



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Geoquímica y geocronología de U-Pb en  
circones de la playa Chachalacas, estado  
de Veracruz, Golfo de México:  
Implicaciones de procedencia**

**TESIS**

Que para obtener el título de

**Ingeniera Geóloga**

**P R E S E N T A**

Nadia Yutzi Hermenegildo Ruiz

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Armstrong Altrin Sam John Selvamony



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*“De esos sucesos que nadie ve se compone la línea esencial interna de  
nuestro destino”.*

*“Cuando alguien que de verdad necesita algo lo encuentra, no es la  
casualidad la que lo pone en su camino, si no él mismo”.*

*-Demian. Hermann Hesse (1968)*

## *Dedicatoria*

*A mi mamá, por ser la más grande luz en mi vida y a quien le debo todo, gracias por tu paciencia y amor pedagógico.*

*A mis hermanas, porque con su talento y ejemplo siempre me inspiran y motivan a ser mejor y a nunca rendirme, ustedes no son de este mundo.*

*A mis abuelitos Carmen y Jaime, por todo su cariño, por siempre estar al pendiente de mí y por ser mi más grande ejemplo de fortaleza, bondad y humildad.*

*A mi tía Silvia por cuidarme como a una hija.*

*A mis tíos y tías: Carmen, Angelica, Tito, Memo y Simón, porque a todos en algún momento les ha tocado cuidar de mí, gracias por su apoyo.*

## **Agradecimientos**

Especialmente agradezco al Dr. John Selvamony Armstrong Altrin, por darme la oportunidad de realizar esta tesis bajo su dirección, por brindarme su confianza durante estos meses de trabajo, por todo su tiempo y apoyo.

Agradezco al proyecto PAPIIT N° IN106117, por la beca otorgada para completar esta tesis de licenciatura.

Agradezco la asistencia financiera proporcionada al Dr. John S. Armstrong Altrin por los proyectos CONACyT N° A1-S-21287 y PAPIIT N° IN106117 para la recolección y análisis de muestras, así como al proyecto institucional del Instituto de Ciencias de Mar y Limnología (ICML) N° 616, por las facilidades de transporte provistas a lo largo de las áreas costeras del Golfo de México.

Mi más sincero agradecimiento al Ing. Teodoro Hernández Treviño, por su apoyo en la separación de circones y por sus valiosos comentarios que contribuyeron a la mejora de este trabajo; asimismo agradezco a los técnicos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), por su apoyo en la separación de circones.

Al Ing. Carlos Linares López, por su ayuda en el estudio SEM-EDS; a los Dres. Luigi Solari, Carlos Ortega Obregón y Harim Arvizu Gutiérrez, por la datación y geoquímica de circones realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM.

A la M. en C. Laura Elena Gómez Lizárraga, ICML, por el servicio de microscopía electrónica de barrido y al Dr. Juan José Kasper Zubillaga, por permitirme el uso del microscopio petrográfico.

Gracias a los miembros de mi comité: El Dr. David Alberto Salas de León, la Dra. Mayumy Amparo Cabrera Ramírez y la M. en I. Isabel Domínguez Trejo, por su tiempo y por las observaciones y comentarios realizados a este trabajo.

Agradezco a José Luis Tetlalmatzi, por estar conmigo en las buenas y en las malas, por todo su cariño, paciencia y apoyo.

A Mayla A. Ramos Vázquez, pasante de doctorado, PCML por resolver todas mis dudas, por su asesoría, su apoyo y amistad.

A la Dra. María Abdelaly Rivera Gómez por su consejo y apoyo en el momento preciso; también agradezco a mis compañeras del Laboratorio de Geoquímica del ICML: Vanessa González Marín, Zaknite Flores y Ana Cristina Zavala León.

A todos mis maestros de la Facultad de Ingeniería por compartir su conocimiento y contribuir a mi formación.

Finalmente, agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, por brindarme una educación de la más alta calidad.

## Resumen

Se realizó el análisis geoquímico y geocronológico de circones detríticos de una playa del occidente del Golfo de México; además del estudio granulométrico y mineralógico de arenas de la playa estudiada para inferir su procedencia. El análisis granulométrico reveló que las muestras del área de estudio son arenas finas que se encuentran de moderadamente bien a bien clasificadas, los parámetros estadísticos de tamaño de grano señalan un ambiente de playa de alta energía con oleaje constante y alta interacción del viento con la costa. El análisis SEM-EDS mostró fases minerales que corresponden a minerales pesados de baja estabilidad química como piroxenos y anfíboles que son característicos de rocas de composición básica a intermedia asociadas con actividad volcánica; además, mediante la petrografía se encontró que todas las muestras son muy abundantes en fragmentos de líticos volcánicos, lo cual se debe a la cercanía de la fuente volcánica a la playa.

Las microtexturas observadas en los circones detríticos mediante microscopía electrónica de barrido indican un ambiente costero de alta energía, algunos circones también muestran microtexturas características de transporte eólico, por lo que se especula que provienen de las dunas litorales y se mezclaron en el ambiente de playa. Los resultados del análisis de elementos traza y tierras raras indican una relación de Th/U característica de circones de origen ígneo, la anomalía negativa de Europio también sugiere un origen ígneo. Las edades obtenidas mediante el método de U-Pb presentan una amplia distribución, siendo las más abundantes las del Cenozoico; al comparar las edades obtenidas con las de rocas reportadas cerca de la región de estudio se encontró que el pico de frecuencia principal coincide con la distribución de edades de rocas del Cinturón Volcánico Transmexicano; el pico de frecuencia secundario pertenece a edades del Pérmico- Triásico y concuerda con edades de granitoides reportados en Veracruz y en los límites entre los estados de Veracruz e Hidalgo.

## **Abstract**

Geochemical and geochronological analyses of detrital zircons recovered from the Chachalacas beach in the western Gulf of Mexico were investigated. In addition, granulometric and mineralogical compositions of bulk sediment samples from the beach area were also studied to infer its provenance. The granulometric analysis revealed that the sediment samples from the beach area are fine-grained sands that are classified as moderately to well-sorted. The grain size statistical parameters indicate a high energy beach environment with constant waves and high interaction of the wind with the coast.

The SEM-EDS analysis showed mineral phases, which are corresponding to heavy minerals with low chemical stability such as pyroxene and amphibole that are characteristic of basic to intermediate rocks associated with volcanic activity. In addition, petrography study revealed that all sediment samples are abundant in volcanic lithic fragments, which derived from the nearby volcanic rocks. The microtextures observed in the detrital zircons by scanning electron microscopy (SEM) indicated a high-energy coastal environment. Few zircons showed microtextures, which are characteristic of wind transport, hence it is interpreted that they were derived from the coastal dunes and mixed with the beach sediments.

The trace and rare earth element concentrations of zircons indicated an igneous origin. The negative Eu anomaly also suggested an igneous origin. The detrital zircon U-Pb ages showed a wide variation with an abundance of Cenozoic zircons. The comparison of zircon ages of this study with the zircon ages reported from the nearby source terranes revealed a similarity with volcanic rocks from the Mexican Volcanic Belt. The secondary age peak corresponds to the Permian-Triassic and is identical with the granitoids reported in the Veracruz region and in the limits of the states of Veracruz and Hidalgo.

# Índice

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES .....	1
1.1 INTRODUCCIÓN .....	1
1.2 JUSTIFICACIÓN .....	2
1.3 OBJETIVOS .....	3
1.3.1 <i>Objetivo general</i> .....	3
1.3.2 <i>Objetivos Específicos</i> .....	3
1.4 ANTECEDENTES .....	4
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO .....	7
2.1 SEDIMENTOLOGÍA .....	7
2.2 SEDIMENTOS .....	7
2.2.1 <i>Tipos de sedimentos</i> .....	7
2.3 TRANSPORTE Y DEPÓSITO DE SEDIMENTOS .....	8
2.3.1 <i>Medios de transporte</i> .....	8
2.3.2 <i>Flujo de fluidos y comportamiento de las partículas en fluidos.</i> .....	9
2.4 AMBIENTES DE DEPÓSITO DE SEDIMENTOS .....	11
2.4.1 <i>Sedimentos en ambiente de playa</i> .....	12
2.5 PARÁMETROS TEXTURALES DE SEDIMENTOS .....	14
2.5.1 <i>Granulometría</i> .....	14
2.5.2 <i>Clasificación</i> .....	17
2.5.3 <i>Forma</i> .....	17
2.5.4 <i>Esfericidad y Redondez</i> .....	19
2.5.5 <i>Composición de sedimentos</i> .....	19
2.6 PROCEDENCIA DE SEDIMENTOS ARENOSOS .....	24
2.7 GEOQUÍMICA .....	25
2.7.1 <i>Geoquímica de circones</i> .....	26
2.8 GEOCROLOGÍA .....	27
2.8.1 <i>Métodos de datación isotópicos</i> .....	27
2.8.2 <i>Geocronología en circones detríticos</i> .....	29
CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS .....	31
3.1 RECOLECCIÓN DE MUESTRAS .....	31
3.2 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO .....	32
3.2.1 <i>Parámetros estadísticos de tamaño de grano</i> .....	33
3.3 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO .....	37
3.4 SEM-EDS .....	39
3.5 PETROGRAFÍA .....	41
3.6 GEOQUÍMICA Y GEOCROLOGÍA DE U-Pb EN CIRCONES .....	41
3.7 CATODOLUMINISCENCIA .....	44
CAPÍTULO 4. GEOLOGÍA .....	45

4.1 GOLFO DE MÉXICO .....	45
4.1.1 <i>Historia Geológica</i> .....	45
4.2 ESTADO DE VERACRUZ .....	47
4.2.1 <i>Evolución tectónica de Veracruz</i> .....	48
4.2.2 <i>Estratigrafía</i> .....	49
4.3 CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS E HIDROMETEOROLÓGICAS EN EL GOLFO DE MÉXICO. ....	53
4.4 ÁREA DE ESTUDIO, PLAYA CHACHALACAS.....	56
4.5 CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO.....	59
4.5.1 <i>Terrenos tectonoestratigráficos del basamento del CVTM</i> .....	60
4.5.2 <i>Estructuras tectónicas de la porción oriental de Cinturón Volcánico Transmexicano.</i> .....	62
CAPÍTULO 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	64
5.1 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO.....	64
5.1.1 <i>Diagramas Bivariantes</i> .....	66
5.2 CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA.....	71
5.2.1 <i>SEM-EDS</i> .....	71
5.2.2 <i>Petrografía</i> .....	77
5.3 MORFOLOGÍA Y MICROTEXTURAS DE CIRCONES DETRÍTICOS .....	79
5.3.1 <i>Imágenes de catodoluminiscencia</i> .....	79
5.3.2 <i>Imágenes de microscopía electrónica de barrido</i> .....	80
5.4 GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE CIRCONES.....	88
5.4.1 <i>Geoquímica</i> .....	88
5.4.2 <i>Geocronología</i> .....	99
5.5 PROCEDENCIA DE CIRCONES .....	105
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES .....	109
ANEXOS (TABLAS).....	112
REFERENCIAS .....	114

# Índice de Figuras

## CAPÍTULO 2

Fig. 2. 1 Representación del flujo laminar y turbulento. Tomado y modificado de Boggs (2006). ....	9
Fig. 2. 2 Principales modos de transporte de partículas individuales. Tomado y modificado de Chamley (1990).....	10
Fig. 2. 3 Terminología del perfil de playa (Carranza-Edwards y Caso-Chávez, 1994). Modificado de Yáñez-Arancibia (Ed.) (2010).....	13
Fig. 2. 4 Comparación entre los grados de selección de los sedimentos. Tomado y modificado de Stow (2006).....	17
Fig. 2. 5 Forma de las partículas sedimentarias. Tomado y modificado de Nichols (2009). ....	18
Fig. 2. 6 Relación entre la forma de las partículas sedimentarias y su procedencia. Tomado y modificado de Stow (2006).....	18
Fig. 2. 7 Grados de esfericidad y redondez de las partículas sedimentarias. Tomado y modificado de Tucker (2003).....	19
Fig. 2. 8 Serie de resistencia de los minerales al cambio químico (Goldich, 1938). Modificado de Leeder (1982).....	21
Fig. 2. 9 Diagrama de concordia de Wetherill (1956). Tomado y modificado de Gehrels (2012)....	30

## CAPÍTULO 3

Fig. 3. 1 Mapa del área de estudio mostrando los puntos de muestreo. ....	32
Fig. 3. 2 Rotap Tyler RX-29 del Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. ....	37
Fig. 3. 3 Esquema de la estructura básica de un microscopio electrónico de barrido. Tomado de Flegler et al. (1993). ....	38
Fig. 3. 4 Microscopio electrónico de barrido del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.....	39
Fig. 3. 5 a) Montaje de muestras en el Laboratorio Universitario de Petrología. b) Muestras montadas para análisis SEM-EDS.....	40
Fig. 3. 6 Equipo de microscopia electrónica de barrido con espectrometría de energía dispersa del Laboratorio Universitario de Petrología.....	40
Fig. 3. 7 Materiales empleados para la separación manual de circones detríticos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica.....	43
Fig. 3. 8 Materiales empleados para el montaje de los circones detríticos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica.....	43
Fig. 3. 9 Equipo de catodoluminiscencia instalado sobre la platina de un microscopio. Tomado de Melgarejo et al. (2010).....	44

## CAPÍTULO 4

Fig. 4. 1 Unidades geomorfológicas costeras del Golfo de México (Carranza-Edwards et al., 1975). Tomado de Tapia-Fernández (2018). .....	47
Fig. 4. 2 Columna estratigráfica del estado de Veracruz. Tomada y modificada de Cárdenas et al. (1994). .....	52
Fig. 4. 3 Circulación en el Golfo de México. Tomado y modificado de Monreal et al. (2004). .....	54
Fig. 4. 4 Promedio de la circulación y salinidad superficial en el Golfo de México, primavera-verano (Izquierda), otoño-invierno (derecha) (Zavala-Hidalgo et al., 2003). Modificada de Tapia-Fernández (2018). .....	55
Fig. 4. 5 Vientos promedio mensuales a largo plazo en el Golfo de México y Mar caribe Noroccidental. Los contornos indican la velocidad media del viento escalar (ms-1) de acuerdo con la barra de color y las flechas indican la dirección del viento (Zavala-Hidalgo et al., 2003). Modificada de Marca-Castillo (2018). .....	55
Fig. 4. 6 Cuenca del río Actopan. Tomada y modificada de Pereyra-Díaz et al. (2010). .....	57
Fig. 4. 7 Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Armstrong-Altrin et al. (2015). .....	58
Fig. 4. 8 Ubicación del Cinturón Volcánico Transmexicano mostrando la ubicación de los tres sectores en los que suele dividirse. Tomado de Gómez-Tuena et al. (2005). .....	59
Fig. 4. 9 Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos que pueden formar el basamento del CVMT (Campa y Coney, 1983; Ruiz et al. 1988; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994; Ortega- Gutiérrez et al., 1995). Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005). .....	60

## CAPÍTULO 5

Fig. 5. 1 Diagrama de procesos de energía (Stewart, 1958). .....	67
Fig. 5. 2 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Friedman, 1967; Moila y Weiser, 1968). .....	68
Fig. 5. 3 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Grado de asimetría vs Desviación estándar) (Friedman, 1967). .....	68
Fig. 5. 4 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Grado de asimetría vs Curtosis) (Friedman, 1967). .....	69
Fig. 5. 5 Diagrama de procesos de energía (Hails y Hoyt, 1969; Moila y Weiser, 1968). .....	70
Fig. 5. 6 Diagrama de procesos de energía (Moila y Weiser, 1968). .....	71
Fig. 5. 7 Fotografías (a 10x) de láminas delgadas de los sedimentos de playa Chachalacas (a= CH-2, b= CH-2, c= CH-4, d= CH-6, e= CH-10 y f=CH-14).. .....	78
Fig. 5. 8 Imágenes mediante microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones detríticos de la playa Chachalacas (CH-14). .....	81
Fig. 5. 9 Imágenes mediante microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones detríticos de la playa Chachalacas (CH-14). .....	82
Fig. 5. 10 Imágenes mediante microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones detríticos de la playa Chachalacas (CH-14). .....	83
Fig. 5. 11 Gráfica de las relaciones Th/U contra edades por el método U-Pb en circones detríticos de playa Chachalacas, Veracruz (Wang, 2018). .....	92
Fig. 5. 12 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para circones del Cenozoico de la playa Chachalacas. Valores normalizados de condrita tomados de Sun y McDonough (1995) .....	97

Fig. 5. 13 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para circones del Mesozoico de la playa Chachalacas. Valores normalizados de condrita tomados de Sun y McDonough (1995) .....	98
Fig. 5. 14 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para circones del Paleozoico de la playa Chachalacas. Valores normalizados de condrita tomados de Sun y McDonough (1995) .....	98
Fig. 5. 15 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para circones del Proterozoico de la playa Chachalacas. Valores normalizados de condrita tomados de Sun y McDonough (1995) .....	99
Fig. 5. 16 Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb medidos en los circones detríticos.....	101
Fig. 5. 17 Histograma de las edades obtenidas en los circones detríticos mediante U-Pb. ....	101
Fig. 5. 18 Histograma de distribución de edades del Cinturón Volcánico Transmexicano y la Provincia Alcalina del Este (Cantegrel y Robin, 1979; Ferrari et al., 2005; Nelson y Gonzales-Caver, 1992).....	107
Fig. 5. 19 Histograma de distribución de edades del Granito Maxala (Martínez-Sánchez, 2016)..	107
Fig. 5. 20 Histograma de distribución de edades en circones de areniscas de la región de la Sierra Madre Oriental (Martínez-Sánchez, 2016).....	108

# Índice de Tablas

## CAPÍTULO 2

Tabla 2. 1 Clasificación de los ambientes de depósito. Tomada y modificada de Boggs (2006).....	12
Tabla 2. 2 Técnicas de medición de tamaño de grano. Tomada y modificada de (Boggs, 2006).....	15
Tabla 2. 3 Escala de tamaños de Wentworth, mostrando las clases de tamaño y equivalencia en unidades phi ( $\emptyset$ ). Tomada y modificada de Boggs (2006).....	16
Tabla 2. 4 Estabilidad de minerales pesados. Tomada y modificada de Pettijohn et al. (1972).....	23
Tabla 2. 5 Procedencia de los minerales pesados comunes en los sedimentos. Tomada y Modificada de Pettijohn et al. (1972).....	23

## CAPÍTULO 3

Tabla 3. 1 Coordenadas de la toma de muestras. ....	31
---	----

## CAPÍTULO 5

Tabla 5. 1 Parámetros estadísticos de tamaño de grano para las muestras de Playa Chachalacas, Veracruz. ....	66
Tabla 5. 2 Fotomicrografía y análisis químico general con espectros de las fases minerales encontradas en la muestra CH-2.....	72
Tabla 5. 3 Fotomicrografía y análisis químico general con espectros de las fases minerales encontradas en la muestra CH-4.....	73
Tabla 5. 4 Fotomicrografía y análisis químico general con espectros de las fases minerales encontradas en la muestra CH-6.....	74
Tabla 5. 5 Fotomicrografía y análisis químico general con espectros de las fases minerales encontradas en la muestra CH-10.....	75
Tabla 5. 6 Fotomicrografía y análisis químico general con espectros de las fases minerales encontradas en la muestra CH-14.....	76
Tabla 5. 7 Análisis modal en arenas de la playa Chachalacas, Veracruz. $Q_m$ = Cuarzo monocristalino, $Q_p$ =Cuarzo policristalino, $F_k$ = Feldespato potásico, $P_g$ = Plagioclasa, $LT$ =Líticos totales, $HM$ =Minerales pesados. ....	77
Tabla 5. 8 Imágenes de catodoluminiscencia de los circones detríticos de playa Chachalacas. ....	79
Tabla 5. 9 Microtexturas observadas en los granos de circones detríticos analizados con microscopía electrónica de barrido de la muestra CH-14 de playa Chachalacas, Veracruz. ....	84
Tabla 5. 10 Concentraciones en ppm de elementos traza en circones de playa Chachalacas, Veracruz. ....	89
Tabla 5. 11 Concentración en ppm de tierras raras en circones de playa Chachalacas, Veracruz. ...	93
Tabla 5. 12 Resultados de geocronología de U-Pb en los circones detríticos de playa Chachalacas. ....	102

# CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

## 1.1 Introducción

Los sedimentos clásticos son partículas sólidas no consolidadas que se forman por procesos de intemperismo, erosión, transporte y deposición, los cuales influyen en las características finales de los sedimentos, a pesar de todos los cambios que puedan sufrir los sedimentos, desde su formación hasta su depósito, éstos conservan características de la roca original de la que provienen, por lo que al estudiar su textura y mineralogía se puede obtener información acerca de su historia geológica; así como determinar su procedencia y paleoambiente.

Los avances tecnológicos en los campos como la geoquímica isotópica han contribuido al desarrollo de técnicas que han sido decisivas en el campo de la geocronología, y que se pueden aplicar en los estudios de procedencia de sedimentos, para lo cual se utiliza principalmente la datación de circones detríticos por el método de U-Pb (Gehrels, 2014).

El circón ( $ZrSiO_4$ ) es un mineral accesorio común en rocas ígneas, sedimentarias metamórficas, considerado el mineral más resistente al intemperismo y a la disolución (Morton y Hallsworth, 1999); debido a su alta estabilidad y alta resistencia a presiones y temperaturas extremas se considera como uno de los pocos minerales capaces de preservar cerrado su sistema isotópico, permitiendo tener acceso a la información química de las rocas que dieron origen a los sedimentos clásticos (Hoskin y Schaltegger, 2003; Morton y Hallsworth, 1999). Además, la capacidad del circón para incorporar U y Th en su red, combinada con una lenta difusión de Pb radiogénico (Cherniak y Watson, 2001) permite que los granos individuales se fechen mediante el método de U-Pb.

Los estudios geoquímicos y geocronológicos de circones detríticos están evolucionado rápidamente como herramientas poderosas para determinar la procedencia de sedimentos clásticos, gracias a la mayor disponibilidad de espectrómetros de masa de plasma acoplado por inducción (ICP-MS), que pueden generar información de manera rápida y con mucha precisión (Gehrels, 2012); en los estudios de procedencia se utilizan las edades obtenidas de

los minerales detríticos y se comparan con las edades de los posibles terrenos de origen para determinar la fuente de los sedimentos.

Esta investigación examina la geoquímica de elementos traza y tierras raras de circones detríticos, así como sus edades, textura y morfología, información que se complementa con un análisis granulométrico y mineralógico de muestras de arena que nos permitan conocer las características de las rocas de procedencia de los sedimentos arenosos de la playa Chachalacas ubicada en el oeste del Golfo de México.

## **1.2 Justificación**

Los estudios granulométricos, geoquímicos y petrográficos son considerados una clave indispensable para identificar a detalle las variaciones texturales y la composición de los sedimentos, para así poder realizar una interpretación de su procedencia. Además, los análisis granulométricos de sedimentos constituyen una aportación importante para determinar ambientes de depósito.

En México diversas investigaciones se han dedicado a analizar la procedencia de sedimentos de playa, basados en sus características granulométricas petrográficas y geoquímicas, sin embargo, este trabajo es diferente a estudios previos realizados en playas del Golfo de México, ya que incluye la geoquímica y datación de circones detríticos. Generalmente, los análisis de datación en circones, suelen realizarse en rocas ígneas y metamórficas para conocer su edad e identificar ambientes tectónicos, también para conocer la fuente de origen de los circones que forman parte de rocas sedimentarias. Todos estos estudios proporcionan conocimientos sobre la evolución tectónica y paleogeográfica de México; sin embargo, no suelen realizarse en sedimentos de playas, por lo que el conocimiento que se tiene sobre la procedencia de los sedimentos costeros del Golfo de México, basado en el análisis geoquímico y edades de circones es escaso.

## 1.3 Objetivos

### 1.3.1 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es realizar el estudio granulométrico y mineralógico de los sedimentos de la playa Chachalacas ubicada en el estado de Veracruz, en la costa oeste del Golfo de México, además de efectuar el análisis geoquímico y geocronológico de los circones detríticos que componen a las arenas de esta playa, con la finalidad de interpretar su procedencia.

### 1.3.2 Objetivos Específicos

- Identificar la composición de los sedimentos (arenas) de la playa Chachalacas utilizando microscopía electrónica de barrido con detector de rayos X y petrografía, para obtener información que determine su procedencia.
- Determinar los parámetros texturales de tamaño de grano de los sedimentos a través del análisis granulométrico para interpretar el ambiente de depósito.
- Caracterizar la geoquímica de los circones detríticos mediante LA-ICP-MS para conocer algunos aspectos de su fuente de origen.
- Correlacionar la edad de los circones detríticos con edades de rocas de la región para determinar su procedencia.
- Describir la morfología y algunas microtexturas de los circones con base en imágenes obtenidas mediante catodoluminiscencia y microscopía electrónica de barrido, para inferir algunos aspectos sobre su procedencia.

## 1.4 Antecedentes

Caredda *et al.* (1999) estudiaron la textura, mineralogía y geoquímica de los sedimentos de la playa Piscinas en Sardinia, Italia la cual es suministrada por dos arroyos que lavan los jales de minas de plomo y zinc abandonadas, con el fin de evaluar la posible influencia de los residuos de la mina en la composición de los sedimentos y buscando enriquecimientos anómalos en metales pesados.

En el área del Golfo de México Kasper-Zubillaga *et al.* (1999) analizaron petrográfica y geoquímicamente los sedimentos en tres entornos de depósito diferente: fluvial, de playa y eólico, dentro de la misma cuenca (costa occidental del Golfo de México) para mostrar la utilidad de estos tres ambientes en la determinación el entorno tectónico de la fuente.

Sircombe (1999) realizó un estudio para conocer la procedencia de los circones detríticos en diecinueve depósitos litorales y sedimentarios en el este de Australia.

Carranza- Edwards *et al.* (2001) analizaron química y petrológicamente muestras de arenas de playa correspondientes al litoral occidental de México, con la finalidad de entender la relación entre la concentración de minerales pesados y las variaciones en metales y elementos de tierras raras, con ello se observó que cuando la arena es más oscura, se incrementa el contenido de minerales pesados, y sugiere que la mayoría de ellas se derivan de fuentes juveniles.

Kasper-Zubillaga y Dickinson (2001) compararon la composición de playas modernas, dunas y arenas fluviales de la costa del Golfo de México, además de las costas de Kapiti y Foxton, Nueva Zelanda, con el propósito de estudiar las diferencias de composición entre sub- ambientes y ambientes de playa, dunas y ríos, y el grado en que estas diferencias dependen de la variación de los tipos de roca en el terreno de origen.

Yang *et al.* (2004) realizaron un estudio de tamaño de grano y la composición geoquímica de los sedimentos de la zona costera norte de la isla de Cheju (Mar del Sur de Corea, sureste del mar amarillo) para identificar el origen de los sedimentos.

El-kammar *et al.* (2007) evaluaron la composición mineral y la geoquímica ambiental de sedimentos de playa a lo largo de la costa este del Golfo de Suez, suroeste de Sinaí, Egipto;

propusieron que los sedimentos de las playas del área de estudio están influenciados principalmente por fuentes félsicas como granitos y pegmatitas y encontrando altas concentraciones de algunos metales potencialmente tóxicos como: Pb, Mo, Sn, Cd, Sb, As, Se, Th y U en el área de estudio.

Armstrong-Altrin (2009) realizó un estudio sobre procedencia de arenas de las playas de Cazonas, Acapulco y Bahía Kino en México, utilizando petrografía y geoquímica de elementos mayores, traza y tierras raras en las tres playas mexicanas. Concluye que las arenas de Cazonas y Acapulco fueron derivadas de rocas félsicas e intermedias, mientras que las arenas de Bahía Kino se derivaron sólo de rocas félsicas.

Barboza-Gudiño *et al.* (2011) realizaron un estudio geocronológico de circones detríticos en diferentes localidades del Esquisto Granjeno, en el noroeste de México, el cual permite reconocer edades de procedencia mediante la geocronología de U-Pb en circones detríticos de muestras de diferentes protolitos clásticos.

Armstrong-Altrin *et al.* (2012) realizaron estudios geoquímicos en arenas de playas a lo largo del oeste del Golfo de México, para determinar su procedencia; las arenas analizadas provienen de Playa Azul, Tecolutla y Nautla e indican marcadas diferencias geoquímicas en las muestras de cada playa, lo que sugiere que los ríos que llevan arenas a las playas son factores importantes para controlar la composición de las mismas, mientras que las corrientes litorales desempeñan un papel menos importante.

Rodríguez-Revelo *et al.* (2014) llevaron a cabo estudios en sedimentos costeros que se enfocaron en analizar la procedencia de arenas. En este caso, del complejo de dunas parabólicas El Socorro, Baja California, mediante una caracterización mineralógica y granulométrica.

Armstrong-Altrin *et al.* (2015) realizaron análisis composicionales y geoquímicos de arenas recolectadas en las áreas costeras de Chachalacas y Veracruz, a lo largo del oeste del Golfo de México para determinar la procedencia y el entorno tectónico de la región de origen.

Nallusamy (2014) estudió la morfología y la composición de elementos traza y tierras raras de circones detríticos colectados en depósitos de placer al sur de India.

Recientemente en el Golfo de México, Tapia-Fernández *et al.* (2017) estudiaron la geoquímica y las edades por U-Pb de cien circones detríticos recuperados de las arenas de la playa Brujas en el suroeste del Golfo de México para comprender edad y procedencia.

Armstrong-Altrin *et al.* (2018) realizaron una discriminación de procedencia entre dos playas del Golfo de México (Atasta y Alvarado) mediante el estudio geoquímico y edades de circones detríticos, concluyendo que existe gran diferencia entre las fuentes de aporte de los sedimentos y resaltando la importancia que tienen los ríos que desembocan en las costas del Golfo de México en la composición de los sedimentos de las playas.

Wang *et al.* (2018) realizaron geocronología de circones detríticos de la formación Zhuhai en China para identificar el origen de la fuente y establecer el marco para la variación de la procedencia durante el Oligoceno.

## CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1 Sedimentología

La sedimentología es la ciencia que se encarga de estudiar la formación, composición, transporte y deposición de los sedimentos que se basa en ciencias afines como la mineralogía, petrología sedimentaria, estratigrafía, dinámica de fluidos, geoquímica, oceanografía etc. (Arche, 2010).

Boggs (2006) la define como: “El estudio científico de la clasificación, el origen y la interpretación de los sedimentos y rocas sedimentarias, la cual se ocupa en general de las propiedades físicas (texturas, estructuras, mineralogía), químicas y biológicas de las rocas sedimentarias y los procesos por los cuales se generan estas propiedades, las cuáles brindan gran parte de las bases para interpretar las características físicas, clima y condiciones ambientales de la Tierra en el pasado geológico”

### 2.2 Sedimentos

Los sedimentos son los materiales no consolidados que se producen por la meteorización de las rocas expuestas en la superficie, los cuales posteriormente son transportados por agentes de erosión y depositados en cuencas sedimentarias.

La formación de sedimentos depende de la interacción física, química y biológica entre roca atmósfera y roca-agua. Inicia con el desgaste de una roca sólida y termina con su depósito y diagénesis como una roca sedimentaria (Griem, 2017).

#### 2.2.1 Tipos de sedimentos

Existen distintos tipos de sedimentos de acuerdo a la forma en la que se originan. Principalmente se pueden dividir en clásticos, también llamados terrígenos o detríticos (fragmentos de rocas, minerales, restos de organismos) y no clásticos (químicos, bioquímicos, evaporíticos) (Solís-Pichardo, 2019).

Los sedimentos clásticos se producen por la alteración química y física de rocas preexistentes expuestas en la superficie continental, pueden estar constituidos de fragmentos de rocas, minerales u organismos.

Los sedimentos químicos pueden formarse de dos maneras, a través de reacciones bioquímicas como resultado de la actividad de plantas y animales o a través de reacciones inorgánicas en el agua. Finalmente, los sedimentos biogénicos son aquellos que se forman por restos de plantas y animales que al morir se incorporan y preservan al acumularse el sedimento.

## **2.3 Transporte y depósito de sedimentos**

### **2.3.1 Medios de transporte**

De acuerdo a Nichols (2009) los principales mecanismos que producen el movimiento de las partículas sedimentarias son los siguientes:

- **Transporte por gravedad:** Es el mecanismo más simple por el cual ocurre el movimiento de las partículas sedimentarias se debe a la acción de la gravedad cuando las partículas se deslizan pendiente abajo, lo que ocasiona que se generen depósitos de sedimentos en la base de las laderas en áreas montañosas.
- **Agua:** Es el principal mecanismo de transporte de sedimentos; los sedimentos se transportan por flujos de agua cientos de kilómetros antes de ser depositados, además este medio tiene la suficiente energía para transportar tanto materiales gruesos a lo largo de la base del flujo como finos en suspensión.
- **Viento:** El viento puede transportar a grandes distancias arenas y sedimentos más finos creando grandes acumulaciones, aunque su capacidad de transporte está limitada por la baja densidad del aire.
- **Hielo:** El hielo también se puede considerar como un fluido, ya que se mueve sobre la superficie muy lentamente por largos períodos de tiempo, arrastrando en masa gran cantidad de sedimentos clásticos debido a su alta viscosidad, este tipo de transporte es muy significativo en los casquetes polares y en zonas montañosas con glaciares.

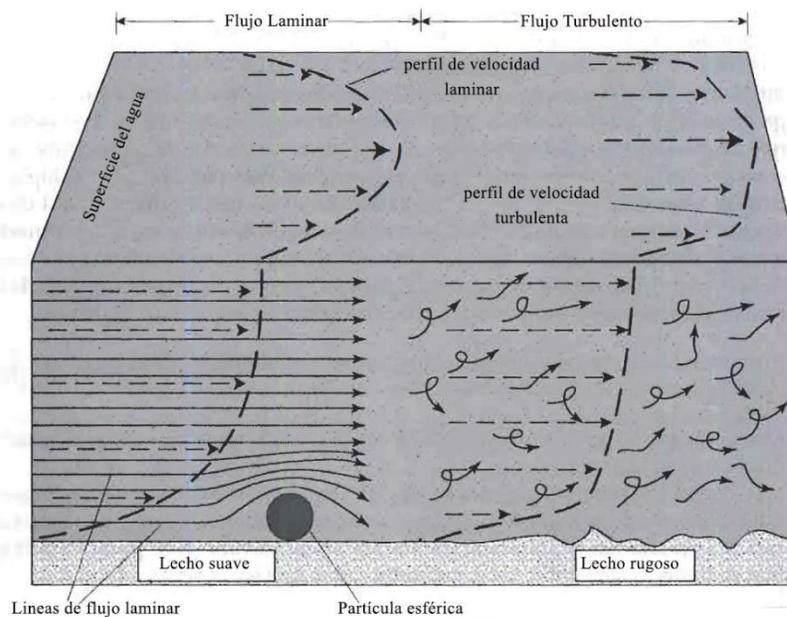
### 2.3.2 Flujo de fluidos y comportamiento de las partículas en fluidos.

Existen dos tipos de flujo por medio de los cuales las partículas se transportan y que están basados en las propiedades cinemáticas y dinámicas de los fluidos: Laminar y turbulento (Pettijohn *et al.*, 1972; Nichols, 2009; Boggs, 2006) (Fig. 2.1)

En el flujo laminar, las líneas de corriente (curvas imaginarias que conectan las tangentes a las direcciones de los movimientos de una partícula fluida) son paralelas y separadas entre sí. El flujo se mueve en láminas paralelas al límite y no se produce transferencia de masa entre las capas, este tipo de flujo es relativamente lento.

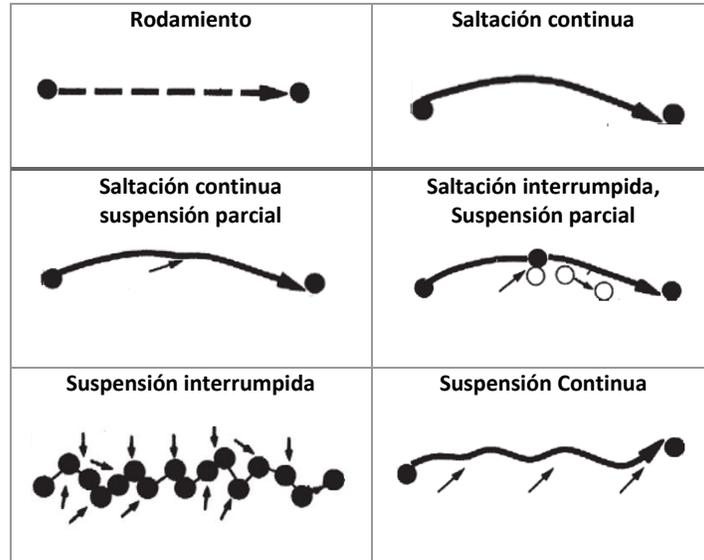
En el flujo turbulento, las líneas de corriente son complejas, entrelazadas y van cambiando con el tiempo de una manera imprevisible por lo que es irregular y aleatorio; en él las masas de agua se mueven caóticamente hacia arriba, hacia abajo y lateralmente con respecto a la dirección general del flujo.

Casi todos los flujos que transportan arena en la naturaleza son completamente turbulentos, a lo largo de las costas y en el mar, la turbulencia es producida por las olas, la tensión del viento en la superficie y el cizallamiento entre las corrientes (Pettijohn *et al.*, 1972).



**Fig. 2. 1 Representación del flujo laminar y turbulento. Tomado y modificado de Boggs (2006).**

Las partículas como cuerpos individuales son transportadas de tres maneras: 1) Saltación 2) Rodamiento y 3) Suspensión (Fig. 2.2).



**Fig. 2. 2 Principales modos de transporte de partículas individuales. Tomado y modificado de Chamley (1990).**

Durante la saltación, los granos abandonan abruptamente el fondo, generalmente en ángulos grandes mayores a  $45^\circ$ , y luego retroceden lentamente de forma más o menos continua. El rodamiento implica el contacto continuo de las partículas en movimiento con el fondo.

Los granos en suspensión están completamente rodeados por agua, con frecuencia cerca de la parte inferior, y se mueven generalmente en largas trayectorias irregulares (Chamley, 1990).

Los sedimentos que se transportan en suspensión suelen ser los más finos y los granos de los minerales más ligeros, al ser transportados en la carga de sedimentos suspendida, sufren un mínimo de ataque físico de la abrasión y menos fracturamiento, mientras que los granos más gruesos y pesados, tienden a transportarse por rodamiento, y son fracturados y desgastados por el deslizamiento y contacto continuo con el fondo a lo largo del cauce de las corrientes que los transportan, de manera que sus esquinas agudas y salientes se van redondeando al mismo tiempo que su tamaño disminuye, incluso algunos de los granos

gruesos menos resistentes que son transportados por rodamiento se rompen y disgregan, por lo que son eliminados de los tamaños grandes para incorporarse a los materiales finos de la carga suspendida (Williams *et al.*, 1983).

De acuerdo a Williams *et al.* (1983) los efectos que tiene el transporte sobre las partículas, se aplican a los sedimentos detríticos transportados por el viento, corrientes fluviales, corrientes oceánicas y lacustres donde la proporción de sedimento-fluido es tan baja, que cada partícula se comporta como un individuo. Cuando el fluido que transporta a los sedimentos es denso y hay una gran carga de sedimentos detríticos transportados en masa de manera rápida, el efecto que tiene el transporte es una nula selección de los sedimentos, por lo que están pobremente clasificadas o sin clasificación y el efecto de la abrasión sobre las partículas transportadas es mínimo.

Posterior al transporte, los sedimentos se depositan a un ritmo controlado por la erosión, ya que de ella depende la cantidad de sedimentos suministrados en las áreas de depósito. Sin importar el lugar donde sea depositada una carga de sedimentos detríticos a lo largo de la ruta de transporte; los sedimentos más gruesos y pesados se depositan primero, mientras que las partículas más ligeras y pequeñas viajan por más tiempo en el fluido de manera que va aumentando la proporción de sedimentos ligeros en la carga a medida que aumenta el viaje. Las sustancias transportadas en solución son fácilmente llevadas, tanto debajo de la superficie terrestre como sobre ella y a diferencia de los sedimentos detríticos, las sustancias que viajan disueltas y luego son precipitadas no proporcionan ningún indicio de procedencia ni sobre los efectos del transporte. El carácter de este tipo de sedimentos se explica a consecuencia de un ambiente de depósito (Williams *et al.*, 1983).

## **2.4 Ambientes de depósito de sedimentos**

Un ambiente de depósito es una unidad geomorfológica con una forma y tamaño determinados, y que está definida por un conjunto de variables químicas, físicas y biológicas que establecen los procesos que operan y su intensidad, esto lo distingue de los territorios adyacentes; el resultado es un depósito bien definido por estas variables y por lo tanto con características específicas (Potter, 1967).

Una forma simplificada de clasificar los ambientes de depósito es en tres depósitos primarios que corresponden a: los océanos (marinos), continentes (continentales) y las áreas marginales entre ellos (transicionales) (Tabla 2.1).

