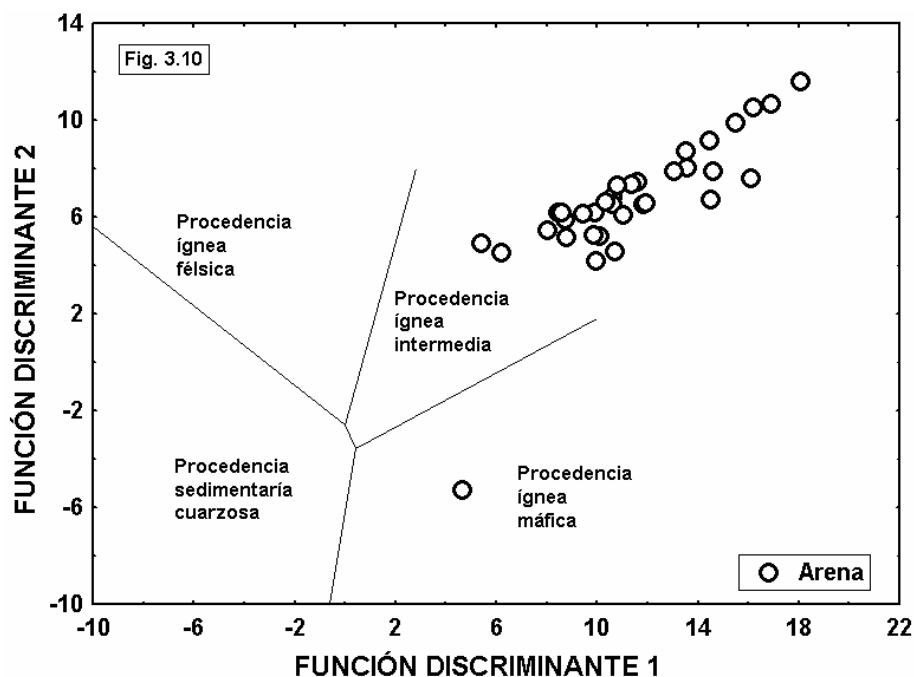
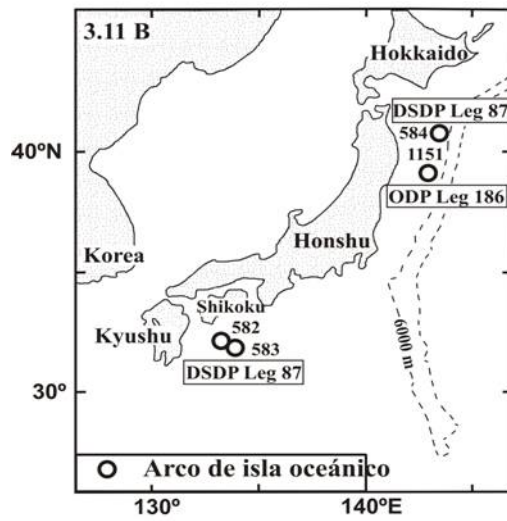
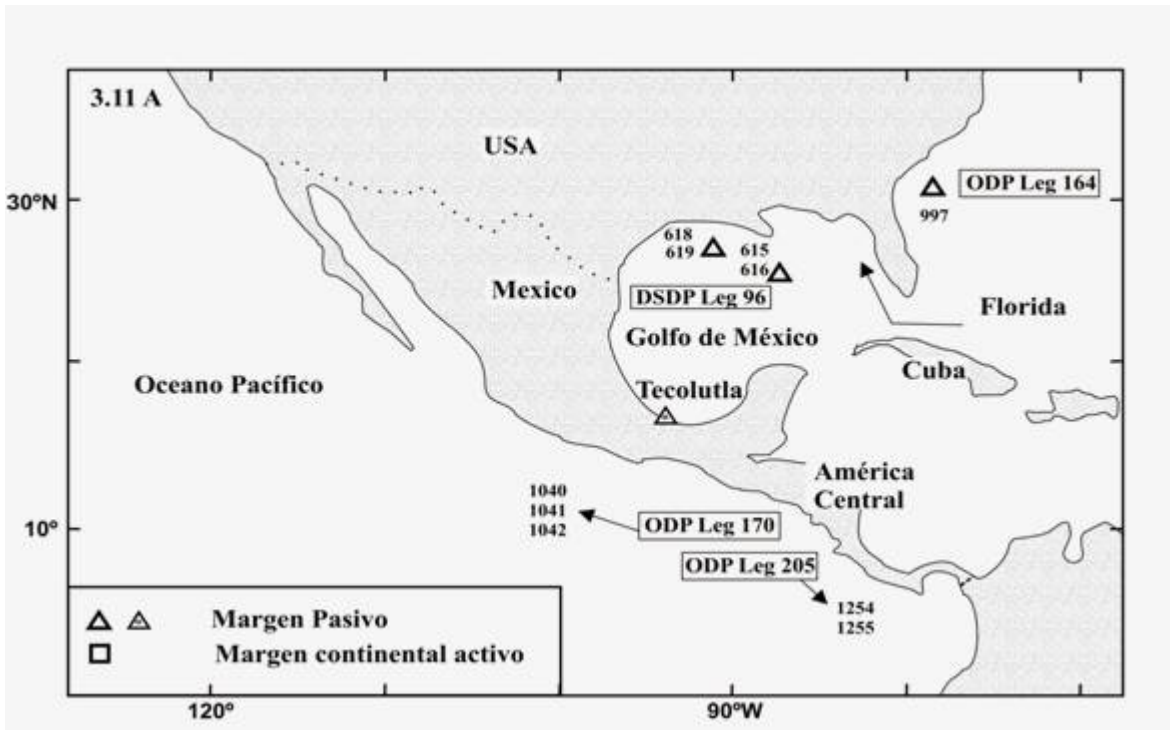


Fig. 3.10 Diagrama de función discriminante usando elementos mayores (Roser y Korsch, 1988). Las funciones discriminantes son: Función Discriminante 1 = $(-1.773 \cdot \text{TiO}_2) + (0.607 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \cdot \text{MgO}) + (0.616 \cdot \text{CaO}) + (0.509 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.224 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-9.090)$; Función Discriminante 2 = $(0.445 \cdot \text{TiO}_2) + (0.070 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \cdot \text{MgO}) + (0.438 \cdot \text{CaO}) + (1.475 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.426 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-6.861)$.

Además, interpretar la relación entre la geoquímica de sedimentos y el movimiento tectónico de la cuenca de donde se derivaron las arenas, usando los diagramas de función discriminante propuestos por Roser y Korsch (1988).

3.5.1 Descripción de muestras compiladas de diversos ajustes tectónicos a evaluar

Se ha establecido una extensa base de datos de geoquímica de elementos mayores de las muestras de arena de diversos ajustes tectónicos alrededor de México, de América Central y de los E.U.A. (ACM y PM; Fig. 3.11A), y Japón (OIA; Fig. 3.11B) para evaluar.



3.5.1.1 Sedimentos de margen pasivo

Los datos geoquímicos para los sedimentos de margen pasivo fueron colectados en dos sitios (sitios 618 y 619; Tabla 3.5) de la parte 96 del DSDP (proyecto de perforación de mar profundo), colectados dentro de las partes media y baja del cauce del Río Mississippi en el Golfo de México (Fig. 3.11A). Estos sedimentos se depositaron durante la última era glacial en Wisconsin, y proporcionan una excelente oportunidad para examinar las características geoquímicas de los sedimentos del océano profundo derivados de fuentes continentales redepositadas. Treinta muestras de arena de grano fino (Pleistoceno Tardío) fueron seleccionadas entre varias muestras de estos dos sitios en el Leg 96 (Fig. 3.11A; Tabla 3.5).

Las muestras adicionales son del Programa de Perforación Oceánica (ODP) perforadas en el Leg 164 al margen del *Blake* (Paull *et al.*, 2000; Fig. 3.11A). El margen del *Blake* es una elevación continental, un depósito perpendicular a la tendencia general en el margen continental al este de los Estados Unidos. La mayoría de los sedimentos acumulados durante el Plioceno y Mioceno se recuperaron durante el Leg 164. Para este estudio, fueron seleccionadas, a partir de dos sitios, 245 muestras de arena de grano fino a grano medio (Mioceno tardío a Pleistoceno) (Fig. 3.11A; Tabla 3.5).

