



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y
MATERIALES

**“Geoquímica y datación de zircones detríticos de playa
“Atasta” del suroeste del Golfo de México, México:
implicaciones de procedencia”**

T E S I S

Para obtener el título de:

INGENIERO GEÓLOGO AMBIENTAL

Presenta:

ANA CRISTINA ZAVALA LEÓN

Asesor Interno:

M. en I. Patricia Candelaria Montiel García

Asesor Externo:

Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam

Mineral de la Reforma, Hgo., Junio 2018

Mineral de la Reforma, Hidalgo, 14 de mayo de 2018.

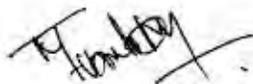
CONSTANCIA

Por este medio **HAGO CONSTAR** que la presente tesis de licenciatura titulada: *Geoquímica y datación de zircones detríticos de playa "Atasta" del suroeste del Golfo de México, México: implicaciones de procedencia*, presentada por **ANA CRISTINA ZAVALA LEÓN**, ha sido realizada durante el periodo de enero 2017 – abril 2018 bajo la dirección de la **M. en I. Patricia Candelaria Montiel García** y en Co-dirección con el **Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam**. Este trabajo no ha sido creado a partir de otro anteriormente presentado o que forme parte de otra tesis o trabajo alguno.

Atentamente



M. en I. Patricia Candelaria Montiel García
Director de la Tesis
Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales
Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo



Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam
Co-director de la Tesis
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO
Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería
Institute of Basic Sciences and Engineering
Dirección
 Dean

Mineral de la Reforma, Hgo., a 3 de mayo de 2018

Número de control: ICBI-D/390/2018
 Asunto: Autorización de tesis.

M. EN C. JULIO CÉSAR LEINES MEDÉCIGO
DIRECTOR DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR DE LA
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

Por este conducto le comunico que el Jurado asignado a la pasante de la Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental: Ana Cristina Zavala León, quien presenta el trabajo de "Geoquímica y datación de zircones detríticos de playa "Atasta" del suroeste del Golfo de México, México: implicaciones de procedencia", después de revisar el trabajo ha decidido autorizar la impresión del mismo, hechas las correcciones que fueron acordadas.

A continuación se anotan las firmas de conformidad de los integrantes del Jurado:

PRESIDENTE: Dr. Kinardo Flores Castro

PRIMER VOCAL: M. en I. Patricia Candelaria Montiel García

SEGUNDO VOCAL: Dr. Julián Núñez Benítez

TERCER VOCAL: Dr. Enrique Cruz Chávez

SECRETARIO: Dr. Fidel Pérez Moreno

PRIMER SUPLENTE: Dr. Mánus Ramírez Cardona

SEGUNDO SUPLENTE: Ing. José Alfredo Meneses Lugo

Sin otro particular, le reitero a usted la seguridad de mi atenta consideración.

Atentamente
 "Amor, Orden y Progreso"

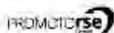
Dr. Oscar Rodolfo Suárez Castillo
 Director del ICBI



GRSCVLE

Ciudad del Conocimiento
 Carretera Pachuca - Tulancingo km. 4.5
 Colonia Carboneras
 Mineral de la Reforma, Hidalgo, México, C.P. 42184
 Tel. +52 771 7172000 exts 2231, Fax 2109
 direccion_icbi@uaeh.edu.mx

www.uaeh.edu.mx



Dedicada a mi mamá

¡Gracias por todo!

Agradecimientos

Agradezco a UNAM-DGAPA-PAPIIT por el apoyo financiero brindado al Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam mediante el proyecto IN106117 titulado “Granulometría, geoquímica y datación de sedimentos de playas y mar profundo del Golfo de México, México: Implicaciones de procedencia y paleoambiente”.

Así como al Instituto de ciencias del Mar y Limnología de la UNAM por el financiamiento al proyecto institucional número 616.

A la M. I. Patricia C. Montiel García por su apoyo y confianza, pero principalmente por su paciencia. Gracias.