**Tabla 2. 4 Clasificación de los ambientes de depósito. Tomada y modificada de Boggs (2006).**

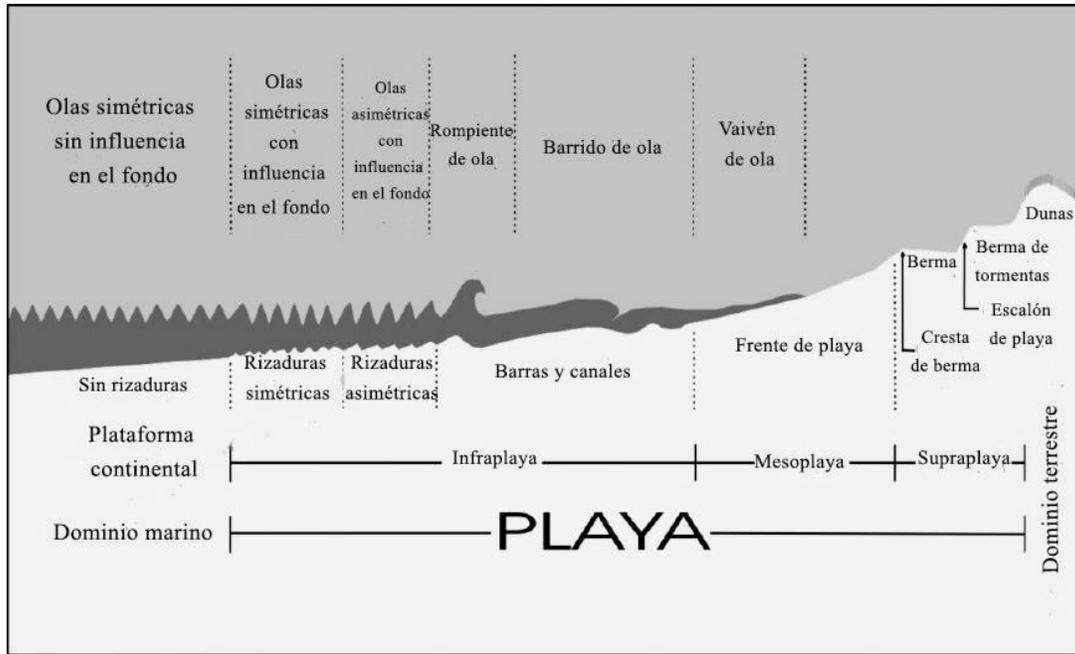
Deposito primario	Ambiente mayor	Sub-ambiente
<b>Continental</b>	*Fluvial  *Eólico Lacustre Glacial	*Abanico aluvial *Corriente trenzada *Corriente meandriforme
<b>Transicional</b>	*Deltaico  *Playa/isla de barrera *Estuario/laguna Llanura de marea	*Planicie deltaica *Frente deltaico *Prodelta
<b>Marino</b>	Nerítico  Batial	Plataforma continental **Arrecife orgánico Talud continental Mar profundo
*Depósito predominantemente siliciclástico **Depósito predominantemente carbonatado Ambientes no marcados con un asterisco(s) pueden ser sitios de depósito siliciclástico, carbonatado, evaporítico o mixto dependiendo de las condiciones geológicas.		

### 2.4.1 Sedimentos en ambiente de playa

El entorno costero abarca una variedad de zonas como planicies costeras, playas, barreras y lagunas. Las playas son las zonas lavadas por las olas que rompen en la costa, constituyen acumulaciones de sedimentos en zonas litorales que están sometidos a la constante erosión por la acción de las olas, mareas, las corrientes y el viento. A consecuencia del proceso de erosión, las playas pueden perder material que es removido hacia otras partes de las franjas litorales, la velocidad de erosión de una playa puede ocurrir en tiempos muy variables.

En particular, el límite inferior de la playa, conocido como infraplaya es el más variable hacia su frontera con la plataforma continental, esto se debe al nivel base de la ola que actúa sobre los sedimentos del fondo (Fig. 2.3). La erosión de las playas inicia

principalmente a partir de la infraplaya, afectada por el oleaje y las corrientes, y como resultado de la misma erosión, en algún otro sitio cercano o lejano, tendrá lugar la depositación de sedimentos (Carranza-Edwards, 2010).



**Fig. 2. 3 Terminología del perfil de playa (Carranza-Edwards y Caso-Chávez, 1994). Modificado de Yáñez-Arancibia (Ed.) (2010).**

Comúnmente los depósitos que se forman en las playas son de arenas bien clasificadas con madurez mineralógica, que están siendo erosionadas continuamente por el viento o por las corrientes de las olas que se mueven repetidamente hacia adelante o hacia atrás, por lo que son desgastadas y segregadas por largos periodos, antes de quedar sepultadas permanentemente. No hay otro ambiente como el de playa que duplique en uniformidad y extensión las acumulaciones de arenas bien clasificadas; en estos depósitos también los granos individuales pueden estar bien redondeados, como resultado de los movimientos largamente prolongados de las corrientes (Williams *et al.*, 1983).

La arena suelta en las áreas costeras puede ser retrabajada por procesos eólicos y volver a ser depositada como dunas eólicas, que se forman como crestas paralelas a la costa y se extiende cientos de metros tierra adentro, el factor que limita el crecimiento de las dunas de playa es el suministro de la arena de playa (Wal y McManus, 1993).

La pervivencia de las playas requiere un aporte continuo de sedimentos, esta tarea es normalmente realizada por los ríos, aunque en parte procede de la erosión de acantilados y otras acumulaciones arenosas (Dabrio, 2010).

## **2.5 Parámetros texturales de sedimentos**

La textura de los sedimentos se refiere al tamaño de grano de las partículas, su clasificación; la forma de los granos, su redondez, la porosidad y permeabilidad de los sedimentos. La importancia de estas características radica en que se pueden usar para interpretar procesos y ambientes de depósito, además de que se obtiene información acerca del tipo de flujo que transportó a los sedimentos y de la distancia a la que se encuentra la fuente de aporte.

### **2.5.1 Granulometría**

La granulometría se define como la medición de los tamaños de granos en sedimentos y su correspondiente abundancia de acuerdo a cada tamaño previsto por una escala granulométrica. Determinar el tamaño de las partículas sirve para realizar un análisis acerca del origen de los sedimentos.

Los tamaños de las partículas en un depósito reflejan los procesos de meteorización y erosión que generan distintos tamaños, además las características del transporte, por lo tanto, utilizar técnicas para medir el tamaño del grano, expresarlo en términos de alguna escala y métodos para resumir de manera gráfica o estadística la información que resulta de la medición de los tamaños, es de gran importancia para obtener información referente al ambiente de depósito y transporte de los sedimentos.

No hay una clasificación simple que tenga en cuenta todas las características principales de un sedimento. Sin embargo, las partículas sedimentarias clásticas son comúnmente clasificadas de acuerdo a su tamaño, la importancia de clasificarlas de acuerdo a esta característica es para describir los sedimentos, pero principalmente porque el tamaño de grano tiene implicaciones en los procesos de transporte, clasificación y en características como la porosidad (Carr, 1982).

Existen distintas clasificaciones por tamaño elaboradas por diferentes autores, pero la más utilizada es la de Udden-Wentworth (Boggs, 2006). Esta escala fue propuesta primero por Udden en 1898, después modificada y extendida por Wentworth en 1922; la escala se extiende desde  $<1/256$  mm (0.0039 mm) hasta  $> 256$  mm y se divide en cuatro categorías de tamaños principales (arcilla, limo, arena y grava), que pueden subdividirse aún más (por ejemplo, arena muy fina, arena fina, arena media, arena gruesa, arena muy gruesa). Una modificación útil de la escala de Udden-Wentworth es la escala phi logarítmica (Tabla 2.3), que permite que los datos sobre el tamaño del grano se expresen en unidades de igual valor para fines de gráficos y cálculos estadísticos, esta escala fue propuesta por Krumbein en 1934.

El tamaño de los granos siliciclásticos se puede medir mediante varias técnicas (Tabla 2.2). La elección de los métodos está determinada por el propósito del estudio, el rango de tamaños de grano a medir y el grado de consolidación del sedimento o roca sedimentaria (Boggs, 2006).

**Tabla 2. 5 Técnicas de medición de tamaño de grano. Tomada y modificada de (Boggs, 2006).**

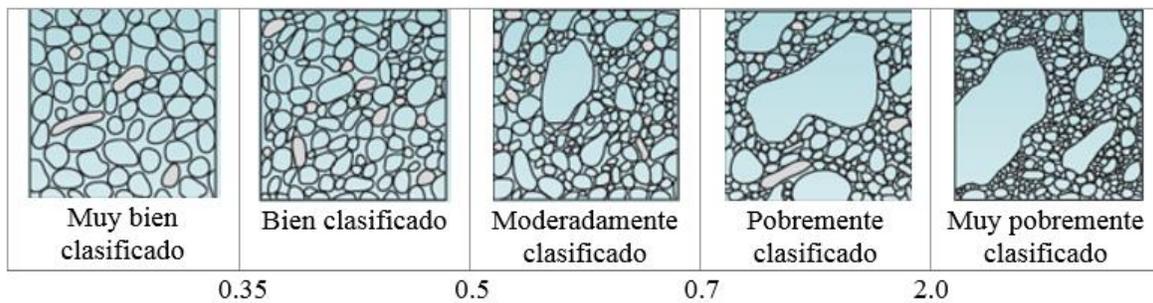
<b>Tipo de muestra</b>	<b>Grado de muestra</b>	<b>Método de análisis</b>
Sedimentos no consolidados y roca sedimentaria disgregada.	Bloques Guijarros Guijos	Medición manual de clastos individuales.
	Gránulos Arena Limo	Tamizado, análisis por tubo de sedimentación.
	Arcilla	Análisis por pipeta, balanza de sedimentación, fotohidrómetro, difractómetro láser, electro-resistencia (ej. Contador Coulter).
Roca sedimentaria litificada.	Bloques Guijarros Guijos	Medición manual de clastos individuales.
	Gránulos Arena Limo	Medición en secciones delgadas.
	Arcilla	Microscopio electrónico.

**Tabla 2. 6 Escala de tamaños de Wentworth, mostrando las clases de tamaño y equivalencia en unidades phi ( $\phi$ ). Tomada y modificada de Boggs (2006).**

		No. De tamiz Estándar E.U.	Milímetros	Unidades Phi ( $\phi$ )	Clase de tamaño de Wentworth
<b>Grava</b>			496		Bloque
			1024		
			256	256	
			64	64	Guijarro
			16		Guijo
	5	4	4	-2	
	6	3.36		-1.75	Gránulo
	7	2.83		-1.5	
	8	2.38		-1.25	
	10	2	2	-1	
<b>Arena</b>			1.68		Arena muy gruesa
			1.41		
			1.19		
			1	1	
			0.84		Arena gruesa
			0.71		
			0.59		
			0.50	½	
			0.42		Arena media
			0.35		
			0.30		
			0.25	¼	
			0.210		Arena fina
			0.177		
			0.149		
			0.125	1/8	
			0.105		Arena muy fina
			0.088		
			0.074		
			0.0625	1/16	
<b>Lodo</b>	<b>Limo</b>		0.053		Limo grueso
			0.044		
			0.037		
			0.031	1/32	
			0.0156	1/64	Limo medio
			0.0078	1/125	Limo fino
			0.0039	1/256	Limo muy fino
	<b>Arcilla</b>		0.0020		Arcilla
			0.00098		
			0.00049		
			0.00024		
			0.00012		
			0.00006		
			0.00006		

### 2.5.2 Clasificación

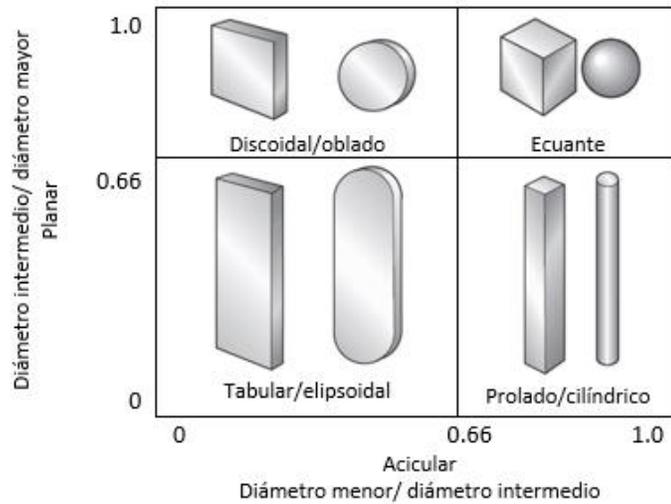
La clasificación de los sedimentos es una medida de la dispersión del tamaño de grano sobre el tamaño medio (Fig. 2.4), esta medida nos puede ayudar a estimar el tiempo y nivel de energía del transporte al que fueron sometidos los sedimentos, debido a que largos periodos de transporte y un nivel alto de energía se refleja en una mejor clasificación, mientras que un transporte corto y deposición rápida da como resultado una clasificación más pobre. Además, se puede estimar el tamaño de grano del propio sedimento, puesto que las gravas y los lodos generalmente no están tan bien clasificados como las arenas (Stow, 2006).



**Fig. 2. 4 Comparación entre los grados de selección de los sedimentos. Tomado y modificado de Stow (2006).**

### 2.5.3 Forma

La forma del grano está determinada por la relación que existe entre la medida de los 3 ejes principales (corto, largo e intermedio) de la partícula y se pueden clasificar de acuerdo a esto en algunas formas principales conforme a la clasificación cuantitativa de Zingg (1935) (Fig. 2.5). Frecuentemente, la forma de los granos puede reflejar su forma inicial, ya que la forma puede ser heredada del clasto original, por lo que también se pueden hacer algunas interpretaciones sobre el tipo de roca de la que proceden (Fig. 2.6).



**Fig. 2. 5 Forma de las partículas sedimentarias. Tomado y modificado de Nichols (2009).**

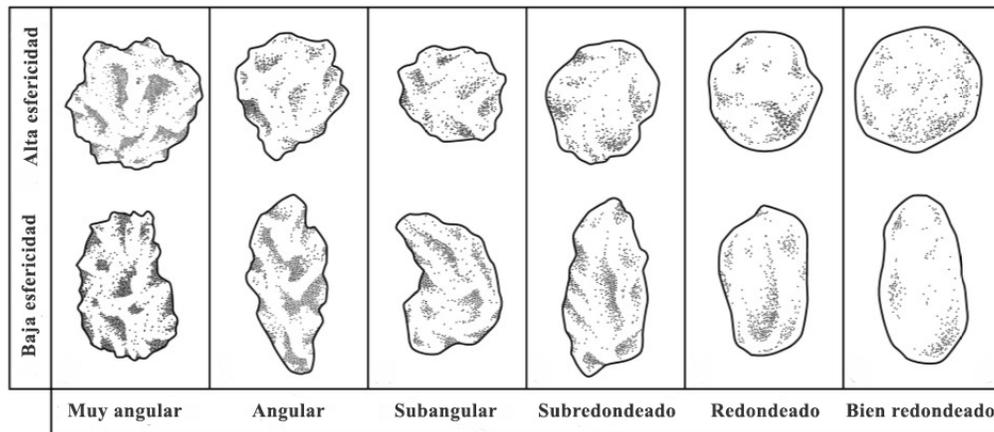
Aspecto	Tipo	Interpretación/derivación
<b>Forma</b>	 Esférica      Ecuante	Proveniente de rocas de composición y estructura uniforme (granito, dolerita, areniscas, gneiss, etc.)
	 Tabular      Discoidal	Proveniente de rocas con estratificación muy delgada y minerales aplanados (varias rocas sedimentarias, micas)
	 Prolada      Tubular	Proveniente de esquistos y algunas rocas metamórficas, también de minerales elongados (esquistos, algunos gneises, etc.)
	 Oblada	
	 Biogénica (varios)	Proveniente de algunas fuentes biogénicas primarias o secundarias.

**Fig. 2. 6 Relación entre la forma de las partículas sedimentarias y su procedencia. Tomado y modificado de Stow (2006).**

### 2.5.4 Esfericidad y Redondez

Es una medida que muestra la cercanía del grano a una forma esférica, esto ocurre cuando los tres ejes principales (largo, corto e intermedio) tienen aproximadamente la misma longitud, entonces la partícula tendrá una alta esfericidad (Fig. 2.7).

La redondez se refiere al grado de desgaste de las esquinas agudas y salientes de una partícula, por lo general la redondez refleja el grado de retrabajo y/o transporte.



**Fig. 2. 7 Grados de esfericidad y redondez de las partículas sedimentarias. Tomado y modificado de Tucker (2003).**

### 2.5.5 Composición de sedimentos

La composición de las rocas sedimentarias y de los depósitos sedimentarios en general, puede expresarse de tres formas diferentes, en función de la distribución de sus elementos químicos, especies minerales o componentes petrográficos. Esto hace que se puedan considerar tres tipos de composición (Arribas-Mocoroa, 2010):

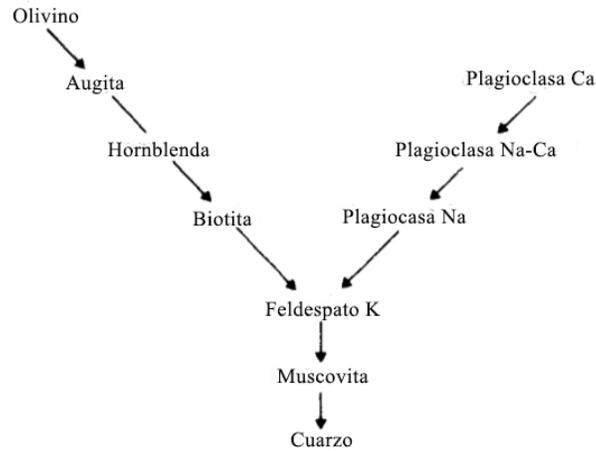
- **Composición química:** Es la distribución de los elementos sobre la roca total. Se formula con el porcentaje de los elementos mayores, menores y traza. La utilidad principal de los análisis de composición química en el estudio de la procedencia de depósitos clásticos se encuentra en el análisis químico (incluso isotópico) de elementos detríticos concretos.
- **Composición mineralógica:** Se refiere a la distribución o porcentaje de la totalidad de fases minerales que contiene una roca. La composición mineralógica puede ser

útil en casos concretos para el análisis de determinadas fases detríticas o químicas (minerales densos, cementos, etc.)

- Composición petrográfica: Reúne la información textural y mineralógica de los distintos elementos que integran la roca. El análisis de las texturas y la composición se realiza mediante el microscopio petrográfico óptico. Es la composición petrográfica de la que se obtiene mayor información sobre la procedencia y diagénesis de un depósito detrítico.

Debido a que los minerales detríticos y las partículas de roca que constituyen a los sedimentos clásticos están determinados por la naturaleza de la roca fuente, el análisis petrogenético de las arenas resulta de gran ayuda para reconstruir la procedencia, incluyendo el relieve, el clima y algunas características del transporte, estas estimaciones dependen fuertemente del conocimiento sobre la estabilidad de los minerales, especialmente su resistencia a la meteorización química, además, el proceso de transporte puede desgastar los minerales e incluso provocar la pérdida de los más inestables y blandos, cuanto más intensos y largos sean estos procesos, menos se asemejan los sedimentos a la roca de la que provienen, pues el grado de alteración es mayor.

Los minerales no silicatados más frecuentes en ambientes sedimentarios (carbonatos, sulfatos y cloruros) son los menos estables, pues son susceptibles de disolverse en aguas ácidas o de precipitar en agua alcalinas. Los silicatos son los más estables, pudiéndose considerar la serie de Goldich (1938) (Fig. 2.8) como una escala de estabilidad de los minerales comunes, la cual coincide con la serie de cristalización de Bowen, en esta secuencia los minerales más inestables son los que ocupan los primeros estadios de la serie, por haberse generado a temperaturas y presiones elevadas, lo que se aleja del estado de equilibrio sedimentario (Arribas-Mocoroa, 2010).



**Fig. 2. 8 Serie de resistencia de los minerales al cambio químico (Goldich, 1938). Modificado de Leeder (1982).**

Pettijohn et al. (1972) mencionan que en los estudios de procedencia basados en los minerales detríticos y fragmentos de roca que componen a las arenas, tanto los minerales ligeros como los pesados son importantes, sin embargo, en estos estudios los minerales pesados tienen una mayor importancia. Las partículas de roca, presentes en las arenas, son también de gran ayuda para descifrar la procedencia.

Algunos minerales son característicos de un tipo particular o clase de rocas fuente por ejemplo la cianita es un mineral indicativo de una fuente metamórfica. Otros, como el cuarzo, son omnipresentes, pero incluso estos muestran diferentes características que indican una fuente particular. Por lo tanto, las especies o variedades minerales individuales, o mejor aún, las asociaciones minerales, son pistas importantes de la fuente (Pettijohn et al., 1972).

Sólo algunos tipos principales de minerales constituyen la mayor parte de los sedimentos arenosos y de acuerdo con algunas de las características que presentan estos minerales se pueden conocer aspectos de su procedencia.

**Cuarzo:** El cuarzo es el mineral que predomina en la mayoría de las arenas y areniscas, constituye en promedio alrededor del 50 a 60 % de su composición total. Es un mineral fácil de identificar, aunque a veces se confunde con feldespatos. Debido a su dureza superior y su gran estabilidad química puede sobrevivir al reciclaje múltiple. Los granos de

cuarzo en diversas areniscas muestran cierto grado de redondeo adquirido por la abrasión durante uno o más episodios de transporte (Pettijohn *et al.*, 1972). El cuarzo puede presentarse como monocristalino o policristalino y también con diferentes tipos de extinción al observarlos con el microscopio petrográfico, ambas propiedades se pueden utilizar para distinguir cuarzoes derivados de varias fuentes como sugiere Basu *et al.* (1975). El cuarzo suele proceder de rocas plutónicas especialmente las félsicas tales como granitos, pero también de rocas metamórficas y algunas areniscas más antiguas (Boggs, 2006)

Feldespatos: El origen de los feldespatos suele ser variado, pero generalmente casi todo el feldespato en los sedimentos clásticos es de procedencia ígnea y metamórfica (Folk, 1974). De acuerdo a Folk, la estabilidad o resistencia de los feldespatos está en función del clima, pero la duración que los efectos climáticos tienen sobre estos minerales se determina de acuerdo al relieve. Por lo tanto, los feldespatos detríticos en los sedimentos son buenos indicadores para la interpretación de paleoclimas y paleorelieves.

Fragmentos de roca: Los fragmentos de roca son pedazos de rocas anteriores que fueron arrancados por meteorización, por lo que al analizarlos se pueden relacionar con el tipo de roca del que provienen y proporcionar directamente su procedencia. Por otro lado, su tamaño y forma brindan información sobre la energía e intensidad del transporte a la que fueron sometidos, y de acuerdo a la estabilidad mineral de sus componentes pueden servir como indicadores paleoclimáticos (Pettijohn *et al.*, 1972).

Micas: Debido a su hábito laminar, las micas suelen desintegrarse fácilmente, por lo que no es común encontrarlas en rocas sedimentarias. Encontrar micas en los sedimentos nos advierte que no han sufrido mucho transporte, por lo que se han conservado, si los cristales de mica están redondeados son indicadores de corrientes suaves con movimientos de vaivén (Krynine, 1940).

Minerales Pesados: Son aquellos con una gravedad específica aproximadamente mayor que 2.9. A pesar de que no son muy abundantes en las rocas sedimentarias o en sedimentos, brindan una muy importante información acerca de la procedencia, transporte y meteorización de los mismos (Pettijohn *et al.*, 1972; Boggs, 2006).

Los minerales pesados incluyen variedades químicamente estables e inestables, como se muestra en la Tabla 2.4. Los minerales más estables como el circón y el rutilo, pueden sobrevivir a múltiples episodios de reciclaje, cuando se encuentran redondeados indica que su última fuente fue sedimentaria. Los minerales menos estables como la magnetita, los piroxenos y los anfíboles, tienen menos probabilidades de sobrevivir al reciclaje, normalmente estos son sedimentos de primer ciclo que reflejan la composición de las rocas de origen cercanas (Boggs, 2006).

**Tabla 2. 1 Estabilidad de minerales pesados. Tomada y modificada de Pettijohn et al. (1972).**

<b>Ultraestables</b>	Rutilo, circón, turmalina, anatasa.
<b>Estables</b>	Apatita, granate (pobre en Fe), estauroлита, monacita, ilmenita, biotita, magnetita.
<b>Moderadamente estables</b>	Epidota, cianita, granate (rico en Fe), sillimanita, esfena, zoisita.
<b>Inestable</b>	Hornblenda, actinolita, augita, diópsido, hiperstena, andalucita.
<b>Muy inestable</b>	Olivino.

De acuerdo a Pettijohn *et al.* (1972), el contenido de minerales pesados en los sedimentos está en función de la litología de la fuente de aporte, la estabilidad mineral, la durabilidad y la resistencia a la abrasión. En la Tabla 2.5 se muestra la procedencia que revelan los minerales pesados más comunes en los sedimentos.

**Tabla 2. 2 Procedencia de los minerales pesados comunes en los sedimentos. Tomada y Modificada de Pettijohn et al. (1972).**

<b>Procedencia</b>	<b>Minerales pesados comunes</b>
<b>Rocas ígneas ácidas</b>	Apatita, brookita, hornblenda, monacita, rutilo, titanita, turmalina (variedad rosa), circón, muscovita, biotita.
<b>Pegmatitas</b>	Casiterita, dumortierita, fluorita, granate, monacita, topacio, turmalina (variedad azul), wolframita, xenotima, muscovita.
<b>Rocas ígneas básicas</b>	Augita, cromita, diópsida, hiperstena, ilmenita, magnetita, olivino, espinela, granate variedad piropo en rocas ultrabásicas.
<b>Rocas metamórficas de contacto</b>	Andalucita, condrodita, corindón, granate, flogopita, estauroлита, topacio, vesuvianita, wollastonita, zoisita.
<b>Rocas metamórficas regionales</b>	Andalucita, biotita, condrodita, epidota, granate, glaucofano, cianita, muscovita, sillimanita, estauroлита, titanita, zoisita-clinozoisita.
<b>Sedimentos retrabajados</b>	Barita, menas de hierro, leucoxeno, rutilo, turmalina (como granos redondeados), circón (como granos redondeados).

## 2.6 Procedencia de sedimentos arenosos

Los sedimentos clásticos son indicio de procedencia, intensidad de los procesos de meteorización e historia del transporte, puesto que se derivan de rocas preexistentes expuestas en la superficie, afectadas por meteorización química y física.

Al estudiar los sedimentos clásticos se obtienen pistas para descifrar las condiciones en las que se originaron, asimismo, su composición mineralógica nos permite obtener información sobre la naturaleza del área fuente, mientras que el análisis de su textura (tamaño, selección, forma y redondez) nos proporciona información que está más ligada al proceso de transporte.

Arribas-Mocoroa (2010) señala que el concepto de procedencia contempla el conjunto de factores que intervienen en la génesis de los sedimentos y que definen el paleoesenario en el que se generó ese depósito.

La importancia de los estudios de procedencia radica en que aumenta nuestra comprensión de la paleogeografía de una región, lo que permite localizar e identificar posibles terrenos de origen, también es posible que se pueda rastrear el movimiento de los materiales y, por lo tanto, conocer sobre paleocorrientes (Pettijohn *et al.*, 1972).

De acuerdo a Pettijohn *et al.* (1972), los estudios de procedencia se aplican especialmente en sedimentos gruesos como arenas y gravas, ya que estos pueden conservar la composición y textura de la roca de la que derivan, las arenas, más que cualquier otro sedimento, facilitan este enfoque, debido a que estos materiales son capaces de ser transportados por las corrientes, clasificados y estratificados.

Como se mencionó anteriormente, la composición de los sedimentos clásticos depende en gran medida de las rocas originales de las cuales provienen, sin embargo, siempre hay diferencias entre las rocas originales y la composición final de los sedimentos, esto se debe a los procesos que han afectado a las rocas fuente y a los sedimentos hasta su depósito, ya que muchos minerales pueden ser alterados o destruidos dependiendo de su estabilidad mineral, de manera que los sedimentos nunca tienen exactamente la misma composición mineralógica que las rocas originales (Williams *et al.*, 1983).

La estabilidad mineral, principalmente ante el cambio químico, es importante para estimar el relieve y el clima del área de procedencia de los sedimentos, ya que sólo las especies más estables sobrevivirán a la intensa exposición a la intemperie provocada por las altas precipitaciones y las altas temperaturas (Pettijohn *et al.*, 1972).

La intensidad y el tipo de meteorización depende entonces de los factores climáticos que imperan en el área de origen, en un área donde predomina el clima húmedo y cálido, especialmente en áreas bien drenadas y con mucha vegetación, la meteorización química es la que influye más sobre las rocas, mientras que en climas fríos y secos domina la meteorización física. Otro factor a tomar en cuenta es la rapidez relativa de la erosión ya que todos los procesos de meteorización son lentos, pero la remoción del material meteorizado, se lleva a cabo a ritmos variables. Un ritmo de erosión lento permite la acumulación de una cubierta residual de material meteorizado, sobre la roca original y las condiciones climáticas y biológicas pueden influir, por otro lado, cuando la erosión es rápida como ocurre en regiones de alto relieve e intensas lluvias, el desgaste de las rocas puede ser removido tan rápido como es aflojado de la capa rocosa, esto provoca que la descomposición del material arrancado de la roca original sea mínima antes de ser acarreado.

Aun cuando influye el grado de meteorización y la rapidez de erosión, la composición mineralógica de los sedimentos detríticos se aproxima a la de la roca original (Williams *et al.* 1983).

Finalmente, los estudios de procedencia pueden complicarse debido al hecho de que las arenas se reciclan, es decir, se derivan de arenas preexistentes que a su vez tenían una procedencia, así como una historia de transporte y redondeamiento, además de que las áreas fuente pueden ser múltiples y haber cambiado con el tiempo (Pettijohn *et al.*, 1972).

## **2.7 Geoquímica**

La geoquímica es la disciplina que se encarga de estudiar la composición y el funcionamiento del planeta, basándose en conocimientos de química y geología; determina la abundancia, distribución y migración de los elementos químicos en los diferentes sistemas de la Tierra (SGM, 2017a).

Los verdaderos comienzos de la geoquímica moderna tuvieron lugar durante la tercera y cuarta décadas del siglo XX, a través de los conocimientos de Víctor Moritz Goldschmidt, quien se dio cuenta de que los primeros pasos para comprender la distribución de los elementos químicos en las rocas y los minerales requerían conocimientos tanto de las estructuras cristalinas de los minerales como de los tamaños de las especies iónicas, en los años siguientes estableció la geoquímica como una disciplina científica, utilizando herramientas como la difracción de rayos X, espectrografía de rayos X, así surgió y prosperó el tema a partir de avances científicos y técnicos, en la actualidad los avances en técnicas analíticas nos permite obtener una gran cantidad de datos químicos e isotópicos y analizar cuestiones geoquímicas tan amplias como la ubicación y el comportamiento de los elementos químicos y sus isótopos, la evolución de los océanos y la corteza de la Tierra (Taylor, 2009).

El estudio geoquímico de los materiales geológicos se realiza con base en su contenido de elementos mayores, traza o contenido isotópico. Los elementos mayores son los más abundantes en la corteza terrestre e incluyen al Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P, su composición se expresa como porcentaje en peso de su óxido más común. Los elementos traza incluyen al Rb, Cs, Be, Ba, Sr, Y, los lantánidos (La-Lu), Th, Nb, U, Ag, B, Sn, Pb, As, Sb, Se, Te, Hg, Mo y Bi, y en menor frecuencia elementos del grupo del Pt y Au, la cantidad de elementos traza se expresa en partes por millón (ppm) (Velasco-Tapia, 1996).

Dentro de los elementos traza se encuentran aquellos elementos químicos identificados con el nombre de tierras raras estos son el Escandio (Sc), el Itrio (Y) y los 15 elementos del grupo de los lantánidos.

### **2.7.1 Geoquímica de circones**

Los sedimentos comúnmente contienen cristales de circón como parte de la fracción de minerales pesados, la composición de tierras raras de estos minerales detríticos nos puede ayudar a distinguir entre circones de origen magmático o metamórfico, debido a que la composición de elementos traza en un circón, varía significativamente de acuerdo a los procesos de formación (cristalización vs recristalización) y el fluido magmático a través del cual se formó (Rubatto, 2002).

El circón es un importante albergador de elementos de tierras raras y elementos traza como el Th y U, la abundancia de estos elementos y la forma de los patrones de tierras raras normalizados por condrita pueden proporcionar información significativa sobre los procesos que generan rocas ígneas y metamórficas (Hanchar y Hoskin, 2003).

La abundancia de circón afecta fuertemente el comportamiento de muchos elementos traza durante la cristalización de los magmas y, por lo tanto, la comprensión de su química es importante para el modelado petrológico (Belousova *et al.*, 2006). La abundancia de elementos traza y tierras raras en circones se puede analizar mediante ablación láser asociada con un espectrómetro de masas de plasma inductivamente acoplado (LA-ICP-MS) (Solari *et al.*, 2009).

## **2.8 Geocronología**

De las rocas y sus componentes se puede extraer mucha información incluyendo su edad, la disciplina de las geociencias que se encarga de medir la edad de los materiales terrestres es la geocronología, por lo tanto, constituye una herramienta geológica muy importante, ya que gracias al conocimiento de la edad de los materiales terrestres se puede conocer y plantear hipótesis acerca de cómo ha sido la historia de formación de los cuerpos rocosos, cómo ha ido evolucionando el planeta, así como la vida en él y establecer escalas de tiempo. Los métodos más utilizados y precisos para conocer las edades absolutas de las rocas y los minerales son los isotópicos.

### **2.8.1 Métodos de datación isotópicos**

Los métodos de datación isotópicos se fundan en la propiedad de decaimiento radioactivo de algunos isótopos radioactivos inestables, de que sus núcleos se transmuten espontáneamente emitiendo energía o partículas subatómicas para buscar configuraciones más estables, esto implica que después de cientos, miles o millones de años (dependiendo del elemento), se convierten en otros elementos químicos, a estos átomos inestables se les conoce como isótopos radioactivos, los cuales tienen tasas constantes de decaimiento radioactivo que sirve para obtener la edad de los minerales y rocas, calculando la porción entre la cantidad de elementos radioactivos (elementos padres) y los elementos derivados (elementos hijos).

Para que un elemento radiogénico sea utilizable en la datación tiene que tratarse de un elemento relativamente común, su vida media no debe ser demasiado larga ni demasiado corta respecto al intervalo de tiempo que se quiere medir y, por último, el elemento hijo debe poder distinguirse de las eventuales cantidades del mismo isótopo ya presente en el mineral desde su formación (SGM, 2017b).

Algunos métodos isotópicos se describen a continuación:

- Método Rb-Sr: Anteriormente era el método más utilizado para obtener edades en rocas antiguas, se aplica en algunos minerales como las micas, hornblendas y feldespatos potásicos, el elemento padre es el  $\text{Rb}^{87}$  y el elemento hijo el  $\text{Sr}^{87}$ , su vida media es de  $47.000 \times 10^6$  años.
- Método K-Ar: Es el más común de los métodos, debido a la universalidad del potasio, su inconveniente es el carácter gaseoso del argón, que lo hace propenso a escapar bajo ciertas condiciones, lo que puede resultar en edades menores de las reales, el elemento padre es el  $\text{K}^{40}$  y el elemento hijo el  $\text{Ar}^{40}$ , su vida media es de  $1.300 \times 10^6$  años. Se aplica en minerales como micas, hornblendas, sanidino y vidrios.
- Método de U-Pb: Se tienen dos series de transmutaciones que se utilizan en conjunto con el nombre de métodos de plomo. El uso combinado de los dos métodos permite una comprobación independiente de las edades. Estos métodos son los más complejos de aplicar, pero proporcionan información muy segura, las dataciones que se obtienen son edades de cristalización muy precisas. Los isótopos padres para las dos series son  $\text{U}^{238}$  y  $\text{U}^{235}$  y los isótopos hijos son  $\text{Pb}^{206}$  y  $\text{Pb}^{207}$ , respectivamente. La vida media para el método  $\text{U}^{238}$ - $\text{Pb}^{206}$  es  $4.510 \times 10^6$  años y para el método  $\text{U}^{235}$ - $\text{Pb}^{207}$  es de  $713 \times 10^6$  años. Este método se aplica en minerales como circón, apatita, monacita, rutilo y granate.
- Método de Sm-Nd: Esta transmutación tiene una larga vida media, esto es porque el neodimio se acumula muy lentamente, lo que hace ideal a este método para rocas muy antiguas de más de mil millones de años. El elemento padre es el  $\text{Sm}^{147}$ , el elemento hijo es el  $\text{Nd}^{143}$  y la vida media de este sistema en años es de  $105 \times 10^6$ . Se aplica en minerales como granate y piroxeno.

### 2.8.2 Geocronología en circones detríticos

La geocronología de circones detríticos está evolucionando rápidamente debido a la importancia que presenta en la realización de estudios sobre procedencia y determinación de la edad máxima de deposición de estratos de rocas clásticas (Gehrels, 2012), en la actualidad existe mayor disponibilidad de técnicas que pueden generar edades de manera eficiente y con mucha precisión.

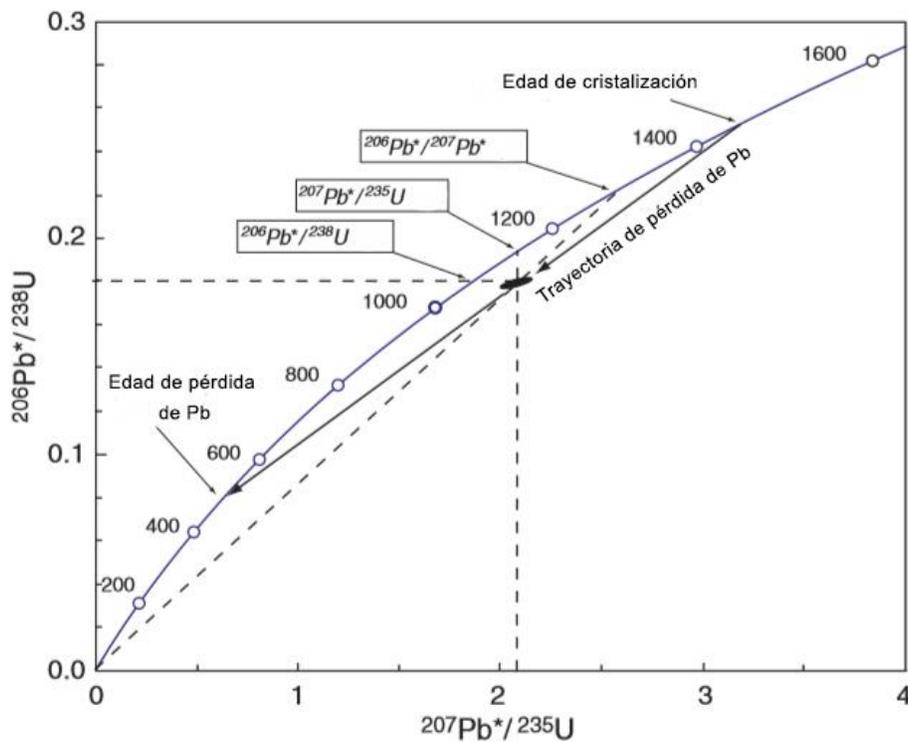
La geocronología de U-Pb en circones mediante LA-ICPMS es una herramienta importante que está ganando un uso generalizado a medida que las instalaciones analíticas modernas están cada vez más disponibles, reduciendo los precios y los tiempos de respuesta (Solari y Tanner, 2011). Un método alternativo y más preciso es el de U-Pb utilizando dilución isotópica y espectrometría de masas de ionización térmica (ID-TIMS), sin embargo, el tiempo de repuesta es más tardado por su metodología.

El fechamiento por U-Pb se puede aplicar muy bien en circones debido a que tienen un alto contenido de uranio, su estructura cristalina permite que el uranio y el plomo se queden adentro una vez cristalizado, cristaliza en la mayoría de los magmas, por lo que se pueden fechar edades de cristalización o incluso de metamorfismo de alto grado, por último es un mineral muy estable, tiene una alta resistencia mecánica y química, por lo tanto también se puede usar para desentrañar muchos otros eventos geológicos posteriores a la cristalización (Hanchar y Hoskin, 2003).

Una de las técnicas más utilizadas es la espectrometría de masas de plasma inductivamente acoplado con ablación láser (LA-ICPMS) la cual posee la ventaja de un tiempo de análisis muy rápido y preciso, esta técnica también es ideal para el análisis de otros elementos como Hf-Lu-Yb, elementos traza y tierras raras (Gehrels, 2012; Solari y Tanner, 2011).

El sistema U-Pb es especialmente poderoso para la geocronología porque tiene dos sistemas de decaimiento el de  $U^{238}-Pb^{206}$  y  $U^{235}-Pb^{207}$ , ambos sistemas son de vida media larga, permitiendo fechar todos los eventos del tiempo geológico, menos la porción más reciente del tiempo de la Tierra. Los dos sistemas de decaimiento están vinculados porque  $U^{238}/U^{235}$  es constante en casi todas las rocas de la corteza y tiene un valor de 137.88 de acuerdo a Steiger y Jager (1977), citado por Gehrels (2012), por último, hay un isótopo no

radiogénico de Pb ( $Pb^{204}$ ) que puede ser usado para explicar la presencia de Pb en el cristal al momento de la formación. Los aspectos anteriores permiten que las edades obtenidas sean representadas gráficamente en un diagrama de concordia de Wetherill (1956) (Fig. 2.9) que representa la relación de  $Pb^{206}/U^{238}$  contra  $Pb^{207}/U^{235}$  en función de la edad, el diagrama de concordia también muestra la relación  $Pb^{206}/Pb^{207}$  la cuál es la pendiente de una línea desde el origen (Gehrels, 2012). En la gráfica de concordia, todas las muestras que permanecieron en un sistema cerrado desde el momento de la formación caen en la curva de concordia; aquellos que no se llaman discordantes y han experimentado algún tipo de comportamiento de sistema abierto (Schoene, 2014).