Tabla 3.5 Datos fuente y descripciones de muestras utilizadas en este estudio para evaluar los diagramas de discriminación propuestos por Bhatia (1983) y Roser y Korsch (1986)

Ajuste Tectónico	Lugar/Leg	Sitio	Nm	Litología	Tamaño de grano	Edad	Ref.	Figura #
PM	DSDP 96	618	7	Arena	Fino	Pleistoceno tar.	(1)	Fig. 3.11A
		619	6	Arena	Fino			
PM	ODP 164	997A	108	Arena	Med a fino	Plio a Pleist	(2)	Fig. 3.11A
		997B	137	Arena	Med a fino	Mio tar a Plio in		
PM	Tecolutla	Este estudio	34	Arena	Med a fino	Reciente	Este estud	Fig. 3.11A
ACM	ODP 205	1254A	15	Arena	Fino	Pleistoceno	(3)	Fig. 3.11A
		1255A	3	Arena	Fino	Plioceno		
ACM	ODP 170	1040B	7	Arena	Fino	Plio a Pleist	(4)	Fig. 3.11A
		1040C	12	Arena	Fino	Plio a Pleist		
		1041A	4	Arena	Fino	Plioceno tardío		
		1041B	4	Arena	Fino	Mio tar a Plio in		
		1042A	4	Arena	Fino	Mio tar a Plio tar		
		1042B	1	Arena	Fino	Mioceno tardío		
OIA	ODP 186	1151C	44	Arena	Fino	Pleistoceno	(5)	Fig. 3.11B
OIA	DSDP 87	582B	8	Arena	Fino	Cuaternario	(6)	Fig. 3.11B
		583	4	Arena	Fino	Cuaternario		
		583F	3	Arena	Fino	Cuaternario		
		583G	2	Arena	Fino	Cuaternario		
		584	10	Arena	Fino	Plio medio a tar		

PM = Margen Pasivo; ACM = Margen Continental Activo; OIA = Arco de Isla Oceanica;
DSDP = Deep Sea Drilling Project; ODP = Ocean Drilling Program
Nm= numero de muestras; Tar = Tardío; M. = Medio; In. = Inicial; Mio = Mioceno; Plio = Plioceno;
Pleist = Pleistoceno; Med = medio; Ref. = referencia
[(1) = Bouma *et al.*, 1986; (2) = Paull *et al.*, 2000; (3) = Morris *et al.*, 2003; (4) = Kimura *et al.*, 1997;
(5) = Fujine *et al.*, 2003; (6) = Kagami *et al.*, 1986].

3.5.1.2 Sedimentos de margen continental activo

Las muestras compiladas son de una cuesta más baja de la fosa del ante arco de Costa Rica (Fig. 3.11A; Tabla 3.5) perforadas durante el Leg 205 del ODP (Morris *et al.*, 2003) y el Leg 170 del ODP (Kimura *et al.*, 1997). Los sitios 1254 y 1255 están situados (~ 1.5 km y ~ 0.4 km respectivamente) cerca de los pozos perforados durante el Leg 170 (Kimura *et al.*, 1997; Fig. 3.11A). La sección recuperada en los sitios 1254 y 1255 abarca en gran parte la arena fina, arcillas masivas gris oscuro, y arcillas limosas. Para este estudio, seleccionamos dieciocho muestras de arena de grano fino (Fig. 3.11A; Tabla 3.5). Al perforar el Leg 170 del ODP al margen de Costa Rica se recuperaron núcleos de buena calidad, proporcionando excelentes oportunidades para la comprensión de los procesos asociados a la convergencia de la placa. La litología general recuperada incluye arena limosa, arena de grano fino, arcilla limosa, arenisca de grano fino y limo arenoso. Nuestra base de datos incluye 32 muestras de arena de grano fino de diferentes sitios del ODP del Leg 170 (Tabla 3.5).

3.5.1.3 Sedimentos de arco de isla oceánico

El área de Japón es probablemente el mejor sistema arco-trincheras investigado en el planeta. El Leg 186 del ODP en el borde este de la cuenca del ante arco (sitio 1151; Fig. 3.11B), situada a una profundidad de 2182 m en el fondo del mar ~ 100 km al oeste de Japón (Fujine *et al.*, 2003). En este sitio, fueron recuperadas secciones sedimentarias del Mioceno medio al Holoceno que estaban sobre un grosor de 1 km. Los sedimentos son homogéneos, consistiendo sobre todo en arcillas diatomáceas con capas arenosas. Para este estudio, fueron seleccionadas 44 muestras de arena de grano fino (Tabla 3.5).

El perforado anterior en el área del antearco ocurrió durante el Leg 87, sitio 584 del DSDP (Fig. 3.11B), que pasaba la fosa de Japón en ~ 39.8°N-40.7°N (Kagami *et al.*, 1986). El sitio 584 está en la cuesta hacia tierra del foso de *Sanriku*, al noreste de Japón. En este sitio fue recuperada una columna de sedimento de 954 m compuesta por capas delgadas de

arena intercaladas con lodo (Kagami *et al.*, 1986). Otros dos sitios (582 y 583) situados en el canal meridional de *Nankai*, 135 kilómetros cerca del sureste de *Shikoku* también fueron perforados durante el Leg 87 del DSDP (Fig. 3.11B). La litología general de la sección estratigráfica recuperada incluye arena, arena limosa, arcilla limosa, fango hemipelágico y lodo. Incluimos datos de geoquímica de elementos mayores para 27 muestras de arena fina seleccionadas del Leg 87 (Fig. 3.11B; Tabla 3.5).

Los datos geoquímicos de las muestras de arena de diversos ajustes tectónicos (margen pasivo, margen continental activo y arco de isla oceánico) se trazaron en el diagrama de función discriminante (Fig. 3.12); asombrosamente, las muestras de diversos ajustes tectónicos cayeron en diferentes campos de procedencia. Por ejemplo, las muestras del margen pasivo se trazan exclusivamente en la procedencia ígnea intermedia y las muestras del margen continental activo se trazan en el campo de procedencia ígneo máfico. Además las muestras de playa de Tecolutla de este estudio son bien trazadas en el campo de procedencia ígneo intermedio, puesto que nuestra área de estudio Tecolutla pertenece al bien conocido ajuste de margen pasivo. Así, nuestro estudio prueba que la geoquímica de arenas depende tanto del ajuste tectónico de la cuenca como de las rocas fuente.

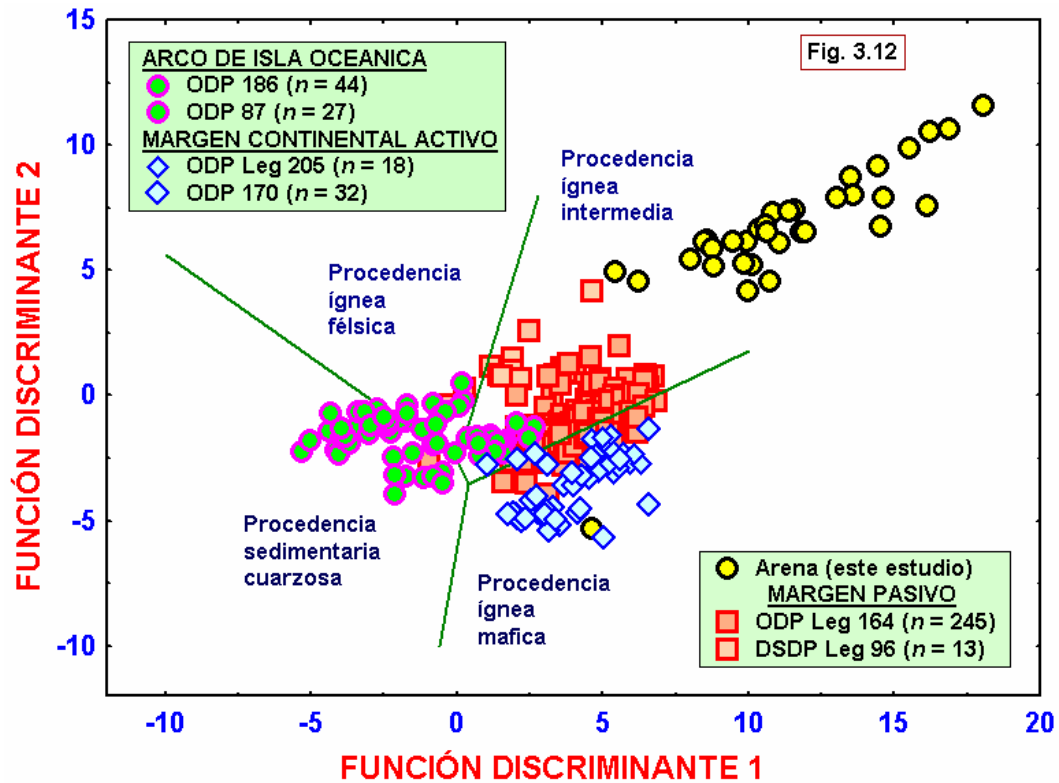


Fig. 3.12

Diagrama de función discriminante de procedencia sedimentaria (Roser y Korsch, 1988) usando elementos mayores de diferentes ajustes tectónicos para su evaluación geoquímica. Los datos son 1) Margen Pasivo: ODP (Ocean Drilling Program) Leg 164 de Paull *et al.* (2000) (número de muestras, $n = 245$), DSDP (Deep Sea Drilling Project) Leg 96 de Bouma *et al.* (1986) ($n = 13$); 2) Arco de Isla Oceánico: ODP Leg 186 de Fujine *et al.* (2003) ($n = 44$), DSDP Leg 87 de Kagami *et al.* (1986) ($n = 27$), 3) Margen Continental Activo: ODP Leg 205 de Morris *et al.* (2003) ($n = 18$); ODP Leg 170 de Kimura *et al.* (1997) ($n = 32$). Las funciones discriminantes son: Función discriminante 1 = $(-1.773 \cdot \text{TiO}_2) + (0.607 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \cdot \text{MgO}) + (0.616 \cdot \text{CaO}) + (0.509 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.224 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-9.090)$; Función discriminante 2 = $(0.445 \cdot \text{TiO}_2) + (0.070 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \cdot \text{MgO}) + (0.438 \cdot \text{CaO}) + (1.475 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.426 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-6.861)$. Notese el agrupamiento de muestras de acuerdo a sus ajustes tectónicos.