Al Dr. John Selvamony Armstrong Altrin Sam por permitirme realizar esta tesis bajo su dirección, así como por el apoyo brindado durante estos meses de trabajo.

Agradezco al Ing. Carlos Linares López por el estudio SEM-EDS; al Dr. Raúl Moreno Tovar por permitirme el uso del microscopio petrográfico y a la Dra. Teresa Pi Puig por los análisis mediante difracción de rayos X.

Además, se agradece al Ing. Teodoro Hernández Treviño por su apoyo en la separación de los zircones en el Laboratorio de Separación de minerales del LUGIS; a los Dres. Luigi Solari, Carlos Ortega Obregón y Harim Arvizu Gutiérrez por la datación y geoquímica de zircones realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM, así como al Dr. Alexander Iriondo por las facilidades otorgadas para la realización de la catodoluminiscencia.

Gracias a los miembros de mi comité: al Dr. Enrique Cruz Chávez por su tiempo y por todas las observaciones y correcciones hechas a este trabajo; al Dr. Kinardo Flores Castro y al Dr. Fidel Pérez Moreno por sus observaciones y recomendaciones; al Ing. José Alfredo Meneses Lugo por todas sus sugerencias y correcciones. De igual manera agradezco al Dr. Marius Ramírez Cardona y al Dr. Julián Núñez Benítez por aceptar formar parte del comité de revisión de la presente tesis.

Resumen

Se realizó el análisis geoquímico y la datación de zircones detríticos de sedimentos de una playa del suroeste del golfo de México, además del análisis granulométrico de 10 muestras de arenas de la zona de estudio. Se determinó que todas las muestras están conformadas por arenas finas cuya clasificación es de moderadamente bien a bien, con características de tamaño de grano que indican su origen en un ambiente de playa de alta energía con oleaje constante e influencia continental, derivada de su cercanía con la desembocadura de dos grandes ríos, el Grijalva y el Usumacinta. Mediante la petrografía y los análisis de difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido se encontró que en algunas muestras se concentran algunos minerales pesados de alta estabilidad química como la ilmenita, magnetita, rutilo y zircón, los cuales suelen concentrarse en la zona de mesoplaya y en sedimentos de menor tamaño. Los resultados del análisis geoquímico de elementos traza y tierras raras, específicamente la relación U/Th y la presencia de anomalía negativa de Eu, en los zircones detríticos sugieren un origen de afinidad ígnea, de ascendencia félsica. Lo anterior coincide con las características morfológicas de los zircones observadas mediante catodoluminiscencia. Las edades obtenidas mediante el método de U-Pb en los zircones se concentran en el Neoproterozoico y el Mesoproterozoico; al ser comparadas con edades anteriormente reportadas en zonas cercanas a la región se encuentran similitudes con la distribución de edades de zircones de rocas presentes en el Macizo de Chiapas y el Terreno Oaxaca al sur de México, así como el complejo Chuacús en Guatemala.

Abstract

The geochemical analysis and the dating of detrital zircons present in beach sediments from the southwestern Gulf of Mexico was carried out, in addition to the granulometric analysis of 10 samples of sands from the study area. It was determined that all samples are conformed by fine sands of moderately well classified to well classified, with characteristics of grain size that indicate their origin in a high energy beach environment with constant waves and continental influence, derived from their proximity to the mouth of two large rivers, the Grijalva and the Usumacinta. Through petrography and X-ray diffraction analysis and scanning electron microscopy it was found that in some samples some heavy minerals with high chemical stability are concentrated, such as ilmenite, magnetite, rutile and zircon, which are usually concentrated in the mesoplaya zone and in smaller sediments. The results of the geochemical analysis of trace elements and rare

earths, specifically the U/Th ratio and the presence of negative Eu anomaly, in the detrital zircons suggest their origin as igneous affinity, mainly felsic. The above coincides with the morphological characteristics of the zircons observed by cathodoluminescence. The zircons ages were obtained by the U-Pb method and are concentrated in the Neoproterozoic and Mesoproterozoic; when they were compared to previously reported ages in areas close to the region, similarities were found with the age distribution of zircons of rocks present in the Chiapas Massif and the Oaxaca Terrain in southern Mexico, as well as the Chuacús complex in Guatemala.