**Fig. 2. 9 Diagrama de concordia de Wetherill (1956). Tomado y modificado de Gehrels (2012).**

## CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

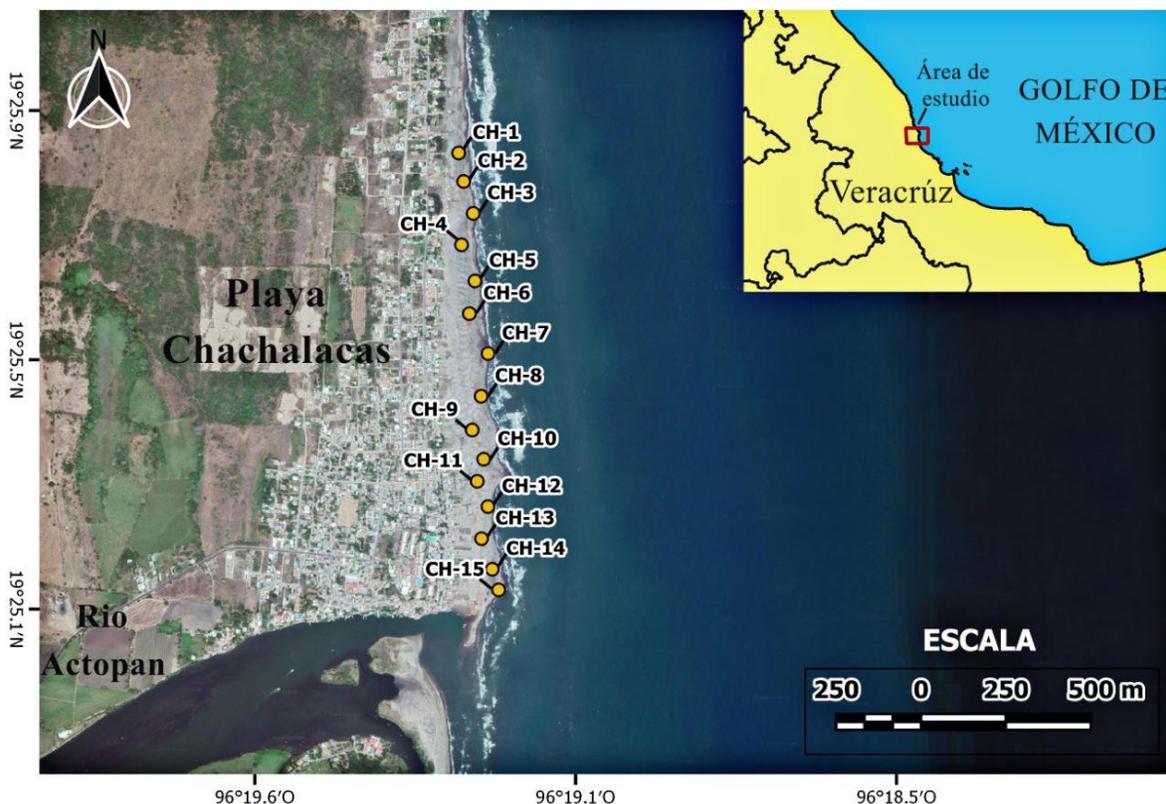
### 3.1 Recolección de muestras

Se recolectaron 15 muestras de arena de playa sobre la línea de costa del Golfo de México, en la playa Chachalacas, estado de Veracruz (Fig. 3.1 y Tabla 3.1).

Se tomó aproximadamente 1 kg de arena en la zona de marea baja, desde la superficie hasta aproximadamente 15 cm de profundidad. La recolección de muestras se realizó con un espaciado aproximado de 50 metros entre cada una, las cuales se depositaron en bolsas de polietileno etiquetadas con las primeras siglas del nombre de la playa y numeradas progresivamente de la 1 a la 15.

**Tabla 3. 1 Coordenadas de la toma de muestras.**

Muestra	N	O
CH-1	19° 25' 50.916"	96° 19' 16.608"
CH-2	19° 25' 48.0354"	96° 19' 16.1034"
CH-3	19° 25' 44.8098"	96° 19' 15.1386"
CH-4	19° 25' 41.6274"	96° 19' 16.32"
CH-5	19° 25' 37.9776"	96° 19' 14.9628"
CH-6	19° 25' 34.68"	96° 19' 15.528"
CH-7	19° 25' 30.6372"	96° 19' 13.6374"
CH-8	19° 25' 26.3238"	96° 19' 14.343"
CH-9	19° 25' 22.908"	96° 19' 15.2394"
CH-10	19° 25' 19.9554"	96° 19' 14.088"
CH-11	19° 25' 17.7234"	96° 19' 14.736"
CH-12	19° 25' 15.168"	96° 19' 13.6554"
CH-13	19° 25' 11.9274"	96° 19' 14.3034"
CH-14	19° 25' 8.8314"	96° 19' 13.224"
CH-15	19° 25' 6.744"	96° 19' 12.576"



**Fig. 3. 1** Mapa del área de estudio mostrando los puntos de muestreo.

### 3.2 Análisis granulométrico

El análisis granulométrico permite la identificación de ambientes de depósito y la interpretación de la energía de los procesos que dieron lugar al depósito de sedimentos (Pettijohn *et al.* 1972).

El análisis granulométrico incluye tanto la separación de las partículas respecto a su tamaño como la interpretación de los resultados obtenidos mediante el cálculo de parámetros estadísticos y sus representaciones gráficas, el método más sencillo para determinar la granulometría de arenas es el tamizado, cuya metodología más empleada es la expuesta por Folk (1974).

Para el análisis del tamaño de grano, se han propuesto diferentes métodos gráficos (Inman, 1952; Folk y Ward, 1957; entre otros), que expresan las variaciones texturales de los sedimentos, uno de los más utilizados es el de Folk y Ward (1957), con el cuál se pueden

calcular los parámetros estadísticos como: media, desviación estándar, oblicuidad y curtosis, los cuales nos ayudan a obtener las características texturales del sedimento y con ello interpretar ambientes de depósito y características de los procesos de transporte.

### 3.2.1 Parámetros estadísticos de tamaño de grano

Los parámetros estadísticos de la distribución del tamaño de grano han sido de gran importancia para delinear la influencia de los procesos de deposición (Friedman, 1961). A continuación, se explican los parámetros estadísticos que se utilizan en la interpretación de ambientes de depósito.

#### Mediana

Corresponde a la ordenada del 50% en la curva acumulativa. Por lo tanto, la mitad de las partículas son más gruesas que la mediana y la otra mitad son más finas (Folk y Ward, 1957; Folk, 1974).

#### Media

Es la mejor medida para determinar el tamaño total, se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$Media (Mz) = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

Este parámetro está influenciado por las condiciones del proceso de transporte. La clasificación de las arenas respecto al valor de la Media (Mz  $\phi$ ) es la siguiente (Folk y Ward, 1957):

Mz $\phi$	Clasificación
-1 a 0.01	Arena muy gruesa
0.001 a 1.0	Arena gruesa
1.1 a 2.0	Arena media
2.01 a 3.0	Arena fina
3.01 a 4.0	Arena muy fina

### Desviación estándar

Este parámetro está dado por el grado de clasificación de los sedimentos, indica el grado de homogeneidad de los granos del sedimento. Entre más pequeña sea la desviación o dispersión de la muestra, los sedimentos estarán mejor clasificados. La clasificación de los sedimentos depende de la turbulencia, así como de la velocidad del transporte y se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$\text{Desviación estándar } (\sigma_1) = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

Los términos establecidos por Folk y Ward (1957) para los valores de desviación estándar son los siguientes:

$\sigma_1 \phi$	Clasificación
<b>&lt; 0.35</b>	Muy bien clasificado
<b>0.35 a 0.50</b>	Bien clasificado
<b>0.50 a 0.71</b>	Moderadamente bien clasificado
<b>0.71 a 1.0</b>	Moderadamente clasificado
<b>1 a 2</b>	Mal clasificado
<b>2 a 4</b>	Muy mal clasificado
<b>&gt; 4</b>	Extremadamente mal clasificado

### Grado de asimetría

Mide la asimetría de la distribución de la partícula. Si hay un exceso de material fino, el valor será positivo, si hay más gruesos, los resultados mostrarán valores negativos. El grado de asimetría es importante para parámetros de tamaño en distinción de ambientes (Friedman, 1961). Este valor se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$\text{Asimetría } (Sk_1) = \frac{(\phi_{84} + \phi_{16} - 2x\phi_{50})}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_{95} + \phi_5 - 2x\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

Los diferentes términos establecidos por Folk y Ward (1957) para el grado de asimetría son los siguientes:

<b>SK<sub>I</sub></b>	<b>Clasificación</b>
<b>+1.0 a +0.3</b>	Muy asimétrico hacia los finos
<b>+0.3 a +0.1</b>	Asimétrico hacia los finos
<b>+0.1 a -0.1</b>	Casi simétrico
<b>-0.1 a -0.3</b>	Asimétrico hacia los gruesos
<b>-0.3 a -1.0</b>	Muy asimétrico hacia los gruesos

### **Curtosis**

La curtosis mide la relación entre la clasificación en los externos de la curva de distribución de frecuencia de tamaños y la clasificación entre la parte central, indica el grado de normalidad en la distribución. Si la parte central está mejor ordenada que los extremos entonces la curva tiene un pico excesivo y se le llama leptocúrtica. Si los extremos están mejor ordenados que la porción central, la curva será de pico plano y se le llama platicúrtica. La fórmula para determinar el valor de la curtosis se muestra a continuación:

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

Los términos establecidos por Folk y Ward (1957) para los valores de curtosis se muestran en el siguiente cuadro:

<b>K<sub>G</sub></b>	<b>Clasificación</b>
<b>&lt;0.67</b>	Muy platicúrtica
<b>0.67 a 0.90</b>	Platicúrtica
<b>0.90 a 1.11</b>	Mesocúrtica
<b>1.11 a 1.50</b>	Leptocúrtica
<b>1.50 a 3.00</b>	Extremadamente leptocúrtica

Los parámetros calculados mediante el método gráfico de Folk y Ward (1957) comúnmente se grafican en diagramas bivariantes uno contra otro para determinar si existe correlación entre ellos en este tipo de diagramas se han establecido divisiones que clasifican a los sedimentos en distintos ambientes sedimentarios (playas, ríos, dunas y sedimentos eólicos) y también se utilizan para interpretar el origen de las arenas, tales como los diagramas empleados por Friedman (1961, 1967), Moila y Weiser (1968), Hails y Hoyt (1969).

El estudio granulométrico de las muestras se realizó en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), siguiendo el método de Folk (1974).

Para este estudio se tomaron 11 muestras de arena procedentes de la playa Chachalacas, se pesaron aproximadamente 40 g de cada una de las muestras de arena seca con ayuda de una balanza analítica Torrey grs-500.

Los gramos pesados de cada muestra se colocaron primero en los tamices de las mallas 12, 14, 16, 20, 35 y 60 de la Asociación Americana de Pruebas y Materiales (ASTM, por sus siglas en inglés), una vez introducido el material en la columna de tamices, ésta se colocó en un Rotap Tyler RX-29 durante 13 minutos.

El material retenido en cada malla se pesó por separado, se realizó el registro de los pesos obtenidos y el material restante de arena se colocó en la siguiente columna de tamices de las mallas 80, 100, 120, 140, 175 y 200, posteriormente la columna se colocó en el Rotap por 13 minutos, finalmente se pesó el material retenido en cada tamiz y los datos obtenidos fueron registrados.

Una vez tamizadas todas las muestras de arena, se obtuvieron los porcentajes de cada una de acuerdo a los datos anotados y se realizaron las gráficas que registran el porcentaje de peso acumulado contra la clase de tamaño de grano ( $\phi$ ) según la escala de Udden-Wentworth para obtener la media, el grado de asimetría, la clasificación y la curtosis siguiendo el método de Folk y Ward (1957).

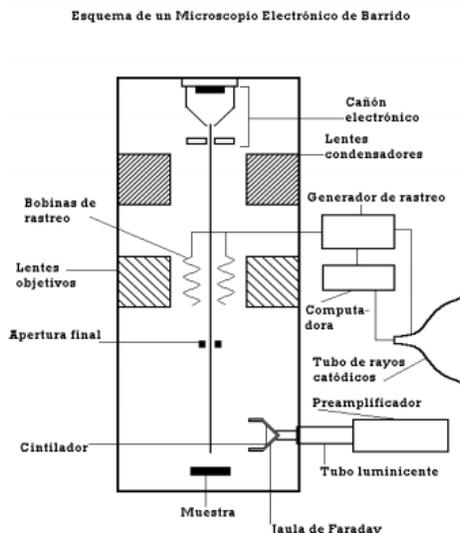


**Fig. 3. 2 Rotap Tyler RX-29 del Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.**

### **3.3 Microscopía electrónica de barrido**

El microscopio electrónico se define como un sistema óptico, en el cual se hace uso de un rayo de electrones para formar imágenes magnificadas de especímenes muy pequeños (Flegler *et al.*, 1993). El poder de resolución de un microscopio electrónico de barrido (SEM, por sus siglas en inglés) es de aproximadamente 3 nm, esta es una resolución mayor a la del microscopio óptico moderno que es de 200 nm (Welton, 2003). Las imágenes obtenidas son en blanco y negro, ya que se realizan a partir de un espectro de luz no visible.

La imagen topográfica tridimensional (micrografía SEM) se forma al recolectar los electrones secundarios generados por el haz primario. A medida que el haz de electrones atraviesa el espécimen, los electrones secundarios emitidos son recolectados por un detector de electrones secundario montado en la cámara de muestras SEM. En el SEM diferentes detectores amplifican la señal emitida por la superficie de la muestra cuando es barrida por un delgado haz de electrones. La intensidad de la señal amplificada es visualizada en una pantalla de televisión convencional (Welton, 2003; Melgarejo *et al.*, 2010).



**Fig. 3. 3 Esquema de la estructura básica de un microscopio electrónico de barrido. Tomado de Flegler et al. (1993).**

Para la obtención de microfotografías digitales de circones detríticos mediante Microscopía Electrónica de Barrido se seleccionó una muestra de playa Chachalacas (CH-14) de la cual se escogieron 17 circones para el presente estudio, que se considera suficiente para representar la variabilidad presente en una muestra (Higgs, 1979). Los cristales de circón fueron separados por el método de decantación del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Utilizando un microscopio estereoscópico, los circones se colocaron en un portamuestras de MEB, que se recubrió con oro para volver conductora a la muestra, la cual se examinó con un microscopio electrónico de barrido marca Jeol modelo JSM- 6360LV en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM.



**Fig. 3. 4 Microscopio electrónico de barrido del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.**

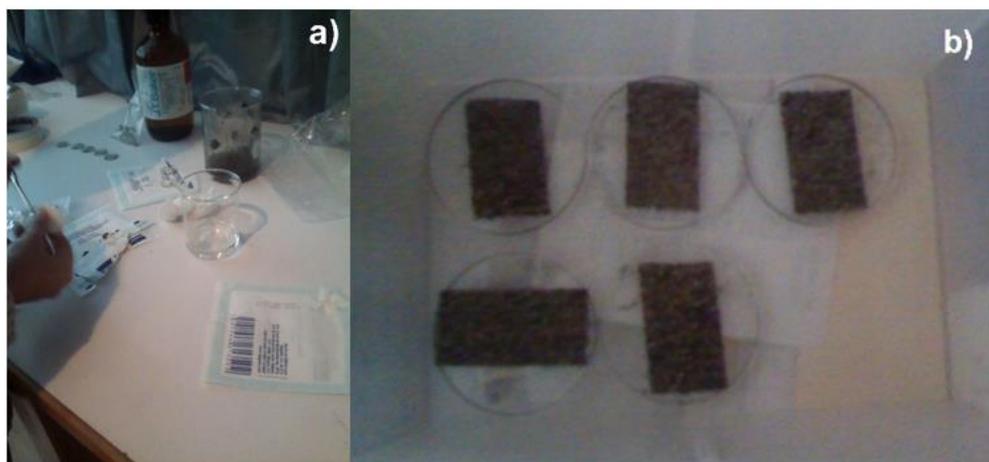
### 3.4 SEM-EDS

Al microscopio electrónico de barrido se puede incorporar un detector de rayos X de energía dispersiva (Energy Dispersive Spectrometer, EDS) que permite identificar las energías de los rayos X que emite la muestra y por lo tanto conocer los elementos químicos que la componen produciendo un espectro representado por una serie de picos que corresponden a las radiaciones características emitidas por cada uno ellos y la altura de cada pico es directamente proporcional a la cantidad en la que se encuentra el elemento. El espectro se genera en pocos segundos y de inmediato identifica el elemento que genera cada uno de los picos, lo que lo convierte en un método muy práctico para realizar análisis cualitativos puntuales (Melgarejo *et al.*, 2010).

Un total de 5 muestras de la playa Chachalacas (CH-2, CH-4, CH-6, CH-10 y CH-14), se analizaron por medio de microscopía electrónica de barrido con espectrometría de energía dispersa (SEM-EDS, por sus siglas en inglés), en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Las observaciones se realizaron por medio de una microsonda electrónica JEOL modelo JXA- 8900R.

Las muestras se montaron en un portamuestras de vidrio de forma circular y se sujetaron por medio de una cinta de doble cara, posteriormente se incorporó una capa de carbono mediante un vaporizador, debido a que una muestra para SEM debe ser conductora.

Una vez montadas las muestras, se colocaron en orden, posteriormente se procedió a generar las imágenes y a obtener los análisis químicos semicuantitativos de los elementos mayores en sus correspondientes óxidos mediante un detector de Espectrometría de Energía Dispersiva (EDS, por sus siglas en inglés) al microscopio electrónico de barrido.



**Fig. 3. 5 a) Montaje de muestras en el Laboratorio Universitario de Petrología. b) Muestras montadas para análisis SEM-EDS.**



**Fig. 3. 6 Equipo de microscopia electrónica de barrido con espectrometría de energía dispersa del Laboratorio Universitario de Petrología.**

### 3.5 Petrografía

La petrografía de sedimentos clásticos consiste en describir y cuantificar los componentes minerales, fragmentos de rocas y materiales biogénicos. Los estudios petrográficos pueden ayudar en gran medida a entender la historia geológica de los sedimentos, contribuir a cuestiones de procedencia, además de ayudar a realizar discriminaciones ambientales (Pettijohn *et al.*, 1972).

Para el análisis petrográfico se prepararon 5 láminas delgadas de las muestras CH-2, CH-4, CH-6, CH-10 y CH-14 en el Instituto de Geología y se analizaron con un microscopio petrográfico marca VELAB modelo VE-148P en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

Se llevó a cabo la descripción general e identificación de minerales y se realizó un análisis modal siguiendo el método de Gazzi-Dickinson (Dickinson, 1970), para el marco de composición principal de cuarzo total ( $Q_t = \text{cuarzo monocristalino } Q_m + \text{cuarzo policristalino } Q_p$ ), feldespato total ( $F_t = \text{Feldespato potásico } F_k + \text{Plagioclasa } P_g$ ), líticos totales (LT) y minerales pesados (HM), se contaron 300 puntos de cada muestra.

### 3.6 Geoquímica y geocronología de U-Pb en circones

Para la datación por el método de U-Pb y el análisis geoquímico de los circones se utilizó la técnica conocida como Ablación Láser por Espectrometría de Masas de Plasma Inductivamente Acoplado (LA-ICP-MS, por sus siglas en inglés) es una técnica microanalítica especialmente adecuada para proporcionar resultados rápidos y precisos de geocronología de U-Pb en granos de circones detríticos, además tiene un enorme potencial para la determinación de elementos trazas en minerales (Solari y Tanner, 2011).

La ventaja de esta técnica es su corto tiempo de análisis, su moderada resolución espacial, bajos límites de detección (nivel ppb) y su relativamente bajo costo comparado con otras técnicas (Chang *et al.*, 2006; Melgarejo *et al.*, 2010)

La técnica consiste en emplear un láser de alta energía para arrancar por ablación el material de una superficie de muestra pulida, con esta técnica se puede realizar un análisis

*in situ* de un área pequeña de un cristal pulido, ya sea por un haz de iones o por una luz láser (Solari *et al.*, 2009), el haz puede ser diafragmado hasta excitar superficies muy pequeñas (~ 10 µm). Las partículas arrancadas son transportadas por una corriente de gas Ar a presión atmosférica y alta temperatura hacia el ICP, donde el plasma obtenido se disocia e ioniza, el transporte de las partículas continúa hasta un espectrómetro de masas (MS) que analiza las diferencias de masas de los iones producidos (Gehrels, 2014; Melgarejo *et al.*, 2010).

La separación de los circones se llevó a cabo en la sección de separación de minerales del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica, UNAM.

Primero se decantó la muestra de arena para obtener los minerales más pesados que se sedimentan al fondo, una vez obtenido el concentrado de estos minerales, se deposita con un poco de agua en una caja de Petri y se lleva a cabo el reconocimiento de circones a través de un microscopio estereográfico Olympus SX11. Los circones identificados se separan con una pipeta y se colocan en otra caja de Petri.<sup>1</sup>

Se separaron y montaron poco más de 100 circones de la muestra CH-14 de la playa Chachalacas.

El montaje se realizó utilizando un vidrio de forma cuadrada con cinta adhesiva doble cara sobre el cual se colocaron manualmente cada uno de los circones en forma ordenada de acuerdo a las características requeridas para su posterior análisis mediante LA-ICP-MS.

Los circones ya montados se cubren con resina epóxica para luego ser pulidos hasta la mitad del cristal con papel lija y posteriormente se pulen con polvo de diamante. Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM, mediante un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) Thermo XSeries-ii acoplado a un sistema de ablación láser Resonetics Resolution M-50 excimer láser.

---

<sup>1</sup> López, M. [Geo General]. "Técnica de concentrado de circones para edades U-Pb" [Online].

Se colectaron señales de distintos isótopos de U-Pb que se utilizan para calcular las edades, y de algunos elementos traza y tierras raras en un total de 89 circones, ya que algunos no cumplían con las características necesarias para su análisis o se perdieron durante la preparación de la muestra.



**Fig. 3. 7** Materiales empleados para la separación manual de circones detríticos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica.

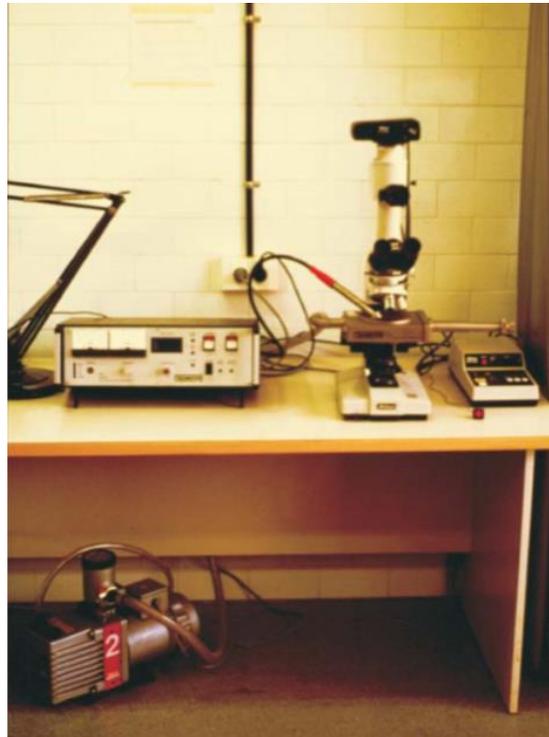


**Fig. 3. 8** Materiales empleados para el montaje de los circones detríticos del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica.

### 3.7 Catodoluminiscencia

Es un caso especial de luminiscencia en el que la fuente de excitación son electrones, se produce cuando la estructura cristalina afectada presenta algún tipo de defecto como: imperfecciones estructurales e impurezas que distorsionen la red cristalina, es común en los cristales naturales presentar este tipo de defectos, los cuales actúan como zonas en las que se absorbe de forma preferente la energía del haz de electrones, de manera que estas zonas de imperfección se convierten en centros de luminiscencia. La intensidad de la catodoluminiscencia está en función de la densidad de corriente sobre la muestra y el voltaje de la corriente de sonda aplicada. El equipo de catodoluminiscencia puede ser montado en un microscopio electrónico o en un microscopio óptico (Melgarejo *et al.*, 2010).

Se obtuvieron imágenes por catodoluminiscencia de los circones fechados por el método U-Pb, para esto se limpió la muestra y se cubrió con grafito. Posteriormente, se colocó en el microscopio electrónico que tiene acoplado el equipo de catodoluminiscencia del laboratorio de Microscopio Electrónico del Centro de Geociencias de la UNAM.



**Fig. 3. 9** Equipo de catodoluminiscencia instalado sobre la platina de un microscopio. Tomado de Melgarejo *et al.* (2010)

## CAPÍTULO 4. GEOLOGÍA

### 4.1 Golfo de México

El Golfo de México es un mar marginal del océano Atlántico, se trata de una cuenca oceánica semicerrada que limita al noreste, norte y noroeste con Estados Unidos, al suroeste y sur con México, y con Cuba al sureste.

En la costa con México cubre desde el estado de Tamaulipas hasta el de Yucatán y en la costa con Estados Unidos cubre desde Texas hasta Florida, está conectado al océano Atlántico por el estrecho de Florida que corre entre la península de Florida y la isla de Cuba, y al Mar Caribe por el canal de Yucatán, el cual se extiende entre la península de Yucatán y Cuba, ambos canales tienen 160 km de ancho aproximadamente (Geyer *et al.*, 2013).

La actual cuenca del Golfo de México es de forma ovalada y posee un diámetro de aproximadamente 1800 km, desde la costa de Veracruz hasta la costa Occidental de la Península de Florida y un diámetro menor de 1,100 km, desde la costa Noroccidental de la Península de Yucatán hasta la de Texas Louisiana; la parte más profunda del Golfo de México es la Zona Sigsbee, cuya profundidad llega a ser de hasta 3750 m bajo el nivel del mar (Aguayo-Camargo, 2005).

#### 4.1.1 Historia Geológica

La actual cuenca del Golfo de México se cree que tuvo su origen durante el rompimiento de la Pangea a partir del Triásico Tardío- Jurásico Temprano (Winker y Buffler, 1998). De acuerdo a los autores el origen de la cuenca es consecuencia del rompimiento que deriva de las masas corticales en forma distensiva, por lo tanto, asociadas éstas a fallamientos transcurrentes regionales; seguido por la expansión y subsidencia del fondo oceánico durante el enfriamiento de sus márgenes pasivos con el consecuente fracturamiento, fallamiento normal y lístrico de los bordes continentales, así se delinearon bloques sintéticos, antitéticos y rotacionales; lo cual se ha documentado por autores como Nunn *et al.* (1984). Los sistemas estructurales descritos son característicos en el subsuelo de la

planicie costera continental del margen de la cuenca del Golfo de México y en el de la plataforma y talud continentales del borde. El origen del Golfo de México ha sido motivo de controversias, ya que los procesos tectónicos distensivos y evolutivos de la cuenca circumatlántica marginal, a partir del Triásico Tardío- Jurásico Temprano, se les han asociado con los movimientos geodinámicos del bloque de Yucatán ocurridos con relación en el cratón de Norteamérica durante el Jurásico Tardío, los modelos propuestos se muestran a continuación: 1) Movimiento del bloque de Yucatán, paralelamente a la dirección de expansión de la placa del Atlántico del Norte; 2) Movimiento del Bloque de Yucatán en forma oblicua a la dirección de expansión de la placa del Atlántico del Norte; 3) Movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán; 4) Movimiento siniextrógiro del bloque de Yucatán; 5) Inmovilidad del bloque de Yucatán (Aguayo-Camargo, 2005).

Desde el Jurásico Tardío, la cuenca ha sido una provincia geológica estable caracterizada por el hundimiento persistente de la parte central, probablemente debido al enfriamiento térmico y luego a la carga de sedimentos (Nipper, 2009). Comenzando en el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío la sedimentación estuvo dominada por carbonatos, cambiando a clásticos a principios del Paleógeno a causa de la Orogenia Laramide. Durante el resto del Paleógeno la sedimentación clástica se fue alojando en grandes depocentros formados en el antepaís de la Sierra Madre Oriental y en las porciones sur y suroccidental del Golfo de México, en donde el Macizo de Chiapas aportó un gran volumen de sedimentos, mientras que sobre el bloque de Yucatán continuaba el depósito de carbonatos de plataforma somera (Padilla, 2007).

Geológicamente Allen y Allen (2005) clasifican al Golfo de México como una cuenca oceánica tectónicamente inactiva, con un basamento compuesto de corteza oceánica sin la presencia de extensión ni subducción que posee una amplia plataforma continental en las penínsulas de Yucatán y Florida, siendo muy angosta en la vertiente occidental frente a las costas de Tamaulipas y Veracruz, estado en que se encuentra el área de estudio. Desde el estado de Tamaulipas hasta el sur de Veracruz el litoral tiene carácter terrígeno gradando a costas de origen biogénico en dirección a la península de Yucatán (Shepard, 1973). Regionalmente Carranza-Edwards *et al.* (1975) delimitan el litoral noreste del Golfo de México (planicie costera noreste, Fig. 4.1) como una unidad que se extiende desde el Río

Bravo, Tamaulipas hasta Punta Delgada, Veracruz, con una longitud de 700 km, limitando al sur con el Cinturón Volcánico Transmexicano. Tectónicamente se puede considerar a esta unidad como una costa de mares marginales (Inman y Nordstrom, 1971) que se caracteriza por ser una costa que bordea mares marginales protegida del océano Atlántico por el Arco del Caribe.

De acuerdo a la clasificación geomorfológica y genética de Shepard (1973), esta unidad presenta dos tipos de principales de costas: Costas primarias, depositación subaérea, depositación por ríos deltaicas, costas secundarias, depositación marina, costas de barrera e islas de barrera.



*Fig. 4. 1 Unidades geomorfológicas costeras del Golfo de México (Carranza-Edwards et al., 1975). Tomado de Tapia-Fernández (2018).*

## 4.2 Estado de Veracruz

El estado de Veracruz se localiza en la parte oriental de la República Mexicana, su longitud máxima es de 745 km, abarcando gran parte de la costa con el Golfo de México y su extensión territorial es de 72410.05 km<sup>2</sup>. Limita al norte con el Estado de Tamaulipas, al este con el Golfo de México, al oeste con los estados de San Luis Potosí, Hidalgo y Puebla, al sur y suroeste con Oaxaca y al sureste con Tabasco y Chiapas.

#### 4.2.1 Evolución tectónica de Veracruz

La historia geológica de las rocas más antiguas que afloran en el estado de Veracruz comenzó en la era Paleozoica producto de un acontecimiento de grandes dimensiones, resultante del choque de las masas continentales que posteriormente formarían el supercontinente llamado Pangea. Esta colisión provocó la construcción de la cordillera Marathon-Ouachita en el límite de los períodos Pérmico-Triásico, la cual se extiende a lo largo de la región oriental de los Estados Unidos hasta el Norte de México (Handschy *et al.*, 1987).

Durante el Triásico comenzó un ambiente de distensión provocado por la apertura del Golfo de México. Esta etapa inició con la formación de un rift continental en la parte sur de la placa norteamericana, que culminó con la separación de las placas africana y sudamericana, dando lugar al nacimiento del océano Atlántico (Rodríguez y Morales, 2010).

Durante el Jurásico Medio comenzó una transgresión proveniente del este, del llamado mar de Tethys. Las depresiones que se formaron durante la apertura del Golfo de México permitieron la incursión marina con el sucesivo depósito de potentes secuencias evaporíticas en los bordes, para esto el ambiente continental comenzó a ser un ambiente marino. A medida que avanzó la transgresión, las aguas oceánicas inundaron las islas remanentes, conformando zonas de profundidades someras, lo que facilitó el desarrollo de plataformas marinas que en la actualidad son los grandes volúmenes de rocas almacenadoras de hidrocarburos, estas estructuras se conocen como las plataformas de Tuxpan, Córdoba, Tampico-Misantla y San Luis-Valles (Ortuño-Arzate *et al.*, 2003). A medida que el nivel del mar seguía en ascenso, las aguas someras se volvieron profundas, el avance terminó en el Cretácico Superior.

En el límite de los periodos Cretácico Superior y Cenozoico, el choque entre las placas de Farallón y Norteamérica originó la orogenia Laramide, lo que provocó que en la parte occidental del país se emplazara un arco volcánico que formó las grandes provincias ignimbríticas de la Sierra Madre Occidental. Mientras que, en la zona oriental, los efectos de esta orogenia deformaron los sedimentos marinos y provocaron su levantamiento,

formando la Sierra Madre Oriental. La consecuencia de este evento fue el cambio de un ambiente marino a continental (Rodríguez y Morales, 2010).

En el Paleoceno, la región continental estuvo sometida a esfuerzos corticales y a una intensa erosión de la Sierra Madre Oriental, que provocó que los sedimentos originados se distribuyeran en forma de abanicos submarinos que rellenaron las cuencas terciarias, formando la planicie costera del Golfo de México, la cual fue cubierta por la última transgresión marina (Rodríguez y Morales, 2010).

A partir del Mioceno Medio empieza una época de vulcanismo originado por la subducción de la placa del Pacífico por debajo de la placa Norteamericana, lo que originó el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM).

#### **4.2.2 Estratigrafía**

##### **Paleozoico**

Las rocas más antiguas que afloran en el estado de Veracruz, se encuentran al norte del poblado de Huayacocotla, al noroeste del estado. Esta región está conformada por una secuencia sedimentaria de tipo flysch correspondiente a la Formación Guacamaya (Pérmico) (Fig. 4.2), definida con ese nombre por Carrillo Bravo (1965). Ochoa-Camarillo en 1996 la denominó como Formación Tuzancoa (Martínez-Sánchez, 2016). Otros afloramientos de rocas del Paleozoico Superior se encuentran en los alrededores de Altotonga, en la región central, los cuales consisten en una secuencia de filitas y esquistos de biotita. Al sur del estado, en los límites con Oaxaca y Chiapas, afloran rocas intrusivas de composición granítica que pertenecen al Complejo Batolítico de Chiapas, de edad paleozoica correspondiente al Pérmico Tardío (Fig. 4.2) (Rodríguez y Morales, 2010). Pequeños plutones graníticos del Carbonífero identificados como Granito Maxala afloran en los límites de Hidalgo y Veracruz, este plutón se encuentra en contacto tectónico con la formación Huizachal (Martínez-Sánchez, 2016).

Las rocas paleozoicas conforman el basamento de las unidades mesozoicas conformadas por sedimentos clásticos del Triásico Superior y rocas sedimentarias marinas Jurásicas y Cretácicas, que afloran en los límites con los estados de Tamaulipas, Hidalgo, Puebla, Oaxaca y Chiapas.

## Mesozoico

Las rocas Mesozoicas sobreyacen discordantemente a las rocas del Paleozoico, las más antiguas son del Triásico y están conformadas por una secuencia formada por areniscas, limolitas, conglomerados cuarcíticos de color gris, lutitas y lodolitas de colores rojo y café, conocida como los lechos rojos de la Formación Huizachal (Imlay *et al.*, 1948, citado por Rodríguez y Morales, 2010) (Fig. 4.2). Martínez-Sánchez (2016) realizó el análisis geocronológico de U-Pb en circones detríticos de la Formación Huizachal en el que observó que la edad máxima de depósito corresponde al Triásico, también registró abundantes circones del Pérmico y del Carbonífero.

Durante el Jurásico tuvo lugar la sedimentación de una secuencia arcillo-arenosa conocida como Formación Huayacocotla (Carrillo-Bravo, 1965), la cual está constituida por una alternancia de lutitas negras y limolitas con intercalaciones de arenisca y conglomerado, con abundantes fósiles de plantas y amonitas. En el Jurásico Medio se depositaron gruesas capas de areniscas y conglomerados con fragmentos de rocas ígneas conocida como la Formación Cahuasas, definida por Carrillo-Bravo (1965). El Jurásico Superior está representado por las Formaciones Tamán y Pimienta que representan el evento transgresivo de este periodo (Rodríguez y Morales, 2010) (Fig. 4.2).

Las rocas del Triásico y Jurásico, afloran en las regiones de Huayacocotla, Tlapacoyan, Altotonga y Misantla, en una estructura geológica conocida como Anticlinorio de Huayacocotla (Carrillo-Bravo, 1965). Mientras que, al sur del estado, en los límites con Oaxaca, el Jurásico Superior está representado por la Formación Todos Santos, constituida por sedimentos terrígenos de conglomerado, arenisca y limolita (Rodríguez y Morales, 2010) (Fig. 4.2).

El Cretácico Inferior está representado por calizas masivas con microfósiles y nódulos de pedernal, las Formaciones que agrupan a esta secuencia son la Tamaulipas Superior e Inferior y la Chinameca. El Cretácico Medio está representado por las Formaciones El Abra, Orizaba, Cuesta del Cura y Capolucan que constan de estratos de caliza de color blanco a gris claro de ambientes de plataforma y arrecifal. El Cretácico Superior incluye las Formaciones Méndez, San Felipe, Agua Nueva, Maltrata y Guzmantla, que constan de

calizas arcillosas con intercalaciones de lutitas y capas de bentonitas, así como de calizas arrecifales (Fig. 4.2). Las rocas del Cretácico cubren áreas en las regiones de Córdoba, Orizaba, Zongolica y algunas sierras en los alrededores de Xalapa (Rodríguez y Morales, 2010).

### **Cenozoico**

El Cenozoico se encuentra aflorando en gran parte del estado, y está representado por sedimentos derivados de la erosión de rocas carbonatadas del Mesozoico, con un predominio de areniscas de grano fino a medio con intercalaciones de lutitas y estratos carbonatados representados por las Formaciones Velasco, Chicontepec, Guayabal, Horcones, Chapopote, Tantoyuca, La Laja, Concepción y Paraje Solo. Los sedimentos terrígenos de estas unidades cubren una franja de norte a sur y forman lo que se conoce como la Planicie Costera del Golfo. El Cenozoico también está representado por rocas volcánicas, del Neógeno y Cuaternario constituidas por derrames de basaltos, andesitas y tobas riolíticas del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) (Cárdenas et al., 1994; Rodríguez y Morales, 2010).

## ESTADO DE VERACRUZ

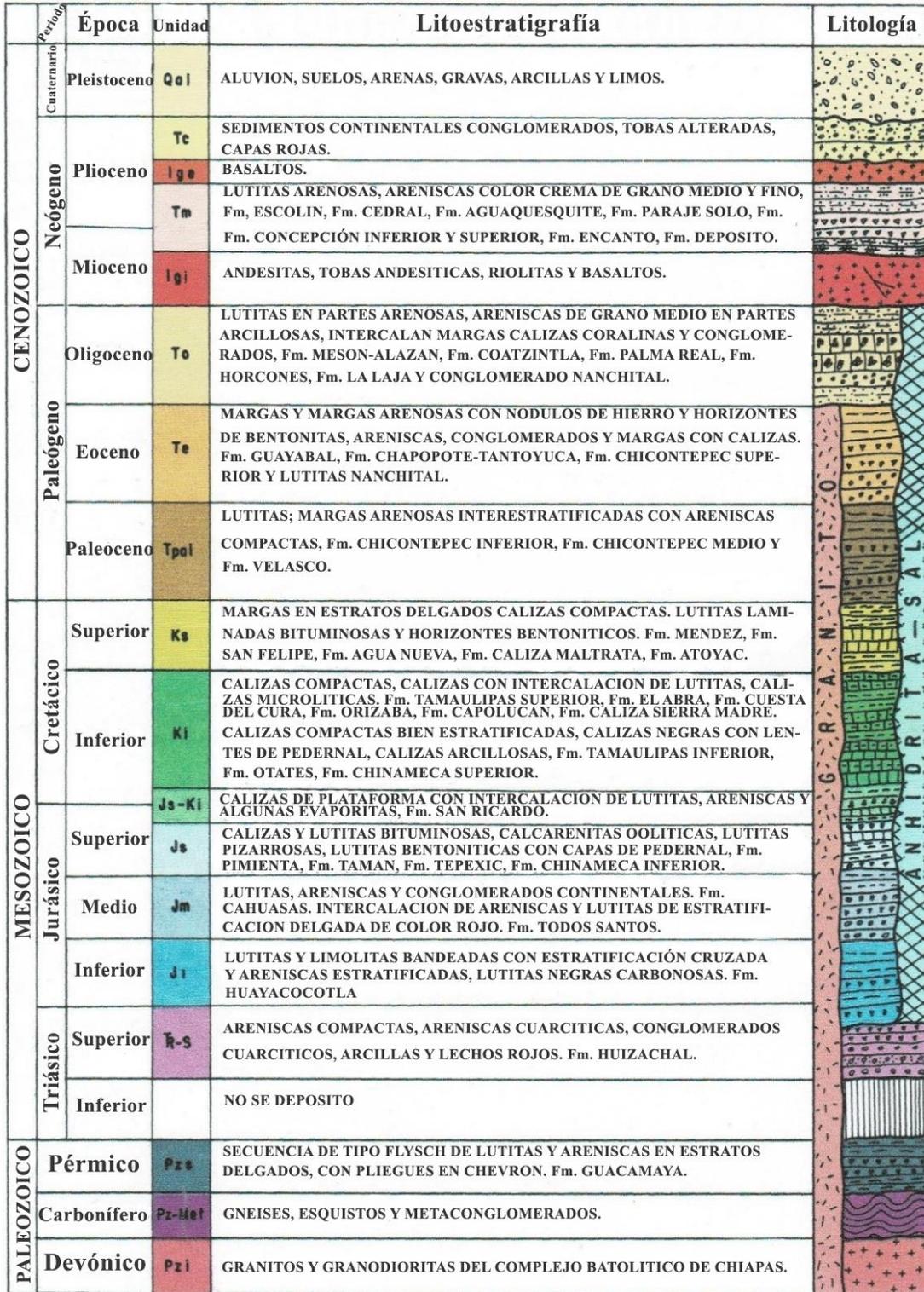


Fig. 4. 2 Columna estratigráfica del estado de Veracruz. Tomada y modificada de Cárdenas et al. (1994).