3.6 Relación entre la geoquímica de elementos mayores y el ajuste tectónico: evaluación usando diversos diagramas tectónicos de discriminación

En esta sección, procuramos evaluar estos seis diagramas tectónicos comúnmente usados en la discriminación usando la geoquímica de elementos mayores del Mioceno a arenas recientes del ajuste de margen pasivo (PM) del Golfo de México (Fig. 3.11A). Puesto que el Golfo de México es un ejemplo bien conocido de margen pasivo, los datos geoquímicos compilados del Golfo de México se utilizan para la evaluación de estos diagramas. La localización de muestras, la litología y el número de muestras usadas para la evaluación son descritas previamente bajo el título de sedimentos de margen pasivo.

Bhatia (1983) propuso criterios geoquímicos de elementos mayores para discriminar placas tectónicas de cuencas sedimentarias. Los campos de movimientos tectónicos clasificados en la cuenca en base a la geoquímica de sedimentos terrígenos por Bhatia (1983) son el arco de isla oceánico (OIA), el arco de isla continental (IAC), los márgenes continentales activos (ACM) y los márgenes pasivos (PM).

Los parámetros discriminatorios usados son (Fe_2O_3^* representa el hierro total como Fe_2O_3): (i) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ y TiO_2 (Fig. 3.13A); (ii) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 3.13B); (iii) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (Fig. 3.13C); y (iv) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ (Fig. 3.13D). El concepto geoquímico detrás de estos diagramas de discriminación se basó en una disminución general de $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$, TiO_2 , y $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ y un aumento en $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ como el ajuste tectónico cambia en la secuencia OIA-IAC-ACM-PM.

En el diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ y TiO_2 (Fig. 3.13A), la mayoría de las muestras de este estudio (playa de Tecolutla) se trazaron en el campo de margen continental activo y otras muestras cayeron fuera de estos campos propuestos, excepto una muestra, que se trazó en el campo de margen pasivo. De manera similar, en el diagrama de $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ y de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 3.13B) pocas muestras trazan en el campo de arco de isla continental y

algunas muestras caen en el exterior de los campos propuestos. En la figura 3.13C muchas muestras de $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ y $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ trazan en el arco de isla continental y los campos de margen continental activo. En el $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ en el diagrama (Fig. 3.13D) todas las muestras se trazan fuera de los campos propuestos por Bhatia (1983). Así pues, descubrimos algunas dificultades para interpretar el ajuste tectónico de los sedimentos recientes usando los diagramas propuestos por Bhatia (1983).

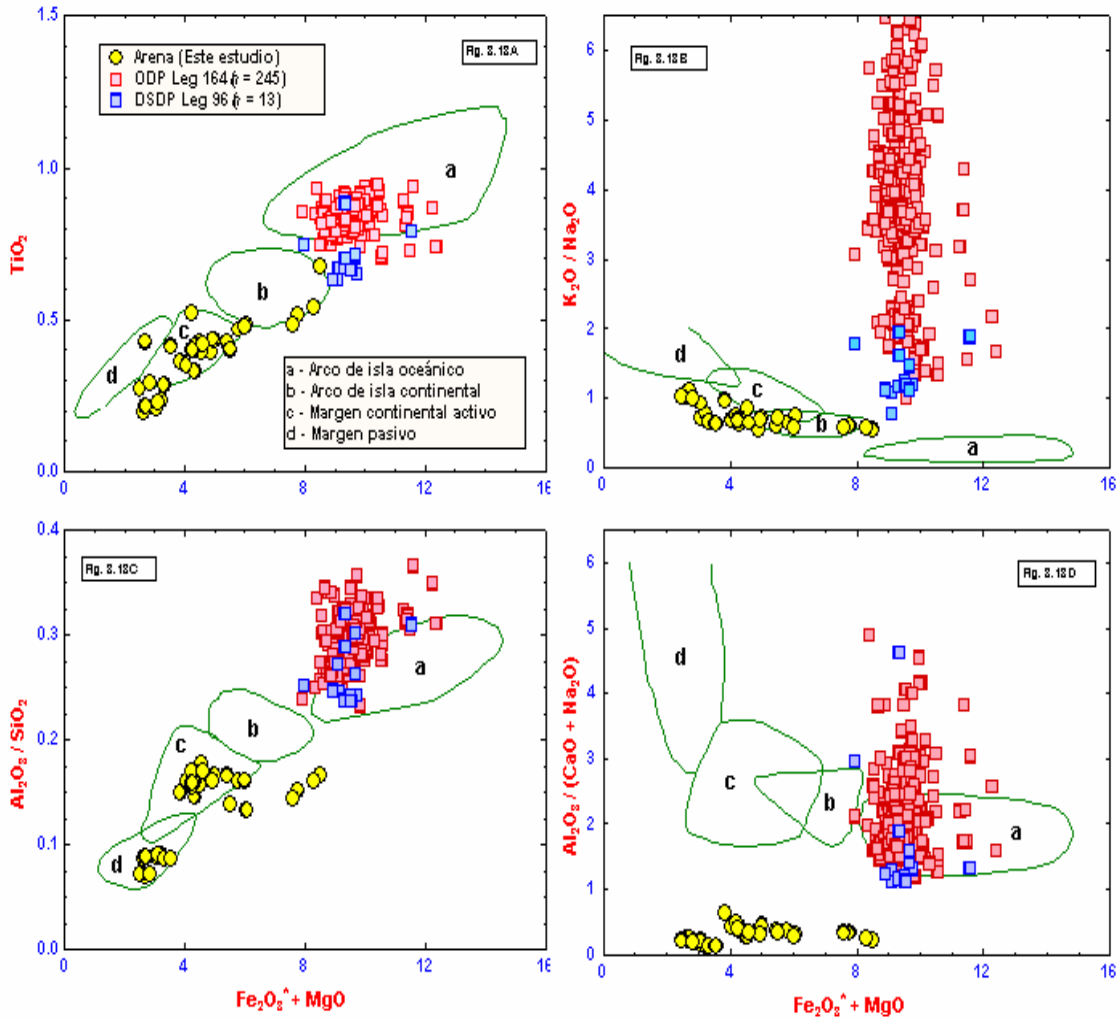


Fig. 3.13 Evaluación de diagramas de función discriminante de ajustes tectónicos, para muestras individuales pertenecientes al margen pasivo (PM) con campos de discriminación posteriores a Bhatia (1983). Fe_2O_3^* representa el Fe total expresado como Fe_2O_3 . (A) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} - \text{TiO}_2$ (Bhatia, 1983); (B) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Bhatia, 1983); (C) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (Bhatia, 1983); (D) $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ (Bhatia, 1983). Todas las muestras en estos diagramas son de un ajuste de margen pasivo. ¹Arena de playa de Tecolutla (este estudio); ²Paull *et al.* (2000); ³Bouma *et al.* (1986).

Bhatia (1983) entonces propuso un diagrama discriminante de función (funciones 1 y 2) usando 11 óxidos importantes de elementos como variables discriminantes para construir un campo para la clasificación tectónica de los sedimentos terrígenos (Fig. 3.14). Él clasificó los ajustes tectónicos en cuatro categorías, similares a los diagramas bivariantes anteriores.

Las funciones discriminantes usadas son: Función Discriminante 1 = $(-0.0447 \cdot \text{SiO}_2) + (-0.972 \cdot \text{TiO}_2) + (0.008 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.267 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (0.208 \cdot \text{FeO}) + (-3.082 \cdot \text{MnO}) + (0.140 \cdot \text{MgO}) + (0.195 \cdot \text{CaO}) + (0.719 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-0.032 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (7.510 \cdot \text{P}_2\text{O}_5)$; Función Discriminante 2 = $(-0.421 \cdot \text{SiO}_2) + (1.988 \cdot \text{TiO}_2) + (-0.526 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.551 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.610 \cdot \text{FeO}) + (2.720 \cdot \text{MnO}) + (0.881 \cdot \text{MgO}) + (-0.907 \cdot \text{CaO}) + (-0.177 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.840 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (7.244 \cdot \text{P}_2\text{O}_5)$. En este diagrama, todas las muestras de las arenas de la playa de Tecolutla trazan en el campo del margen continental activo.