Contenido

CAPÍTULO I GENERALIDADES	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 ANTECEDENTES	1
1.3 JUSTIFICACIÓN	4
1.4 OBJETIVOS	5
1.4.1 Objetivo general	5
1.4.2 Objetivos específicos	5
CAPITULO II MARCO TEÓRICO	6
2.1 SEDIMENTOS	6
2.1.1 Tipos de Sedimentos	6
2.1.2 Clasificación de los sedimentos clásticos	7
2.1.3 Arenas en ambientes sedimentarios	11
2.2 MINERALOGÍA	13
2.2.1 Composición mineralógica de arenas	13
2.2.2 Minerales pesados en arenas: zircón	16
2.3 GEOQUÍMICA	21
2.4 GEOCROLOGÍA	23
2.4.1 Métodos de datación	23
2.5 TÉCNICAS ANALÍTICAS UTILIZADAS	33
2.5.1 Análisis granulométrico	33
2.5.2 Microscopio petrográfico	36
2.5.3 Microscopia electrónica de barrido	37
2.5.4 Difracción de rayos X	39

2.5.5	LA-ICP-MS	40
2.5.6	Catodoluminiscencia	40
CAPÍTULO III MARCO GEOLÓGICO		42
3.1	EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	42
3.2	ESTRATIGRAFÍA	44
3.3	HIDROLOGÍA	47
CAPÍTULO IV METODOLOGÍA		48
4.1	MUESTREO DE ARENAS DE PLAYA	48
4.2	ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO DE ARENAS	49
4.3	ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE ARENAS DE PLAYA	49
4.4	MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO EN ARENAS	50
4.5	DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE ARENAS	51
4.6	GEOCROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ZIRCONES	51
4.6.1	CATODOLUMINISCENCIA EN ZIRCONES	53
CAPÍTULO V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN		54
5.1	ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO	54
5.1.1	Diagramas bivariantes	56
5.2	CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA	59
5.3	MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (MEB)	60
5.4	DIFRACCIÓN DE RAYOS X	62
5.5	GEOCROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ZIRCONES	64
5.5.1	Elementos traza y tierras raras	64
5.5.2	Datación de zircones	74
5.5.3	Catodoluminiscencia en zircones	77

5.6	PROCEDENCIA DE ZIRCONES	78
	CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	80
	GLOSARIO	82
	LISTA DE ABREVIATURAS	83
	REFERENCIAS	85

Índice de figuras

Figura 2.1	Proceso sedimentario de formación de arenas	7
Figura 2.2	Escala de clases de tamaño de sedimentos de Udden-Wentworth	8
Figura 2.3	Series de meteorización de Goldich	9
Figura 2.4	Sistema de clasificación de sedimentos de Folk (1954)	10
Figura 2.5	Sistema de clasificación de sedimentos de Shepard (1954) modificado por Schlee (1973)	11
Figura 2.6	Ejemplo de perfil de playa cercano a la desembocadura de los Ríos Hueque y Curari, Venezuela	12
Figura 2.7	Origen de los principales minerales presentes en los sedimentos	13
Figura 2.8	Clasificación de areniscas de Pettijohn (1975)	16
Figura 2.9	Variedades de zircones	20
Figura 2.10	Imágenes de zircones mediante dos técnicas distintas, donde se pueden observar bordes magmáticos y núcleos heredados	20
Figura 2.11	Series de decaimiento U-Th-Pb	28
Figura 2.12	Diagrama de concordia de Wetherill	30
Figura 2.13	Diagrama de Tera-Wasserburg (T-W)	31
Figura 2.14	Esquema general de un espectrómetro de masas	32
Figura 2.15	Sección de microscopio polarizante y trayectoria que sigue la luz a través de él	37
Figura 2.16	Configuración general de una microsonda electrónica	39
Figura 3.1	Mapa de litología por periodos geológicos en la región circundante al área de estudio	44
Figura 3.2	Columna estratigráfica del Estado de Campeche	46
Figura 4.1	Ubicación del área de estudio en la costa del golfo de México	48
Figura 4.2	Partes de la playa según su perfil en el sitio donde se llevó a cabo el muestreo	49
Figura 4.3	Microscopio petrográfico Olympus BX41	50
Figura 4.4	Microsonda electrónica de barrido JEOL del LUP, UNAM	50
Figura 4.5	Colocación de polvo (arena) en portamuestras de aluminio	51
Figura 4.6	Difractómetro Empyrean, Laboratorio de Difracción de rayos X, UNAM	51
Figura 4.7	Microscopio estereográfico Olympus SX11 utilizado en la separación manual de zircones	52
Figura 4.8	Zircones montados para su análisis	52
Figura 4.9	Espectrómetro de masas y demás equipo del Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias, UNAM	53
Figura 5.1	Diagrama de discriminación de procesos de energía en ambientes de	56