### 4.3 Condiciones oceanográficas e hidrometeorológicas en el Golfo de México.

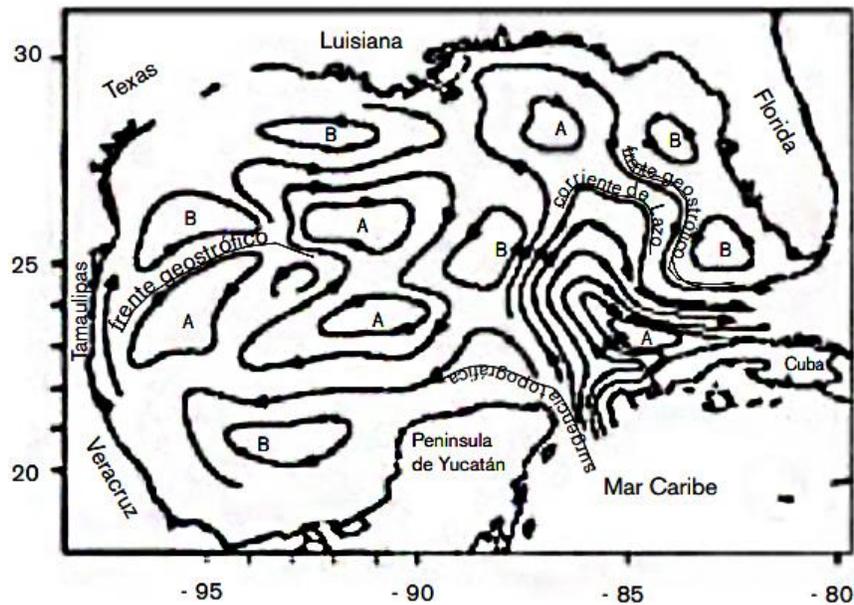
En el Golfo de México la circulación es generada por la energía mecánica resultante de la acción de los vientos, el flujo de agua a través del Canal de Yucatán, la descarga de agua que proviene de los ríos y el intercambio de calor océano-atmósfera. Entre sus principales rasgos destacan la surgencia topográfica de Yucatán, la corriente de Lazo, los giros ciclónicos y anticiclónicos, y los frentes que se producen con el encuentro de aguas de diferentes características (Monreal *et al.*, 2004) (Fig. 4.3).

Durante la primavera y verano, en la costa oriental de la península de Yucatán la corriente se intensifica y la fricción con el talud continental produce una surgencia topográfica, ésta genera un ascenso de agua desde las capas subsuperficiales hacia la capa eufótica, llevando consigo partículas suspendidas o nutrientes que incrementan la productividad biológica en dicha zona. En esta región, existe una relación directa entre la intensidad de la surgencia y el estrangulamiento de la corriente. Una vez que la corriente de Yucatán entra al golfo se produce una circulación en forma de Lazo que la une a la corriente de Florida. La corriente de Lazo engloba agua cálida y de alta salinidad, en su periferia se forman núcleos de agua fría que generan fuertes cambios en la temperatura superficial y frentes térmicos.

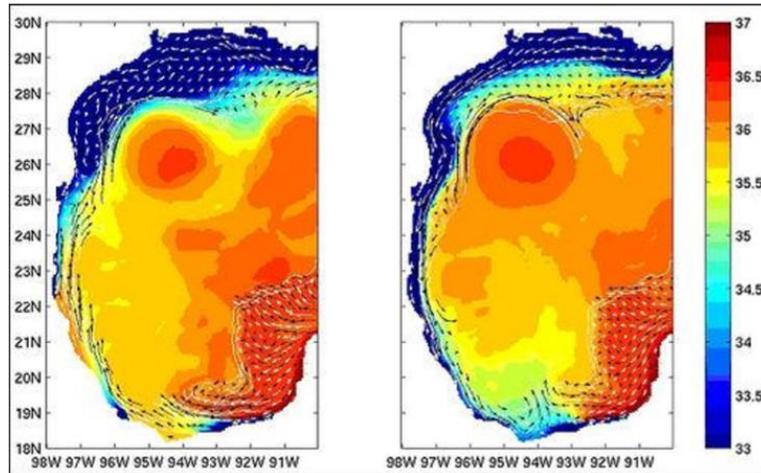
En el Golfo de México se presentan giros de diferentes escalas, ciclónicos y anticiclónicos dependiendo de la dirección de rotación y si tienen núcleos de baja o alta presión, sobre la plataforma continental de Florida, de Texas-Louisiana y en la Bahía de Campeche se presentan giros ciclónicos de un diámetro aproximadamente de 150 kilómetros, que producen un ascenso de agua, contrariamente a los giros ciclónicos, los anticiclónicos presentan un hundimiento de agua de alta temperatura (Monreal *et al.*, 2004).

En el Golfo la marea generalmente es débil, su rango de mareas es pequeño, con un promedio de menos de 0.60 m en la mayoría de los lugares (Geyer *et al.*, 2013). Durante la luna nueva y llena, ocurren las mareas vivas, mientras que en cuarto menguante y creciente, la marea es muerta, cuando ésta alcanza un mínimo rango (Monreal *et al.*, 2004).

En el Golfo de México son de gran importancia los vientos sobre la plataforma continental; la dirección de los vientos y la forma cóncava del Golfo de México provocan que existan regiones en donde las corrientes estacionales van en el sentido de las manecillas del reloj, mientras que en otras van en la dirección contraria (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003) (Fig. 4.5). Esto hace que durante el otoño e invierno (octubre -marzo) las corrientes a lo largo de las costas de Tamaulipas y Veracruz sean, en promedio, hacia el sur, yendo en sentido contrario a las agujas del reloj, mientras que, en los estados de Tabasco, Campeche y Yucatán, van predominantemente en el sentido de las agujas del reloj, lo que provoca que las corrientes confluyan en el extremo sur del Golfo de México produciendo flujos perpendiculares a la costa de la zona de plataforma al interior del Golfo, que son importantes porque van acompañados de altos contenidos de materia orgánica y aguas de baja salinidad (Fig. 4.4).

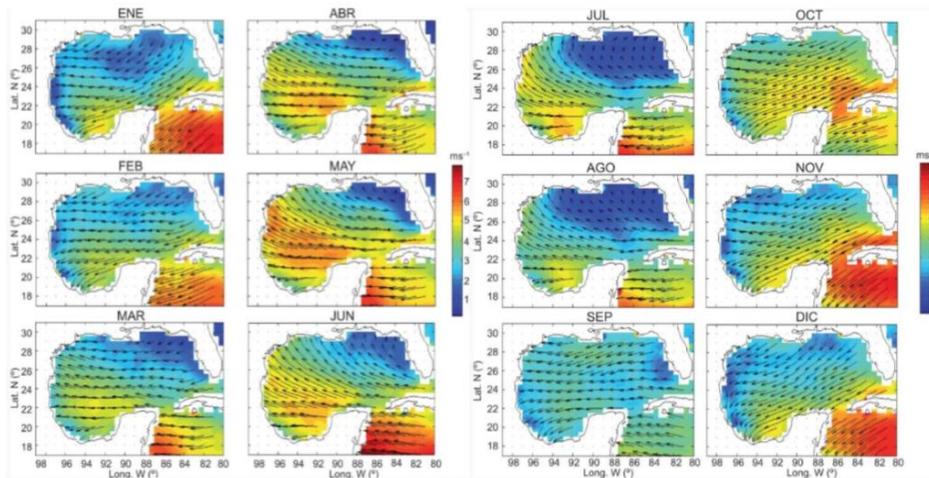


**Fig. 4. 3** Circulación en el Golfo de México. Tomado y modificado de Monreal *et al.* (2004).



**Fig. 4. 4 Promedio de la circulación y salinidad superficial en el Golfo de México, primavera-verano (Izquierda), otoño-invierno (derecha) (Zavala-Hidalgo et al., 2003). Modificada de Tapia-Fernández (2018).**

En la parte central del estado de Veracruz (Laguna Verde) se encuentra la confluencia de la Sierra Madre Oriental y la Faja volcánica Transmexicana, que tiene una forma de gancho (orientada de noroeste a sureste) ocasionando que el viento se curve del norte al noroeste, combinándose con el viento propio de la alta presión sobre el mar, lo que se conoce como “represamiento del flujo” ya que se acumula en dicha zona. Se suma la intensidad del viento que viene de tierra con la del litoral intensificando el viento que en ocasiones oscila entre los 100 o 120 km/h (Zavala-Hidalgo y Fernández Eguiarte, 2004 citado por Tapia-Fernández, 2018).



**Fig. 4. 5 Vientos promedio mensuales a largo plazo en el Golfo de México y Mar caribe Noroccidental. Los contornos indican la velocidad media del viento escalar (ms-1) de acuerdo con la barra de color y las flechas indican la dirección del viento (Zavala-Hidalgo et al., 2003). Modificada de Marca-Castillo (2018).**

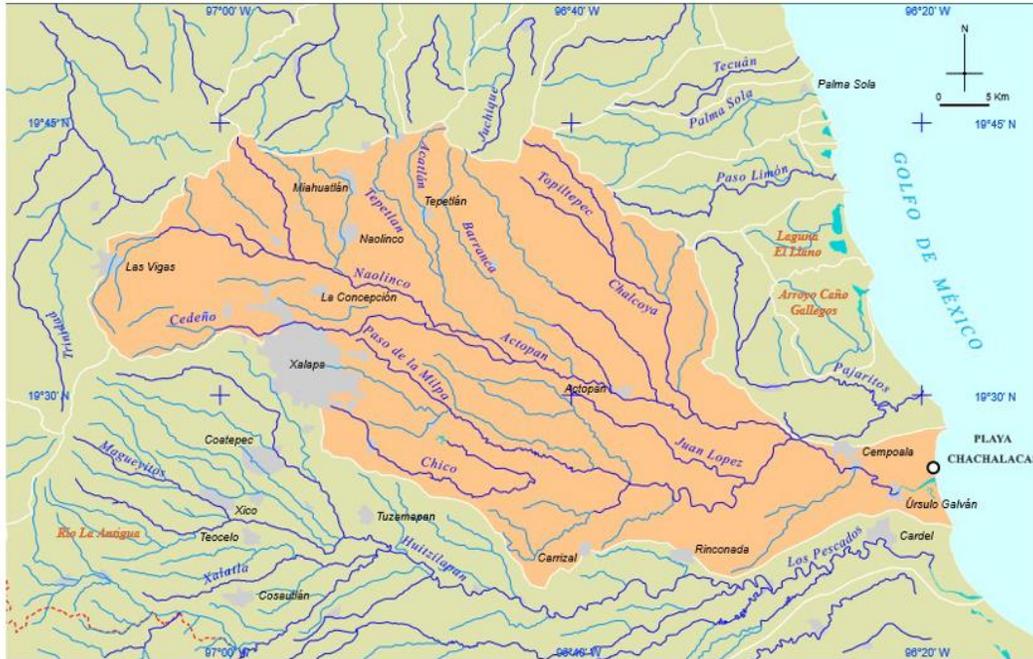
#### 4.4 Área de estudio, playa Chachalacas

La playa Chachalacas se encuentra en la parte occidental de Golfo de México, en las coordenadas 19°23'53.54" N y 96°19'2.89" O, situada en el municipio de Úrsulo Galván en el estado de Veracruz de Ignacio de la Llave, a 50 km al norte del puerto de Veracruz, siguiendo la carretera número 108. Según la clasificación geomorfológica de las costas mexicanas propuesta por Carranza-Edwards et al. (1975) playa Chachalacas se encuentra dentro de la provincia geomorfológica denominada planicie costera noreste (Fig. 4.1) y es parte de una región fisiográfica descrita como llanura costera del Golfo de México (Tamayo, 2013).

Ortiz y de la Lanza (2006) propusieron una zonación costera del Golfo de México en la que definen cinco regiones con características distintivas dadas por la geomorfología, el clima y la oceanografía. La zona de estudio se encuentra en la región de la Costa Centro Oriental (Veracruz) en donde el clima que predomina es cálido-húmedo; con temperatura media anual entre los 22 y los 26 °C; especialmente subhúmedos en la porción norte y central, que es donde se encuentra la playa Chachalacas, con precipitaciones que se distribuyen entre los 1000 y 1500 mm, respectivamente.

En esta playa desemboca el río Actopan hacia el Golfo de México, formando la barra de Chachalacas, además también se localiza una amplia extensión de dunas costeras de tipo parabólicas y barjanoides, al norte (Mendieta- Lora *et al.*, 2018).

La cuenca del río Actopan se encuentra situada geográficamente entre los 19°20' - 19°46' N, y entre 96°20' y 97°08' longitud oeste (Fig. 4.6). Tiene un área aproximada de 2,000 km<sup>2</sup>, distribuida toda dentro del estado de Veracruz. El río Actopan nace en las faldas del Cofre de Perote a 3000 m de altitud, su curso sigue en dirección noreste a través de 21 km de terreno montañoso, luego cambia su curso hacia el sureste a la altura del poblado de Tlacolulan, dirección que conserva hasta su desembocadura en el Golfo de México (Pereyra-Díaz et al., 2010). El área que drena el río consiste principalmente de rocas volcánicas y sedimentarias (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995) (Fig. 4.7).



**Fig. 4. 6 Cuenca del río Actopan. Tomada y modificada de Pereyra-Díaz et al. (2010).**

En el área de estudio se encuentran unidades volcánicas que son extensión de la Faja Volcánica Transmexicana (FTVM). Estas rocas volcánicas corresponden con: 1) Andesitas del Mioceno-Plioceno de composición calcoalcalina (Cantagrel y Robin, 1979) que se extienden del área central hasta la costa, 2) Basaltos del Plioceno de composición alcalina, distribuida en el área central de la costa.

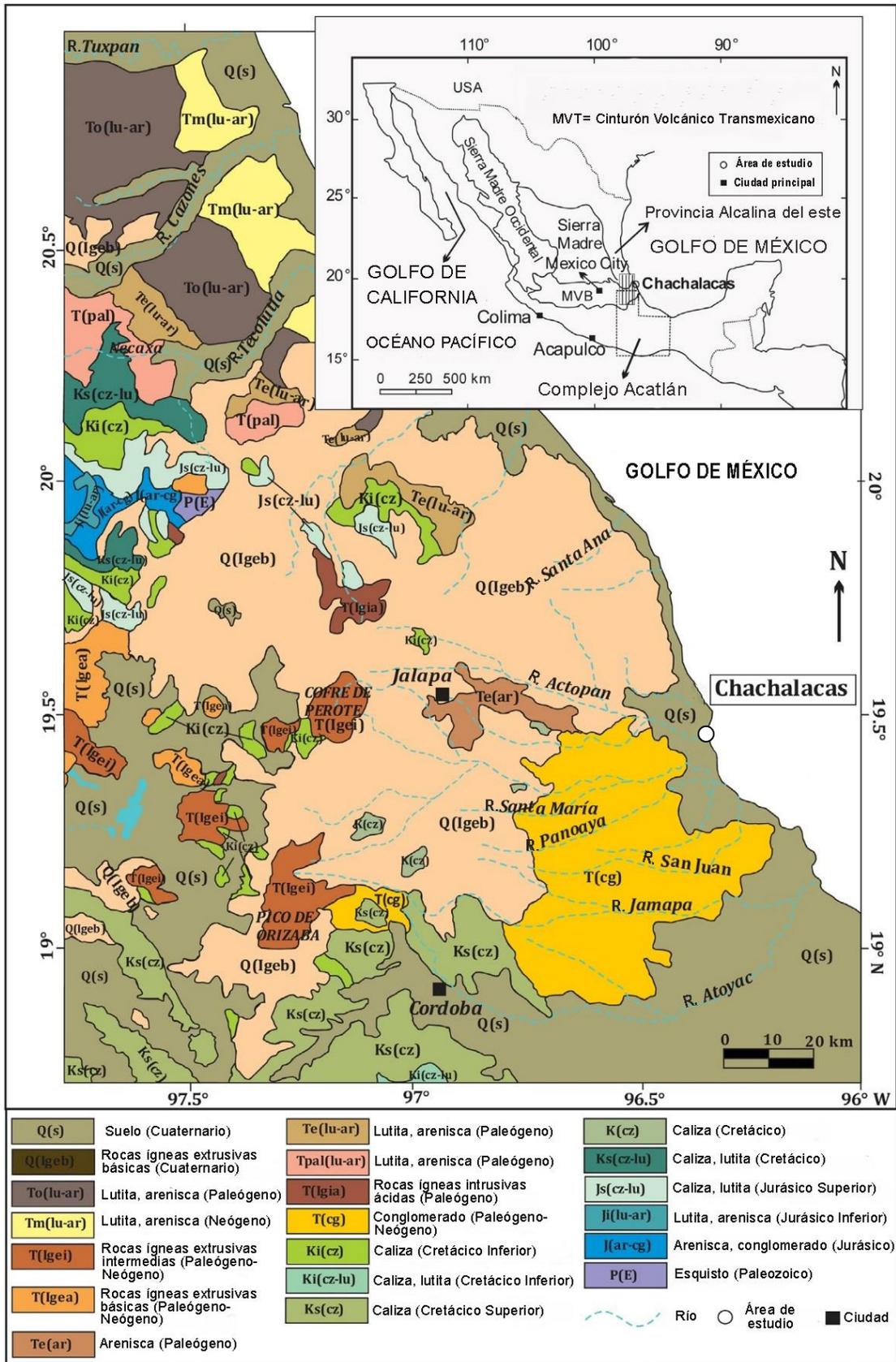
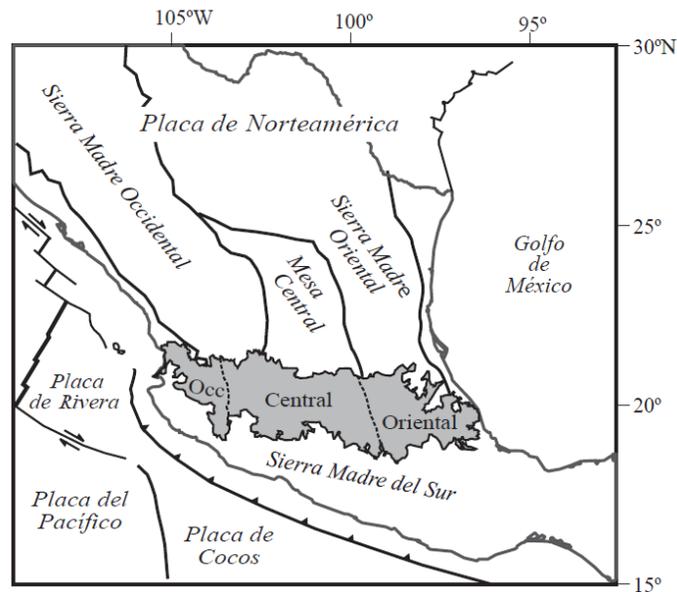


Fig. 4. 7 Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Armstrong-Altrin et al. (2015)

## 4.5 Cinturón Volcánico Transmexicano

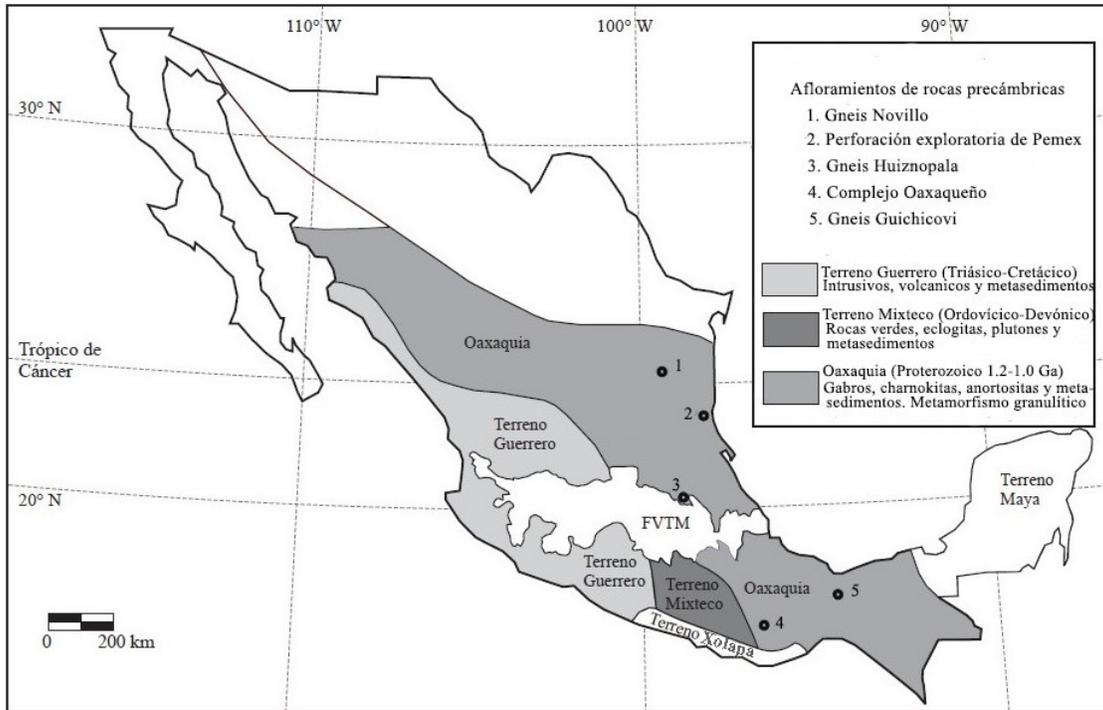
El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es el arco volcánico que se desarrolla sobre la margen suroccidental de la placa Norteamericana como resultado de la subducción de las placas Rivera y Cocos a lo largo de la Trinchera de Acapulco (Ferrari, 2000). El CVTM está constituido por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, que se extienden desde las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit y Bahía Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978). Se suele dividir en tres sectores, con base en su geología y tectónica (Demant, 1978): 1) Occidental; 2) Central y 3) Oriental que presentan diferencias significativas en cuanto al tipo de vulcanismo y su composición química (Fig. 4.8).



**Fig. 4. 8 Ubicación del Cinturón Volcánico Transmexicano mostrando la ubicación de los tres sectores en los que suele dividirse. Tomado de Gómez-Tuena et al. (2005).**

El CVTM es una entidad geológica distintiva que ocurrió durante el Mioceno Medio y Tardío, como resultado de una rotación antihoraria del arco que formó la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2000).

El CVTM podría estar emplazado sobre al menos tres terrenos tectonoestratigráficos distintos: Terreno Guerrero, Terreno Mixteco y Oaxaquia (Fig. 4.9).



**Fig. 4. 9** Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos que pueden formar el basamento del CVMT (Campa y Coney, 1983; Ruiz et al. 1988; Sedlock et al., 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1994; Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Modificado de Gómez-Tuena et al. (2005).

#### 4.5.1 Terrenos tectonoestratigráficos del basamento del CVTM.

- Terreno Guerrero

De manera general, el Terreno Guerrero está compuesto por rocas volcánicas y volcanoclasticas de afinidad oceánica a continental con un importante componente de rocas sedimentarias marinas. Utilizando información principalmente geoquímica, Centeno-García *et al.* (1993) sugieren que la base estructural del Terreno Guerrero refleja un ambiente marino profundo, relativamente cercano al continente, sobre el cual se emplazó un arco de islas intraoceánico que fue acrecionado a la placa de Norteamérica durante el Cretácico Superior, otros estudios estratigráficos, geocronológicos y estructurales lo consideran como un conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias depositadas sobre la corteza atenuada de la placa Norteamericana, que fue posteriormente deformada por la orogenia Larámide. Algunos datos geoquímicos recientes, obtenidos en xenolitos incorporados en rocas volcánicas del Oligoceno, han sugerido la existencia de rocas continentales silíceas debajo del Terreno Guerrero (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998). Las edades modelo de Nd

encontradas en las rocas intrusivas de la margen pacífica mexicana, así como la de un xenolito granulítico encontrado en los depósitos piroclásticos de la caldera de Amealco, Querétaro, sugieren la presencia de un basamento más antiguo. Estas evidencias indican que el Terreno Guerrero se encuentra probablemente emplazado sobre rocas cristalinas de afinidad continental de edad precámbrica (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

- Oaxaquia

El microcontinente estaría conformado por los terrenos Oaxaca, Juárez, Sierra Madre, Maya y partes del Terreno Coahuila de Campa y Coney (1983); o por sus equivalentes de Sedlock *et al.* (1993): Zapoteco, Guachichil, Tepehuano, Maya y partes del Terreno Coahuiltecano. No obstante, la unificación de estos Terrenos en el microcontinente Oaxaquia atiende únicamente a la similitud de las rocas que conforman el basamento del Proterozoico Medio (Grenvillianas) y no necesariamente a las rocas de cobertura (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

El microcontinente Oaxaquia está definido por distintos afloramientos localizados hacia la porción oriental de México: Gneis Novillo (Ciudad Victoria, Tamaulipas) (Ortega-Gutiérrez, 1978), Gneis Huiznopala (Molango, Hidalgo) (Lawlor *et al.*, 1999), Complejo Oaxaqueño (Oaxaca) (Ortega-Gutiérrez, 1984), Complejo Guichicovi (La Mixtequita, Oaxaca) (Weber y Köhler, 1999). Los afloramientos del Complejo Oaxaqueño están conformados principalmente por metapelitas, gneises cuarzo feldespáticos, calcisilicatos, anfibolitas y mármoles, comúnmente intrusionados por anortositas, charnokitas y gneises máficos granatíferos. Toda la secuencia se encuentra metamorfozada en facies de granulita. Las rocas descritas en los afloramientos de los Gneises Novillo, Huiznopala y Guichicovi presentan de manera general las mismas características litológicas, condiciones metamórficas y estructurales que las descritas en el Complejo Oaxaqueño. Por su parte, los xenolitos colectados en las secuencias volcánicas tienen predominantemente un carácter máfico a intermedio, y están constituidos por gabros y tonalitas metamorfozados en facies de granulita (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

- Terreno Mixteco

El basamento del terreno Mixteco está conformado por el denominado Complejo Acatlán (Sedlock *et al.*, 1993). Las rocas que lo conforman son principalmente metasedimentos y

metabasitas de afinidad oceánica a continental metamorizadas en facies de anfibolita, eclogita y esquisto verde, que son intrusionados por granitos e influenciados por periodos de migmatización.

La estratigrafía del complejo Acatlán comprende los subgrupos Acateco, Petlalcingo, la Formación Tecomate, los troncos Totoltepec y el intrusivo San Miguel. La división de estas unidades está basada en los diferentes estilos de deformación y metamorfismo que las afectan.

El Complejo Acatlán fue afectado por un evento intrusivo del Pensilvánico tardío ( $287 \pm 2$  Ma) denominado tronco de Totoltepec, y por un evento tectonotérmico del Jurásico Inferior al Medio (205-170 Ma) en donde se emplazaron los intrusivos San Miguel y la Migmatita Magdalena. La cobertura de las secuencias paleozoicas incluyen: (1) rocas volcánicas e intrusivas del Triásico al Jurásico Medio (Formación Rosario e Intrusivos San Miguel), (2) rocas sedimentarias marinas (conglomerados, calizas, lutitas y areniscas) del Jurásico al Cretácico Superior, (3) conglomerados, areniscas, lutitas y rocas volcánicas del Paleógeno, (4) ignimbritas riolíticas, secuencias volcanoclásticas, lavas andesíticas, cuerpos hipabisales andesíticos y secuencias sedimentarias lacustres del Oligoceno al Plioceno (Morán-Zenteno *et al.*, 1999). El Terreno Mixteco limita al oriente con Oaxaquia, al sur con el Terreno Xolapa, y al occidente con el Terreno Guerrero. La frontera norte del Terreno Mixteco se encuentra cubierta por el CVTM (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

#### **4.5.2 Estructuras tectónicas de la porción oriental de Cinturón Volcánico Transmexicano.**

En la porción oriental del CVTM se distingue como estructura tectónica la cuenca de la Ciudad de México que es una depresión tectónica con más de dos kilómetros de profundidad cuya formación se remonta al Oligoceno o hasta el Eoceno (Alaniz-Álvarez y Nieto Samaniego, 2005). La depresión está limitada al oeste por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (TSMA) y al sur por el sistema de fallas de La Pera-Tenango con orientación E-W, que también parece controlar el vulcanismo monogenético de la Sierra Chichinautzin (Márquez *et al.*, 1999). En el resto del CVTM oriental, las únicas estructuras tectónicas evidentes son el semigraben de Aljibes, el graben Mezquital y las fallas normales del campo volcánico de Apan. El semigraben de Aljibes está conformado por cuatro fallas

normales de dirección E-W ubicadas en el límite norte del CVTM, a ~140 km al NNW de la Ciudad de México, las fallas basculan al sur y se consideran potencialmente activas (Suter *et al.*, 1995). El graben del Mezquital es una estructura de dirección E-W ubicada ~40 km al este de Aljibes. Algunos estudios gravimétricos sugieren que ambas estructuras son parte de una sola depresión tectónica. El graben está limitado al norte por la falla Cardonal que llega a afectar a rocas con edades mayores a los 4.6 Ma. Por su parte, García-Palomo *et al.* (2002) describen varias fallas normales de dirección NE en el campo volcánico de Apan. Aparentemente estas fallas afectan únicamente a rocas del Mioceno Medio y no parecen ser activas.

La topografía a lo largo del arco magmático muestra elevaciones promedio de 2 200 msnm y concentra los picos de mayor elevación del país. Las mayores elevaciones (>3500 msnm) se localizan hacia la porción oriental del arco magmático, destacando la presencia de grandes estratovolcanes alineados a lo largo del paralelo 19° N. A todo lo largo del CVTM, la elevación disminuye de manera gradual hacia el norte del frente volcánico (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

## CAPÍTULO 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 5.1 Análisis granulométrico

De acuerdo a los resultados del análisis granulométrico, de las 11 muestras analizadas (Tabla 5.1) todas corresponden a arenas finas, ya que el tamaño medio ( $M_z$ ) obtenido en cada una de ellas, oscila entre 2.137 y 2.565 lo que corresponde a la clasificación de arenas finas conforme a los límites establecidos por Folk y Ward (1957).

De las 11 muestras, 9 de ellas son moderadamente bien clasificadas con valores de desviación estándar ( $\sigma\phi$ ) que van de 0.506 a 0.613, mientras que 2 de ellas son bien clasificadas con un valor de desviación estándar de 0.443 y 0.355. En general, las arenas de playa suelen estar bien clasificadas, Friedman (1967) menciona que en una zona de playa las partículas de grano fino tienden a ser separadas de las partículas de grano más grueso transportadas por saltación, esto ocurre por el movimiento del oleaje, en el que las partículas más finas son arrastradas mar adentro, mientras que las partículas gruesas permanecen rezagadas como depósito, lo que hace que estén mejor clasificadas y que tiendan a carecer de fracciones de cola gruesas y de granos finos presentes en arenas de los ríos, aunque en algunas playas también puede haber fracciones de grano grueso. Suganraj *et al.* (2013) menciona que la naturaleza moderadamente bien clasificada de los sedimentos también está relacionada con el efecto de oleaje, por el ascenso y descenso de flujos de agua, lo que explica el hecho de que no todas lleguen a estar bien clasificadas.

Todas las muestras tienen un valor de asimetría negativo, 10 de ellas tienen un valor de asimetría de -0.158 a -0.285, por lo que se clasifican con una distribución asimétrica hacia las partículas gruesas, mientras que una muestra posee un valor de asimetría de -0.357 que se clasifica como muy asimétrica hacia las partículas gruesas, de acuerdo con Friedman (1961) el sesgo negativo es común en arenas de playa, las cuales tienden a ser sesgadas negativamente debido a la adición de una “cola” diminuta de granos gruesos.

Los valores de curtosis de 5 muestras (CH-1, CH-2, CH-4, CH-6 y CH-9) se encuentran entre 1.134 y 1.167 que de acuerdo a los límites de Folk y Ward (1957) se clasifican como

leptocúrticas, 3 muestras (CH-3, CH-7 Y CH-11) se clasifican como platicúrticas con valores que van 0.872 a 0.899, las 3 muestras restantes (CH-5 CH-8 Y CH-10) tienen valores de curtosis de 0.917 a 1.100 y se clasifican como mesocúrticas.

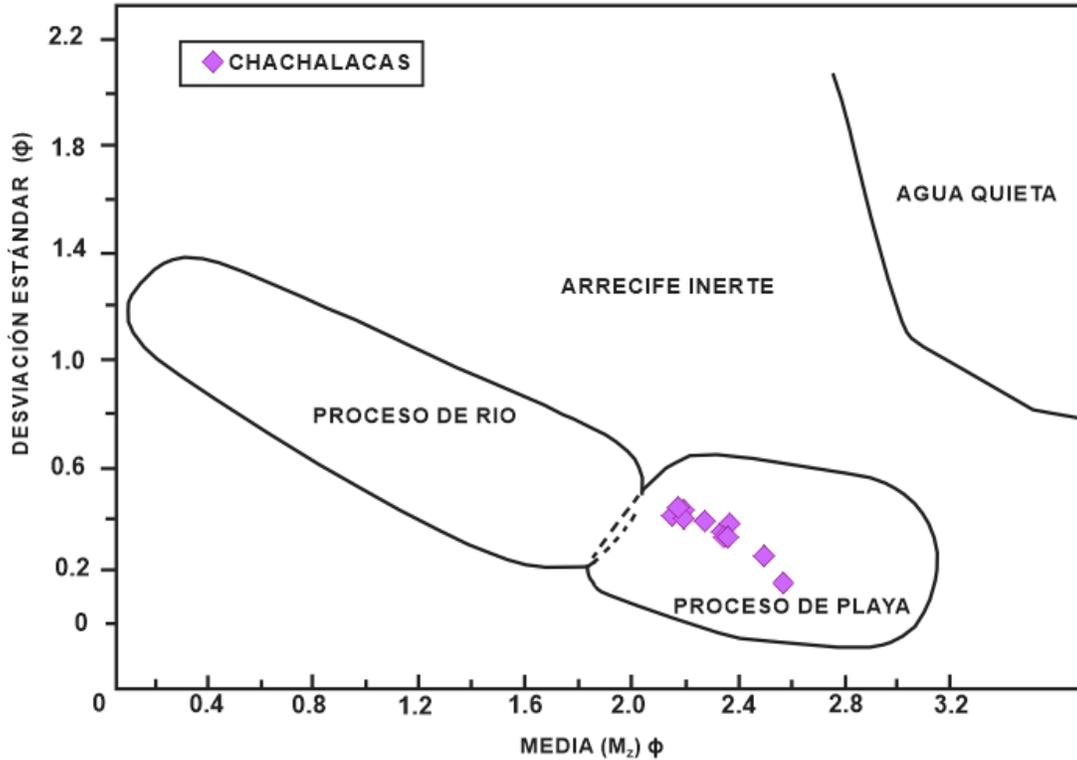
La mayoría de las muestras analizadas se clasifican con una distribución leptocúrtica, es decir valores altos de curtosis y tres de ellas tuvieron valores bajos, estos valores muy altos o muy bajos implican que parte de los sedimentos se clasificaron en un ambiente de alta energía (Friedman, 1962); por otro lado, Folk y Ward (1957) explicaron que esto se relaciona a la adición de sedimentos a una de las colas, lo que coincide con los valores negativos de asimetría; por otro lado Friedman (1967) menciona que a lo largo de las playas cercanas a las desembocaduras de los ríos donde el suministro de finos excede la energía para dispersarlos, entonces las arenas de las playas pueden tener colas de granos finos. Las distribuciones mesocúrticas se relacionan con sedimentos unimodales como en este caso que solamente se tienen muestras de arenas (Folk y Ward, 1957).

**Tabla 5. 1 Parámetros estadísticos de tamaño de grano para las muestras de Playa Chachalacas, Veracruz.**

Muestra	Media (M <sub>z</sub> )	Desviación Estándar (σφ)	Sesgo o Asimetría (Sk <sub>1</sub> )	Curtosis (K <sub>G</sub> )	Clase de M <sub>z</sub>	Clase de σφ	Clase de Sk <sub>1</sub>	Clase de K <sub>G</sub>
CH-1	2.331	0.513	-0.277	1.167	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
CH-2	2.490	0.443	-0.280	1.134	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
CH-3	2.160	0.613	-0.258	0.872	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Platicúrtica
CH-4	2.350	0.506	-0.272	1.147	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
CH-5	2.137	0.583	-0.242	0.917	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica
CH-6	2.355	0.557	-0.357	1.147	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Muy asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
CH-7	2.178	0.603	-0.253	0.899	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Platicúrtica
CH-8	2.262	0.565	-0.285	1.100	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica
CH-9	2.328	0.531	-0.279	1.141	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
CH-10	2.178	0.570	-0.246	0.984	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica
CH-11	2.565	0.355	-0.158	0.898	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Platicúrtica

### 5.1.1 Diagramas Bivariantes

Los diagramas Bivariantes se utilizan para determinar la relación que existe entre parámetros basados en la distribución de tamaños de arenas con el ambiente de deposición, estos parámetros de distribución de tamaños son sensibles a los ambientes porque reflejan las diferencias en el transporte y modelo de depositación de arenas (Friedman, 1967).



*Fig. 5. 1 Diagrama de procesos de energía (Stewart, 1958).*

El diagrama propuesto por Stewart (1958) (Fig. 5.1) se utiliza para determinar los procesos de energía que han estado actuando en el depósito de los sedimentos, en este diagrama se distinguen 3 diferentes tipos de procesos de transporte y depositación: Procesos de río, procesos de playa y lenta depositación en agua quieta.

Al graficar los parámetros estadísticos de tamaño medio ( $M_z$ )  $\phi$  contra desviación estándar ( $\sigma$ )  $\phi$  obtenidos de las 11 muestras de playa Chachalacas, se observa que las arenas se clasifican en proceso de playa.

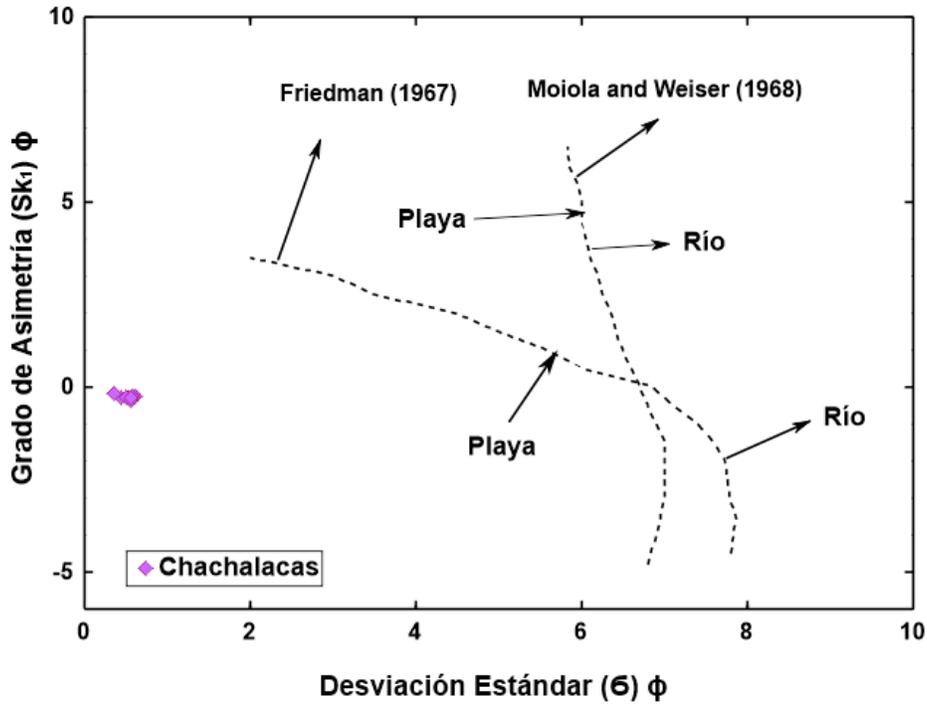


Fig. 5. 2 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Friedman, 1967; Moiola y Weiser, 1968).