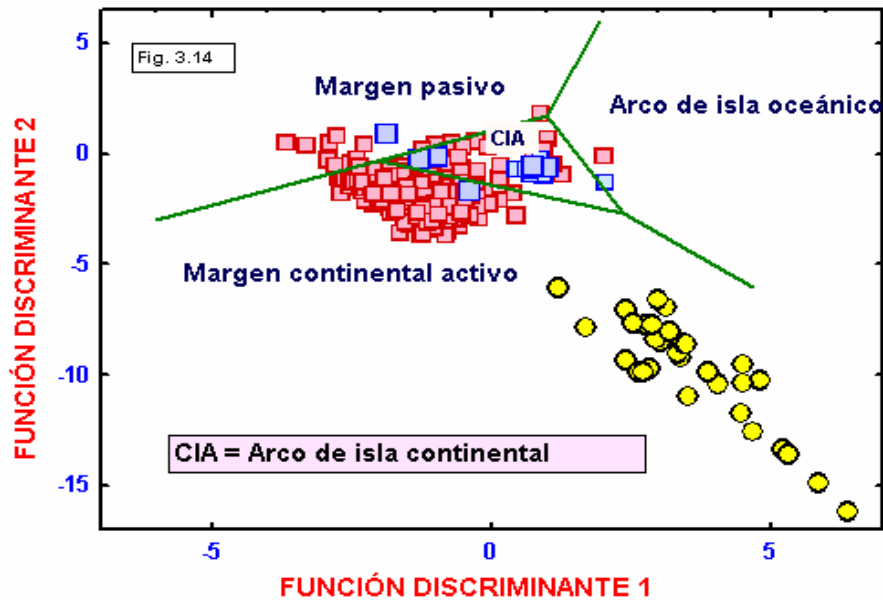


Fig. 3.14 Evaluación de diagramas de función discriminante (Bhatia, 1983) de ajustes tectónicos, para muestras individuales colectadas en el margen pasivo (PM). Las funciones discriminantes son: Función Discriminante 1 = $(-0.0447 \cdot \text{SiO}_2) + (-0.972 \cdot \text{TiO}_2) + (0.008 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.267 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (0.208 \cdot \text{FeO}) + (-3.082 \cdot \text{MnO}) + (0.140 \cdot \text{MgO}) + (0.195 \cdot \text{CaO}) + (0.719 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-0.032 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (7.510 \cdot \text{P}_2\text{O}_5)$; Función Discriminante 2 = $(-0.421 \cdot \text{SiO}_2) + (1.988 \cdot \text{TiO}_2) + (-0.526 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.551 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.610 \cdot \text{FeO}) + (2.720 \cdot \text{MnO}) + (0.881 \cdot \text{MgO}) + (-0.907 \cdot \text{CaO}) + (-0.177 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.840 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (7.244 \cdot \text{P}_2\text{O}_5)$. ¹Arena de playa de Tecolutla (este estudio); ²Paull *et al.* (2000); ³Bouma *et al.* (1986).

Después, Roser y Korsch (1986) propusieron un diagrama tectónico de discriminación que se fijaba usando los sedimentos derivados del arco de isla oceánico (OIA), del margen continental activo (ACM) y del margen continental pasivo (PM). Los parámetros usados por Roser y Korsch (1986) para distinguir los ajustes tectónicos son el cociente de SiO_2 y de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 3.15). En este diagrama, el 50 por ciento de las muestras del estudio están en el campo de margen pasivo y el 50 por ciento restante de las muestras se trazan en el campo de margen continental activo.

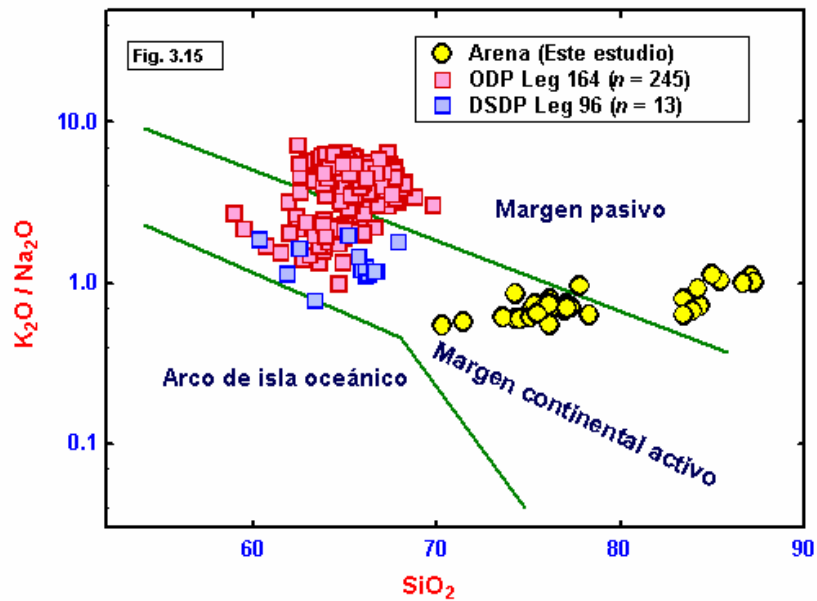


Fig. 3.15 Evaluación de diagramas discriminantes de ajustes tectónicos $[(\text{SiO}_2 - \log(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}))]$, para muestras individuales de Margen Pasivo (PM) campos discriminantes posteriores a Roser y Korsch (1986). ¹Arena de playa de Tecolutla (este estudio); ²Paull *et al.* (2000); ³Bouma *et al.* (1986).

Así pues, los diagramas propuestos de Bhatia (1983) y Roser y Korsh (1986) no funcionaron exactamente para interpretar el ajuste tectónico de los sedimentos recientes. A nuestro conocimiento, la geoquímica de sedimentos terrígenos es una función compleja de la naturaleza de las rocas madre, intensidad y duración del desgaste por la acción atmosférica, reciclaje sedimentario, diagénesis y clasificación (ej., Argast y Donnelly, 1987; McLennan *et al.*, 1993). Además, los ajustes tectónicos específicos no producen necesariamente rocas con firmas geoquímicas únicas (McLennan *et al.*, 1990; Bahlburg, 1998). En algunos casos, los sedimentos se transportan a partir de un ajuste tectónico en una cuenca sedimentaria en un diverso ambiente tectónico (McLennan *et al.*, 1990). A pesar de estas dificultades, el acercamiento geoquímico de rocas sedimentarias se ha utilizado para deducir el ajuste tectónico de las cuencas sedimentarias antiguas (ej., McCann, 1998; Kasper-Zubillaga *et al.*, 1999; Burnett y Quirk, 2001; Faúndez *et al.*, 2002; Gu *et al.*, 2002).

Varios estudios han encontrado que los ajustes tectónicos deducidos de estos diagramas geoquímicos de discriminación son contrarios con los estimados en las reconstrucciones de la tectónica de placas para los terrenos Arqueanos (Van de Kamp y Leake, 1985; Haughton, 1988; Winchester y Max, 1989; Holail y Maghazi, 1998; Toulkeridis *et al.*, 1999; Shao *et al.*, 2001; Armstrong-Altrin y Verma, 2005). Winchester y Max (1989) sugirieron que estos diagramas de discriminación fueran evaluados usando los sedimentos recientes de ajustes tectónicos conocidos. A este respecto, Van de Kamp y Leake (1985) observaron discrepancias en los ajustes tectónicos deducidos de los campos propuestos por Bhatia (1983).

Así pues, nuestras muestras compiladas del Golfo de México (playa de Tecolutla) se deben trazar en el campo de margen pasivo (porque nuestras muestras son del ajuste de margen pasivo, del Golfo de México), si los diagramas están trabajando correctamente. En todos estos diagramas, solamente algunas muestras se trazan en el campo de margen pasivo, en contradicción con el diagrama de arco de isla oceánico fuera de cualquier campo. Excepcionalmente, el diagrama de $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ (Roser y Korsch, 1986) discrimina correctamente cerca del 50 % de las muestras.

Por lo tanto, este estudio sugiere que los campos tectónicos de discriminación propuestos para distinguir los campos en seis diversos diagramas de discriminación no están trabajando correctamente. Entonces, estos diagramas no se deben utilizar para deducir el ajuste tectónico de cuencas antiguas. Todavía existe una urgente necesidad de nuevos y eficientes diagramas de discriminación en geoquímica sedimentaria.

CAPÍTULO 4

CONCLUSIONES

- 1) La naturaleza de granos de tamaño fino a medio refleja al margen pasivo como característica del área de estudio.
- 2) Los valores de desviación estándar indican que aproximadamente el 90% de las muestras son de naturaleza de bien clasificado; además revelan el margen pasivo del área de estudio, Tecolutla. La naturaleza de mal clasificado indica que las partículas no fueron transportadas por un tiempo considerable. A su vez, la naturaleza de mal clasificado resulta de la mezcla de sedimentos recientes con sedimentos más viejos y también la inhabilidad de los agentes de transporte y la dispersión de estos agentes en la segregación de dichos sedimentos.
- 3) Las amplias variaciones en los valores de oblicuidad indican que las condiciones de erosión, transporte y sedimentación no eran directamente uniformes con el depósito de arena en la playa de Tecolutla. La mayoría de las muestras presentan oblicuidad positiva. Esta oblicuidad positiva sugiere que la adición de sedimentos finos posiblemente ocurrió por actividad eólica.
- 4) La naturaleza de oblicuidad fina en las muestras, sugiere que la deposición de sedimentos finos ocurrió bajo un ambiente tranquilo, lo cual reafirma el margen pasivo en el área de estudio, Tecolutla.
- 5) Los valores de curtosis indican la mezcla de arena de río y de playa en el área de estudio, Tecolutla.