Stewart (1958)

Figura 5.2	Diagrama bivalente de desviación estándar contra asimetría (Friedman, 1967; Moiola & Weiser, 1968)	57
Figura 5.3	Diagrama de asimetría contra desviación estándar de Friedman (1967)	57
Figura 5.4	Diagrama de media contra asimetría propuesto por Moiola & Weiser (1968)	58
Figura 5.5	Diagrama de asimetría contra media con los límites propuestos por Hails & Hoyt (1969) y Moiola & Weiser (1968)	58
Figura 5.6	Imágenes representativas (a 4X) de las láminas delgadas de las muestras a=AT2; b=AT8; c=AT10; d=AT14 y e=AT20	59
Figura 5.7	Fotomicrografía general en MEB de la muestra AT8, así como su respectivo espectro de análisis y los resultados obtenidos del análisis químico semicuantitativo	61
Figura 5.8	Fotomicrografía general de la muestra AT10 por MEB y su respectivo análisis semicuantitativo, así como el espectro correspondiente	62
Figura 5.9	Difractograma correspondiente con la muestra AT8	63
Figura 5.10	Difractograma correspondiente con la muestra AT10	63
Figura 5.11	Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Carbonífero al Neógeno. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985)	71
Figura 5.12	Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Paleozoico. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985)	72
Figura 5.13	Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para el Proterozoico. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985)	72
Figura 5.14	Diagrama de tierras raras normalizado con condrita comparando la playa de "Atasta" con posibles fuentes. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985)	73
Figura 5.15	Diagrama de tierras raras normalizado con condrita comparando la playa de "Atasta" con posibles fuentes. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985)	73
Figura 5.16	Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb medidos en los zircones detríticos	76
Figura 5.17	Histograma de las edades obtenidas en los zircones detríticos mediante U-Pb	77
Figura 5.18	Mosaico de imágenes obtenidas mediante catodoluminiscencia de los zircones de playa "Atasta" datados	78
Figura 5.19	Histogramas de edades en zircones de distintas zonas consideradas como posibles fuentes de zircones para playa "Atasta"	79

Índice de tablas

Tabla 2.1 Asociaciones de minerales pesados y su relación con rocas fuente	17
Tabla 2.2 Gravedad específica de distintos líquidos pesados utilizados en la separación de minerales	18
Tabla 2.3 Estabilidad de algunos minerales pesados	17
Tabla 2.4 Concentraciones medias de elementos en la corteza terrestre en ppm de acuerdo a Taylor y McLennan (1985)	22
Tabla 2.5 Esquemas de decaimiento radioactivo natural más usados en geociencias	26
Tabla 2.6 Escala de Udden-Wentworth para clasificación de arenas	34
Tabla 2.7 Escala para sedimentos de acuerdo a su grado de clasificación	35
Tabla 2.8 Límites de asimetría para sedimentos	35
Tabla 2.9 Clasificación de distribución de tamaño de sedimentos de acuerdo a la curtosis	36
Tabla 5.1 Parámetros de tamaño de grano para las muestras de playa de “Atasta”	54
Tabla 5.2 Concentraciones (en ppm) de elementos traza en zircones de la playa de “Atasta”	65
Tabla 5.3 Concentraciones (en ppm) tierras raras en zircones de la playa de “Atasta”	67
Tabla 5.4 Resultados de geocronología U-Pb en los zircones de playa “Atasta”	75