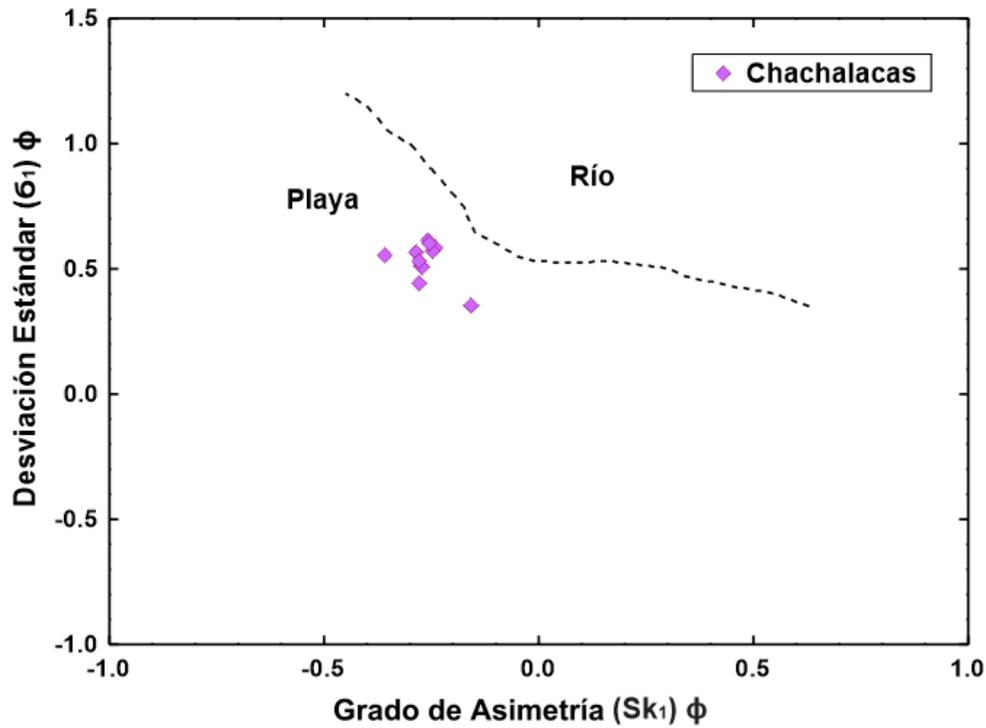
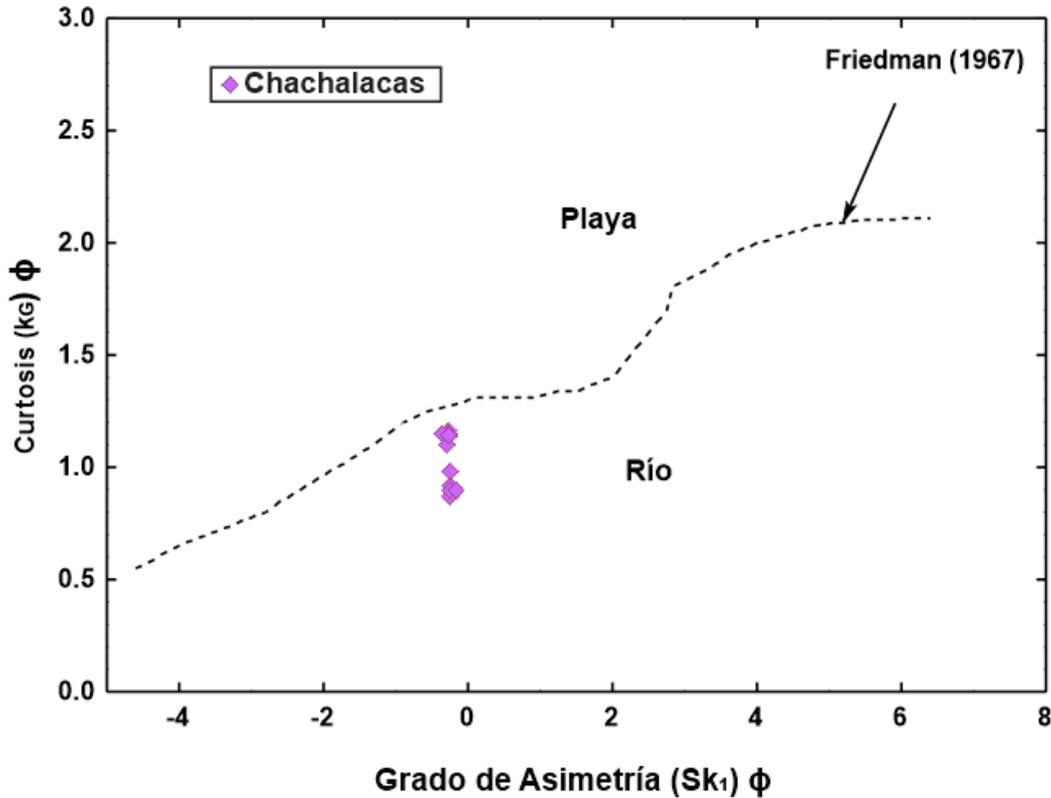


Fig. 5. 3 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Grado de asimetría vs Desviación estándar) (Friedman, 1967).

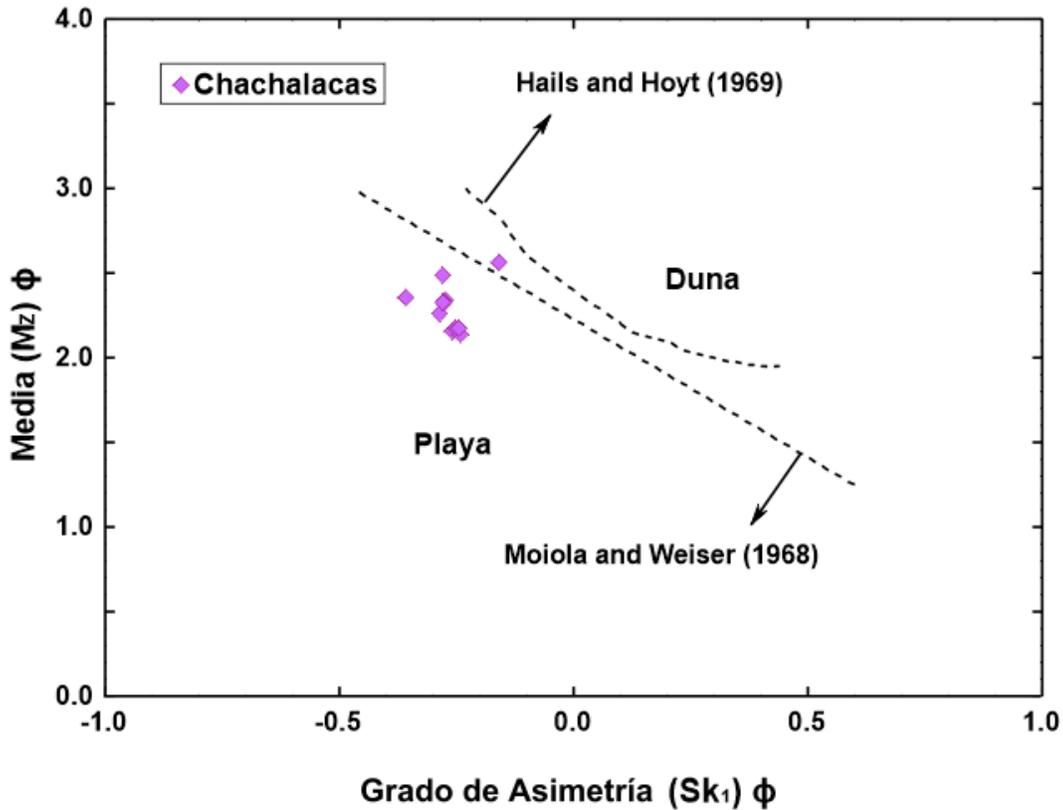
Otros diagramas para diferenciar ambientes de deposición tanto de río como de playa son los propuestos por Friedman (1967), Moila y Weiser (1968) que se basan en la desviación estándar y el grado de asimetría para determinar los procesos de energía que imperan sobre los sedimentos (Fig. 5.2 y 5.3). Al graficar los parámetros obtenidos, se observa que las arenas del área de estudio se encuentran en el campo de ambiente de playa que coincide con el diagrama de Stewart (1958).



**Fig. 5. 4 Diagrama de procesos de energía en ambientes (Grado de asimetría vs Curtosis) (Friedman, 1967).**

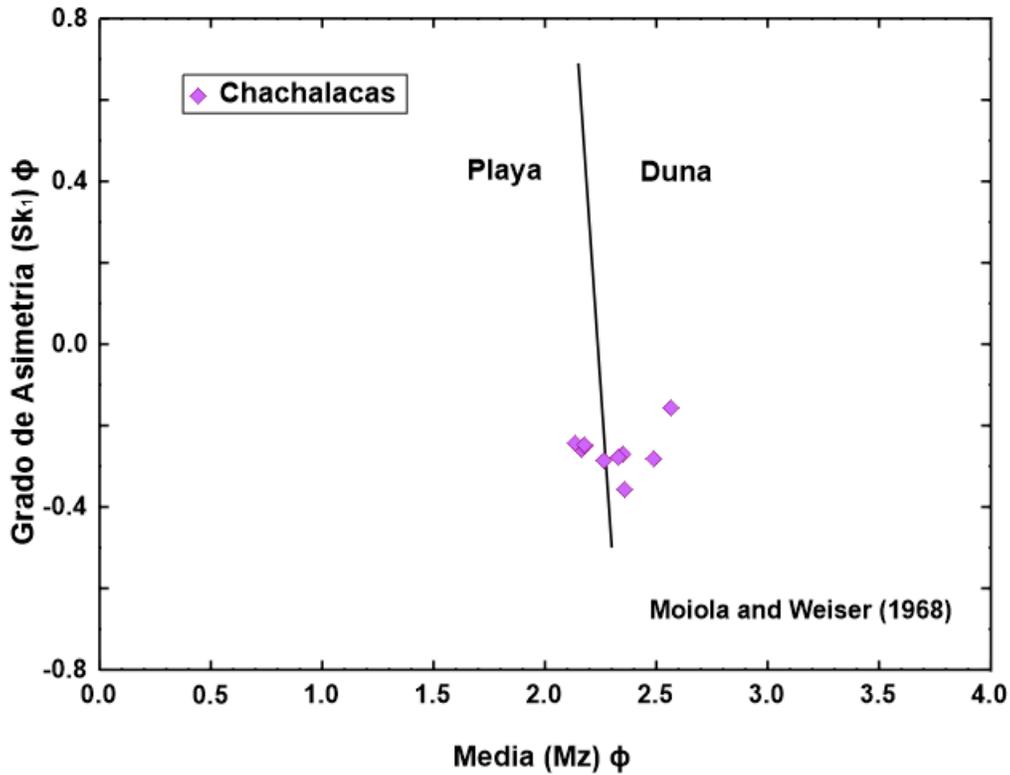
Friedman (1967) también propuso un diagrama basado en el grado de asimetría contra curtosis (Fig. 5.4), sin embargo, de acuerdo a Moila y Weiser (1968) esta combinación es menos efectiva para diferenciar arenas afectadas por procesos de río o de playa, lo que explica porque al graficar las arenas del área de estudio las muestras se encuentran en el campo de río, contrario a lo que muestran los diagramas de Friedman (1967), Moila y Weiser (1968) que emplean desviación estándar contra grado de asimetría o el diagrama de Stewart (1958) que utiliza el tamaño medio contra la desviación estándar.

Se han propuesto por Moila y Weiser (1968), Hails y Hoyt (1969) otros diagramas para diferenciar arenas de playas y de dunas basados en la combinación de los parámetros de tamaño medio y grado de asimetría, por ser estos datos los más efectivos para diferenciar procesos (Fig. 5.5 y 5.5).



*Fig. 5. 5 Diagrama de procesos de energía (Hails y Hoyt, 1969; Moila y Weiser, 1968).*

En ambos diagramas la mayoría de las muestras del área de estudio se encuentran en proceso de playa, aunque algunas de las muestras coinciden con el campo de dunas, esto puede ser debido a la interacción del viento en la costa de la playa Chachalacas que provoca la formación de dunas cercanas al área de estudio.



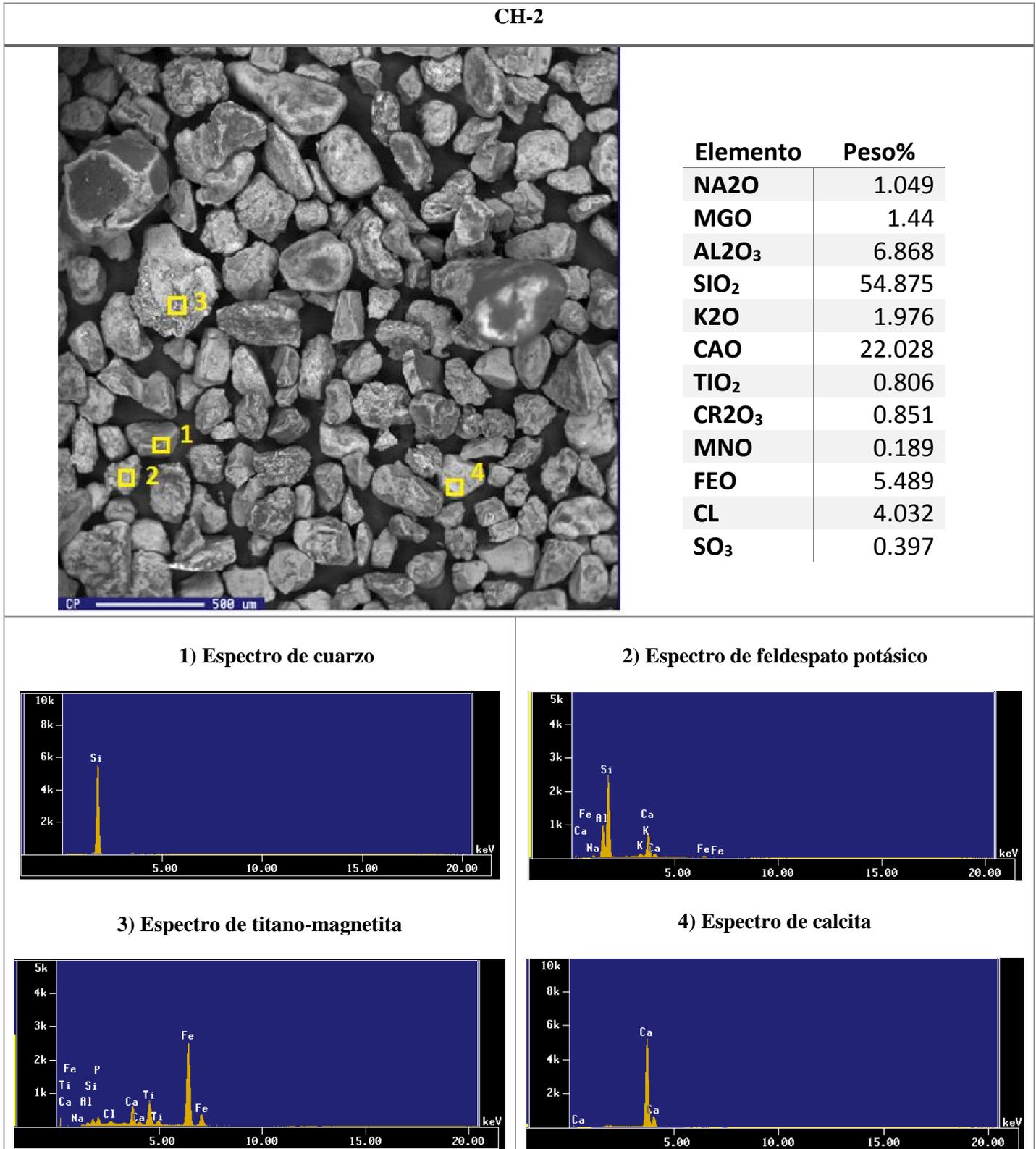
*Fig. 5. 6 Diagrama de procesos de energía (Moila y Weiser, 1968).*

## 5.2 Caracterización mineralógica

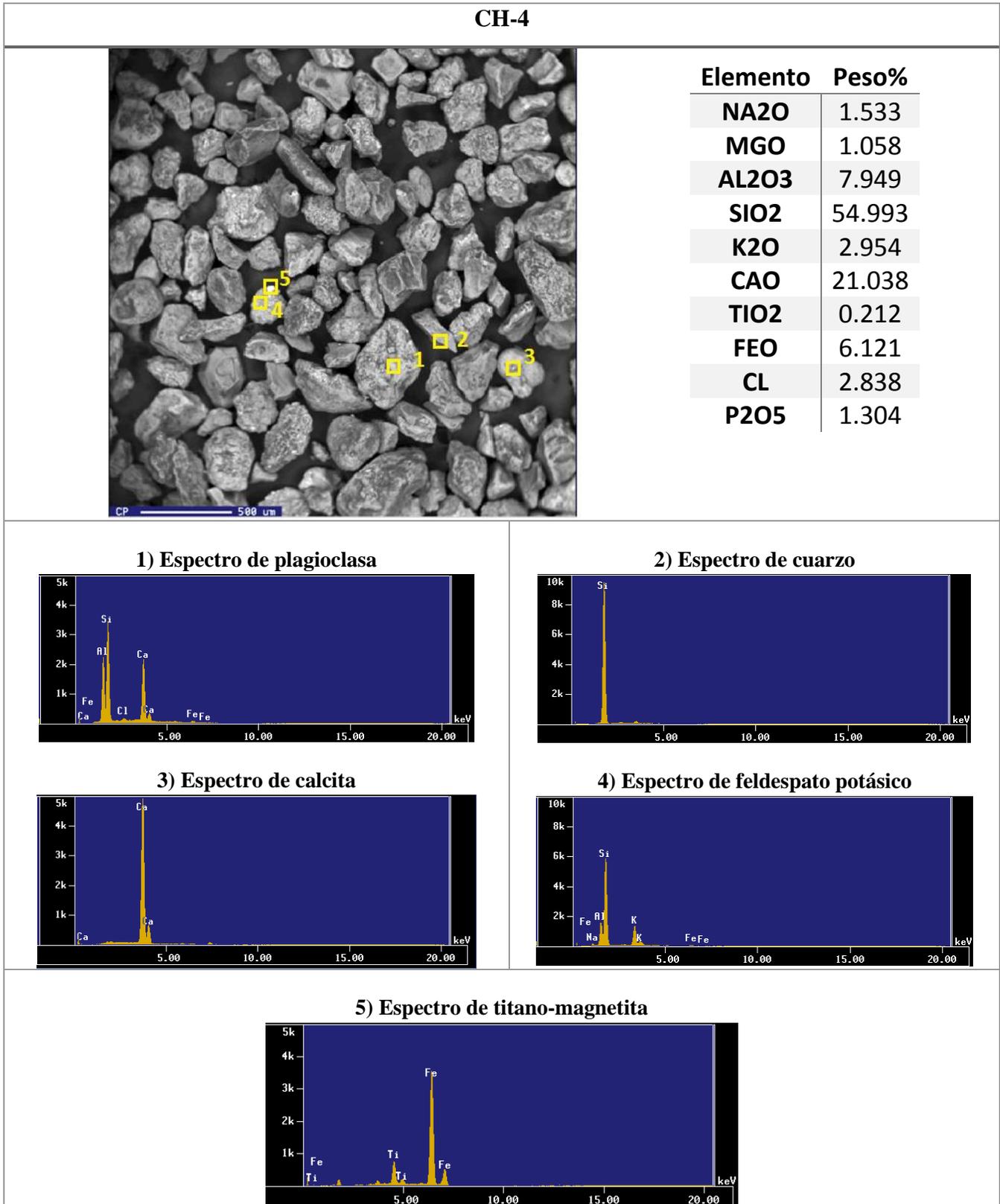
### 5.2.1 SEM-EDS

Los resultados del estudio realizado por microscopía electrónica de barrido de las 5 muestras seleccionadas (CH-2, CH-4, CH-6, CH-10 y CH-14) fueron muy similares en sus características químicas y físicas, permitiendo visualizar agregados y partículas correspondientes a diferentes fases minerales tales como: Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, piroxeno, anfíbol, calcita, ilmenita y titano-magnetita (Tabla 5.2, 5.3, 5.4, 5.5 y 5.6).

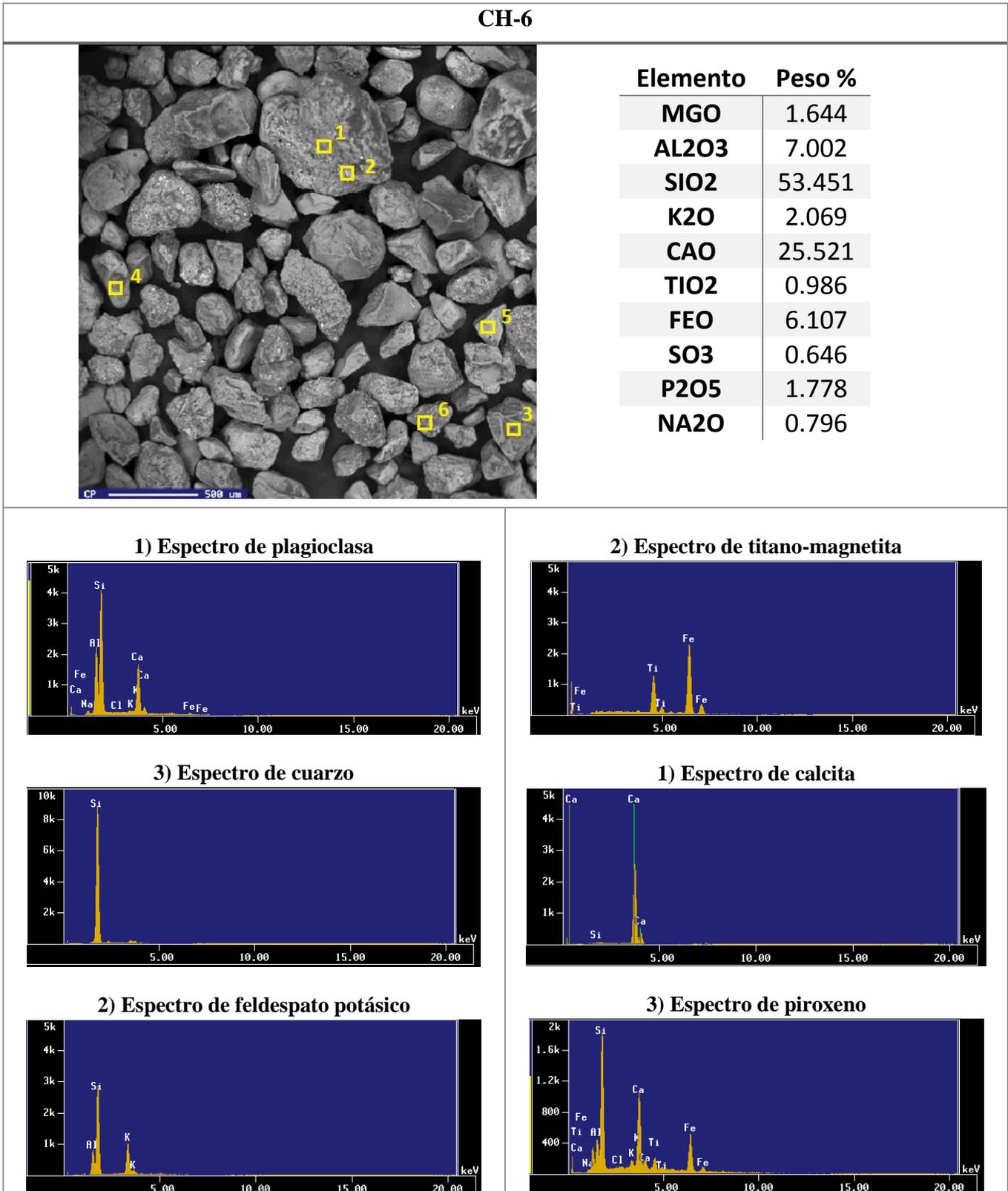
**Tabla 5. 2 Fotomicrografía y análisis químico general con espectros de las fases minerales encontradas en la muestra CH-2.**



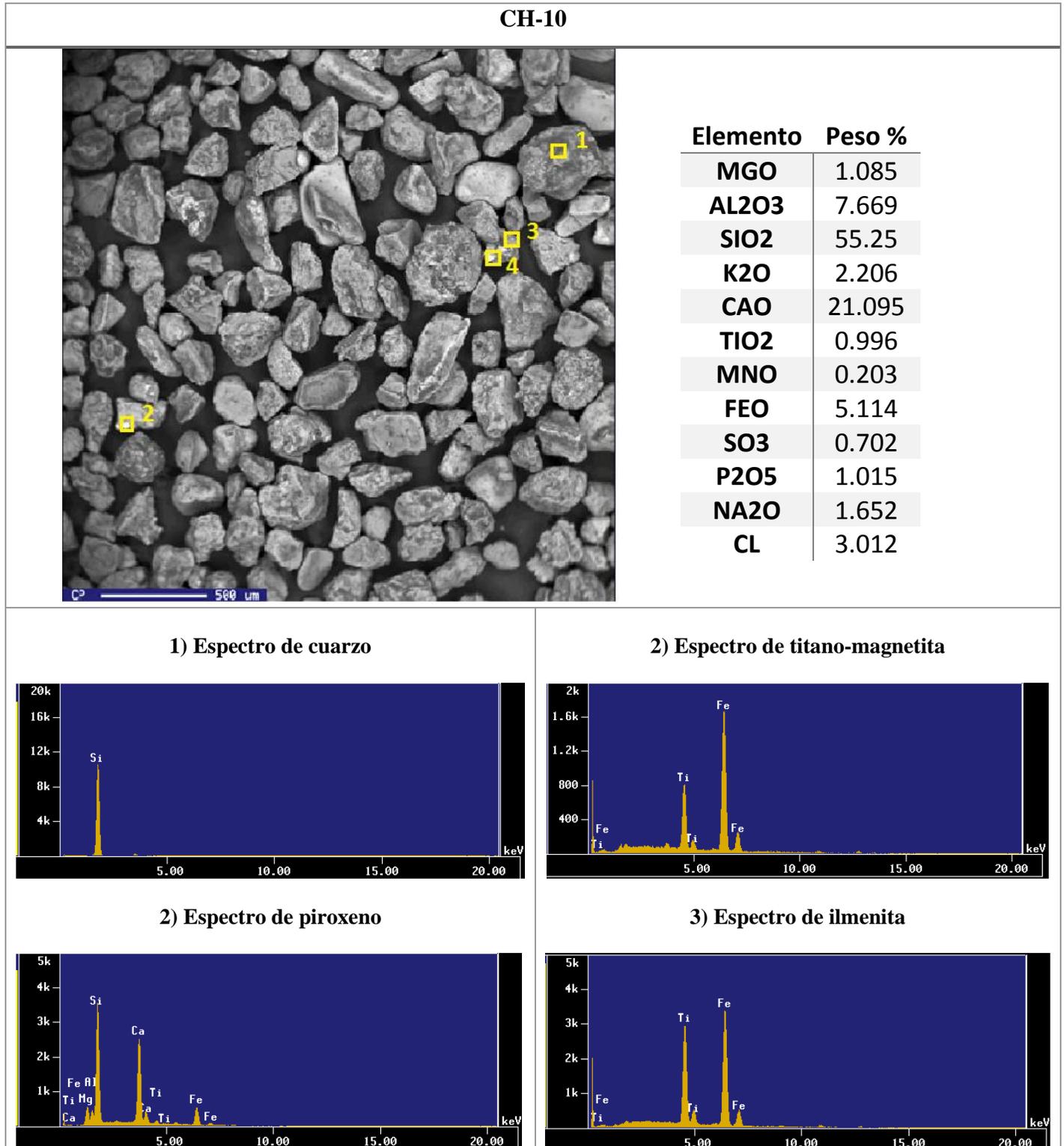
**Tabla 5. 3 Fotomicrografía y análisis químico general con espectros de las fases minerales encontradas en la muestra CH-4.**



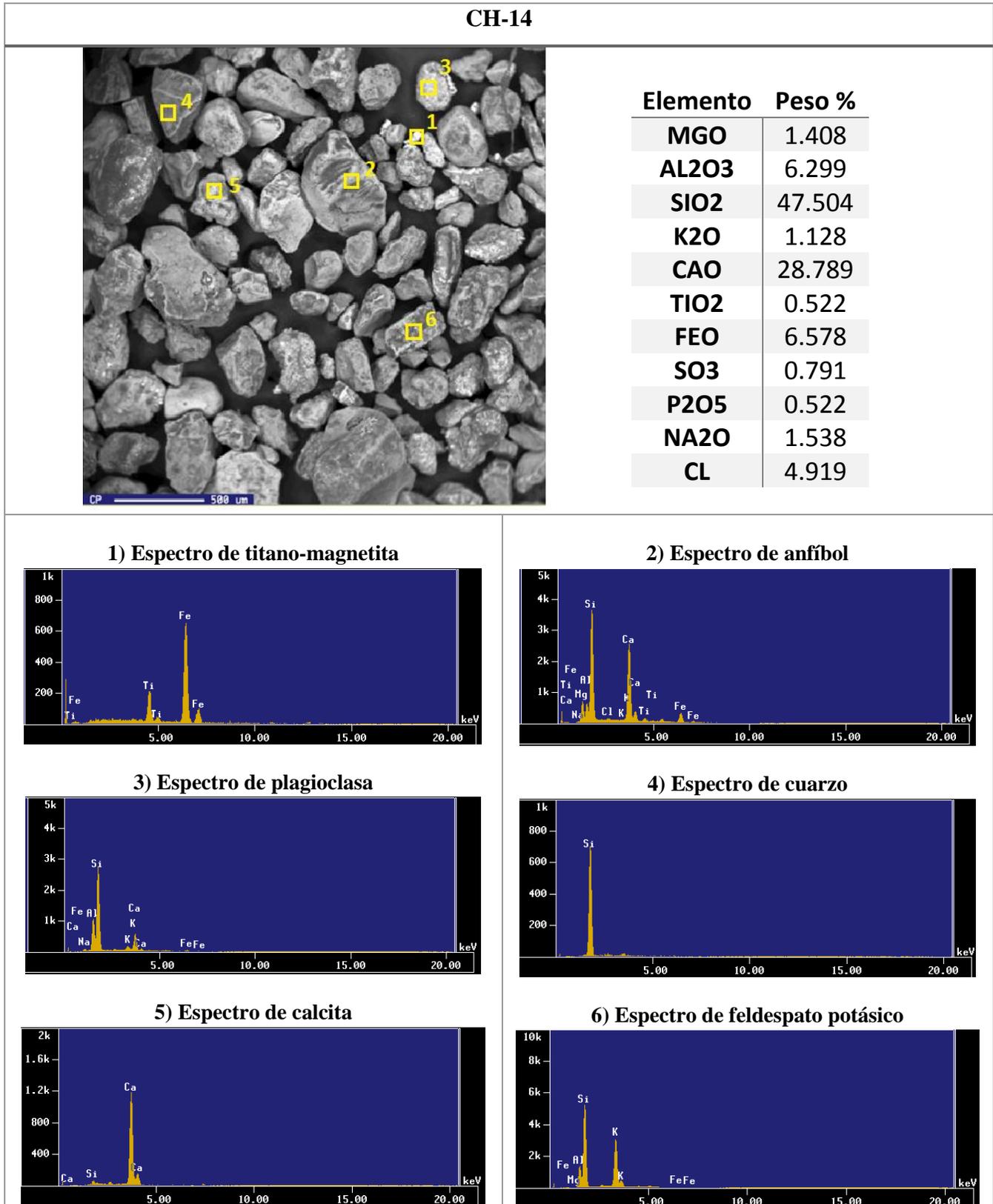
**Tabla 5. 4 Fotomicrografía y análisis químico general con espectros de las fases minerales encontradas en la muestra CH-6.**



**Tabla 5. 5 Fotomicrografía y análisis químico general con espectros de las fases minerales encontradas en la muestra CH-10.**



**Tabla 5. 6 Fotomicrografía y análisis químico general con espectros de las fases minerales encontradas en la muestra CH-14.**



### 5.2.2 Petrografía

Se realizó la observación con el microscopio petrográfico de 5 láminas delgadas correspondientes a las muestras de arena CH-2, CH-4, CH-6, CH-10 y CH-14 de la playa Chachalacas, lo cual permitió identificar sus componentes principales (Tabla 5.7 y Fig. 5.7).

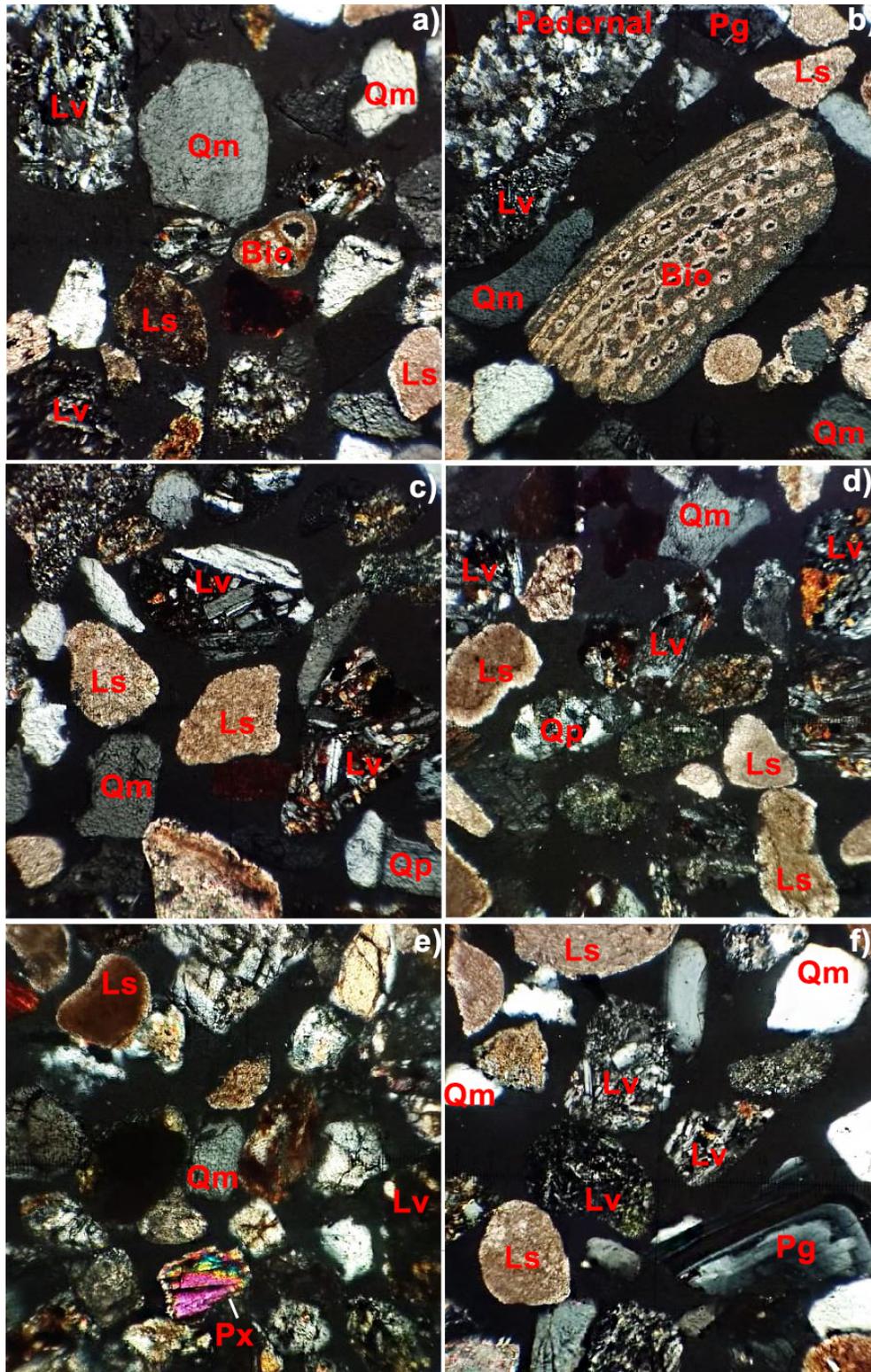
Las arenas de Chachalacas están constituidas en su mayoría de fragmentos de rocas volcánicas y sedimentarias incluyendo pedernal; también cuentan con una gran cantidad de cuarzo principalmente monocristalino, en cuanto a los feldespatos, el contenido de plagioclasa es mayor al de feldespato potásico. Algunas plagioclasas se observan con zoneamiento concéntrico, este tipo de zoneamiento se llega a observar incluso en las plagioclasas que conforman los fragmentos de rocas volcánicas.

Además, se pudieron distinguir algunos minerales pesados opacos y varios piroxenos, mientras que el contenido de biógenos resultó ser poco abundante.

La mayoría de los componentes minerales y fragmentos de roca observados son subangulosos, esta característica junto con la presencia de piroxenos puede indicar que no tuvieron un largo transporte desde las fuentes de origen, lo que pudo favorecer la preservación de algunos minerales poco estables.

**Tabla 5. 7 Análisis modal en arenas de la playa Chachalacas, Veracruz. Q<sub>m</sub>= Cuarzo monocristalino, Q<sub>p</sub>=Cuarzo policristalino, Fk= Feldespato potásico, Pg= Plagioclasa, LT=Líticos totales, HM=Minerales pesados.**

Muestra #	CH-2	CH-4	CH-6	CH-10	CH-14
<b>Q<sub>m</sub></b>	101	102	88	89	87
<b>Q<sub>p</sub></b>	13	14	11	22	10
<b>Fk</b>	4	10	5	9	8
<b>Pg</b>	22	21	23	20	15
<b>LT</b>	153	146	164	149	160
<b>HM</b>	7	5	9	11	20
<b>Total</b>	300	300	300	300	300

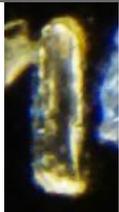
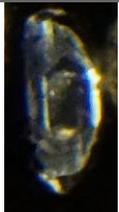
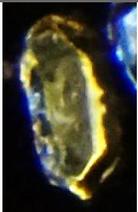
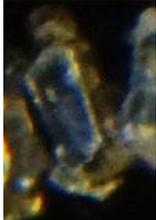
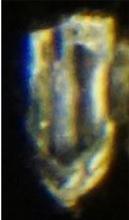
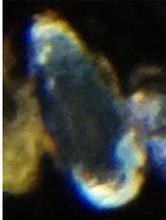
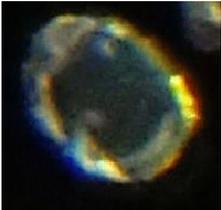
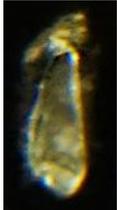
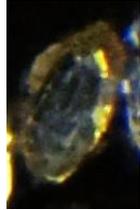


**Fig. 5. 7** Fotografías (a 10x) de láminas delgadas de los sedimentos de playa Chachalacas (a= CH-2, b= CH-2, c= CH-4, d= CH-6, e= CH-10 y f=CH-14). Se observan abundantes fragmentos de líticos volcánicos (Lv) y sedimentarios (Ls), granos subangulares de cuarzo en su mayoría monocristalino (Qm) y en menor proporción, plagioclasa (Pg), biógenos (Bio) y piroxenos (Px).

### 5.3 Morfología y microtexturas de circones detríticos

#### 5.3.1 Imágenes de catodoluminiscencia

**Tabla 5. 8 Imágenes de catodoluminiscencia de los circones detríticos de playa Chachalacas.**

Playa Chachalacas				
				
68 7.0 ± 0.3	28 32.9 ± 1.6	36 36.1 ± 1.3	42 62 ± 3.4	03 241.9 ± 5.4
				
85 261.6 ± 5.8	75 253.2 ± 5.2	20 316.4 ± 7.6	79 454 ± 10	31 574 ± 14
				
32 592.9 ± 11	02 994 ± 21	05 1026 ± 16	15 1081 ± 18	37 1679 ± 87

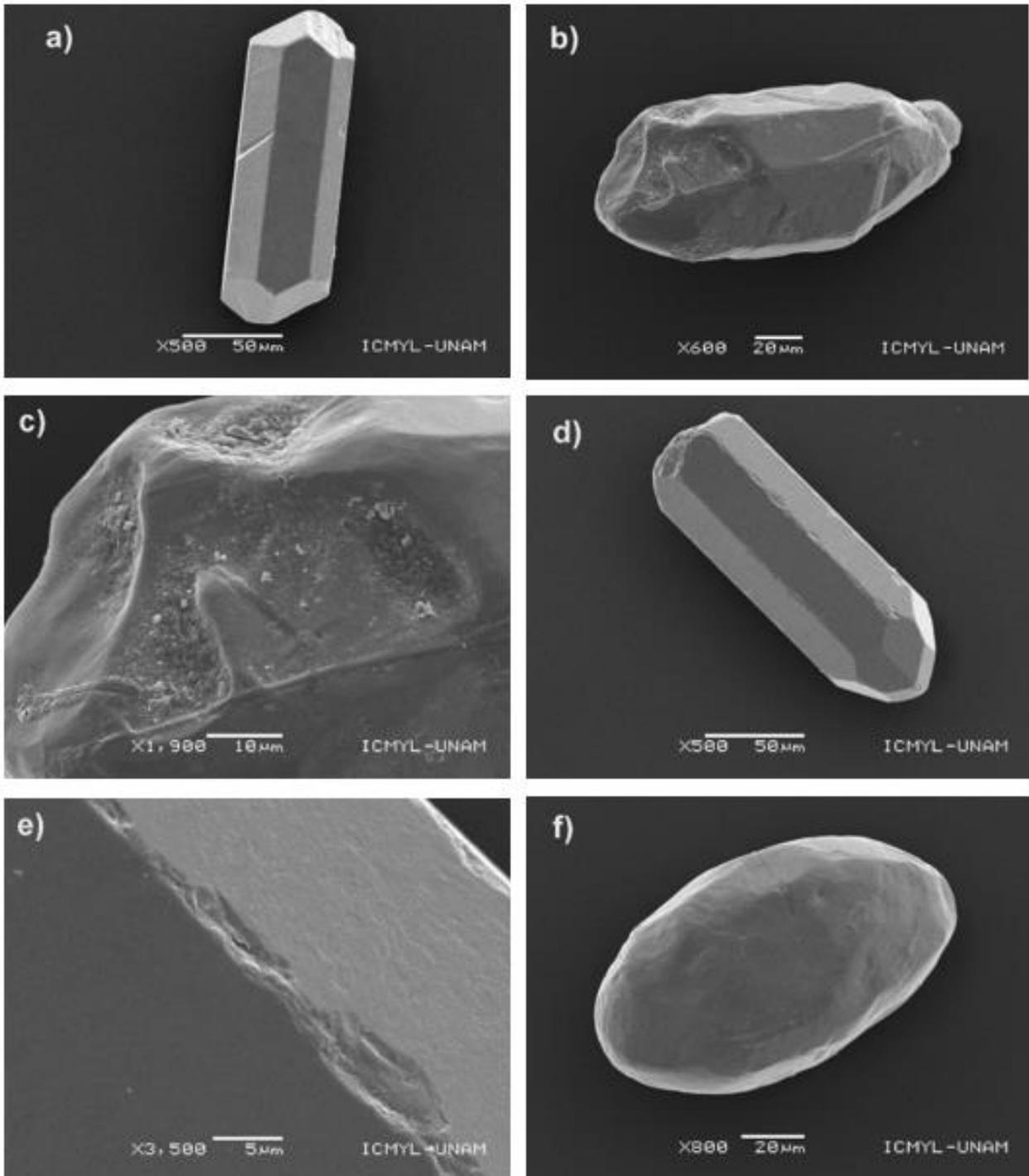
Se obtuvieron imágenes mediante catodoluminiscencia en donde se observan circones con distintas morfologías, algunos todavía conservan sus pirámides cristalinas (Tabla 5.8- 75, 42, 03, 15), mientras que otros han sido redondeados (Tabla 5.8- 02, 28, 79). Asimismo, la mayoría de los circones presenta superficies no pulidas, los colores amarillos son abundantes, aunque también se distinguen circones incoloros.