- 6) Los parámetros de tamaño de grano indican que la arena de playa de Tecolutla se deriva principalmente por mezcla de sedimentos de playa y de río, así como por la influencia de sedimentos de dunas, que se sitúan a lo largo del área costera. El predominio de los sedimentos de río se debe principalmente a la influencia del río Tecolutla, debido a que la boca del río se sitúa muy cerca a nuestra área del estudio. Concluimos que los sedimentos parecen haber sido derivados a través de sistema fluvial y fueron depositados en un ambiente de playa moderadamente agitado.
- 7) El enriquecimiento de silicio en la arena de playa de Tecolutla se debe probablemente al alto porcentaje de cuarzo en los granos. De manera similar, el alto contenido de alúmina indica la influencia terrígena durante la deposición.
- 8) El enriquecimiento de Na_2O en algunas muestras puede atribuirse a la presencia de plagioclase rico en Na y de feldespatos alcalinos en las arenas de playa de Tecolutla.
- 9) El enriquecimiento de MgO se observa particularmente en la muestra 16; esto es debido probablemente a la adición de fragmentos de cáscara, y es más alta que en magnesio. Además, la muestra número 16 es más alta en todos los elementos y esto se debe probablemente a la mezcla de granos de arena provenientes de diferentes rocas madre.
- 10) El alto contenido de hierro puede ser resultado de procesos diagenéticos así como el incremento en la matriz detrítica en la deposición en la cuenca. Se sugiere la sustitución de Fe^{2+} por Mg^{2+} como explicación del enriquecimiento de hierro.
- 11) Las fuertes correlaciones entre Nb y Zr refleja que estos elementos son posiblemente hospedados por fases accesorias tales como el mineral circón.
- 12) La muy baja concentración de Cr indica que las arenas de playa de Tecolutla se deriva de rocas madre félsicas (granito y roca gnéissica).

- 13) La alta concentración de Cu se debe probablemente a la contaminación de sedimentos por industrias petroquímicas situadas a lo largo del Golfo de México.
- 14) Los valores de ΣREE son menores que el promedio del valor de la corteza continental superior y muestran un ligero enriquecimiento de LREE y una relativa baja de patrones de HREE con una anomalía negativa de Eu.
- 15) El bajo coeficiente de correlación entre Al_2O_3 vs ΣREE , sugiere que otras fases, además de minerales de arcilla, están controlando la distribución de REE. El porcentaje de minerales de arcilla en arena de playa de Tecolutla es más bajo, las variaciones de tamaños de grano tienen la posibilidad de aumentar o disminuir el contenido de ΣREE . La correlación positiva entre ΣREE vs Mz apoya esta interpretación. Así, las diferencias en contenido de ΣREE pueden ser debidas a las variaciones en el tamaño de grano entre las muestras, las cuales pueden causar un aumento o disminución en el contenido de ΣREE esto, dependiendo del tamaño de grano. Este estudio sugiere fuertemente que REE son principalmente hospedadas en granos de tamaño fino a muy fino, así como en fracciones de tamaño medio.
- 16) Usando el diagrama de $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$, las arenas de playa de Tecolutla fueron clasificadas como de tipos grauvaca, litarenita y sublitarenita. Esto indica claramente una porción muy elevada de fracciones líticas presentes en la playa de Tecolutla.
- 17) Con base en el contenido de SiO_2 y el cociente $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, clasificamos la arena de playa de Tecolutla como tipo cuarzo-pobre.
- 18) El cociente $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ indica la naturaleza madura de los sedimentos.

- 19) El cociente K_2O/Al_2O_3 indica el predominio de arena de grano fino en la arena de playa y es apoyado por el estudio de tamaño de grano.
- 20) El diagrama $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$ sugiere que las rocas ígneas pudieran ser consideradas como rocas madre para la arena de playa de Tecolutla.
- 21) Los valores del índice químico de alteración (CIA) de la arena de playa de Tecolutla indica un intemperismo químico moderado en el área fuente. La amplia variación en los valores de CIA se debe probablemente a las diferencias en los tamaños de grano; esto es soportado por la correlación positiva entre CIA y Mz. El diagrama triangular de $Al_2O_3-(CaO + Na_2O)-K_2O$ (A-CN-K), apoya la naturaleza moderada de intemperismo en el área de la fuente.
- 22) Los valores de Cr, Ni y V apoyan que las rocas félsicas son las rocas madre; sin embargo, el cociente Cr/Ni, la correlación positiva entre Cr y Ni y los altos valores de Sc soportan características que apoyan a las rocas máficas como rocas madre. Esto indica que la roca madre para las arenas de playa de Tecolutla debe tener la influencia de rocas félsicas y máficas.
- 23) Los resultados geoquímicos sugieren la posibilidad de mezcla de dos rocas fuente (félsicas y máficas). Pero, el diagrama divariado Th/Sc contra Sc y los diagramas triangulares La-Th-La-Th-Sc proponen que las muestras se derivan principalmente de rocas madre félsicas más que de rocas máficas.
- 24) En el actual estudio, todos los tipos de la roca exhiben un cociente más alto del promedio LREE/HREE y una anomalía negativa significativa del Eu, lo cual indica que las rocas félsicas son las rocas madre.

- 25) Se comprobó que la geoquímica de arenas depende principalmente del ajuste tectónico de la cuenca así como de las rocas de la fuente.

- 26) Los diagramas de discriminación propuestos por los autores mencionados para determinar los campos de origen de las rocas no están trabajando correctamente. Por lo tanto, estos diagramas no se deben utilizar para deducir el ajuste tectónico de cuencas antiguas. Existe una urgente necesidad de nuevos y eficientes diagramas de discriminación en geoquímica sedimentaria.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREWS, P.B. y VAN DER LINGEN, G.J. (1968). Environmentally significant sedimentologic characteristics of beach sands. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. **12**, pp. 119–137.

ANTOINE, J.W. (1972). Structure of the Gulf of Mexico. *In*: Rezak, R. y V.J. Henry (Eds.) Texas A&M University Oceanographic Studies, Volume 3: Contributions on the geological and geophysical oceanography of the Gulf of Mexico. *Gulf Publishing Company, Houston*, pp. 303.

ANTOINE, J.W. y EWING, J.I. (1963). Sismic refraction measurements on the margins of the Gulf of Mexico. *Jour. Geophys. Res.* v. **68**, pp. 1975–1996.

ARGAST, S., DONNELLY, T.W. (1987). The chemical discrimination of clastic sedimentary components. *Jour. Sediment. Geol.* v. **57**, pp. 813–823.

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. y VERMA, S.P. (2005). “Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data for Neogene sediments from known tectonic setting” *Sediment. Geol.*, v. **177**, pp. 115–129.

BAHLBURG, H. (1998). The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentine Puna. *In*: Panhhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), The Proto-Andean margin of Gondwana. *Geol. Soc. London, Spec. Paper*, v. **142**, pp. 127–142.

BARBER, C. (1976). Major and trace element associations in limestone's and dolomites. *Chem. Geol.*, v. **14**, pp. 273–280.

BOUMA, A.H., COLEMAN, J.M., MEYER, A.W., *et al.* (1986). Initial Reports. DSDP, 96: Washington (U.S. Government Printing Office).

BHATIA, M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Jour. Geol.*, v. **91**, pp. 611–627.

BHATIA, M.R. (1985). Rare earth element geochemistry of Australian Palaeozoic graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. **92**, pp. 181–193.

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.

BLATT, H., MIDDLETON, G.V. y MURRAY, R.C. (1980). Origin of Sedimentary Rocks. 2nd ed., Prentice-Hall, New Jersey, pp. 634.

BOYD, R., DALRYMPLE, R. y ZAITLI, B.A. (1992). Classification of clastic coastal depositional environments, *In* Donoghue, J.F., Davis, R.A., Fletcher, C.H. y Suter, J.R. (Eds.). *Quaternary Coastal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, pp. 139–150.

BRYANT, W.R., ANTOINE, J.W., EWING, M. y JONES, B. (1968). Structure of Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. **52**, pp. 1204–1228.

BURNETT, D.J. y QUIRK, D.G., 2001. Turbidite provenance in the Lower Palaeozoic Manx Group, Isle of Man: implications for the tectonic setting of Eastern Avalonia. *Jour. Geol. Soc. London* v. **158**, pp. 913–924.

CANTAGREL, J.M. y ROBIN, C. (1979). K-Ar dating on eastern volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. **5**, pp. 99–114.

CARRANZA-EDWARDS, A., ROSALES-HOZ, L., y SANTIAGO-PEREZ, S. (1994). Provenance memories and maturity of Holocene sands in NW Mexico. *Can. Jour. Earth Sci.*, v. **31**, pp. 1550-1556.

CHAPPELL, J. (1967). Recognizing fossil strand lines from grain size analysis. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **37**, pp. 157–165.

CHAUDHRI, A.R. (1991). Heavy mineral assemblage of the Nagthat Formation of north-western Himalaya and its significance in deciphering the provenance of sediments. *Bull. Ind. Geol. Assoc.*, v. **24**, pp. 55–59.

CHAUDHRI, A.R. (1993). Textural parameters of the Nagthat sediments of the Chakrat Hills, Kumaon Himalaya. *Ind. Jour. Earth Sci.*, v. **20**, pp. 119–125.