CAPÍTULO I GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

La procedencia de los sedimentos puede ser inferida a través de la descripción de las características de los clastos presentes; tales características dependerán de las condiciones iniciales de erosión, de transporte y de depósito de los sedimentos. Generalmente, es más fácil determinar la procedencia de sedimentos de tamaño de grano mayor (gravas) que de sedimentos finos.

En el caso de las arenas, la presencia de determinados minerales pesados es buena indicadora de su origen, ya que ciertos minerales pueden caracterizar a un área fuente en particular (Nichols, 2009).

La composición química, en especial de elementos traza y tierras raras es una herramienta utilizada para identificar características de las condiciones del ambiente de origen de los sedimentos debido a su baja movilidad durante los procesos sedimentarios y su corto tiempo de residencia en el agua de mar (Cullers, 2002).

El análisis de la geoquímica y la datación de zircones detríticos en la determinación de procedencia y evolución tectónica regional ha aumentado en los últimos años debido a la información que se obtiene y al mejoramiento de las técnicas utilizadas, como la espectrometría de masas, que permiten análisis más precisos, rápidos y a menor costo.

El zircón preserva características como la química y edad radiométrica de la roca de origen, que se pueden comparar con análisis previos de rocas de la región y al combinarse con otras técnicas como la difracción de rayos X y la petrografía, permiten conocer más características de las rocas y del ambiente de procedencia (Sircombe, 2014; Terentiev & Santosh, 2016).

1.2 ANTECEDENTES

Sarin *et al.* (1979) colectaron muestras de sedimentos de río y de la bahía de Bengala en el Océano Índico, donde se midieron concentraciones de elementos mayores y algunos menores en un espectrofotómetro de absorción atómica y se realizó la geocronología mediante Th-230 y Pb-210, mencionando los procesos o factores ambientales responsables de dichas concentraciones.

Berger *et al.* (1991) utilizaron el método de datación por termoluminiscencia para determinar las edades de los sedimentos en la costa norte de California, cerca de la triple unión de Mendocino, y concluyeron que, como lo reportado en estudios previos, existen limitaciones al aplicar la técnica dependiendo de las características de los sedimentos, obteniéndose resultados ambiguos, probablemente derivados de la presencia de una proporción alta de cuarzo/feldespatos.

Sircombe (1999) identificó la procedencia de 19 muestras de sedimentos litorales en el sureste de Australia, determinando la edad de zircones detríticos mediante Microsonda Iónica Sensitiva de Alta Resolución (SHRIMP, por sus siglas en inglés) las cuales dividió en cuatro grupos asociados a distintos eventos orogénicos y volcánicos sucedidos en la región.

Carranza-Edwards *et al.* (2009) analizaron la textura, petrología y geoquímica de arenas de playa del suroeste de México para inferir su procedencia y su relación con las características litológicas y climáticas de cada zona de estudio.

De Barros *et al.* (2010) analizaron en 10 muestras de arenas de playa (Rio Grande do Sul) del Holoceno, Si, Zr y P mediante MEB, así como REE (tierras raras), Nb, U Th, Y, Hf y Ta por medio de LA-ICP-MS, concluyendo que la mayoría de los zircones tienen un origen ígneo asociado a rocas graníticas subalcalinas a alcalinas con sus contrapartes máficas, además de rocas metamórficas de facies de anfibolita a granulita; proponiendo como fuente al Batolito Pelotas, cercano a la zona de estudio.