Algunos circones presentan una zonificación oscilatoria (Tabla 5.8- 75, 37, 85) con sobrecrecimientos luminiscentes lo que indica un origen magmático (Armstrong-Altrin *et al.*, 2018). El circón magmático comúnmente muestra una marcada zonificación interna, la cual refleja variaciones composicionales menores, con zonas más brillantes enriquecidas con U, Th y REE (Corfu *et al.*, 2003), y así registra los cambios en la morfología externa

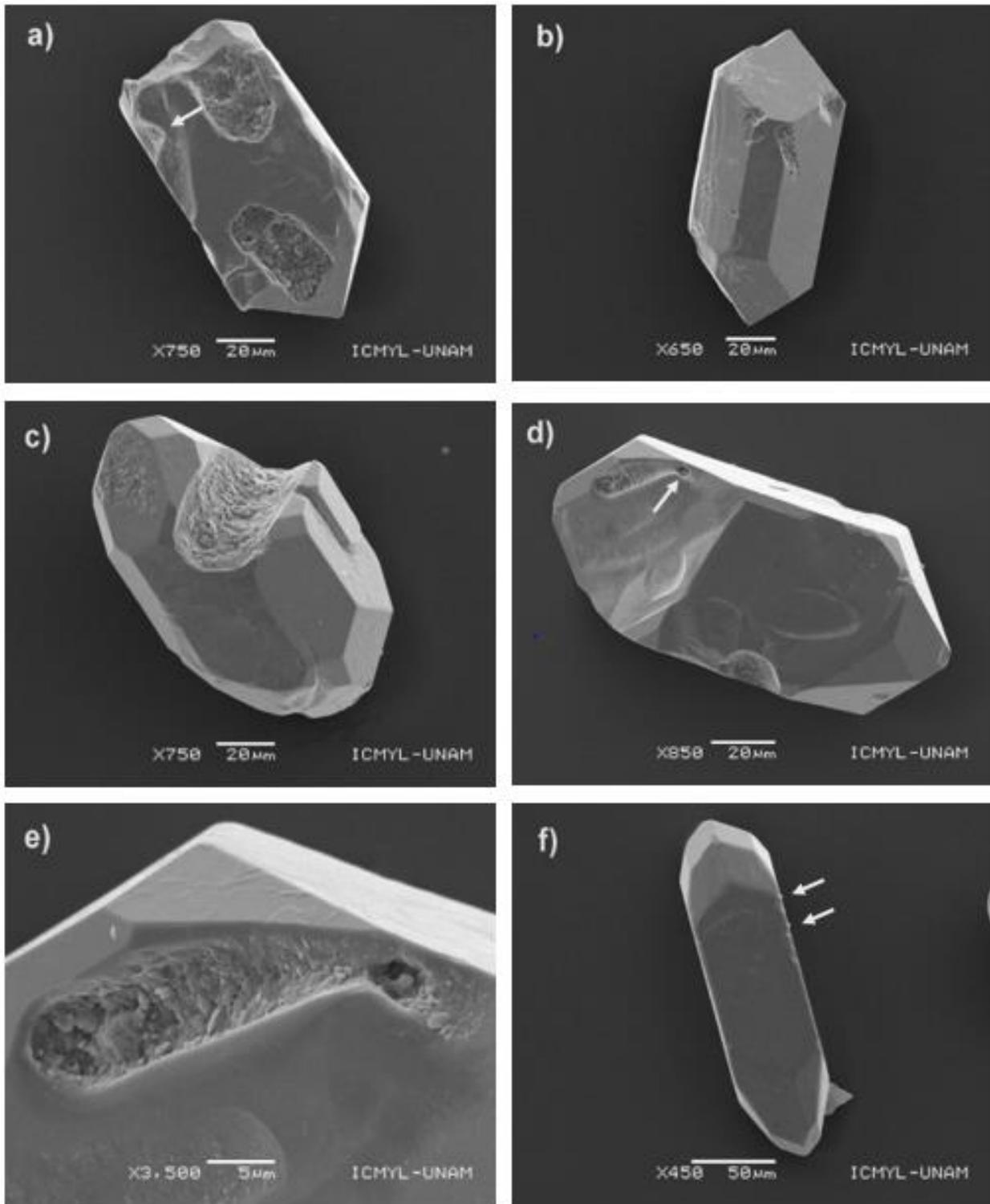
del cristal durante el crecimiento (Belousova *et al.*, 2006). Los circones detríticos suelen presentar diferentes patrones de catodoluminiscencia en una misma muestra debido a que son el resultado de una mezcla de sedimentos de diferentes fuentes (Rubbatto y Gebauer, 2000)

### **5.3.2 Imágenes de microscopía electrónica de barrido**

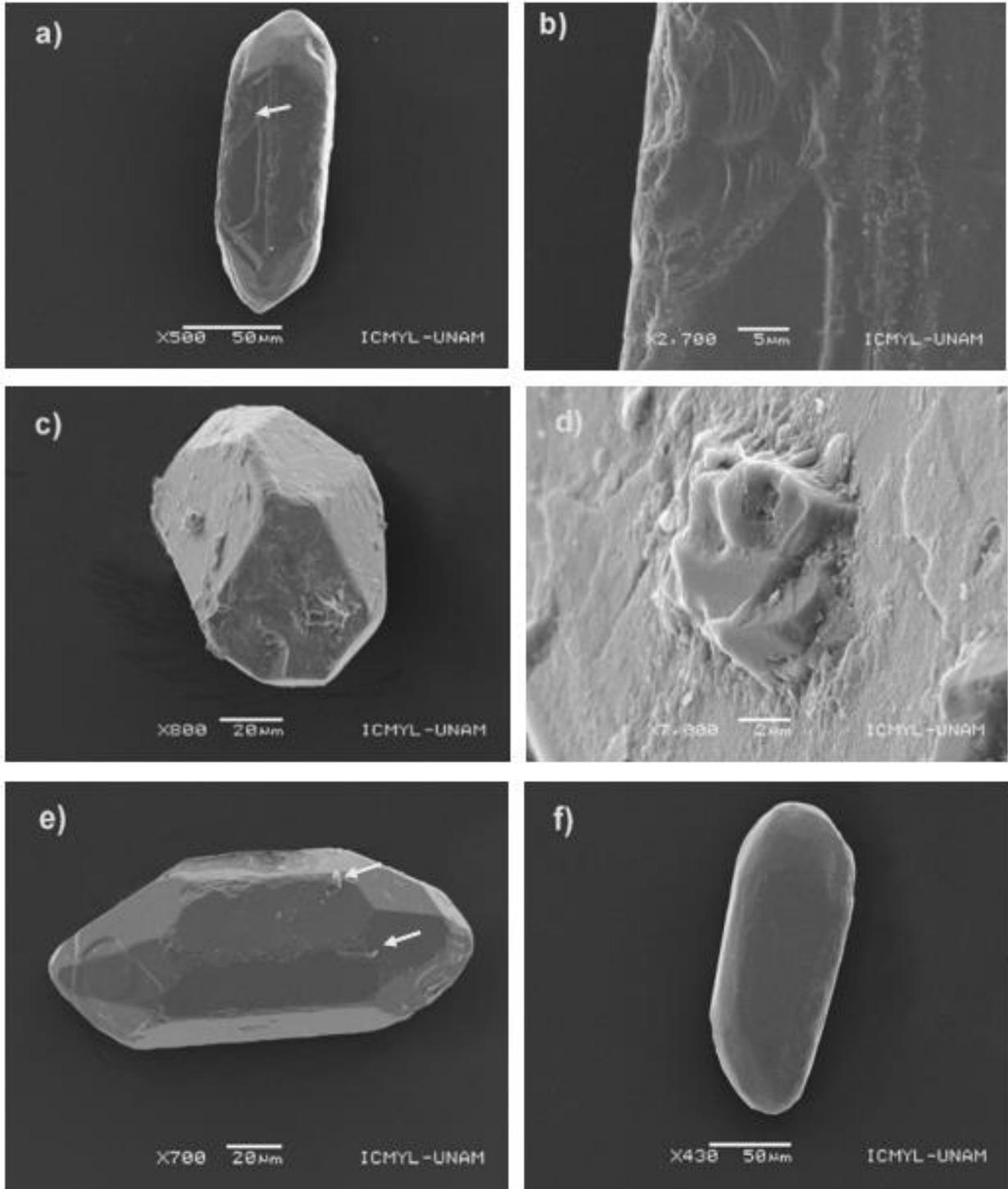
La mayoría de los circones de la muestra estudiada (CH-14) de playa Chachalacas exhiben caras prismáticas y piramidales, también muestran superficies rotas, evidencias de disolución y corrosión por precipitación. En general hay una gran variedad de microtexturas originadas por procesos mecánicos, mecánicos/químicos y químicos. Las microtexturas de los circones ayudan a descifrar los procesos de policiclicidad y transporte por el cual pasaron los sedimentos (Finzel, 2017). A continuación, se muestran las micrografías de los circones detríticos (Fig. 5.8, 5.9 y 5.10) y una tabla que resume las microtexturas observadas en cada uno de los circones analizados (Tabla 5.9).



**Fig. 5. 8** *Imágenes mediante microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones detríticos de la playa Chachalacas (CH-14). a) Circón idiomórfico con algunos rasguños en su superficie. b) Circón bastante redondeado con sobrecrecimiento cristalino. c) Aumento de la micrografía anterior resaltando rasgos de corrosión por precipitación. d) Circón casi completamente sin redondear mostrando caras prismáticas. e) Aumento de la micrografía anterior resaltando rasguños en las aristas. f) Circón muy bien redondeado.*



**Fig. 5. 9** *Imágenes mediante microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones detríticos de la playa Chachalacas (CH-14). a) Circón muy pobremente redondeado con evidencia de disolución, corrosión por precipitación y crestas meándricas (señalado en la micrografía). b) Circón completamente sin redondear con rasguños curvos y rectos. c) Circón casi completamente sin redondear con sobrecrecimiento cristalino. d) Circón casi completamente sin redondear con marca de disolución. e) Aumento de la micrografía anterior. f) Circón completamente sin redondear con partículas adheridas.*



**Fig. 5. 10** Imágenes mediante microscopía electrónica de barrido de las microtexturas observadas en circones detríticos de la playa Chachalacas (CH-14). a) Circón pobremente redondeado con escalones arqueados. b) Aumento de la micrografía anterior mostrando a detalle los escalones arqueados. c) Circón muy pobremente redondeado con partículas adheridas. d) Aumento de la micrografía anterior. e) Circón muy pobremente redondeado con partículas adheridas. f) Circón muy bien redondeado con relieve bajo.

**Tabla 5. 9 Microtexturas observadas en los granos de circones detríticos analizados con microscopía electrónica de barrido de la muestra CH-14 de playa Chachalacas, Veracruz.**

		Muestra CH-14																
Texturas		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Mecánicas	Contorno (Completamente sin redondear a bastante redondeado)	*	*	*	*	*		*			*	*	*	*	*	*	*	*
	Contorno (Redondeado a completamente redondeado)						*		*	*								
	Fracturas concoidales pequeñas menores de 100 micras		*		*			*				*	*					
	Escalones arqueados		*		*			*					*					
	Escalones rectos		*		*		*				*							*
	Crestas meándricas			*		*		*	*	*	*							
	Grietas en forma de V							*	*					*				
	Surcos y rasguños rectos y curvos	*	*	*		*		*	*	*		*						
	Abrasión por fatiga	*										*						
	Químicas	Pozos de disolución			*	*	*	*	*	*		*	*				*	*
Grietas de disolución			*															
Precipitación				*							*	*	*			*		
Sobrecrecimiento cristalino				*									*					
Mecánicas y Químicas	Relieve bajo						*			*								
	Relieve medio			*		*		*	*						*			
	Relieve alto	*	*		*						*	*	*	*		*	*	*
	Depresiones alargadas			*												*		*
	Partículas Adheridas		*	*		*		*			*		*	*	*	*	*	

En los circones detríticos de la muestra CH-14 de playa Chachalacas, se identificaron un total de 18 microtexturas, de las cuales, 9 son de origen mecánico, 4 de origen químico y 5 de origen mecánico y/o químico. Las microtexturas observadas más abundantes fueron contorno completamente sin redondear a muy pobremente redondeado, surcos y rasguños curvos y rectos (straight/curved grooves and scratches), pozos de disolución (solution pits), partículas adheridas (adhering particles) y relieve alto.

- Interpretación de las microtexturas de origen mecánico

La redondez es el alisado de los bordes de cristal causados por la abrasión, está relacionada principalmente con el modo de transporte, la distancia, el tiempo y el tamaño de la partícula, pero es igualmente una función de la forma original de la partícula en la roca de origen (Costa *et al.*, 2013).

De acuerdo a los parámetros para la morfología del circón de Gärtner *et al.* (2013) la redondez se expresa en 10 clases: 1) Completamente sin redondear, 2) Casi completamente sin redondear, 3) Muy pobremente redondeado, 4) Pobremente redondeado, 5) Bastante redondeado, 6) Redondeado, 7) Bien redondeado, 8) Muy bien redondeado, 9) Casi completamente redondeado, 10) Completamente redondeado, esta clasificación se utilizó para determinar el grado de redondez del contorno de los granos de cristal de circón estudiados. El contorno redondeado se origina durante el transporte por el viento, ya que el redondeo de los granos de arena mediante el transporte por tracción acuosa requiere el desplazamiento de muchos miles de millas (Costa *et al.*, 2013). Los granos pobremente redondeados se producen en regímenes de flujo superior o en la zona intermareal, ya que requiere una abrasión severa para redondear los bordes de las partículas (Madhavaraju *et al.*, 2009). Los granos sin redondear usualmente ocurren en ambientes glaciales o en ambientes subacuáticos de alta energía, con distancias de transporte limitadas y que pueden ocasionar la rotura de las partículas sin redondear los bordes (por ejemplo, Helland y Holmes, 1997).

En este estudio la mayoría de los granos de circón analizados tienen contornos completamente sin redondear a pobremente redondeados (n=11), sin embargo, también se encontraron circones bastante redondeados a completamente redondeados (n=6), aunque en

menor cantidad. Los circones redondeados pueden indicar que tuvieron un largo transporte en regímenes de flujo superior, sin embargo, la naturaleza y la duración del transporte requeridos para producir granos redondos de diferentes minerales aún no se conoce bien y tratándose de un mineral tan resistente a la abrasión como lo es el circón, probablemente hayan sido remodelados durante varios ciclos sedimentarios (Zoleikhaei *et al.* 2016). Los circones sin redondear pueden señalar una fuente cercana, transporte corto y rápida deposición.

Los surcos y rasguños rectos y curvos (Straigth/ curved grooves and scratches) se consideran producto del transporte de alta energía en entornos fluviales y/o litorales, son característicos de la zona litoral, donde son producidos por la acción de las olas (Margolis y Krinsley, 1974). Gärtner *et al.* (2013) señala que los rasguños en circones pueden producirse por colisiones relacionadas con la energía cinética dentro del sistema de transporte y ocurren primero en los bordes del cristal, esta textura fue común en los circones analizados lo que indica transporte de alta energía y entorno litoral.

Los escalones rectos (straight steps) y escalones arqueados (arcuate steps) son características comúnmente observables en planos de fractura concoidales (Moral Cardona *et al.*, 1997), por lo tanto, están genéticamente relacionados con estas fracturas, este tipo de microtexturas son características mecánicas que indican que los granos se derivaron de rocas cristalinas, también son distintivas de un ambiente de alta energía, como la acción de las olas en el entorno litoral (Madhavaraju *et al.*, 2004). Las fracturas concoidales y los escalones rectos y arqueados encontrados en los granos de circón detrítico de playa Chachalacas, indican que los sedimentos se depositaron en un ambiente costero de alta energía.

Las grietas en forma de V (V-shaped cracks) se producen principalmente, y casi exclusivamente, por impactos en entornos subacuáticos de alta energía con un contacto apreciable de grano a grano, como en la zona litoral, ríos trezados y depósitos glacio-fluviales (Mahaney, 2002). A menudo se heredan de ciclos sedimentarios anteriores, lo que hace posible encontrarlas en granos de dunas litorales y entornos subacuáticos de baja energía (Vos *et al.*, 2014). En este estudio se encontraron varios circones que poseen esta microtextura, lo que advierte que se depositaron en un ambiente costero de alta energía.

Crestas meándricas (meandering ridges), son microtexturas características del transporte eólico en dunas del desierto y del litoral (Vos *et al.*, 2014). Abrasión por fatiga (abrasion fatigue) es una microtextura diagnóstica para el transporte eólico o glacial (Costa *et al.*, 2013). Las microtexturas anteriores también fueron encontradas en algunos de los circones detríticos estudiados y son indicadoras de transporte eólico, por lo que se especula que provienen de las dunas litorales y se mezclaron en el ambiente de playa.

- Interpretación de las texturas de origen químico

La aparición de pozos de disolución (solution pits) depende de la actividad química y el tiempo de permanencia en el medio ambiente que promueve la disolución, su formación se atribuye al proceso diagenético y al contacto con fluidos que promueven la disolución (Vos *et al.*, 2014). Grietas de disolución (Solution crevasses) son grietas en la superficie del grano, causadas por la disolución, ocurren casi invariablemente en asociación con los pozos de disolución (solution pits) y están relacionados genéticamente con ellos (Higgs, 1979). Los sobrecrecimientos cristalinos (crystalline overgrowth) son claros indicadores de la diagénesis (Vos *et al.*, 2014), sin embargo, el circón es estable durante la diagénesis, por lo que de acuerdo a Nallusamy (2014) la aparición de sobrecrecimientos (overgrowth) en circones sugiere migmatización o granitización *in situ*.

Interpretación de texturas de origen Mecánico/Químico en granos.

El relieve describe la rugosidad o suavidad de la superficie de los granos, las rugosidades pueden ser causadas por colisiones con otros granos y procesos de alteración, el relieve medio y bajo se produce en ambientes diagenéticos, en donde los procesos de disolución y precipitación llenan las depresiones y disuelven las protuberancias (Vos *et al.*, 2014), en este estudio la mayoría de los circones poseen un relieve alto. Depresiones alargadas (elongated depressions) aparecen como grandes concavidades en forma de plato, su formación se atribuye al transporte eólico de alta energía en el que se producen impactos directos entre los granos (Mahaney, 2002), estas depresiones son a menudo suavizadas por la precipitación (Vos *et al.*, 2014). Partículas adheridas (adhering particles) pueden estar presentes como restos de las rocas de origen o en ambientes diagenéticos, la composición y el tamaño de las partículas son altamente variables (Mahaney, 2002), esto puede

proporcionar información sobre la procedencia del sedimento. Sin embargo, la mayoría de las veces, las partículas adheridas que cubren hasta el 10% de la superficie del grano, son características de los entornos glaciares y eólicos, ya que la abrasión por trituración hace que las partículas pequeñas se adhieran a la superficie (Mahaney, 2002). En este caso, las partículas pueden resultar del propio grano, o de cualquier otra partícula en la que haya colisionado el grano (Vos *et al.*, 2014).

Los circones detríticos de playa Chachalacas están dominados por microtexturas de origen mecánico, seguidas por microtexturas de origen mecánico/químico que indican un entorno litoral. Las características mecánicas indican un entorno de deposición subacuático de alta energía. La abundancia de granos completamente sin redondear a pobremente redondeados con fracturas concoidales y texturas asociadas (escalones arqueados y rectos) indican una procedencia cercana. Además, se encontraron 3 circones que poseen un contorno muy bien redondeado a completamente redondeado lo que puede indicar que tuvieron un transporte más largo y abrasión severa, aunque esto es relativo ya que de acuerdo con Zoleikhaei *et al.* (2016) es probable que los sedimentos que alojan granos de circón altamente redondeados sean reciclados, por lo que pueden ser circones heredados y provenir de fuentes cercanas, esto puede interpretarse mejor con la edad del circón. También se encontraron algunas texturas relacionadas con transporte eólico (crestas meándricas y abrasión por fatiga) lo que puede indicar que provienen de las dunas litorales cercanas y se mezclaron en el ambiente de playa. La asociación de diversas microtexturas en un solo grano sugiere que los sedimentos de la playa pueden consistir en granos de arena derivados de diferentes fuentes (Armstrong-Altrin, 2014).

## **5.4 Geoquímica y geocronología de circones**

### **5.4.1 Geoquímica**

Un total de 89 circones detríticos de la playa Chachalacas fueron analizados para obtener sus concentraciones de elementos traza (P, Ti, Y, Nb, Hf, Pb, Th, U) (Tabla 5.10) y tierras raras (REE) (Tabla 5.11).

**Tabla 5. 10 Concentraciones en ppm de elementos traza en circones de playa Chachalacas, Veracruz.**

Circón	P	Ti	Y	Nb	Hf	Pb	Th	U	Th/U
Circón-01	-----	-----	-----	-----	-----	-----	100.4	171.8	0.584
Circón-02	-50	25	320	2.1	16000	20.75	18.71	70.5	0.265
Circon-03	720	2.8	1860	7.9	11400	22.75	298	483	0.617
Circón-04	320	1.8	1670	9.7	13200	3.475	214.2	479	0.447
Circón-05	190	3.8	1200	5.9	8100	85	239	451	0.530
Circón-06	490	21	840	2.4	8700	2.675	34.5	56	0.616
Circón-07	470	15.8	1760	2.75	7120	0.071	106	63.4	1.672
Circón-08	680	10	820	1.83	11800	110.75	29.51	814	0.036
Circón-09	760	5.9	690	2.42	8800	0.4125	327	882	0.371
Circón-10	260	6.4	2580	5.8	7300	41.5	381	509	0.749
Circón-11	140	3.5	600	1.97	10200	1.675	184	279	0.659
Circón-12	420	14.1	1790	2.08	6100	8.9	180	108	1.667
Circón-13	210	5.5	1170	5.3	9100	5.3	211.5	342.1	0.618
Circón-14	560	6.8	1850	10.7	10100	4.8	308.9	457.8	0.675
Circón-15	670	5.8	735	4.35	10200	28.5	51.3	114.3	0.449
Circón-16	560	13.5	1060	2.08	7690	21.225	378.4	307	1.233
Circón-17	270	13.1	626	2.45	8600	0.1625	39.1	75.1	0.521
Circón-18	900	11.7	1760	5.08	12300	71.75	100.3	217	0.462
Circón-19	540	11.7	2630	2.71	6190	0.067	260	214.1	1.214
Circón-20	170	3.7	1140	2.2	8300	12.175	79.6	191	0.417
Circón-21	310	1.2	425	1.93	9100	4.325	144	365	0.395
Circón-22	1100	7.5	2720	8.4	7000	19.575	658	512	1.285
Circón-23	540	4.9	1130	3.56	9630	4.175	179	313	0.572
Circón-24	250	7.8	735	2	8800	0.9175	68.13	156.17	0.436
Circón-25	600	2.1	1380	7.1	9300	18.75	463	485.9	0.953
Circón-26	-550	11.5	740	3.04	9500	33.25	71.7	118.3	0.606
Circón-27	330	17.3	981	2.3	9840	28.65	92.3	111.5	0.828
Circón-28	810	3.3	1570	3.12	7500	2.3	327	467	0.700
Circón-29	470	6.3	1010	3.31	7020	0.1375	36.2	89.8	0.403
Circón-30	430	2.7	1110	1.94	9440	21.75	408	499	0.818
Circón-31	80	17.7	178	1.64	10090	6.25	33.9	65.1	0.521
Circón-32	160	6	890	2.04	10920	12.5	47	128.7	0.365
Circón-33	670	14.4	868	5.57	9550	41.5	171.3	198	0.865
Circón-34	-120	10.1	1450	3.18	7700	0.725	107.2	97.1	1.104
Circón-35	480	9.3	908	1.32	8420	3.475	72.4	114.5	0.632
Circón-36	370	7.5	4680	8.27	8210	2.2025	619	399	1.551
Circón-37	940	6.8	2200	2.03	10300	61.25	91.1	247	0.369
Circón-38	320	4	576	1.17	8800	0.155	36.38	102.25	0.356
Circón-39	-350	22.6	512	1.52	5660	0.0595	24.44	24.97	0.979

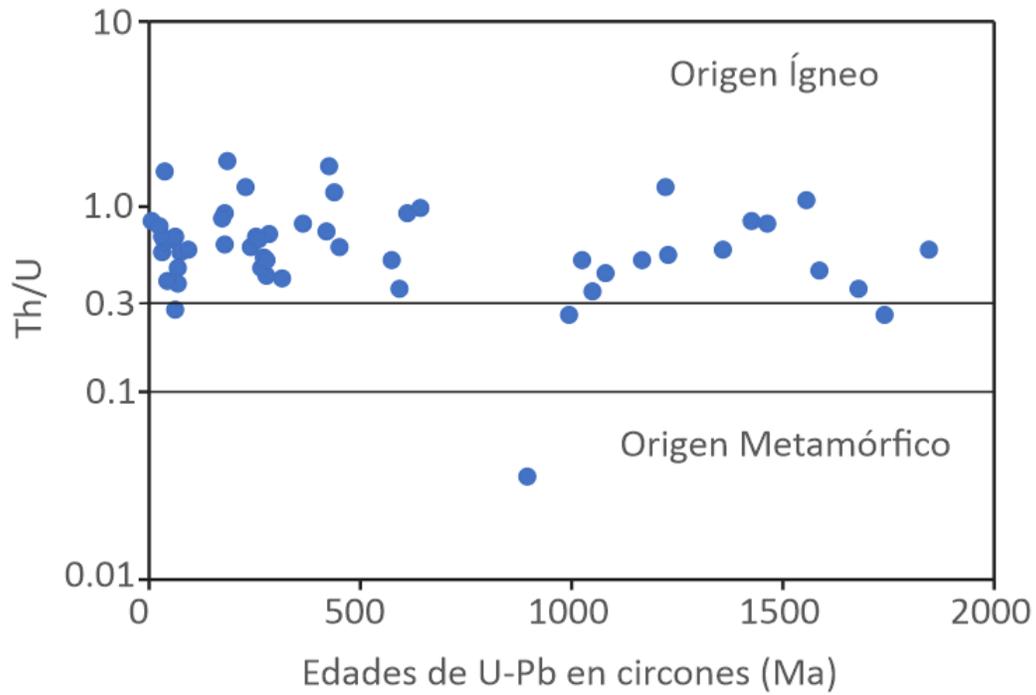
<b>Circón-40</b>	70	6.3	1870	4.04	7300	10.725	685.8	384.8	1.782
<b>Circón-41</b>	500	5.5	2170	4.77	9200	1.7175	258.3	287.1	0.900
<b>Circón-42</b>	110	2.5	930	1.68	8740	1.1775	78.4	111.2	0.705
<b>Circón-43</b>	580	19.1	1350	2.37	7520	0.245	371	366	1.014
<b>Circón-44</b>	300	4.4	1450	5.74	8760	15.9	750	1241	0.604
<b>Circón-45</b>	470	6.2	2590	20.5	11300	4.15	307	763	0.402
<b>Circón-46</b>	400	10.7	537	1.44	7890	0.45	34.93	83.4	0.419
<b>Circón-47</b>	1210	10.7	2060	7.57	10180	2.4	626	493	1.270
<b>Circón-48</b>	930	8.1	2070	1.76	6300	0.8725	109.6	155.4	0.705
<b>Circón-49</b>	120	1.77	639	2.29	8220	15.925	37.2	105.9	0.351
<b>Circón-50</b>	900	9.9	2860	8.1	8420	1.7825	380	362	1.050
<b>Circón-51</b>	440	11.3	2060	1.1	7600	0.52	78	82.2	0.949
<b>Circón-52</b>	-60	2.9	2360	7.1	12300	0.11	221	409	0.540
<b>Circón-53</b>	280	7.2	2070	5.09	10450	65.5	706	756	0.934
<b>Circón-54</b>	430	9.8	1290	12.8	6290	3.025	523	587	0.891
<b>Circón-55</b>	-50	2.9	2810	3.39	7320	6.375	265	554	0.478
<b>Circón-56</b>	50	38	1410	3.66	11600	6.325	388	845	0.459
<b>Circón-57</b>	220	13.3	1740	2.51	7500	0.075	217.8	265.5	0.820
<b>Circón-58</b>	420	6.8	735	6.47	11220	102	224.3	371	0.605
<b>Circón-59</b>	250	7	565	1.28	9230	16.1	134	314	0.427
<b>Circón-60</b>	1760	4.4	1610	1.05	9110	0.1825	92	147.7	0.623
<b>Circón-61</b>	2370	9.3	760	1.87	7740	0.105	66.58	123.9	0.537
<b>Circón-62</b>	70	7.6	723	1.41	11000	3.925	37.6	78	0.482
<b>Circón-63</b>	720	2.3	3930	15.6	9350	0.475	408	594	0.687
<b>Circón-64</b>	-260	3.4	2990	19.9	8250	0.33	383	611	0.627
<b>Circón-65</b>	390	5.2	1158	7.57	11490	145	148.9	554	0.269
<b>Circón-66</b>	-40	5.8	1590	1.62	9800	8.05	141	195	0.723
<b>Circón-67</b>	50	8.2	859	1.06	9370	8.05	66.6	66.57	1.000
<b>Circón-68</b>	430	7.8	1590	29.5	8470	1.0625	798	949	0.841
<b>Circón-69</b>	790	5.3	2930	7.72	9070	0.13825	201.7	282	0.715
<b>Circón-70</b>	520	7.6	732	0.82	10070	0.18	37.5	108.1	0.347
<b>Circón-71</b>	230	24.9	467	1.01	7930	0.09025	78.4	100.9	0.777
<b>Circón-72</b>	120	18.8	798	1.21	9350	11.525	62	47.5	1.305
<b>Circón-73</b>	590	4	1840	4.5	10860	90.5	229.9	443	0.519
<b>Circón-74</b>	460	18.9	570	2.21	6790	0.04875	34.14	33.08	1.032
<b>Circón-75</b>	550	3.7	1780	11.19	11860	13.175	202.9	285	0.712
<b>Circón-76</b>	240	7.5	520	0.95	10130	5.75	57.2	105.8	0.541
<b>Circón-77</b>	430	5.8	1050	1.1	9580	0.39	99	282	0.351
<b>Circón-78</b>	420	3.8	943	6.53	13200	13.925	352	1227	0.287
<b>Circón-79</b>	410	4.1	870	2.89	11340	7.55	62.6	100	0.626
<b>Circón-80</b>	710	11.4	1970	7.55	8170	0.1175	125.4	203.2	0.617

<b>Circón-81</b>	430	22.2	591	2.27	7870	0.1655	63.04	70.7	0.892
<b>Circón-82</b>	560	13.7	2420	2.08	6030	0.06725	42.6	67.04	0.635
<b>Circón-83</b>	1030	7.6	1450	3.05	10340	10.725	152	290	0.524
<b>Circón-84</b>	160	6.7	1268	1.3	9650	16.875	44.3	78.6	0.564
<b>Circón-85</b>	680	5.8	1970	2.42	10280	13.5	232	344	0.674
<b>Circón-86</b>	-110	7.8	3940	12.5	6920	1.6725	240.5	302.2	0.796
<b>Circón-87</b>	660	4.6	2760	9	9820	0.12	226.4	329	0.688
<b>Circón-88</b>	720	103	1630	3.56	8320	40.5	174	158	1.101
<b>Circón-89</b>	580	5.8	1490	3.07	12040	12.625	404	456	0.886
<b>Promedio</b>	435.90	9.95	1476.46	4.69	9199.09	15.52	211.79	314.02	0.71

De acuerdo a Hoskin y Schaltegger (2003) generalmente los análisis de circones ígneos reportan abundancias de Ce de menos de aproximadamente 50 ppm. La mayoría de los circones analizados de playa Chachalacas tienen valores de Ce entre 0.64-47 con un promedio de 22.62 ppm, lo que coincide con los valores reportados de circones ígneos; únicamente doce circones poseen concentraciones mayores al rango anterior, cuando la abundancia es significativamente mayor, por lo general hay dudas sobre la procedencia del circón.

Los valores obtenidos de la relación Th/U oscilan entre 0.03 y 1.78 con un promedio de 0.71 (>0.3), lo que sugiere una fuente ígnea (Rubatto, 2002; Wang, 2018) (Fig. 5.11), de acuerdo a Hoskin y Schaltegger (2003) la relación Th/U del circón ígneo por lo general es  $\geq 0.5$ . Sólo hay un circón con un contenido muy bajo de la relación Th/U (0.036) que reporta una edad de 895.9 Ma, de acuerdo a Rubatto y Gebauer (2000) la baja relación de Th/U (<0.07) es una característica química que distingue a los circones metamórficos (Fig. 5.11).

El contenido de tierras raras ligeras (LREE) varía de 2.52 a 167.04 ppm, las tierras raras pesadas (HREE) varían de 92.86 a 2791.5 ppm y los valores de la sumatoria total de tierras raras (TREE) varía de 103.87 a 2958.54 ppm (Tabla 5.11). De acuerdo a Hoskin y Schaltegger (2003) el contenido total de tierras raras (TREE) en los circones suele variar entre 100 y 2,500 ppm lo que coincide con el rango de variación de casi todos los circones de playa Chachalacas, excepto uno que reporta un valor de 2,958 ppm, sin embargo, se han encontrado concentraciones de tierras raras más altas a las usuales en circones que provienen de pegmatitas y granitoides (Belousova, 2002).



**Fig. 5. 11** Gráfica de las relaciones Th/U contra edades por el método U-Pb en circones detríticos de playa Chachalacas, Veracruz (Wang, 2018).

**Tabla 5. 11 Concentración en ppm de tierras raras en circones de playa Chachalacas, Veracruz. TREE= Sumatoria total de elementos de tierras raras; LREE= Sumatoria total de tierras raras ligeras; HREE= Sumatoria total de tierras raras pesadas;  $Eu/Eu^* = Eu_{CN}/[(Sm_{CN})*(Gd_{CN})]^{1/2}$ ; los valores normalizados se obtuvieron respecto a los factores de normalización de condrita ( $_{CN}$ ) listados en Sun y McDonough (1995).**

Circón	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	LREE	HREE	TREE	EU/EU*
Circón-02	0.004	13.400	0.120	0.960	4.200	0.750	11.900	3.400	33.000	11.500	41.000	78	14.300	18.684	193.100	211.784	0.323
Circón-03	0.022	26.600	0.058	2.040	4.800	0.610	30.100	10.800	146.000	59.000	292.000	640	140.000	33.520	1317.900	1351.420	0.155
Circón-04	0.280	24.000	0.120	1.630	3.900	0.330	28.600	10.900	138.000	56.000	262.000	500	103.000	29.930	1098.500	1128.430	0.095
Circón-05	0.000	23.400	0.117	1.570	4.000	1.990	24.900	9.000	105.000	42.000	195.000	331	82.000	29.087	788.900	817.987	0.608
Circón-06	0.004	12.700	0.116	1.810	4.700	1.630	22.500	7.300	81.000	28.100	123.000	243	49.000	19.330	553.900	573.230	0.483
Circón-07	0.087	44.900	0.700	11.600	15.900	7.300	61.600	17.700	184.000	60.900	251.000	444	89.000	73.187	1108.200	1181.387	0.711
Circón-08	0.028	0.640	0.022	0.350	1.480	0.107	14.900	7.800	89.000	26.600	90.000	129	23.300	2.520	380.600	383.120	0.069
Circón-09	0.042	16.600	0.121	2.500	2.530	0.610	26.000	5.500	61.000	21.300	96.000	196	38.400	21.793	444.200	465.993	0.229
Circón-10	0.038	26.100	0.277	4.900	9.000	1.270	60.000	19.400	236.000	89.000	410.000	760	154.000	40.315	1728.400	1768.715	0.167
Circón-11	0.040	26.600	0.083	0.980	2.700	1.090	12.300	3.900	49.000	18.400	93.000	218	49.000	30.403	443.600	474.003	0.577
Circón-12	0.065	38.200	0.410	7.100	11.500	5.640	52.500	15.500	173.000	60.400	264.000	502	107.000	57.275	1174.400	1231.675	0.700
Circón-13	0.000	45.800	0.092	1.010	3.190	1.480	22.500	7.700	99.000	38.800	186.000	429	98.000	50.092	881.000	931.092	0.533
Circón-14	0.000	47.000	0.055	1.710	3.060	2.210	25.500	11.100	135.000	56.000	282.000	680	154.000	51.825	1343.600	1395.425	0.763
Circón-15	0.000	12.900	0.066	1.090	2.930	0.151	16.700	5.960	66.200	26.100	115.000	196	41.000	16.986	466.960	483.946	0.066
Circón-16	0.180	29.700	1.030	11.200	11.400	6.270	46.300	12.100	111.000	32.700	127.000	214	42.100	53.510	585.200	638.710	0.832
Circón-17	0.007	4.800	0.050	1.290	2.400	0.405	14.200	5.060	58.400	23.000	94.000	178	36.100	8.547	408.760	417.307	0.211
Circón-18	0.052	40.400	0.167	2.410	4.540	1.090	25.400	10.300	141.000	56.500	286.000	661	141.000	47.569	1321.200	1368.769	0.309
Circón-19	0.004	26.700	0.440	6.800	13.000	3.320	71.100	23.000	257.000	92.000	392.000	682	136.000	46.944	1653.100	1700.044	0.333
Circón-20	0.051	5.200	0.102	1.630	3.090	0.750	19.500	7.200	92.000	37.100	182.000	389	86.000	10.073	812.800	822.873	0.295
Circón-21	0.041	14.400	0.027	0.550	1.080	0.500	6.800	2.460	30.500	11.800	63.000	157	39.600	16.098	311.160	327.258	0.562

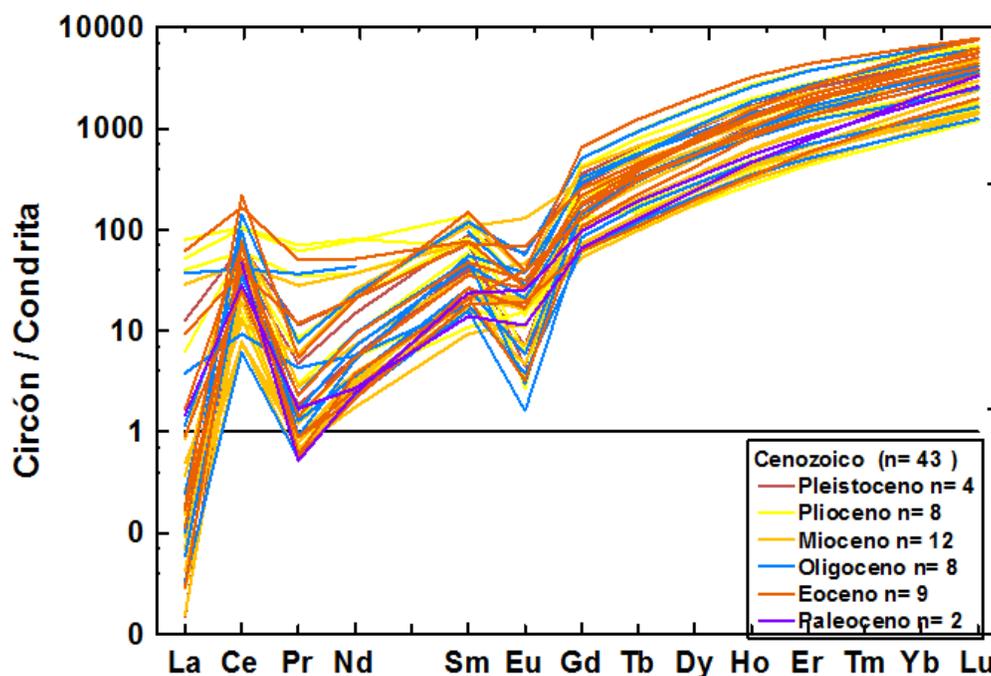
<b>Circón-22</b>	6.300	92.000	2.830	19.400	15.300	4.660	67.000	21.600	255.000	91.500	407.000	754	154.000	135.830	1750.100	1885.930	0.444
<b>Circón-23</b>	0.000	27.600	0.060	1.390	2.760	1.040	17.000	6.700	84.900	35.400	175.000	416	94.900	31.810	829.900	861.710	0.463
<b>Circón-24</b>	0.008	3.750	0.051	1.010	2.350	0.091	16.700	6.030	69.300	25.500	112.000	200	40.300	7.169	469.830	476.999	0.044
<b>Circón-25</b>	0.000	30.500	0.103	1.170	3.300	0.900	19.700	7.400	105.000	44.000	216.000	490	120.000	35.073	1002.100	1037.173	0.340
<b>Circón-26</b>	0.000	31.500	0.113	1.520	4.600	1.260	19.800	5.800	71.000	25.800	114.000	234	49.300	37.733	519.700	557.433	0.402
<b>Circón-27</b>	0.010	17.600	0.073	1.140	2.750	0.372	18.200	6.640	85.300	33.000	153.000	299	61.300	21.573	656.440	678.013	0.160
<b>Circón-28</b>	0.000	21.300	0.151	3.200	6.600	1.180	34.400	12.300	141.000	53.700	237.000	438	86.000	31.251	1002.400	1033.651	0.239
<b>Circón-29</b>	0.010	11.900	0.061	1.110	2.620	0.264	19.400	7.000	86.000	34.300	160.000	307	63.900	15.701	677.600	693.301	0.113
<b>Circón-30</b>	0.052	32.200	0.158	2.240	5.150	1.360	21.500	7.530	92.300	34.700	172.000	398	88.200	39.800	814.230	854.030	0.394
<b>Circón-31</b>	0.015	6.360	0.124	1.640	2.880	0.137	11.400	2.480	21.000	6.020	20.100	27	5.060	11.019	92.860	103.879	0.073
<b>Circón-32</b>	0.013	6.830	0.029	0.540	1.790	0.215	14.400	5.600	74.900	31.300	149.000	332	70.800	9.202	678.000	687.202	0.129
<b>Circón-33</b>	25.300	76.300	7.400	34.400	9.800	0.406	23.900	7.320	84.100	30.400	138.000	255	51.200	153.200	589.920	743.120	0.081
<b>Circón-34</b>	0.027	32.500	0.212	4.190	7.000	1.780	35.000	12.100	135.000	49.700	212.000	395	84.000	43.929	922.800	966.729	0.347
<b>Circón-35</b>	2.790	18.100	1.040	5.300	3.910	0.428	18.900	6.450	80.000	31.700	143.000	275	56.900	31.140	611.950	643.090	0.152
<b>Circón-36</b>	0.044	135.000	0.507	9.390	22.100	2.220	130.000	44.500	502.000	176.000	702.000	1045	192.000	167.041	2791.500	2958.541	0.126
<b>Circón-37</b>	0.011	9.010	0.048	0.760	3.550	0.660	29.600	13.100	179.000	75.600	364.000	768	162.000	13.379	1591.300	1604.679	0.196
<b>Circón-38</b>	0.118	8.100	0.064	0.800	1.380	0.660	10.600	3.540	43.800	17.900	87.000	205	48.500	10.462	416.340	426.802	0.526
<b>Circón-39</b>	0.016	17.200	0.113	1.770	2.690	1.170	14.200	3.980	47.700	16.900	74.700	159	34.300	21.789	350.780	372.569	0.577
<b>Circón-40</b>	0.073	55.300	0.182	3.230	7.300	2.410	43.600	14.770	176.000	64.900	280.000	510	104.100	66.085	1193.370	1259.455	0.412
<b>Circón-41</b>	0.400	42.300	0.132	2.460	5.260	1.470	36.500	14.100	181.000	73.100	342.000	675	140.000	50.552	1461.700	1512.252	0.323
<b>Circón-42</b>	0.000	28.900	0.048	1.100	3.510	1.420	19.300	6.900	80.000	30.000	134.000	293	64.300	33.558	627.500	661.058	0.526
<b>Circón-43</b>	9.500	37.000	3.200	16.900	12.100	0.800	42.400	12.200	136.000	47.400	195.000	336	65.700	78.700	834.700	913.400	0.108
<b>Circón-44</b>	1.500	42.200	0.690	4.600	6.160	1.400	29.700	10.140	119.500	45.700	208.000	455	100.500	55.150	968.540	1023.690	0.316