CHAUDHRI, A.R. y CHAKARBORTY, A. (1982). Textural parameters of the river sediments-Ghagger river. *Ind. Contemp. GeoSci. Res. Himalaya*, v. **2**, pp. 105–116.

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., LOWE, D.R. y CULLERS, R.L. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mud rock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **59**, pp. 2919–2940.

CROOK, K.A.W. (1974). Lithogenesis and tectonics: the significance of compositional variations in flysch arenites graywackes. *In*: R.H. Dott and R.H. Shaver (Eds.), Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Spec. Pub.*, v. **19**, pp. 304–310.

CROSBY, E.J. (1972). Classification of sedimentary environments. *In* Recognition of ancient sedimentary environments, J.K. Rigby and W.K. Hamblin (Eds). *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication.*, v. **16**, pp. 1–3.

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. (1995). The controls on the major and trace element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountain region, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, v. **123**, pp. 107–131.

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. y PODKOVRV, V.N. (2000). Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precamb. Res.*, v. **104**, pp. 77–93.

CULLERS, R.L. y PODKOVRV, V.N. (2002). The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia. *Precamb. Res.*, v. **117**, pp. 157–183.

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.

CURRAY, J.R. (1990). Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf north-west Gulf of Mexico. *In*: Shepard, F.P., Phleger, F.B. and Van Andel, T.J. (Eds.). Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, pp. 221–266.

DARNELL, R.M. y DEFENBAUGH, R.E. (1990). Gulf of Mexico: Environmental Overview and History of Environmental Research. *Amer. Zool.*, v. **30**, pp. 3–6.

DICKINSON, W.R. y SUCZEK, C.A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *Amer. Assoc. petrol. Geol. Bull.*, v. **63**, pp. 2164–2182.

DOEGLAS, D.J. (1946). Interpretation of the results of mechanical analysis. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **16**, pp. 19–40.

DUANE, D.B. (1964). Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico, Sound, North Carolina. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **34**, pp. 864–874.

EHRENBERG, S.N. y SIRING, E. (1992). Use of bulk chemical analysis in stratigraphic correlation of sandstones: an example from the Stratfjord Nord field, Norwegian Continental shelf. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **62**(2), pp. 318–330.

ERIKSSON, K.A., TAYLOR, S.R. y KORSCH, R.J. (1992). Geochemistry of 1.8 - 1.67 Ga. Mudstones and siltstones from the Mount Isa Inlier, Queensland, Australia: Provenance and tectonic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **56**, pp. 899–909.

EWING, M., ERICSON, D.B. y HEEZEN, B.C. (1958). Sediments and topography of the Gulf of Mexico. In: E. Weeks (Ed.) *Habitat of Oil. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa, pp. 995–1053.

EWING, J.I., EWING, M. y LEYDEN, R. (1966). Seismic profiler survey of Blake Plateau. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. **50**, pp. 1948–1971.

FAÚNDEZ, V., HERVÉ, F. y LACASSIE, J.B. (2002). Provenance and depositional setting of pre-Late Jurassic turbidite complexes in Patagonia, Chile. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, v. **45**, pp. 411–425.

FEDO, C.M., NESBITT, H.W. y YOUNG, G.M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for weathering conditions and provenance. *Geology*, v. **23**(10), pp. 921–924.

FEDO, C.M., YOUNG, G.M., NESBITT, H.W. y HANCHAR, J.M. (1997a). Potassic and sodic metasomatism in the Southern province of the Canadian Shield: Evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada. *Precamb. Res.*, v. **84**, pp. 17–36.

FOLK, R.L. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Jour. Geol.*, v. **62**, pp. 344–359.

FOLK, R.L. (1966). A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, v. **6**, pp. 73–93.

FOLK, R.L. (1980). Petrography of sedimentary rocks. Austin, Texas. Hemphills.,pp. 170.

FOLK, R.L. y 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. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **32**(1), pp. 15–25.

FRIEDMAN, G.M. (1965). Relationship between statistical parameters derived from size frequency distribution of sands and environment of deposition. *Amer. Geophys. Union Trans.*, v. **46**, pp. 108.

FRIEDMAN, G.M. (1967). Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Jour. Sediment. Petrol.*, 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.

FUJINE, K., YAMAMOTO, y M., TADA, R. (2003). Data Report: Alkenone compounds and major element composition in late Quaternary hemipelagic sediments from ODP site 1151 off Sanriku, northern Japan. *In*: Suyehiro, K., Sacks, I.S., Acton, G.D., Oda, M. (Eds.), *Proc. ODP. Sci. Results*, v. **186**, pp. 1–12.

GARCIA, D., RAVENNE, C., MARÉCHAL, B. y MOUTTE, J. (2004). Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis. *Sediment. Geol.*, v. **171**, pp. 113–128.

GARVER, J.I. y SCOTT, T.J. (1995). Trace elements in shale as indicators of crustal provenance and terrane accretion in the southern Canadian Cordillera. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. **107**, pp. 440–453.

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.

GILL, G.T.S. (1983). Sedimentology of the Siwalik Group exposed between the rivers Ghagger and Markanda-north western Himalaya. *Publ. Cont. Adv. Stud. Geol.*, Punjab University, v. **13**, pp. 274–312.

GORE, R.H. (1992). The Gulf of Mexico. Pineapple Press, Inc. Sarasota Florida., pp. 384.

GU, X.X., LIU, J.M., ZHENG, M.H., TANG, J.X. y QI, L. (2002). Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, south China: Geochemical evidence. *Jour. Sedim. Res.*, v. **72**, pp. 393–407.

HAILS, J.R. y HOYT, J.H. (1969). The significance and limitations of statistical parameters for distinguishing ancient and modern sedimentary environments of the Lower Georgia Plain. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **39**, pp. 559–580.

HALBOUTY, M.T. (1967). Salt domes, Gulf region-United States and Mexico. Gulf Publishing, Houston., pp. 425.

HAUGHTON, P.D.W. (1988). A cryptic Caledonian flysch terrane in Scotland. *Jour. Geol. Soc. London*, v. **145**, pp. 685–703.

HERRON, M.M. (1988). Geochemical classifications of terrigenous sands and shales from core or log data. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **58**, pp. 820–82.

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

HOLAIL, H.M. y MOGHAZI, A.M. (1998). Provenance, tectonic setting and geochemistry of greywackes and siltstones of the Late Precambrian Hammamat Group, Egypt. *Sediment. Geol.*, v. **116**, pp. 227–250.

HORIKAWA, K. y SHEN, H.W. (1960). Sand movement by wind action. On the characteristics of sand. Beach erosion board. *Technical Memorandum.*, pp. 119–151.

INMAN, D.L. (1949). Sorting of sediments in the light of fluid mechanics. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **19**, pp. 10–30.

INMAN, D.L. (1952). Measures of describing the size distribution of sediments. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **22**, pp. 125–145.

INMAN, D.L. y CHAMBERLAIN, T.K. (1955). Particle size distribution in near shore sediments. *In: Hough, J.L. and Meard, H.W. (Eds.). Finding ancient shorelines. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.*, v. **3**, pp. 106–129.

ITO, M., y MASUDA, F. (1986). Sedimentary and provenance memories in sand composition, the Late Pleistocene Paleo-Tokyo Bay, Japan. Annual Report of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, v. **12**, pp. 59–63.

JARVIS, K.E., 1988, Inductively coupled plasma mass spectrometry: A new technique for the rapid or ultra level determination of the rare-earth elements in geological materials: *Chemical Geology*, v. **68**, pp. 31-39.

KAGAMI, H., KARIG, D.E., COULBOURN, W.T., *et al.* (1986). Init. Repts. DSDP, 87: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

KASPER-ZUBILLAGA, J.J., CARRANZA-EDWARDS, A., y ROSALES-HOZ, L. (1999). Petrography and geochemistry of Holocene sands in the western Gulf of Mexico: implications for provenance and tectonic setting. *Jour. Sediment. Res.*, v. **69**, pp. 1003–1010.

KASPER-ZUBILLAGA, J.J., y DICKINSON, W.W. (2001). Discriminating depositional environments of sands from modern source terrones using modal análisis. *Sediment. Geol.*, v. **143**, pp. 149–167.

KELLER, W.D. (1945). Size distribution of sand in some dunes, beaches and sandstones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. **29**, pp. 215–221.

KIMURA, G., SILVER, E.A., BLUM, P., *et al.* (1997). Proc. ODP, Init. Repts., 170: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

KOMAR, P.D. (1976). Beach processes and sedimentation. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., p. 105.

KOMAR, P.D., y INMAM, D.L. (1970). Longshore and transport on beaches. *Jour. Geophy. Res.*, v. **75** (30), pp. 5914–5927.

KRUMBEIN, W.C. (1936). Application of logarithmic moments of size frequency distribution of sediments. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **6**, pp. 35–47.

LE MAITRE, R.W. (1976). The chemical variability of some common igneous rocks. *Jour. Petrol.*, v. **17**, pp. 589–637.

MARTIN, L.R. (1965). Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **35**, pp. 768–770.

MASON, C.C. y FOLK, R.L. (1958). Differentiation of beach, dune and eolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **28**, pp. 211–226.