Choi *et al.* (2013) obtuvieron edades en zircones de sedimentos arenosos del sureste del mar Amarillo para luego compararlas con edades reportadas para el basamento del área de estudio y sedimentos de ríos circundantes. Tras el análisis notaron el predominio de dos grupos de edades, uno del Paleozoico al Neoproterozoico presente al oeste y otro del Paleoproterozoico hacia el este, y propusieron como fuente la Península de Corea y el sur de China (Ríos Yangtze y Hanjiang).

Kasper-Zubillaga *et al.* (2013), mediante análisis sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos estudiaron la influencia de ríos cercanos en las características de sedimentos de playa, duna y río en distintas zonas de la costa de Tamaulipas, México; encontrando diferencias notables en la clasificación textural y composición geoquímica de los sedimentos de cada zona y de cada ambiente.

Lovell (2013) describió la petrología de la Formación Norphlet en el este del Golfo de México, y determinó, mediante geocronología, la edad de los zircones detríticos presentes en ésta; dividió las edades obtenidas en cuatro grupos predominantes, provenientes de los terrenos Grenvilliano, Yavapai-Matzatzal, Penokean y Superior.

Albardeiro *et al.* (2014) realizaron un estudio de procedencia de arenas en la costa suroeste de Iberia (Cuenca Alvalade) mediante la datación radiométrica de zircones, de los cuales se obtuvieron edades U-Pb del Arqueano al Cretácico; se interpretó que las edades cretácicas provienen del Macizo Sines, mientras que aquellas anteriores al Carbonífero sugieren como fuente de sedimentos a la zona central de Iberia. Estos han sido retrabajados durante distintos eventos geológicos y han sido transportados por diversos sistemas de drenaje y en rasgos topográficos variables, por ello presentan un amplio rango de edades.

Xu *et al.* (2014) determinaron la granulometría de sedimentos de playa de la Isla Hainan (China), además de que mediante ICP-MS obtuvieron edades en zircones, concluyendo que los sedimentos de dos bahías de la isla son de origen principalmente magmático, asociado a tres eventos distintos.

Cao *et al.* (2015) iniciaron su estudio con la hipótesis de tres potenciales áreas fuente de los sedimentos presentes en las cuencas de Yinggehai y Qiongdongnan: la Isla Hainan, el Río Rojo y Vietnam central. Realizaron el análisis de las muestras cenozoicas colectadas en la parte noroeste del Mar del Sur de China y mediante geoquímica de REE, análisis de minerales pesados y geocronología U-Pb en zircones detríticos comprobaron su hipótesis, además de que propusieron una fuente local derivada de vulcanismo máfico en Qiongdongnan y el transporte de material de una cuenca a otra.

Chen *et al.* (2015) analizaron 3 muestras de areniscas de la Formación Huangliu a través de catodoluminiscencia y LA-ICP-MS para determinar las características físicas y edades de algunos zircones presentes en los sedimentos. De acuerdo a lo observado al microscopio, la mayoría de los zircones presentan patrones oscilatorios bien desarrollados, típicos de zircones magmáticos; por otro lado, las edades de los zircones analizados oscilan entre 28.6 Ma. a 3285 Ma.

Armstrong-Altrin & Machain-Castillo (2016) determinaron la mineralogía, geoquímica y edad por radiocarbono de los sedimentos de dos núcleos de mar profundo del suroeste del Golfo de México, obteniendo así la velocidad de sedimentación, una intensidad de

meteorización moderada, un ambiente de depósito óxico, contaminación por Cd y Zn antrópicos, edad en foraminíferos (~268-45738 años cal BP y ~104-25705 años cal BP), procedencia de ambiente de rift, entre otras características.

Tapia-Fernández *et al.*, (2017) dataron zircones mediante U-Pb en arenas de playa de Campeche, proponiendo como áreas de procedencia de los sedimentos a los Complejos del Macizo de Chiapas, Chuacús y Oaxaca.

Zhong *et al.* (2017) determinaron las características morfológicas y las edades en zircones de sedimentos del noroeste del Mar del Sur de China mediante LA-ICP-MS, concluyendo que la mayoría de estas coinciden con tres épocas del Fanerozoico y otras tantas con el Proterozoico. Por lo tanto, proponen como área fuente de los sedimentos a la región sur de China y como medio de transporte a los ríos cercanos.