<b>Circón-45</b>	0.007	46.300	0.054	0.980	3.930	0.950	29.700	13.600	201.000	83.200	411.000	910	186.000	51.271	1834.500	1885.771	0.268
<b>Circón-46</b>	0.910	5.700	0.400	2.600	2.680	0.213	12.400	4.330	51.800	19.000	81.100	150	30.800	12.290	349.430	361.720	0.113
<b>Circón-47</b>	14.700	102.000	4.700	23.500	11.400	1.510	43.700	15.000	177.000	69.000	311.000	599	125.000	156.300	1339.700	1496.000	0.206
<b>Circón-48</b>	8.800	25.100	3.400	19.800	14.100	1.570	65.100	20.400	218.000	77.900	302.000	476	91.500	71.200	1250.900	1322.100	0.158
<b>Circón-49</b>	0.018	5.210	0.178	3.130	4.740	0.420	23.600	6.530	69.200	23.100	89.200	143	27.300	13.276	381.930	395.206	0.121
<b>Circón-50</b>	0.058	59.400	0.085	2.340	8.200	2.120	57.700	19.900	256.000	101.000	431.000	795	153.000	70.083	1813.600	1883.683	0.297
<b>Circón-51</b>	2.200	23.600	1.100	9.600	10.800	3.820	50.900	16.300	189.000	72.000	302.000	528	108.000	47.300	1266.200	1313.500	0.497
<b>Circón-52</b>	0.000	25.900	0.130	2.590	6.290	0.400	41.600	13.800	189.000	74.600	342.000	686	142.200	34.910	1489.200	1524.110	0.075
<b>Circón-53</b>	0.124	46.600	0.171	2.360	5.460	0.958	34.300	12.020	160.400	66.900	321.000	717	152.300	54.715	1463.920	1518.635	0.213
<b>Circón-54</b>	0.014	21.500	0.218	4.320	7.300	0.169	36.700	11.520	127.000	44.400	190.000	307	61.300	33.352	777.920	811.272	0.031
<b>Circón-55</b>	0.071	18.600	0.541	9.700	17.800	1.490	90.000	26.800	297.000	103.300	409.000	637	123.000	46.712	1686.100	1732.812	0.113
<b>Circón-56</b>	0.220	15.400	0.083	1.190	3.150	0.181	21.300	8.090	103.200	45.100	210.000	462	96.600	20.043	946.290	966.333	0.067
<b>Circón-57</b>	0.000	11.600	0.172	2.500	5.800	0.950	29.900	11.300	145.000	58.500	256.000	498	104.000	20.072	1102.700	1122.772	0.220
<b>Circón-58</b>	0.000	20.300	0.062	1.640	1.910	0.300	14.800	4.700	59.500	24.800	117.000	251	54.600	23.912	526.400	550.312	0.172
<b>Circón-59</b>	1.800	12.300	0.530	1.900	1.740	0.435	8.050	2.950	39.600	17.300	83.700	223	54.100	18.270	428.700	446.970	0.354
<b>Circón-60</b>	6.900	27.700	2.600	16.900	11.100	3.830	50.500	13.800	152.000	54.700	230.000	448	97.000	65.200	1046.000	1111.200	0.493
<b>Circón-61</b>	18.900	65.000	6.500	37.000	10.100	1.590	21.000	6.500	70.100	26.600	112.000	214	44.500	137.500	494.700	632.200	0.333
<b>Circón-62</b>	0.000	15.000	0.030	0.770	1.940	0.890	11.600	4.030	52.500	22.600	108.000	269	65.800	17.740	533.530	551.270	0.572
<b>Circón-63</b>	12.400	63.000	5.700	35.500	20.500	0.150	101.000	34.300	402.000	149.000	600.000	899	163.000	137.100	2348.300	2485.400	0.010
<b>Circón-64</b>	0.023	30.800	0.550	10.200	17.100	1.470	83.000	28.800	314.000	108.000	445.000	806	157.000	58.673	1941.800	2000.473	0.119
<b>Circón-65</b>	0.010	10.300	0.059	0.980	2.210	0.259	18.200	7.740	97.600	40.200	183.000	333	68.800	13.559	748.540	762.099	0.124
<b>Circón-66</b>	0.073	9.890	0.189	2.710	4.900	1.130	29.600	11.000	132.000	50.800	230.000	468	99.500	17.762	1020.900	1038.662	0.286
<b>Circón-67</b>	0.000	7.500	0.091	2.060	3.540	0.770	21.000	7.240	82.800	30.300	124.800	215	41.300	13.191	522.440	535.631	0.272

<b>Circón-68</b>	0.201	52.700	0.259	3.320	5.300	2.640	27.700	9.820	122.700	49.000	229.000	531	116.900	61.780	1086.120	1147.900	0.664
<b>Circón-69</b>	1.490	38.700	0.790	9.700	12.200	0.342	64.500	22.200	263.000	100.900	427.000	747	147.000	62.880	1771.600	1834.480	0.037
<b>Circón-70</b>	0.022	4.770	0.085	1.510	3.260	0.920	14.500	5.010	63.400	23.600	108.000	258	58.800	9.647	531.310	540.957	0.408
<b>Circón-71</b>	0.000	9.400	0.060	1.520	1.600	0.870	11.900	3.850	42.800	15.300	69.600	138	29.500	12.580	310.950	323.530	0.608
<b>Circón-72</b>	0.009	27.300	0.174	2.570	4.930	1.630	22.200	6.990	78.600	27.800	111.800	215	43.400	34.983	505.790	540.773	0.475
<b>Circón-73</b>	0.283	15.200	0.390	4.480	6.300	0.810	34.900	13.200	163.000	61.200	268.000	507	98.300	26.653	1145.600	1172.253	0.167
<b>Circón-74</b>	0.017	32.000	0.082	1.610	2.990	1.190	12.870	4.510	52.200	19.600	85.900	172	36.200	36.699	383.280	419.979	0.585
<b>Circón-75</b>	0.010	65.000	0.060	1.170	3.950	0.580	27.300	10.800	137.000	57.000	265.000	549	114.000	70.190	1160.100	1230.290	0.170
<b>Circón-76</b>	0.069	9.180	0.065	0.600	1.270	0.218	8.700	3.260	39.700	17.000	79.600	178	39.400	11.184	365.660	376.844	0.200
<b>Circón-77</b>	0.037	4.520	0.073	1.350	3.920	0.920	22.000	7.300	84.000	33.300	152.000	346	73.200	9.900	717.800	727.700	0.302
<b>Circón-78</b>	0.350	17.500	0.158	1.240	2.060	0.640	13.100	4.630	60.000	25.200	124.000	338	81.900	21.308	646.830	668.138	0.376
<b>Circón-79</b>	0.000	18.700	0.021	0.720	2.010	0.416	16.000	5.780	77.900	31.300	138.000	276	57.700	21.451	602.680	624.131	0.224
<b>Circón-80</b>	0.029	27.500	0.280	4.210	8.800	0.187	42.800	14.700	175.000	67.800	293.000	534	106.000	40.819	1233.300	1274.119	0.029
<b>Circón-81</b>	0.004	14.760	0.082	1.220	3.050	1.250	12.900	4.520	51.500	19.100	88.900	197	41.500	19.116	415.420	434.536	0.607
<b>Circón-82</b>	0.064	7.250	0.550	9.900	18.400	2.150	81.200	24.200	256.000	88.700	358.000	600	123.000	36.164	1531.100	1567.264	0.170
<b>Circón-83</b>	10.400	41.000	2.700	14.500	7.200	0.980	26.800	9.400	120.000	48.000	219.000	482	100.000	75.800	1005.200	1081.000	0.215
<b>Circón-84</b>	0.015	4.460	0.242	3.860	6.370	0.650	32.400	10.430	118.500	43.300	184.000	315	63.100	14.947	766.730	781.677	0.138
<b>Circón-85</b>	0.090	22.700	0.310	3.500	6.900	2.870	34.200	12.100	140.000	59.000	309.000	780	175.000	33.500	1509.300	1542.800	0.569
<b>Circón-86</b>	0.024	87.000	0.710	10.600	17.600	3.180	101.000	33.800	391.000	141.000	594.000	976	185.000	115.934	2421.800	2537.734	0.230
<b>Circón-87</b>	3.030	42.200	1.060	9.500	10.700	0.250	54.600	19.400	241.000	91.600	404.000	756	154.000	66.490	1720.600	1787.090	0.032
<b>Circón-88</b>	0.080	35.400	0.340	4.250	8.500	3.140	41.700	12.900	138.000	55.600	240.000	488	103.000	48.570	1079.200	1127.770	0.508
<b>Circón-89</b>	4.000	59.300	1.150	5.000	4.330	0.950	24.500	9.120	114.100	46.900	230.000	496	103.100	73.780	1023.720	1097.500	0.281

Las arenas de playa Chachalacas están ligeramente enriquecidas en tierras raras pesadas HREE como se observa en los diagramas de REE normalizados con condrita respecto a edades (Fig. 5.12, 5.13, 5.14 y 5.15), esto es indicador de circones de origen ígneo de acuerdo a Hoskin e Ireland (2000). Además, se aprecia una marcada anomalía positiva de Cerio y negativa de Europio característica distintiva de circones ígneos sin alteraciones (Hoskin y Schaltegger, 2003).

La anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^* < 1$ ) es indicativa de fuentes ígneas silíceas y una anomalía de Eu positiva ( $Eu/Eu^* = 1$ ) indica fuentes ígneas básicas (Cullers *et al.*, 1997), para los circones de la playa Chachalacas la anomalía de Eu es negativa, con valores que van desde 0.01 hasta 0.832, por lo que se considera una fuente ígnea de afinidad silícica.



**Fig. 5. 12 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para circones del Cenozoico de la playa Chachalacas. Valores normalizados de condrita tomados de Sun y McDonough (1995)**

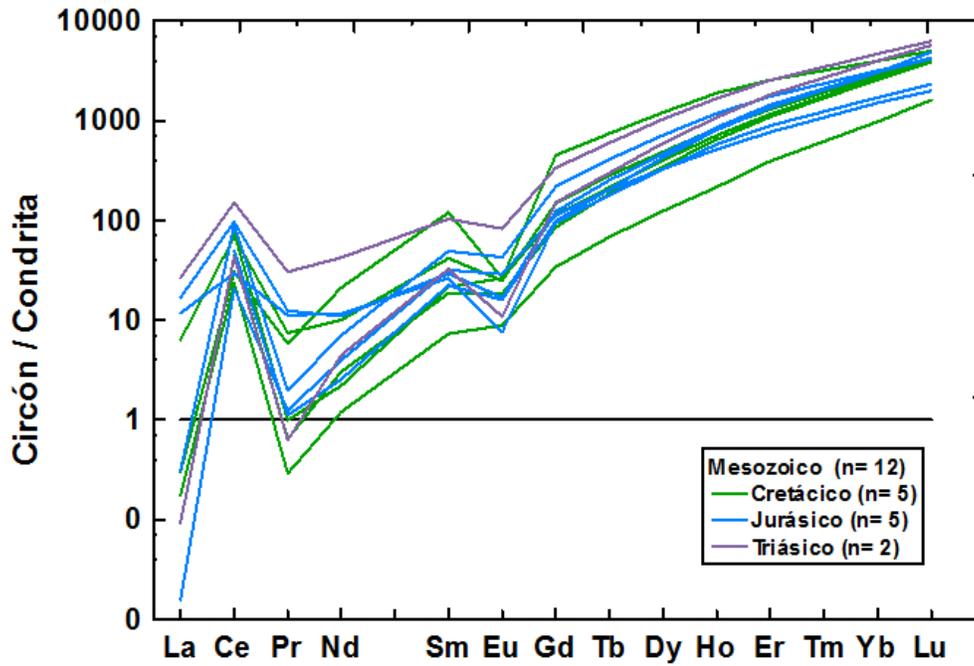


Fig. 5. 13 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para circones del Mesozoico de la playa Chachalacas. Valores normalizados de condrita tomados de Sun y McDonough (1995)

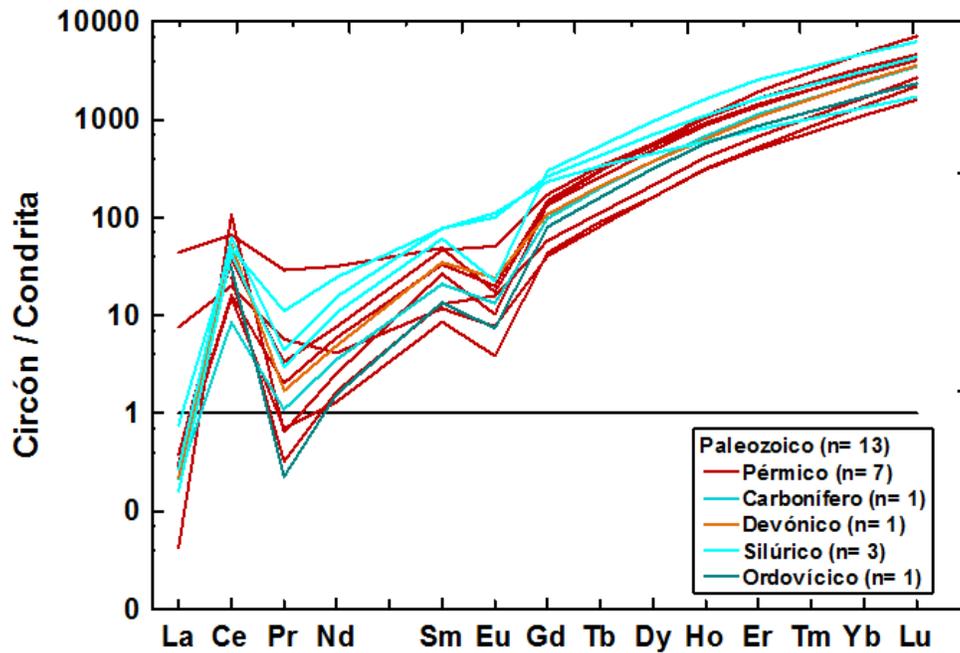
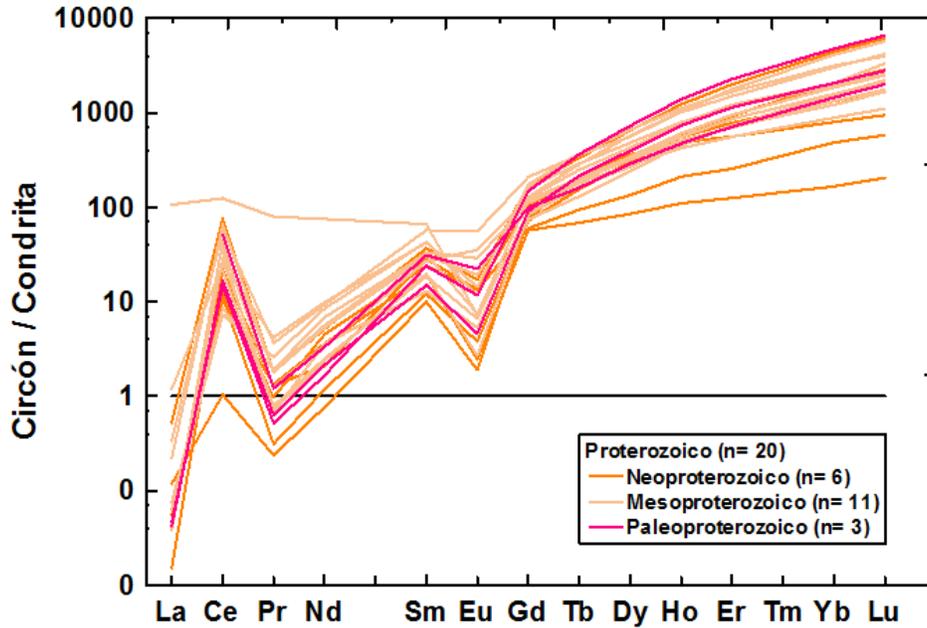


Fig. 5. 14 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para circones del Paleozoico de la playa Chachalacas. Valores normalizados de condrita tomados de Sun y McDonough (1995)



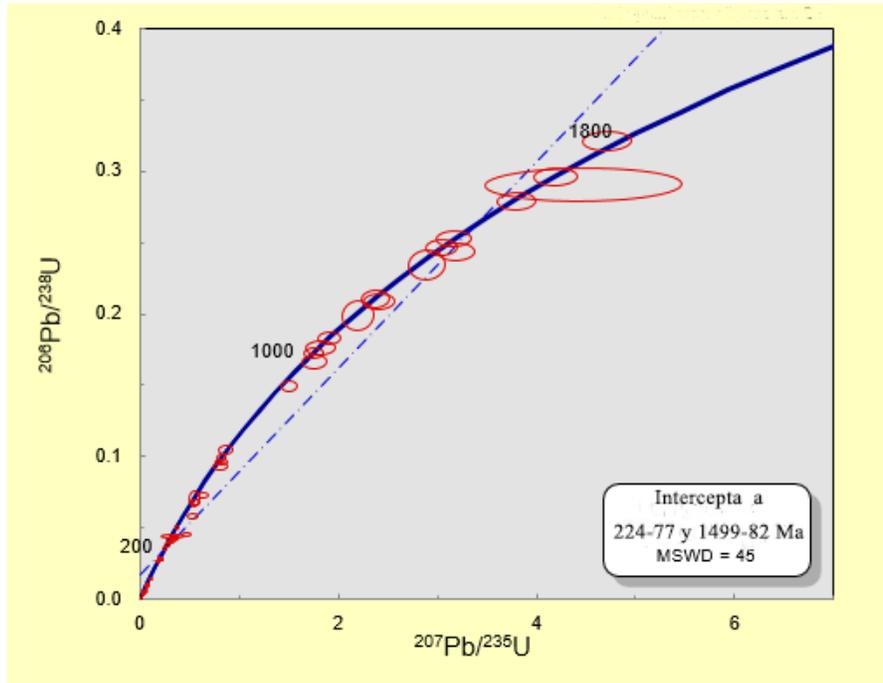
**Fig. 5.15** Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para circones del Proterozoico de la playa Chachalacas. Valores normalizados de condrita tomados de Sun y McDonough (1995)

#### 5.4.2 Geocronología

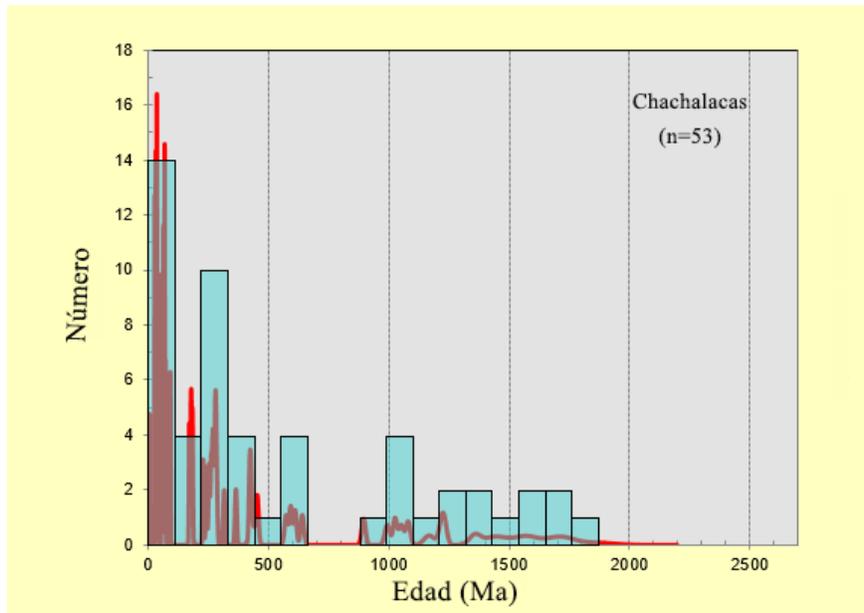
Se realizó un análisis de geocronología de U-Pb en alrededor de 89 circones de la playa Chachalacas (Tabla 5.12) 36 de los cuales fueron descartados por su amplia discordancia, los 53 restantes fueron graficados en un diagrama de concordia U-Pb (Fig. 5.16). De acuerdo a los resultados obtenidos, un total de 10 circones pertenecen a la era del Cenozoico, en este grupo de circones predominan los del periodo Paleógeno (Oligoceno 27.5-32.9 Ma, n=3; Eoceno 36.1-55.9 Ma, n=4; Paleoceno n=62-64.3 Ma, n=2), sólo 1 pertenece al periodo Neógeno (Mioceno 7 Ma, n=1). Un total de 10 circones pertenecen a la era del Mesozoico, en este grupo de circones los predominantes son del periodo Cretácico (Cretácico Superior 68.5-92.8 Ma, n=4) y Jurásico (Jurásico Medio e Inferior 171-184 Ma, n=4), solamente 2 circones pertenecen al Triásico (228.9-241.9 Ma, n=2). A la era del Paleozoico corresponden un total de 13 circones, en esta era predominan los del periodo Pérmico al que pertenecen 7 circones (253.2-284.8 Ma, n=7), 3 circones tienen edad del periodo Silúrico (422.8-439 Ma, n=3), mientras que de los periodos Carbonífero (316.4 Ma, n=1), Devónico (364.8 Ma, n=1) y Ordovícico (454 Ma, n=1) sólo se registró un círculo en cada período. Los circones con edades correspondientes al Proterozoico fueron

un total de 20, de los cuales la mayoría son del Mesoproterozoico (1026-1585 Ma, n=11), del Neoproterozoico se registraron 6 circones (574-994 Ma, n=6) y 3 del Paleoproterozoico (1679-1846 Ma, n=3).

En el histograma de distribución de edades (Fig. 5.17) se observa una distribución muy amplia en las edades de los circones detríticos del área de estudio, con abundancia del Mioceno al Neoproterozoico-Ediacárico (7-641 Ma; n=37), mostrando un pico significativo de 7-92.8 Ma (n=14) que corresponde a los circones del Cretácico Superior al Neógeno, y un pico secundario de 228.9-316.4 Ma (n=10) que corresponden en su mayoría a circones del Pérmico-Triásico, siendo éstas las edades más populares.



**Fig. 5. 16** Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb medidos en los circones detríticos de playa Chachalacas.



**Fig. 5. 17** Histograma de distribución de edades obtenidas en los circones detríticos de playa Chachalacas mediante U-Pb.

**Tabla 5. 12 Resultados de geocronología de U-Pb en los circones detríticos de playa Chachalacas.**

Circón	Relaciones corregidas						Edades corregidas (Ma)								
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	Edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc%
Circón-01	0.060	0.013	0.041	0.010	0.005	0.0002	31.7	1.5	41.0	9.5	400	180	31.7	1.5	22.7
Circón-02	0.076	0.004	1.758	0.098	0.167	0.0038	994.0	21.0	1030.0	37.0	1105	110	994.0	21	3.5
Circón-03	0.053	0.003	0.279	0.018	0.038	0.0009	241.9	5.4	249.0	14.0	310	130	241.9	5.4	2.9
Circón-04	0.075	0.009	0.049	0.006	0.005	0.0002	31.8	1.0	49.1	5.7	1010	190	31.8	1.0	35.2
Circón-05	0.073	0.003	1.756	0.077	0.173	0.0030	1026.0	16.0	1029.0	29.0	1035	99	1026.0	16	0.3
Circón-06	0.082	0.015	0.340	0.061	0.031	0.0011	193.3	7.1	293.0	41.0	1210	240	193.3	7.1	34.0
Circón-07	0.120	0.130	0.032	0.011	0.001	0.0002	7.3	1.4	31.0	10.0	-80000	1200	7.3	1.4	76.5
Circón-08	0.072	0.003	1.504	0.066	0.149	0.0028	895.9	16.0	931.7	27.0	1007	95	895.9	16	3.8
Circón-09	0.072	0.015	0.006	0.001	0.001	0.0000	4.4	0.2	6.3	1.2	890	290	4.4	0.2	30.2
Circón-10	0.060	0.003	0.562	0.030	0.068	0.0013	422.8	8.0	453.0	19.0	610	110	422.8	8.0	6.7
Circón-11	0.063	0.008	0.047	0.006	0.006	0.0002	37.2	1.6	46.0	6.6	650	210	37.2	1.6	19.1
Circón-12	0.059	0.004	0.558	0.040	0.069	0.0015	427.0	9.3	449.0	25.0	530	140	427.0	9.3	4.9
Circón-13	0.070	0.023	0.127	0.070	0.013	0.0007	84.6	4.7	121.4	50.0	960	320	84.6	4.7	30.3
Circón-14	0.057	0.007	0.068	0.009	0.009	0.0002	55.9	1.5	67.2	9.1	540	200	55.9	1.5	16.8
Circón-15	0.076	0.004	1.910	0.088	0.183	0.0033	1081.0	18.0	1087.0	30.0	1091	100	1081.0	18	0.6
Circón-16	0.057	0.003	0.550	0.037	0.071	0.0041	439.0	25.0	452.0	26.0	483	120	439.0	25	2.9
Circón-17	0.490	0.200	0.075	0.013	0.002	0.0003	11.7	1.6	72.0	12.0	3200	700	11.7	1.6	83.8
Circón-18	0.097	0.004	3.795	0.160	0.279	0.0049	1587.0	25.0	1591.0	34.0	1585	89	1585.0	89	0.3
Circón-19	0.870	0.440	0.018	0.009	0.000	0.0001	1.7	0.6	18.9	8.8	3900	15000	1.7	0.6	91.0
Circón-20	0.053	0.003	0.373	0.020	0.050	0.0012	316.4	7.6	324.0	15.0	320	130	316.4	7.6	2.3
Circón-21	0.052	0.004	0.073	0.006	0.011	0.0003	68.5	1.8	71.3	6.2	330	160	68.5	1.8	3.9
Circón-22	0.052	0.003	0.256	0.013	0.036	0.0008	228.9	4.9	231.6	11.0	288	120	228.9	4.9	1.2
Circón-23	0.057	0.004	0.088	0.008	0.011	0.0003	72.9	2.2	85.9	7.5	450	160	72.9	2.2	15.1
Circón-24	0.076	0.018	0.050	0.014	0.005	0.0003	32.5	1.9	49.0	13.0	970	290	32.5	1.9	33.7
Circón-25	0.053	0.006	0.208	0.028	0.028	0.0008	180.0	5.0	191.0	21.0	320	170	180.0	5.0	5.8
Circón-26	0.113	0.017	4.470	0.810	0.290	0.0097	1643.0	49.0	1724.0	110.0	1846	170	1846.0	170	4.7
Circón-27	0.092	0.004	3.166	0.150	0.253	0.0045	1451.0	23.0	1447.0	36.0	1461	96	1461.0	96	-0.3
Circón-28	0.065	0.015	0.044	0.013	0.005	0.0003	32.9	1.6	43.9	12.0	660	220	32.9	1.6	25.1
Circón-29	0.780	0.140	0.106	0.032	0.001	0.0003	8.8	1.8	102.0	26.0	4940	360	8.8	1.8	91.4
Circón-30	0.067	0.004	0.538	0.041	0.058	0.0012	364.8	7.5	437.0	25.0	884	120	364.8	7.5	16.5

Capítulo 5| Resultados y discusión

Circón-31	0.062	0.004	0.807	0.058	0.093	0.0023	574.0	14.0	598.0	31.0	730	140	574.0	14	4.0
Circón-32	0.063	0.004	0.821	0.050	0.096	0.0019	592.9	11.0	619.0	29.0	720	140	592.9	11	4.2
Circón-33	0.089	0.004	3.041	0.130	0.246	0.0047	1420.0	24.0	1417.0	33.0	1425	94	1425.0	94	-0.2
Circón-34	0.080	0.018	0.066	0.016	0.006	0.0004	38.4	2.3	64.0	15.0	1490	290	38.4	2.3	40.0
Circón-35	0.051	0.005	0.201	0.020	0.028	0.0008	178.0	5.0	184.0	17.0	240	210	178.0	5.0	3.3
Circón-36	0.047	0.006	0.036	0.004	0.006	0.0002	36.1	1.3	36.3	4.7	60	240	36.1	1.3	0.6
Circón-37	0.103	0.004	4.198	0.180	0.296	0.0051	1671.0	25.0	1675.0	35.0	1679	87	1679.0	87	0.2
Circón-38	0.560	0.070	0.095	0.020	0.001	0.0002	8.7	1.3	91.0	18.0	4260	210	8.7	1.3	90.4
Circón-39	0.230	0.530	0.174	0.034	0.002	0.0005	12.9	3.2	159.0	28.0	-14000	21000	12.9	3.2	91.9
Circón-40	0.051	0.003	0.202	0.011	0.029	0.0006	184.5	3.7	186.8	9.2	270	140	184.5	3.7	1.2
Circón-41	0.076	0.009	0.063	0.008	0.006	0.0002	37.5	1.3	62.6	8.1	980	250	37.5	1.3	40.1
Circón-42	0.062	0.012	0.076	0.016	0.010	0.0005	62.0	3.4	74.0	15.0	570	350	62.0	3.4	16.2
Circón-43	0.166	0.073	0.015	0.011	0.001	0.0001	4.3	0.8	15.6	10.0	2540	410	4.3	0.8	72.6
Circón-44	0.054	0.004	0.109	0.008	0.015	0.0004	92.8	2.3	105.5	7.6	350	140	92.8	2.3	12.0
Circón-45	0.071	0.006	0.059	0.004	0.007	0.0003	42.2	1.8	58.2	4.7	870	200	42.2	1.8	27.5
Circón-46	0.088	0.025	0.058	0.017	0.005	0.0004	31.5	2.7	59.0	15.0	1050	380	31.5	2.7	46.6
Circón-47	0.076	0.011	0.059	0.008	0.006	0.0002	35.5	1.4	58.8	8.0	1010	250	35.5	1.4	39.6
Circón-48	0.122	0.018	0.078	0.015	0.005	0.0003	31.1	2.0	76.0	14.0	1830	220	31.1	2.0	59.1
Circón-49	0.076	0.005	1.829	0.120	0.177	0.0038	1052.0	21.0	1054.0	41.0	1093	130	1052.0	21	0.2
Circón-50	0.097	0.050	0.053	0.060	0.004	0.0006	27.0	3.5	53.0	49.0	1340	250	27.0	3.5	49.1
Circón-51	0.086	0.021	0.059	0.013	0.006	0.0004	35.8	2.3	58.0	12.0	860	420	35.8	2.3	38.3
Circón-52	0.250	0.092	0.010	0.008	0.000	0.0001	1.9	0.5	10.2	8.5	2950	710	1.9	0.5	81.1
Circón-53	0.061	0.002	0.825	0.037	0.099	0.0021	610.9	12.0	612.0	20.0	639	110	610.9	12	0.2
Circón-54	0.099	0.014	0.064	0.009	0.005	0.0001	30.9	0.9	63.3	9.0	1540	180	30.9	0.9	51.2
Circón-55	0.057	0.006	0.087	0.008	0.011	0.0003	69.5	1.7	85.1	8.1	510	180	69.5	1.7	18.3
Circón-56	0.073	0.005	0.076	0.005	0.008	0.0002	50.0	1.3	74.3	5.0	1030	140	50.0	1.3	32.7
Circón-57	-1.800	2.400	0.026	0.023	0.000	0.0002	1.6	1.5	26.6	22.0	-110000	100000	1.6	1.5	94.0
Circón-58	0.090	0.004	2.887	0.150	0.235	0.0085	1358.0	46.0	1378.3	44.0	1438	90	1358.0	46	1.5
Circón-59	0.051	0.003	0.323	0.019	0.044	0.0009	279.8	5.5	284.0	15.0	280	130	279.8	5.5	1.5
Circón-60	0.310	0.170	0.038	0.010	0.001	0.0001	7.2	0.9	37.9	10.0	2700	620	7.2	0.9	81.0
Circón-61	0.570	0.120	0.040	0.025	0.001	0.0002	3.6	1.5	40.0	22.0	4800	330	3.6	1.5	91.0
Circón-62	0.056	0.005	0.334	0.026	0.042	0.0012	268.0	7.6	291.0	20.0	450	190	268.0	7.6	7.9
Circón-63	0.083	0.021	0.008	0.001	0.001	0.0000	4.7	0.3	8.5	1.9	930	350	4.7	0.3	44.2

Capítulo 5| Resultados y discusión

<b>Circón-64</b>	0.089	0.025	0.005	0.001	0.001	0.0000	3.7	0.3	5.7	1.7	700	380	3.7	0.3	<b>35.6</b>
<b>Circón-65</b>	0.106	0.004	4.715	0.200	0.321	0.0055	1794.0	27.0	1770.0	35.0	1738	87	1738.0	87	-1.4
<b>Circón-66</b>	0.077	0.005	0.476	0.034	0.045	0.0011	284.8	7.0	394.0	23.0	1090	150	284.8	7.0	27.7
<b>Circón-67</b>	0.061	0.004	0.872	0.058	0.105	0.0023	641.0	14.0	634.0	32.0	630	150	641.0	14	-1.1
<b>Circón-68</b>	0.051	0.008	0.007	0.001	0.001	0.0001	7.0	0.3	7.3	1.2	260	300	7.0	0.3	4.7
<b>Circón-69</b>	0.610	0.083	0.030	0.011	0.000	0.0001	2.8	0.7	30.6	9.5	4430	260	2.8	0.7	<b>90.9</b>
<b>Circón-70</b>	0.600	0.089	0.095	0.023	0.001	0.0002	7.8	1.4	91.0	20.0	4490	280	7.8	1.4	<b>91.4</b>
<b>Circón-71</b>	0.520	0.150	0.056	0.017	0.001	0.0002	5.0	0.9	55.0	16.0	2800	730	5.0	0.9	<b>91.0</b>
<b>Circón-72</b>	0.083	0.005	2.410	0.130	0.209	0.0047	1221.0	25.0	1243.0	39.0	1267	110	1221.0	25	1.8
<b>Circón-73</b>	0.080	0.003	2.199	0.130	0.199	0.0083	1168.6	44.0	1180.0	46.0	1213	97	1168.6	44	1.0
<b>Circón-74</b>	-2.300	2.200	0.092	0.026	0.001	0.0004	10.2	2.5	87.0	24.0	-120000	95000	10.2	2.5	<b>88.3</b>
<b>Circón-75</b>	0.056	0.003	0.308	0.022	0.040	0.0008	253.2	5.2	272.9	16.0	450	140	253.2	5.2	7.2
<b>Circón-76</b>	0.060	0.005	0.360	0.030	0.043	0.0011	270.4	6.6	312.0	21.0	690	150	270.4	6.6	13.3
<b>Circón-77</b>	0.350	0.190	0.021	0.008	0.001	0.0002	5.7	1.2	21.2	8.3	2680	990	5.7	1.2	<b>73.1</b>
<b>Circón-78</b>	0.052	0.004	0.071	0.004	0.010	0.0002	64.3	1.2	70.5	4.5	320	150	64.3	1.2	8.8
<b>Circón-79</b>	0.064	0.004	0.641	0.040	0.073	0.0017	454.0	10.0	507.0	23.0	740	140	454.0	10	10.5
<b>Circón-80</b>	0.540	0.120	0.029	0.014	0.000	0.0001	2.7	0.8	33.0	14.0	4500	380	2.7	0.8	<b>91.8</b>
<b>Circón-81</b>	0.730	0.120	0.176	0.027	0.002	0.0003	13.1	1.9	167.0	22.0	4680	300	13.1	1.9	<b>92.2</b>
<b>Circón-82</b>	0.000	0.830	0.086	0.020	0.001	0.0002	6.0	1.2	82.0	18.0	-34000	33000	6.0	1.2	<b>92.7</b>
<b>Circón-83</b>	0.055	0.014	0.329	0.092	0.044	0.0013	279.5	7.8	295.0	58.0	370	270	279.5	7.8	5.3
<b>Circón-84</b>	0.082	0.004	2.377	0.110	0.210	0.0045	1230.0	24.0	1236.0	33.0	1260	100	1230.0	24	0.5
<b>Circón-85</b>	0.050	0.003	0.299	0.023	0.041	0.0009	261.6	5.8	265.0	17.0	250	150	261.6	5.8	1.3
<b>Circón-86</b>	0.066	0.012	0.038	0.007	0.004	0.0002	27.5	1.2	38.1	7.0	620	270	27.5	1.2	27.8
<b>Circón-87</b>	-0.200	0.800	0.015	0.004	0.000	0.0001	1.8	0.4	15.2	4.9	-28000	35000	1.8	0.4	<b>88.0</b>
<b>Circón-88</b>	0.096	0.004	3.193	0.150	0.243	0.0048	1402.0	25.0	1455.0	36.0	1555	95	1555.0	95	3.6
<b>Circón-89</b>	0.049	0.002	0.183	0.011	0.027	0.0005	171.1	3.4	170.3	9.2	142	130	171.1	3.4	-0.5

## 5.5 Procedencia de circones

La playa Chachalacas muestra una amplia distribución de edades, las más abundantes son las del Cenozoico- Cretácico Superior y del Pérmico-Triásico, las probables áreas fuente que contribuyen al aporte de circones de estas edades en los sedimentos de la playa Chachalacas se discuten a continuación:

### **Cenozoico**

Cerca de playa Chachalacas se encuentra el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) por el que drena el río Actopan, el cual nace cerca de las faldas del volcán Cofre de Perote y desemboca en la playa Chachalacas, por lo que se considera una potencial área fuente de los circones que conforman esta playa. Intersectando al Cinturón Volcánico Transmexicano en su porción oriental en el centro de Veracruz, se encuentra la Provincia Alcalina del Este (PAE) (Ferrari *et al.*, 2005), considerada potencial área fuente de los circones del Cenozoico de esta playa, la Provincia Alcalina está situada cerca de la zona costera del Golfo de México, en ella se ha reportado en muchos estudios edades de circones entre 0.23 y 63.9 Ma (Armstrong-Altrin *et al.*, 2018). La PAE cercana al área de estudio, incluye los campos volcánicos Tlanchinol-Tantima-Alamo, Chiconquiaco-Palma Sola, Anegada y el campo volcánico de los Tuxtlas.