MAYNARD, J.B., VALLONI, R. y YU, H.S. (1982). Composition of modern deep-sea sands from arc related basins: *In*: Leggett, J.K. (Eds.). Trench for-arc Geology: Sedimentation and tectonic on modern and ancient plate margins. *Geol. Soc. London. Spl. Pub.*, v. **10**, pp. 551–561.

MCCANN, T. (1991). Petrological and geochemical determination of provenance in the southern Welsh Basin. *In: A.C. Morton, S.P. Todd and P.D.W. Haughton (Eds.), Developments in Sedimentary Provenance. Geol. Soc. Spec. Pub.*, v. **57**, pp. 215–230.

MCCANN, T. (1998). Sandstone composition and provenance of the Rotliegend of the NE German Basin. *Sediment. Geol.*, v. **116**, pp. 177–198.

MCKINNEY, T.F y FRIEDMAN, G.M. (1970). Continental shelf sediments of Long Island, New York. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **40**, pp. 213–248.

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. (1980). Th and U in sedimentary rocks: crustal evolution and sedimentary re-cycling. *Nature*, v. **285**, pp. 621–624.

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., 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.

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.

MENDEZ-UBACH, M.N., SOLIS-WEISS, V. y CARRANZA-EDWARDS, A. (1986). La importancia de la granulometría en la distribución de organismos bentónicos. Estudio de playas del Estado de Veracruz, México. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. **13**(3), pp. 45–56.

MINERALS MANAGEMENT SERVICE (MMS), (2002). Summary of offshore petroleum operations in the Gulf of Mexico OCS Region. Located at: <http://www.gomr.mms.gov/homepg/whoismms/aboutmms.html>.

MOIOLA, R.J. y WEISER, D. (1968). Textural parameters: An evaluation. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **38** (1), pp. 45–53.

MOODY, C.L. (1967). Gulf of Mexico distributive province. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. **51**(2), pp. 179–199.

MORRIS, J.D., VILLINGER, H.W., KLAUS, A., *et al.* (2003). Proc. ODP, Init. Reports v. **205**.

MOZLEY, P.S. y HOERNLE, K. (1990). Geochemistry of carbonate cements in the Sag river and Shublik Formations (Triassic/Jurassic), North Slope, Alaska: implication for the geochemical evaluation of formation waters. *Sedimentology*, v. **37**, pp. 817–836.

MURRAY, G.E. (1961). Geology of the Atlantic and Gulf coastal province of North America. New York: Harper and Bros.

NEGENDANK, J.F., EMMERMANN, R., KRAWCZYK, R., MOOSER, F., TOBSCHALL, H. y WERLE, D. (1985). Geologic and geochemical investigation on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofisica Internacional*. v. **24**, pp. 477–575.

NESBITT, H.W. y YOUNG, G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from element chemistry of lutites. *Nature*, v. **299**, pp. 715–717.

NESBITT, H.W. y YOUNG, G.M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **48**, pp. 1523–1534.

NESBITT, H.W. y YOUNG, G.M. (1989). Formation and diagenesis of weathering profiles. *Jour. Geol.*, v. **97**, pp. 129–147.

NESBITT, H.W., MARKOVICS, G. y PRICE, R.C. (1980). Chemical processes affecting alkalies and alkaline earths during continental weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **44**, pp. 1659–1666.

NESBITT, H.W., YOUNG, G.M., MCLENNAN, S.M. y KEAYS, R.R. (1996). Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *Jour. Geol.*, v. **104**, pp. 525–542.

NESBITT, H.W., FEDO, C.M. and YOUNG, G.M. (1997). Quartz and feldspar stability, steady and non-steady-state weathering, and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. *Jour. Geol.*, v. **105**, pp. 173–191.

NOWLIN, W.D. (1971). Water masses and general circulation of the Gulf of Mexico. *Oceanology*, v. **5**(2), pp. 28–33.

OGLESBY, W.R. (1965). Folio of South Florida basin, a preliminary study. Map series No. 19, State Division of Geology, Florida Geological Survey, Tallahassee.

ORDONEZ, E. (1936). Principal physiogeographic provinces of Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. **20**, pp. 1277–1307.

PADILLA-SANCHEZ, R.J. y ACEVES-QUESADA, J.F. (1990). Geología. Atlas Nacional de México, (Sheet IV.1.1.). Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.

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. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **34**, pp. 830–847.

PASSEGA, R. (1977). Significance of C.M diagrams sediments deposited by suspension. *Sedimentology*, v. **24**, pp. 723–733.

PAULL, C.K., MATSUMOTO, R., WALLACE, P.J., DILLON, W.P. (Eds.), 2000. Proc. ODP, Sci. Results, 164: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

PÉREZ-VILLEGAS, G. (1992). Clima: Atlas Nacional de México (Hoja IV.4.2), Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.

PETTIJOHN, F.J. (1975). *Sedimentary Rocks*. Harper and Row Publishers, New York.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. y SIEVER, R. (1972). *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York, p. 618.

PINGITORE, N.E. Jr. (1978). The behavior of Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis: theory and application. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **48**, pp. 199–814.

POTTER, P.E. (1978). Petrology and chemistry of modern big river sands. *Jour. Geol.*, v. **86**, pp. 423–449.

POTTER, P.E. (1986). South America and a few grains of sand part 1-beach sands. *Jour. Geol.*, v. **94**, pp. 301–319.

POTTER, P.E. (1994). Modern sands of South America: composition, provenance, and global significance. *Geologische Rundsch*, v. **83**, pp. 212–232.

RAO, C.P. (1990). Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes of Gorden Group carbonates (Ordovician) Florentine Valley, Tasmania, Australia. *Sediment. Geol.*, v. **66**, pp. 83–97.

REINECK, H.E. y SINGH, I.B. (1986). *Depositional sedimentary environment*. Second edition first reprint, Springer-verlag, Berlin, p. 551.

ROBIN, C. (1976). Presence simultanee de magmatismes de significations tectoniques opposes dans l'est du Mexique. *Societe Geologique de France, Bulletin*. v. **18**, pp. 1637–1645.

ROSER, B.P. y KORSCH, R.J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Jour. Geol.*, v. **94**, pp. 635–650.

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.

SELF, P.R. (1977). Longshore variation in beach sands Nautla area, Veracruz, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. **47**(4), pp. 1437–1443.

SENER [Secretaria de Energia]. Sistema de Informacion Energetica: Informacion Estadistica. <http://sie.energia.gob.mx/>, accessed on July 25, 2006.

SHANMUGAM, G. y BENEDICT, G.L. (1983). Manganese distribution in the carbonate fraction of shallow and deep marine lithofacies. Middle Ordovician, Eastern Tennessee. *Sediment. Geol.*, v. **35**, pp. 159–175.

SHAO, L., STATTEGGER, K. y GARBE-SCHOENBERG, C.-D. (2001). Sandstone petrology and geochemistry of the Turpan Basin (NW China): Implications for the tectonic evolution of a continental basin. *Jour. Sediment. Res.*, v. **71**, pp. 37–49.

SHERIDAN, R.E., DRAKE, C.L., NAFE, J.E. y HENNION, J. (1966). Seismic refraction study of continental margin east of Florida. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* v. **50**, pp. 1972–1991.

SIEVER, R. (1979). Plate-tectonic controls on diagenesis. *Jour. Geol.*, v. **87**, pp. 127–155.

SPENCER, D.W. (1963). The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **33**(1), pp. 180–190.

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.

SUNIT KUMAR, A., PRESLEY, B.J. y MAURICE, E. (1976). Distribution of manganese, iron and other trace elements in a core from the Northwest Atlantic. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **46**(4), pp. 813–818.

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

TOULKERIDIS, T., CLAUER, N., KRÖNER, A., REIMER, T. y TODT, W. (1999). Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archaean Barbertone Belt, South Africa. *Sediment. Geol.*, v. **124**, pp. 113–129.

TRASK, P.D. (1952). Sources of sand at Santa Barbara, California as indicated by mineral grain studies. Beach erosion Board. *Tech. Mem. (28)*, U.S. Army. Corps. Engrs., v. **24**.

TURNER, R.E. (1999). Inputs and outputs of the Gulf of Mexico. Chapt. 4, *In*: Kumpf, H., Steidinger, K. and Sherman, K. (Eds.) *The Gulf of Mexico large marine ecosystem; assessment, sustainability and management*. Blackwell Science, Inc. p. 704.

UCHUPI, E. (1975). Physiography of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. In: Nairn, A.E.M. and Stehli, F.G. (eds.) *The ocean basins and margins*, v. **3**: The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Press, NY., p. 706.

UCHUPI, E. y EMERY, K.O. (1968). Structure of continental margin off Gulf Coast of United States. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. **52**, pp. 1162–1193.

UDDEN, J.A. (1914). Mechanical composition of sediments. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. **25**, pp. 655–744.

VALIA, H.S. y CAMERON, B. (1977). Skewness as a palaeoenvironmental indicator. *Jour. sediment. Petrol.*, v. **47** (2), pp. 784–793.

VALLONI, R. y MAYNARD, J.B. (1981). Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: A first approximation. *Sedimentology*, v. **28**, pp. 75–83.

VAN DE KAMP, P.C. y LEAKE, B.E. (1985). Petrography and geochemistry of feldspathic and mafic sediments of the northeastern Pacific margin. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. **76**, pp. 411–449.