### **Pérmico-Triásico**

Edades de circones del Pérmico-Triásico en México fueron reportadas principalmente en el sureste, en el estado de Veracruz (Altotonga) como parte del cinturón de granitoides Permo-Triásico (Torres *et al.*, 1999), en Oaxaca (Keppie *et al.*, 2003) y Chiapas (Pack *et al.*, 2016), también circones del Pérmico-Triásico fueron reportadas por Rubio-Cisneros y Lawton (2011) en areniscas de la Formación Guacamaya del Valle de Huizachal, Tamaulipas, además en el estado de Hidalgo se han reportado rocas de edad Pérmica en Tianguistengo-Calnali, región de la Sierra Madre Oriental, las cuales fueron descritas por Carrillo Bravo (1965) como la extensión al sureste de la Formación Guacamaya y redefinidas como la formación Tuzancoa (Rosales-Lagarde *et al.*, 2005), asimismo Martínez-Sánchez (2016) reportó edades que abarcan desde el Jurásico-Temprano hasta el

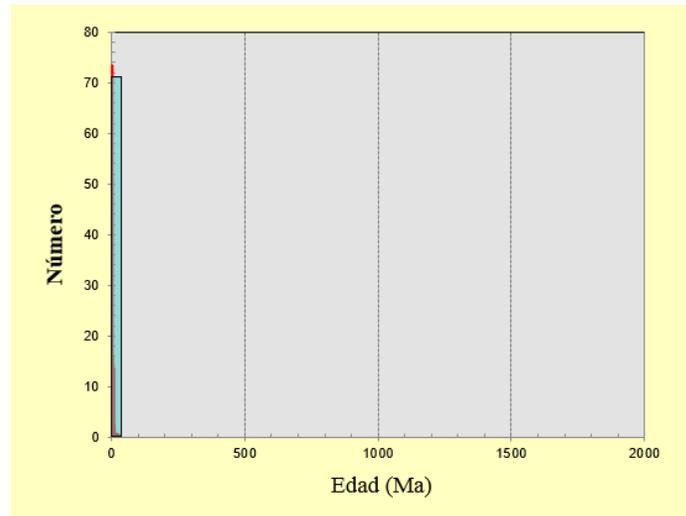
Neoproterozoico en circones correspondientes al Granito Maxala localizado en el noreste de México, en la Sierra Madre Oriental y edades de circones en areniscas de esta región que comprenden desde el Triásico hasta el Proterozoico, correspondientes a la Formación Huizachal y a la Formación San Andrés, en los límites entre los estados de Hidalgo (Maxala) y Veracruz (Xaltipa), los circones del proterozoico para estas rocas fueron interpretados como herencia del basamento Grenvilliano (Oaxaquia).

### **Proterozoico**

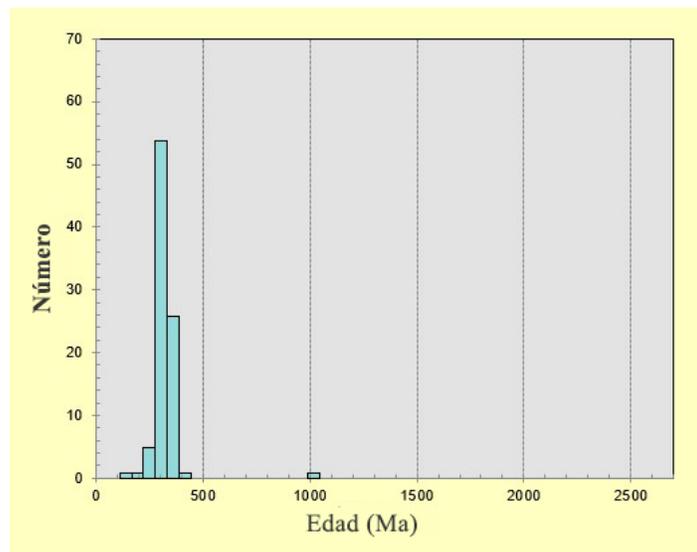
Circones del proterozoico se han registrado en el complejo Oaxaca en donde se han reportado edades mediante el método  $Pb^{206}/U^{238}$  de 542-1425 Ma (Pérez Gutiérrez *et al.*, 2009). En el Terreno Cuicateco se reportan edades de 64 a 3,046 Ma (Pérez-Gutiérrez, 2009) que incluyen a las edades del Cenozoico y Mesozoico (62-184 Ma), Paleozoico (253-454 Ma), y Proterozoico (574-1846 Ma) de los circones datados de la playa Chachalacas. En complejo Acatlán se han reportado edades de circones desde 249-3451 Ma (Talavera-Mendoza *et al.* 2005). También se han fechado por U-Pb circones de exposiciones del Mesoproterozoico Tardío (Grenvilliano) como el gneiss Huiznopala, el gneiss Novillo y el complejo Guichicovi, en general, se les conoce como el microcontinente Oaxaquia que forma la columna vertebral del centro, este y sur de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995).

Anteriormente Armstrong-Altrin *et al.* (2015) realizaron un estudio basado en la geoquímica de las arenas de playa Chachalacas para determinar el ambiente tectónico de la fuente de origen, sugiriendo la posibilidad que las arenas de playa Chachalacas sean sedimentos derivados de regiones activas como el Cinturón Volcánico Transmexicano, la abundancia de edades del Cenozoico obtenidas en los circones detríticos de la playa estudiada concuerdan con la posibilidad de que la principal área fuente de los sedimentos de esta playa sea el Cinturón Volcánico Transmexicano por el que drena el río Actopan que desemboca directamente en playa Chachalacas. Los circones del Pérmico-Triásico pueden derivar del cinturón oriental de granitoides del Permo-Triásico reportado por Torres *et al.* (1999) cuyas exposiciones al sureste de México se encuentran en el estado de Veracruz (Altotonga) y en los límites del complejo Acatlán y Oaxaqueño, otra fuente probable de circones del Paleozoico se encuentra en la región de la Sierra Madre Oriental en el límite

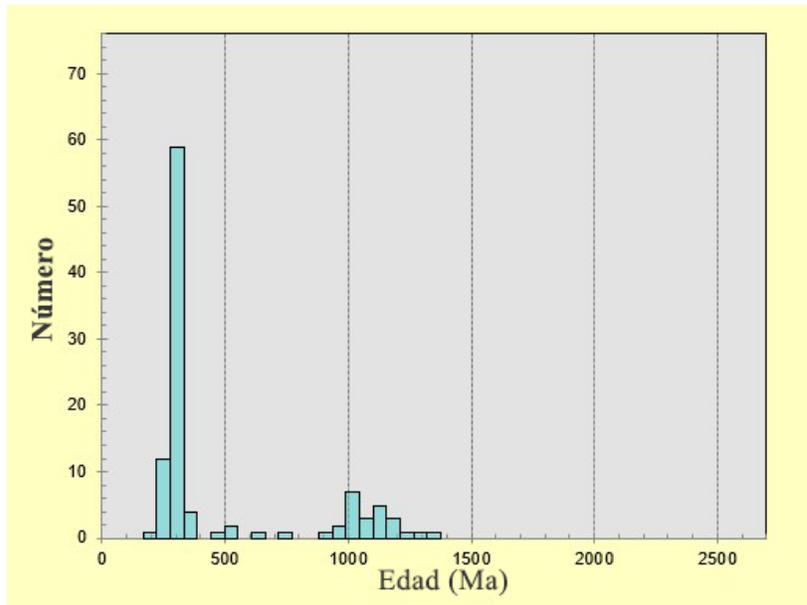
entre los estados de Hidalgo y Veracruz, en donde se reportan afloramientos de plutones con edades de circones que abracan principalmente desde el Pérmico hasta el Devónico, definidos como Granito Maxala y areniscas con edades de circones desde el Triásico hasta el Mesoproterozoico (Martínez- Sánchez, 2016). Los circones derivados de las fuentes anteriores pudieron ser transportados al Golfo de México por los ríos adyacentes al río Actopan, que desemboca en playa Chachalacas y posteriormente trasladados por las corrientes litorales hacia la zona de estudio y acarreados al lugar de muestreo por el oleaje.



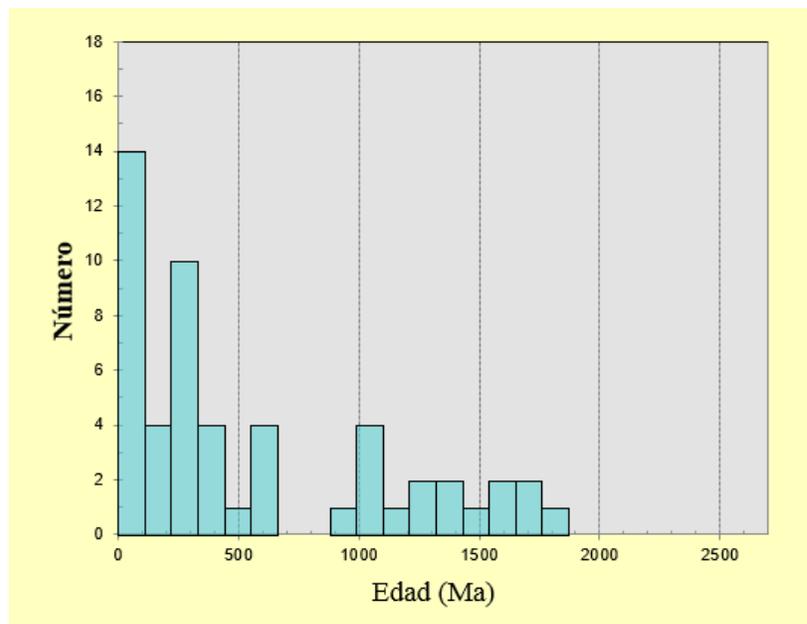
**Fig. 5. 18 Histograma de distribución de edades del Cinturón Volcánico Transmexicano y la Provincia Alcalina del Este (Cantegrel y Robin, 1979; Ferrari et al., 2005; Nelson y Gonzales-Caver, 1992).**



**Fig. 5. 19 Histograma de distribución de edades del Granito Maxala (Martínez-Sánchez, 2016).**



**Fig. 5. 20** Histograma de distribución de edades en circones de areniscas de la región de la Sierra Madre Oriental (Martínez-Sánchez, 2006).



**Fig. 5. 21** Histograma de distribución de edades en circones de playa Chachalacas (Este estudio).

## CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

El estudio granulométrico indica que las arenas de playa Chachalacas se clasifican en un ambiente de alta energía, los procesos de energía que imperan en las arenas del área de estudio son característicos de playas, con gran interacción del viento con la costa.

Los estudios de SEM-EDS revelaron espectros que corresponden a fases minerales como cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, titano-magnetita, ilmenita, calcita, anfíbol y piroxeno, lo que coincide con las fases minerales observadas en el microscopio petrográfico. Mediante el análisis modal se identificó que las arenas de la playa Chachalacas están compuestas en mayor cantidad por fragmentos de rocas volcánicas, sedimentarias y cuarzo. El hecho de encontrar minerales considerados poco estables como los piroxenos y de que varios de los fragmentos de roca y minerales se observan subangulosos, puede indicar que proceden de una fuente cercana. El enriquecimiento en líticos volcánicos de las arenas de playa Chachalacas se debe a su resistencia natural a la abrasión y a la corta distancia de transporte de la fuente de rocas volcánicas a la playa.

El estudio de microtexturas en circones señala un entorno de deposición subacuático de alta energía; la abundancia de circones completamente sin redondear a muy pobremente redondeados con fracturas concoidales y texturas asociadas (escalones arqueados y escalones rectos) advierten una fuente próxima, algunos circones se encuentran pobremente redondeados lo que puede revelar un transporte más largo y/o la depositación en el ambiente costero de alta energía, donde el movimiento continuado de las olas produce que se desgasten y se redondeen, los circones redondeados a completamente redondeados posiblemente indican que son reciclados, ya que se trata de minerales muy resistentes que soportan varios ciclos sedimentarios, esto se interpreta mejor de acuerdo a su edad. En este estudio se reportaron varios circones con edades hasta del Proterozoico, algunos de los cuales se observan redondeados en las imágenes mediante catodoluminiscencia, por lo que hay una fuerte posibilidad de que sean reciclados. Las diferentes morfologías y la asociación de varias microtexturas en granos individuales sugieren que se derivan de fuentes diferentes.

El análisis geoquímico de los circones indica que proceden de una fuente ígnea, además, la anomalía negativa de europio obtenida de la composición geoquímica de los circones detríticos de la playa Chachalacas, apunta hacia una fuente ígnea félsica. La relación de Th/U muestra que en su mayoría son circones de origen ígneo, excepto un circón que reportó una relación de Th/U significativamente baja, lo que caracteriza a los circones de origen metamórfico, sin embargo, al ser solamente un circón no es determinante para confirmar una posible fuente metamórfica.

El espectro de edades de circones detríticos en el área de estudio resultó ser muy variable, siendo las edades más abundantes las del Cenozoico-Cretácico Superior.

Edades del Cenozoico cercanas al área de estudio se reportan en el Cinturón Volcánico Transmexicano y la Provincia Alcalina del Este, el río Actopan, que nace en las faldas del volcán Cofre de Perote, drena por las rocas del CVTM acarreando sedimentos hacia la playa Chachalacas en donde desemboca, lo anterior también explica la gran cantidad de fragmentos de rocas volcánicas que se encuentran en esta playa, por lo tanto, esta región se considera su principal fuente de aporte.

Las edades del Pérmico-Triásico más cercanas al área de estudio, fueron reportadas en rocas del cinturón de granitoides Pérmico-Triásico, también en rocas del Carbonífero-Pérmico en la región de la Sierra Madre Oriental en los límites entre Hidalgo y Veracruz, los circones del Proterozoico encontrados en menor cantidad en la playa Chachalacas pueden tratarse de los circones heredados del basamento Grenvilliano (Oaxaquia) que se encuentran en las rocas de la región de la Sierra Madre Oriental. El río Nautla drena por la región de Altotonga, Veracruz, donde fueron reportados cuerpos graníticos pertenecientes al cinturón de granitoides del Pérmico-Triásico, adyacente al río Nautla se encuentra el río Tuxpan, el cual drena los terrenos ubicados en el límite entre los estados de Hidalgo y Veracruz, en donde se localiza el granito Maxala. Ambos ríos vierten sus aguas al Golfo de México, por lo que el movimiento de las corrientes litorales pudo contribuir al transporte de circones de estas edades al área de estudio relativamente cercana.

El objetivo de este estudio fue inferir la procedencia de los circones detríticos de la playa Chachalacas, Veracruz, mediante su datación y composición geoquímica; sin embargo, para

respaldar y complementar los resultados obtenidos, se recomienda también realizar el muestreo y análisis de los sedimentos de los ríos.

## ANEXOS (Tablas)

**Tabla 1. Descripción de las microtexturas de origen mecánico**

<b>Tipo</b>	<b>Microtextura</b>	<b>Descripción</b>	<b>Ambiente</b>	<b>Referencia</b>
<b>Mecánico</b>	Contorno de grano.	<p>El contorno del grano describe el grado de redondez, la redondez es el alisado de los bordes de cristal causados por la abrasión, está relacionada principalmente con el modo de transporte, la distancia, el tiempo y el tamaño de la partícula.</p> <p>El contorno redondeado se origina principalmente durante el transporte por el viento, ya que el redondeo de los granos de arena mediante el transporte por tracción acuosa requiere el desplazamiento de muchos miles de millas. Los granos de circón bien redondeados también indican que pueden ser reciclados.</p>	<p>Los granos pobremente redondeados se producen en regímenes de flujo superior o en la zona intermareal.</p> <p>Los granos sin redondear usualmente ocurren en ambientes glaciales o en ambientes subacuáticos de alta energía, con distancias de transporte limitadas.</p>	<p>Costa <i>et al.</i> (2013) Kasper-Zubillaga <i>et al.</i> (2005) Madhavaraju <i>et al.</i>, (2009) Helland y Holmes, (1997) Zoleikhaei <i>et al.</i> (2016)</p>
	Fracturas concoidales y escalones rectos y arqueados.	<p>Las fracturas concoidales son los típicos patrones de rotura en forma de concha, son producidos por un poderoso impacto o presión sobre la superficie del grano.</p> <p>Los escalones arqueados y rectos son características similares a escalones comúnmente observables en planos de fractura concoidales. Las profundidades de los escalones suelen ser más grandes que varios micrómetros, con un espacio entre los sucesivos pasos de aproximadamente 5 <math>\mu\text{m}</math>. Se forman durante los impactos o presiones cuando el plano de fractura concoidal se cruza con los planos de escisión del cristal. Por lo tanto, están genéticamente relacionadas con fracturas concoidales.</p>	<p>Se producen en una amplia gama de ambientes tanto eólicos, litorales y glaciales.</p>	<p>Vos <i>et al.</i> (2014) Madhavaraju <i>et al.</i> (2004) Moral Cardona <i>et al.</i> (1997)</p>
	Crestas meándricas.	<p>Recorren la superficie del grano como líneas de intersección entre patrones de rotura ligeramente curvados.</p>	<p>Eólico (en dunas del desierto y litorales).</p>	<p>Vos <i>et al.</i> (2014) Higgs (1979)</p>
	Grietas en forma de V.	<p>Son depresiones que se asemejan a una forma triangular, las depresiones se vuelven más estrecha a medida que penetran más profundamente en el grano, normalmente están orientadas al azar lo que refleja las colisiones que ocurren al azar entre los granos.</p>	<p>Se producen en ambientes subacuáticos de alta energía, como en zonas litorales, ríos trenzados y depósitos glacio-fluviales.</p>	<p>Margolis y Krinsley (1974) Vos <i>et al.</i> (2014)</p>
	Surcos y rasguños rectos y curvos	<p>Son surcos en la superficie del grano, se producen durante las colisiones de grano a grano.</p>	<p>Son producidos por el oleaje en ambientes litorales.</p>	<p>Vos <i>et al.</i> (2014)</p>
	Abrasión por fatiga.	<p>Se expresa en los granos de cuarzo como una capa superficial reactiva que contiene grietas a las que se pueden unir granos pequeños. Se forma durante colisiones energéticas fuertes.</p>	<p>Eólico o glaciar.</p>	<p>Mahaney (2002)</p>

**Tabla 2. Descripción de las microtexturas de origen químico**

Tipo	Microtextura	Descripción	Ambiente	Referencia
<b>Químico</b>	Hoyos o marcas de disolución	Pueden ser extremadamente variables en apariencia, aunque es más común encontrarlos de forma circular. Su aparición depende de la actividad química y el tiempo de permanencia en el ambiente que promueve la disolución.	Horizontes pedológicos dilucionales y ambientes diagenéticos.	Higgs (1979) Vos et al. (2014)
	Corrosión por precipitación	Se desarrolla probablemente debido a la actividad química en el ambiente y al tiempo de residencia. Se presenta en las cavidades.	Ambientes continentales, pedológicos y diagenéticos.	Nallusamy (2014)
	Grietas de disolución	Son grietas en la superficie del grano, causadas por la disolución, ocurren en asociación a los hoyos de disolución.	Horizontes pedológicos dilucionales y ambientes diagenéticos.	Higgs (1979) Vos et al. (2014)
	Sobrecrecimientos cristalinos	Los sobrecrecimientos se pueden reconocer como capas gruesas de precipitaciones minerales subhedrales a euhedrales. El tamaño, la extensión y la ocurrencia del crecimiento se relacionan con la profundidad del entierro del sedimento, el tiempo de residencia dentro del ambiente sobresaturado y el espacio disponible. En cristales de circones la aparición de sobrecrecimientos sugiere migmatización o granitización <i>in situ</i> .	Ambientes diagenéticos.	Higgs (1979) Vos et al. (2014)

**Tabla 3. Descripción de las microtexturas de origen mecánico/químico**

Tipo	Microtextura	Descripción	Ambiente	Referencia
<b>Mecánico/Químico</b>	Relieve	El relieve describe la rugosidad o la suavidad de la superficie de los granos. 1) Relieve bajo: Las superficies son casi lisas y carecen de irregularidades topográficas. 2) Relieve medio: Las superficies son semi-lisas, tienen algunas irregularidades topográficas. 3) Relieve alto: Las superficies tienen numerosas y pronunciadas irregularidades topográficas. Las irregularidades son causadas por colisiones con otros granos y/o procesos de alteración.	Relieve alto: Suele ser característico de ambiente glacial. Relieve medio y bajo: Suele ser característico de ambientes diagenéticos.	Vos et al. (2014)
	Depresiones alargadas	Se producen como grandes concavidades en forma de plato, su formación se atribuye al ambiente eólico, se produce por impactos directos entre los granos. Las depresiones son a menudo suavizadas por la precipitación.	Ambiente eólico de alta energía.	Vos et al. (2014) Mahaney (2002)
	Partículas adheridas	Se refieren a todos los fragmentos o partículas adheridas al grano, su composición y tamaño son altamente variables pueden estar presentes como restos de rocas de origen o en ambientes diagenéticos. En ambientes eólicos o glaciales las partículas pueden resultar del propio grano, o de cualquier otra partícula que haya colisionado con el grano, ya que la trituración por abrasión hace que las partículas pequeñas se adhieran a la superficie.	Ambientes diagenéticos, eólicos y glaciales.	Vos et al. (2014) Mahaney (2002)

## REFERENCIAS

Aguayo-Camargo, J.E. (2005). Neotectónica y facies sedimentarias cuaternarias en el suroeste del Golfo de México, dentro del marco tectono-estratigráfico regional evolutivo del Sur de México. *Ingeniería, Investigación y tecnología*, 6(1), 19-45. [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1405-77432005000100019&lng=es&tlng=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-77432005000100019&lng=es&tlng=es).

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 63-80.

Allen, P.A. y Allen, J.R. (2005). *Basin Analysis: Principles and Applications*. USA: Blackwell Publishing.

Arche, A. (Ed.). (2010). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC).

Armstrong-Altrin, J. (2009). Provenance of sands from Cazonas, Acapulco, and Bahía Kino Beaches, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 764-782.

Armstrong-Altrin, J. S. Lee, Y. I., Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza- Edwards, A. García, D. Eby. G.N., Balaram, V. y Cruz-Ortíz, N.L. (2012). Geochemistry of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico: Implication for provenance. *Chemie der Erde – Geochemistry*, 72(4), 345-362.

Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Balaram, V., Natalhy-Pineda, O. (2015). Petrography and geochemistry of sands from the Chachalacas and Veracruz beach areas, western Gulf of Mexico, Mexico: constraints on provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 199-216.

Armstrong-Altrin, J.S., Natalhy-Pineda, O. (2014). Microtextures of detrital sand grains from the Tecolutla, Nautla, and Veracruz beaches, western Gulf of Mexico, Mexico: implications for depositional environment and paleoclimate. *Arab J. Geosci*, 7, 4321-4333.

Armstrong-Altrin, J.S., Ramos-Vázquez, M. A., Zavala- León, A.C., Montiel-García, P.C. (2018). Provenance discrimination between Atasta and Alvarado beach sands, western Gulf of Mexico, Mexico: Constrains from detrital zircon chemistry and U-Pb geochronology. *Geological Journal*, 53, 2824-2848.

Arribas-Mocoroa, J. (2010). Análisis de la procedencia en depósitos arenosos. En A. Arche (Ed.). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (pp. 397-439). Madrid, España: Consejo Superior de investigaciones científicas.

- Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A. y Valencia, V.A. (2011). Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 201-216. [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S140533222011000200006&lng=es&tlng=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S140533222011000200006&lng=es&tlng=es).
- Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, W.C., Mack, G.H. (1975). Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Research*, 45 (4), 873-882.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L. y O'Reilly, S.Y. (2006). Zircon Crystal Morphology, Trace Element Signatures and Hf Isotope Composition as a Tool for Petrogenetic Modelling: Examples from Eastern Australian Granitoids. *Journal of Petrology*, 47(2), 329-353.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L. y O'Reilly, S.Y. (2006). Zircon Crystal Morphology, Trace Element Signatures and Hf Isotope Composition as a Tool for Petrogenetic Modelling: Examples from Eastern Australian Granitoids. *Journal of Petrology*, 47(2), 329-353.
- Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy*. New Jersey, USA: Pearson.
- Campa-Uranga, M. F., and Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of México: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Cantagrel, J.M. y Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks — Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5(1-2), 99-114.
- Cárdenas Vargas, J., Castro Mora, J. y Consejo de Recursos Minerales. (1994). *Monografía geológico-minera del estado de Veracruz*. México: Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Subsecretaría de Minas e Industria Básica.
- Caredda, A.M., Cristini, A., Ferrara, C., Lobina, M.F. y Baroli, M. (1999). Distribution of heavy metals in the Piscinas beach sediments (SW Sardinia, Italy). *Environmental Geology*, 38 (2), 91-100.
- Carr A.P. (1982). *Sediment size classification*. In: *Beaches and Coastal Geology*. Encyclopedia of Earth Science. Boston: Springer. [https://doi.org/10.1007/0-387-30843-1\\_406](https://doi.org/10.1007/0-387-30843-1_406).
- Carranza Edwards, A. (1975). Unidades morfo-tectónicas continentales de las costas mexicanas. *Anales del Centro de Ciencias del mar y Limnología, UNAM*, 2(1), 81-88.
- Carranza Edwards, A. (2010). Causas y consecuencias de la erosión de playas. En A. Yañez-Arancibia (Ed.). *Impactos del cambio climático sobre la zona costera* (pp. 36-50). México: Instituto Nacional de Ecología, Instituto de Ecología A.C.

Carranza–Edwards, A., Centeno–García, L., Rosales–Hoz, L., Lozano–Santa Cruz, R. (2001). Provenance of beach gray sands from western México. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 291–301.

Carrillo Bravo, J. (1965). Estudio Geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17, 73-96.

Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F. (1993). Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21, 419-422.

Chamley, H. (1990). *Sedimentology*. Berlín, Alemania: Springer-Verlag.

Chang, Z., Vervoort, J., McClelland, W. y Knaack, C. (2006). U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*, 7(5).

Cherniak, D.J. y Watson, E.B. (2001). Pb diffusion in zircón. *Chemical Geology*, 172(1-2), 5-24.

Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. & Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. In: Hanchar, J. M. & Hoskin, P. W. O. (eds) *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 469–499.

Costa, P.J.M., Andrade, C., Mahaney, W.C., Marques de Silva, F., Freire, P., Freitas, M.C., Janardo, C., Oliveira, M. A., Silva, T., Lopes, V. (2013). Aeolian microtextures in silica spheres induced in a wind tunnel experiment: Comparison with aeolian quartz. *Geomorphology*, 180– 181, 120–129.

Cullers, R.L., Bock, B. y Guidotti, C. (1997). Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: Redistribution of the rare earth elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(9), 1847-1861.

Dabrio, C.J. (2010). Playas. En A. Arche (ed.). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (pp. 441-501). Madrid, España: Consejo Superior de investigaciones científicas.

Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 2(2), 172-187.

Dickinson, W.R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, 40(2), 695-707.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F. (1998). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center-Comment: *Tectonophysics*, 292, 321-326.

El-kammar, A. M., Arafa, I. H. y El-Sheltami, O.R. (2007). Mineral composition and environmental geochemistry of the beach sediments along the eastern side of the Gulf of Suez, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 49 (3), 103-114.

Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 84-92.

Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, C. M., Jacobo-Albarrán, J. y López-Martínez, M. (2005). Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.

Finzel, E.S. (2017). Detrital zircon microtextures and U-PB geochronology of Upper Jurassic to Paleocene strata in the distal North American Cordillera foreland basin. *Tectonics*, 36(7), 1295-1316.

Flegler, S.L., Heckman, J.W. y Klomparens, K.L. (1993). *Scanning and transmission electron microscopy: an introduction*. UK: Oxford University Press.

Folk, R. L. y Ward, W.C. (1957). Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*. 27(1), 3-27.

Folk, R.L. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas: Hemphill's Publishing Co.

Friedman, G. (1961). Distinction between Dune, Beach, and River sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31(4), 514-529.

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

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

García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., Mora-Chaparro, J. (2002) Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Transmexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.

Gärtner, A., Linnemann, U., Sagawe, A., Hofmann, M., Ullrich, B. y Kleber, A. (2013). Morphology of zircon crystal grains in sediments – characteristics, classifications, definitions. *Journal of Central European Geology*, 59, 65-73.

Gehrels, G. (2012). Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities. En A. Azor y C. Busby (Eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (pp. 47-62). USA: Blackwell Publishing Ltd.

- Gehrels, G. (2014). Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42, 127-149.
- Geyer, R.A., Broadus, J.M. y LaMourie, M.J. (2013). Gulf of Mexico. Enciclopedia Británica Recuperado en Julio 23, 2018, de <https://www.britannica.com/place/Gulf-of-Mexico#ref33256>.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283. <https://dx.doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a2>.
- Griem, W. (2017). Apuntes Geología General: Ambiente sedimentario. Introducción a la sedimentología. Chile: Geovirtual2. Consultado el 25 de agosto de 2018. Recuperado de <http://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/ggcap05.htm>
- 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 coastal plain. *Journal Sedimentary Petrology*. 39(2), 559-580.
- Hanchar J.M. y Hoskin, P.W.O. (2003). Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 500.
- Handschy, J.W., Keller, G.R. y Smith, K.J. (1987). The Ouachita System in northern Mexico. *Tectonics*, 6(3), 323-330.
- Helland, P.E y Holmes, M.A. (1997). Surface textural analysis of quartz sand grains from ODP Site 918 off the southeast coast of Greenland suggest glaciation in southern Greenland at 11 Ma. *Pelaeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 135, 109-121.
- Higgs, R. (1979). Quartz grain surface features of Mesozoic–Cenozoic sands from the Labrador and Western Greenland continental margins. *J Sediment Petrol*, 49, 599–610.
- Hoskin, P.W.O y Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. En J.M. Hanchar y P.W.O. Hoskin (Eds.). *Zircon*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53, 27-62.
- Hoskin, P.W.O. e Ireland, T.R. (2000). Rare earth element chemistry of zircon and its use as provenance indicator. *Geology*, 28, 627-630.
- Inman, D. L. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22 (3), 125-145.
- Inman, D.L. y Nordstrom, C.E. (1971). On the tectonic and morphologic classification of coast. *Journal of Geology*, 79 (1). 1-21.
- 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. *Journal of Sedimentary Research*; 69 (5): 1003–1010. <https://doi.org/10.2110/jsr.69.1003>.

Kasper–Zubillaga, J.J., Dickinson, W.W. (2001). Discriminating depositional environments of sands from modern source terranes using modal analysis. *Sedimentary Geology*, 143, 149–167.

Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F. López, R. (2003). Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxaca Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Res*, 120, 365-389.

Krinsley, D.H. y Doornkamp J.C. (1973). Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge: Cambridge University Press, p 91.

Krynine, P.D. (1940). Petrology and genesis of the Third Bradford Sand. *Pennsylvania State College Bulletin*, 29, 134.

Lawlor, P., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K., Ochoa-Carrillo, H., Lopez, R., Sampson, D. (1999). U/Pb geochronology, geochemistry and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of eastern Mexico: *Precambrian Research*, 94, 73-99.

López Portillo Purata, M. [Geo General]. (2016, noviembre 08). Técnica de concentrado de Circones para edades U-P [Archivo de video]. Recuperado de <https://www.youtube.com/watch?v=Ismj79a8u6c>

Madhavaraju, J., Barragán, J.C.G., Hussain, S.K., Mohan, S.P. (2009). Microtextures on quartz grains in the beach sediments of Puerto Peñasco and Bahia Kino, Gulf of California, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 367–379.

Madhavaraju, J., Ramasamy, S., Mohan, S.P., Hussain, S.M., Asir, N.G.G., Pitchaimani, S.V. (2004). Petrography and surface textures on quartz grains of Nimar Sandstone, Bagh Beds, Madhya Pradesh—implications on provenance and depositional environment. *J Geol Soc India*, 64, 747–762.

Mahaney, W.C. (2002). Atlas of sand grain surface textures and applications. New York: Oxford University Press, 237p.

Margolis, S., Krinsley, D.H. (1974). Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. *Am J Sci*, 74, 449–464.

Márquez, A., Oyarzún, R., Doblas, M., Verma, S. (1999) Alkalic (oceanic island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27, 51-54.

Martínez-Sánchez, L. (2016). Estudio geológico, geoquímico y geocronológico del granito Maxala, del magmatismo Carbonífero de México (Hidalgo y Veracruz). Tesis de Licenciatura. Instituto Politécnico Nacional.

Melgarejo, J., Proenza, J., Galí, S. y Llovet, X. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1), 1-23.

Mendieta-Lora, M., Mejía-Ledezma, R.O., Kasper-Zubillaga, J.J., Arellano-Torres, E. y Álvarez-Sánchez, L.F. (2018). Mineralogical and geochemical implications of weathering rates in coastal dunes and beach sands close to a volcanic rock source in the western Gulf of Mexico, Mexico. *Chemie der Erde*, 78(3), 323-339.

Moila, R.J. y Weiser, D., (1968). Textural Parameters: An evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*. 38 (1), 45-53

Monreal Gómez, M.A., Salas de León, D.A. y Gracia Gasca, A. (2004). Golfo de México, circulación y productividad. *Ciencias*, 76, 24-33. <http://www.revistaciencias.unam.mx/en/77-revistas/revista-ciencias-76/620-golfo-de-mexico-circulacion-y-productividad.html>.

Moral Cardona, J.P., Gutiérrez Mas, J.M., Sánchez B.A., López-Aguayo, F., Caballero, M.A. (1977). Provenance of multicycle quartz arenites of Pliocene age at Arcos, south western Spain. *Sediment Geol*, 112, 251-261.

Morán-Zenteno, D., Tolson, G., Martínez-Serrano, R., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., HernándezBernal, M., Solís-Pichardo, G. (1999). Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513-535.

Morton, A.C. y Hallsworth, C.R. (1999). Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124 (1-4), 3-29.

Nallusamy, B. (2014). Morphology, Trace, and Rare Earth Elements of Detrital Zircon of Kayamkulam, Thottappally Placers, South West India—Implications for Provenance. *Marine Georesources & Geotechnology*, 33 (5), 437-446.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. USA: Blackwell Publishing.

Nipper, M., Sánchez, J., y Tunnell, J. (eds.). (2009). General Facts about the Gulf of Mexico. Texas: GulfBase (Base de datos de recursos para la investigación del Golfo de México). <https://web.archive.org/web/20091210103009/http://www.gulfbase.org/facts.php>.

Nunn J.A., Scardina A.D., Pilger R.H. Jr. (1984). Thermal evolution of the north-central Gulf Coast. *Tectonics*, 3(7), 723-740.

Ortega-Gutiérrez, F. (1978). El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y la Peregrina, area de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 2, 19-30.

Ortega-Gutiérrez, F. (1984). Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern Mexico. *Precambrian Research*, 23, 377-393.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. y Centeno-Gracia, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130.

Ortíz Pérez, M.A. y de la Lanza Espino, G. (2006). Diferenciación del espacio costero de México: Un inventario regional. *Serie Textos Universitarios, IG, UNAM*, 3.

Ortuño-Arzate, S., Ferket, H., Cacas, M.C., Swennen, R., Roure, F. (2003). Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba Platform and Veracruz Basin, eastern Mexico: En Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. AAPG, 79, 476–514.

Pack, B., Schmitt, A.K., Roberge, J., Tenorio, F.G., Damiata, B.N. (2016). Zircon Xenocryst resorption and magmatic regrowth at El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Geotherm Res*, 311, 170-182.

Padilla, R. (2007). Evolución geológica del suroeste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 59 (1), 19-42.

Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Valencia, V.A. (2009) El terreno Cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (1), 222-242. [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S1026-87742009000100018&script=sci\\_arttext&tlng=pt](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S1026-87742009000100018&script=sci_arttext&tlng=pt)

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. (1972). *Sand and Sandstone*. Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag.

Potter, P.E. (1967) Sand Bodies and Sedimentary Environmets: A Review. *AAPG Bulletin*, 51(3), 337-365.

Rodríguez, S.R. y Morales-Barrera, W.V. (2010). Geología. En E. Florescano y J. Ortíz (Eds.). *Atlas del patrimonio natural, histórico y cultural del estado de Veracruz, tomo I* (pp. 43-64). México: Gobierno del Estado de Veracruz.

Rodríguez-Revelo, N., Rendón-Márquez, G., Espejel, I., Jiménez-Orocio, O. y Martínez-Vázquez, M.L. (2014). Provenance analysis of sand from the parabolic dune complex at El Socorro, Baja California, Mexico, by means of mineralogic and granulometric characterization. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 355-363. [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1405-33222014000200011&lng=es&tlng=en](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-33222014000200011&lng=es&tlng=en).

Rosales Lagarde, L., Centeno García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., Quiroz-Barroso, S. (2005). The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian Submarine Continental Arc in East-Central Mexico. *International Geology Review*, 47, 901-919.

Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184, 123-138.

Rubatto, D. y Gebauer, D. (2000). Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by Ion Microprobe: some examples from the western Alps. En M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc y D. Ohnenstetter. (Eds.). *Cathodoluminescence in Geosciences*. Nueva York, USA: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Rubio-Cisneros, I.I., Lawton, T.F. (2011). Detrital Zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension. *Geosphere*, 7(1), 159-170. <https://doi.org/10.1130/GES00567.1>.

Schoene, B. (2014). U-Th-Pb Geochronology. En R. Rudnick (Ed). *Treatise on Geochemistry* (pp. 341-378). Oxford: Elsevier.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C. (1993). *Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico*. USA: The Geological Society of America.

Servicio Geológico Mexicano (2017 a). *Museo Virtual de Geología del SGM*. Recuperado de <https://www.sgm.gov.mx/Web/MuseoVirtual/Geoquimica/Introduccion-geoquimica.html>.

Servicio Geológico Mexicano (2017 b). *Museo Virtual de Geología del SGM*. Recuperado de <https://www.sgm.gov.mx/Web/MuseoVirtual/Rocas/Datacion-de-las-rocas.html>.

Shepard, F.P. (1973). *Submarine Geology*. New York: Harper and Row.

Sircombe, K.N. (1999). Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, eastern Australia. *Sedimentary Geology*, 124 (1-4), 47-67.

Solari, L., Gómez-Tuena, A., Bernal, J., Pérez-Arvizu, O. y Tanner, M. (2009). U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18.

Solari, L.A., Tanner, M. (2011). U-Pb age a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1), 83-91.

Solís-Pichardo, G. (2019) Apuntes sobre rocas sedimentarias. Ciudad de México, México: Instituto de Geología. Consultado el 22 de agosto de 2018. Recuperado de <http://www.geologia.unam.mx:8080/igl/index.php/solis-pichardo-g/263-apuntes-sobre-rocas-sedimentarias>

Stewart, H.B. (1958). Sedimentary Reflections of Depositional Environment in San Miguel Lagoon, Baja California, México. *AAPG Bulletin*, 42(11), 2567-2618.

Stow, D.A.V. (2006). *Sedimentary Rocks in the Field: A Color Guide*. London, UK: Manson

Suganraj, K., Singarasubramainian, S.R., Rajmohan, S., Sathya, A., Sundararajan, M. (2013). Grain size statistical parameters of coastal sediments at Kameswaram, Nagapattinam Distric, east coast of Tamilnadu, India. *International Journal of Recent Scientific Research*, 4(2), 102-106.

Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E. (1995). The Aljibes half-graben -Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107(6), 627-641.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F. (2005). U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 682 – 699. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.013>

Tamayo, J.L. (2013). *Geografía Moderna de México*. México: Trillas, 390p.

Tapia-Fernandez, H. J. (2018). Sedimentología, petrografía y geoquímica de sedimentos del litoral sur del Golfo de México: Implicaciones sobre el ambiente de depósito y procedencia. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México.

Tapia-Fernandez, H.J., Armstrong-Altrin, J. S. y Selvaraj, K. (2017) Geochemistry and U–Pb geochronology of detrital zircons in the Brujas beach sands, Campeche, Southwestern Gulf of Mexico, Mexico. *Journal of South American Erath Sciences* 76, 346-361.

Taylor, S.R. (2009). Introduction to Frontiers in Geochemistry. En R.S. Harmon y A. Parker (eds.). *Frontiers in Geochemistry: Contribution of Geochemistry to the Study of the Earth* (xi). USA: Blackwell Publishing Ltd.

Torres, R., Ruiz, J. Pachett, P.J., Grajales, J.M. (1999). Permo-Triassic continental arc in eastern México: tectonic implications for reconstructions of Southern North America. En C. Bartolini, J. Wilson, Lawton, T.F. (eds.). *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North- central Mexico*. Boulder, Colorado: Geological Society of America, 340, 191-196.

Velasco Tapia, F. y Verma, S.P. (1996). El análisis químico de materiales geológicos. *Educación Química*, 7(4), 180-184.

Vos, K., Vandenberghe, N. y Elsen, J. (2014). Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews*, 128, 93-104.

Wal, A. y McManus, J. (1993). Wind regime and sand transport on a coastal beach-dune complex, Tentsmuir, eastern Scotland. *Geological Society, London, Special Publications*, 72, 159-171.

Wang, C., Wen, S., Liang, X., Shi, H., Liang, X. (2018). Detrital zircon provenance record of the Oligocene Zhuhai Formation in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 98, 448-461.

Weber, B., Köhler, H. (1999). Sm–Nd, Rb–Sr and U–Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, 96(3-4), 245-262.

Welton, J.E. (2003). *SEM Petrology Atlas*. USA: The American Association of Petroleum Geologists.

Wetherill, G.W. (1956). Discordant Uranium-lead ages, I. *Transactions, American Geophysical Union*, 37(3), 320-326.

Williams, H., Turner, F. y Gilbert, C. (1983). *Petrografía: Una introducción al estudio de las rocas en lámina delgada*. México: Continental.

Winker C.D., Buffler R.T. (1998). Paleogeographic evolution of early deep- Water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean). *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72, 318-346.

Yang, S.Y., Lim, D. I., Jung, H.S. y Oh, B.C. (2004). Geochemical composition and provenance discrimination of coastal sediments around Cheju Island in the southeastern Yellow Sea. *Marine Geology*, 206 (1-4), 41-53.

Zavala-Hidalgo, J., Morey, S.L. y O'Brien, J.J. (2003). Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 108.

Zoleikhaei, Y., Frei, D., Morton, A. y Zamanzadeh, S.M. (2016). Roundness of heavy minerals (zircon and apatite) as a provenance tool for unraveling recycling: A case study from the Sefidrud and Sarbaz rivers in N and SE Iran. *Sedimentary Geology* 342, 106-117.