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.

VISHER, G.S. (1969). Grain size distribution and depositional processes. *Jour. Sediment. Petrol.*, v. **39**, pp. 1074–1106.

WANDRES, A.M., BRADSHAW, J.D., WEAVER, S., MASS, R., IRELAND, T. y EBY, N. (2004). Provenance of the sedimentary Rakaia sub-terrane, Torlesse Terrane, South Island, New Zealand: the use of igneous clast compositions to define the source. *Sediment. Geol.*, v. **168**, pp. 193–226.

WENTWORTH, C.K. (1929). Method of computing mechanical composition types in sediments. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. **40**, pp. 771–790.

WILLIAMS, E. (1964). Some aspects of Aeolian saltation load. *Sedimentology*, v. **3**, pp. 257–287.

WINCHESTER, J.A. y MAX, M.D. (1989). Tectonic setting discrimination in clastic sequences: an Example from the Late Proterozoic Erris Group, NW Ireland. *Precamb. Res.*, v. **45**, pp. 191–201.

WORZEL, J.L., LEYDEN, R. y EWING, M. 1968. Newly discovered diapirs in Gulf of Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. **52**, pp. 1194–1203.

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.

WRONKIEWICZ, D.J. y CONDIE, K.C. (1989). Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa. Evidence for a 3.0-Ga-old continental craton. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **53**, pp. 1537–1549.

WRONKIEWICZ, D.J. y CONDIE, K.C. (1990). Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa. Cratonic evolution during the early Proterozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. **54**, pp. 343–354.

ANEXO

GLOSARIO

Abrasión: La disgregación y lijado de una superficie rocosa por la fricción e impacto de las partículas de roca transportadas por el agua, el viento y el hielo.

Acuñamiento de hielo: Ruptura mecánica de la roca causada por la expansión del agua congelada en grieta y hendiduras.

Agua subterránea: Agua en la zona de saturación.

Altura de onda: La distancia vertical entre el valle y la cresta de una onda.

Aluvión. Sedimento no consolidado depositado por un río.

Anticlinal: Pliegue de estratos sedimentarios que recuerda a un arco.

Anfibolita: Roca con anfíboles (silicatos hidroxilados que contienen Fe y Mg) y plagioclasas (feldespatos sódico-cálcicos)

Arco de isla: Cadena de islas volcánicas generalmente localizadas a un centenar de kilómetros desde una fosa submarina donde se está produciendo subducción activa de una placa oceánica debajo de otra.

Arco litoral: Arco formado por la erosión de las olas cuando excava en los lados opuestos de un frente de tierra.

Arco volcánico: Montañas formadas en parte por la actividad ígnea asociada con la subducción de la litósfera oceánica por debajo de un continente. Por ejemplo, Los Andes.

Arcosa: Arenisca rica en feldespato.

Arenisca: Roca sedimentaria detrítica compuesta de por lo menos 85% de granos de cuarzo más o menos redondeados de 1/16 mm a 2 mm de diámetro.

Atolón: Un anillo roto o continuo de arrecifes de coral que rodea a una laguna central.

Basalto: Roca ígnea de grano fino y composición máfica.

Bentónico: Denominación para aquellos organismos que viven (fijados o no) en el fondo de las cuencas oceánicas

Brecha: Roca sedimentaria compuesta de fragmentos angulosos.

Cemento: Toda materia que liga entre sí a los componentes presentes y determina la formación de rocas sedimentarias compactas.

Clástico: Textura de las rocas sedimentarias que consiste en fragmentos (clastos) de la roca preexistente.

Compactación: Tipo de litificación en la cual el peso del material suprayacente comprime los sedimentos enterrados a mayor profundidad. Es más importante en las rocas sedimentarias de grano fino como la lutita.

Cuenca de drenaje: Superficie donde se recoge el agua drenada por una corriente de agua.

Cuenca oceánica profunda: La porción del suelo que se encuentra entre el margen continental y el sistema de dorsales oceánicas. Ésta región comprende casi el 30% de la superficie terrestre.

Delta: Acumulación de sedimentos formados cuando una corriente de agua desemboca en un lago o en un océano.

Delta mareal: Estructura similar a un delta pero producida cuando una corriente mareal de movimiento rápido sale de una ensenada estrecha y se ralentiza, depositando su carga de sedimentos.

Diagénesis: Cambios físicos, químicos y biológicos que afectan al sedimento después de su depósito, durante y después de la litificación.

Discontinuidad: Cambio súbito con la profundidad de uno o más de las propiedades físicas de los materiales que componen el interior de la Tierra, límite entre dos materiales diferentes del interior de la Tierra, según se ha determinado por el comportamiento de las ondas sísmicas.

Distribuidor: Corriente de agua que abandona el flujo principal.

Duna: Colina o loma de arena depositada por el viento.

Dureza: La resistencia de un mineral a la abrasión y al rayado.

Elementos mayoritarios: Convencionalmente, se considera como elemento mayoritario a aquel que se encuentra en concentraciones mayores al 1% en peso (>1000 ppm).

Elementos traza: Puede definirse como aquel que se presenta en concentraciones menores a 1% en peso (<1000 ppm).

Época: Unidad de la escala de tiempo geológico; es una subdivisión de un periodo.

Era: División principal en la escala de tiempo geológico; las eras se dividen en unidades más cortas denominadas periodos.

Escarpe de falla: Resalte creado por el movimiento a lo largo de una falla. Constituye la superficie expuesta de la falla antes de su modificación por la erosión y meteorización.

Estratificación: Estructura en la cual capas relativamente finas están inclinadas en ángulo, se forma por corrientes de agua o viento.

Estratos: Capas paralelas de rocas sedimentarias.

Estuario: Entrante marino con forma de embudo que se formó cuando una elevación del nivel del mar o una subsidencia del terreno hizo que se inundara la desembocadura de un río.

Evaporita: Roca sedimentaria formada por el material depositado a partir de disoluciones por evaporación del agua.

Extrusiva: Actividad ígnea que se produce en la superficie de la tierra.

Feldespatos: Sílice-aluminato potásico, sódico o cálcico.

Fiordo: Entrante de mar escarpado por los dos lados, formado cuando el valle glaciar es inundado por el mar.

Fosa marina: Depresión alargada en el fondo marino producida por la deformación de la corteza oceánica durante la subducción.

Gneis: Roca metamórfica de grano medio a grueso, con foliación caracterizada por franjas generalmente de tinte oscuro, ricas en minerales ferro magnesianos alternando con franjas claras de cuarzo y feldespatos.

Granitos: Tipo de rocas magmáticas plutónicas granudas (que muestran asociación de cristales, todos ellos detectables a simple vista).

Intemperismo: Efecto total de los procesos que cooperan en el desgaste, alteración y desintegración de las rocas.

Lutita: Roca sedimentaria detrítica cuyos componentes tienen un diámetro inferior a 1/16 mm.

Margen continental: La porción del fondo oceánico adyacente a los continentes. Puede incluir la plataforma continental, el talud continental y el pie de talud.

Margen pasivo: Margen continental inactivo que se caracteriza por una acumulación potente de sedimentos y rocas sedimentarias no deformados.

Meteorización: Desintegración y descomposición de una roca en la superficie terrestre o próximo a ella.

Orogenia: Proceso que conduce a la formación de relieves.

Perfil del suelo: Sección vertical a través de un suelo que muestra su sucesión de horizontes y la roca madre subyacente.

Piroclástica: Textura de roca ígnea resultante de la consolidación de fragmentos individuales de roca que son expulsados durante una erupción volcánica.

Rift: Región de la corteza terrestre a lo largo de la cual se está produciendo divergencia y extensión.

Roca: Mezcla consolidada de minerales.

Roca madre. El material sobre el cual se desarrolla el suelo.

Rocas ígneas: Se forma cuando la roca derretida se enfría y se solidifica.

Rocas ígneas félsicas: Aquellas donde predominan los minerales de feldespato potásico y cuarzo. Son de color claro.

Rocas ígneas máficas: Contienen feldespato cálcico y bajo contenido en sílice. Tienen un alto porcentaje de minerales ferromagnesianos, por lo que son normalmente más oscuras y densas que otras rocas ígneas que se encuentran en la superficie de la Tierra.

Saltación: Transporte de sedimentos a través de una serie de saltos o brincos.

Sedimento: Partículas no consolidadas creadas por la meteorización y la erosión de rocas, por precipitación química de soluciones acuosas o por secreciones de organismos, y transportadas por el agua, viento o los glaciares.

Sedimento terrígeno: Sedimentos del fondo marino derivados de la erosión y la meteorización terrestre.

Silicato: Cualquiera de los numerosos minerales que tienen el tetraedro silicio oxígeno como su estructura básica.

Suelo: Combinación de materia orgánica y mineral, agua y aire; la parte del regolito que soporta el crecimiento vegetal.

Tectónica de placas: La teoría que propone que la capa externa de la Tierra consiste en placas individuales que interaccionan de varias formas y, por consiguiente, producen terremotos, volcanes, montañas y la propia corteza.

Textura: El tamaño, la forma y la distribución de las partículas que colectivamente constituyen una roca.