1.3 JUSTIFICACIÓN

La geocronología y la geoquímica de los zircones son útiles para rastrear la procedencia de los sedimentos y comprender mejor las vías de transporte de éstos. La determinación de la edad del zircón detrítico en diferentes partes del mundo ha sido utilizada por varios autores para investigar la procedencia del sedimento, la evolución tectónica y el crecimiento de la corteza continental. El análisis geoquímico y la datación de zircones se utilizan cada vez más debido a la gran estabilidad química y resistencia mecánica de dicho mineral, así como por su presencia en gran variedad de rocas.

En México se han realizado diversos estudios de geoquímica de sedimentos de playa, así como de granulometría, petrografía, mineralogía, presencia de minerales pesados, entre otros; mientras que, el análisis mediante U-Pb en zircones detríticos ha sido más utilizado para la datación de rocas ígneas y metamórficas y para determinar la procedencia de los componentes de las rocas sedimentarias.

Cabe mencionar que también se han realizados numerosos estudios de la geocronología U-Pb de zircones de los terrenos continentales, como el Complejo Oaxaqueño, el Complejo Macizo de Chiapas, el Complejo Xolapa, el noroeste de Sonora y Zacatecas, y que estos estudios proporcionan un mejor conocimiento sobre el origen, la paleogeografía y la evolución tectónica de México, sin embargo, la inferencia sobre la procedencia basada en la geoquímica REE y la datación U-Pb de zircones detríticos a lo largo de las áreas costeras del Golfo de México han sido poco documentadas, por lo que en este

estudio se pretende aplicar la información obtenida del análisis geoquímico y la datación de zircones detríticos para inferir la procedencia de las arenas de una playa del Golfo de México, siendo así uno de los pocos estudios de procedencia mediante zircones realizado en sedimentos de playa.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo general

Analizar geoquímicamente y por datación de zircones detríticos, así como la granulometría de arenas de la playa “Atasta” del suroeste del Golfo de México, para inferir implicaciones de procedencia.

1.4.2 Objetivos específicos

- Determinar los parámetros texturales de tamaño de grano de los sedimentos (arenas) de la playa “Atasta” mediante el análisis granulométrico para la interpretación de ambientes de depósito.
- Identificar la mineralogía de los sedimentos mediante difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido para su caracterización general.
- Determinar la composición geoquímica de los zircones detríticos mediante LA-ICP-MS para su comparación con posibles rocas fuente.
- Obtener las edades de los zircones detríticos del área de estudio para inferir su procedencia mediante la comparación de sus edades con rocas de la región.

CAPITULO II MARCO TEÓRICO

2.1 SEDIMENTOS

Las rocas sedimentarias son aquellas que se forman luego de la meteorización, erosión, transporte, depositación y litificación de los sedimentos. Los términos sedimento y roca sedimentaria se pueden diferenciar ya que, sedimento se refiere a partículas sueltas mientras que roca hace referencia a dichas partículas luego de que han pasado por un proceso de diagénesis y consolidación (litificación). El uso de “sedimento” en Ciencias de la Tierra y el medio ambiente tiene un muy amplio contexto que incluye muchas formas de materia tanto orgánica como mineral (Leeder, 1999).

2.1.1 Tipos de Sedimentos

Los sedimentos son el resultado de la acción de distintos procesos exógenos y endógenos que ocurren en la Tierra (Fig. 2.1), dichas partículas pueden ser granos minerales, fragmentos de rocas, material biogénico o precipitados químicos, y generalmente se asocian a dos orígenes distintos: de tipo clástico y químico.

- *Origen clástico*: los sedimentos se originan de rocas más antiguas, ya sean ígneas, sedimentarias o metamórficas mediante la acción de procesos físicos sucedidos por efecto de fuerzas como la gravedad y el flujo de energía en el sistema Tierra (ej. radiación solar). Los procesos más significativos son los que involucran fluidos como el agua, de arroyos y ríos, y el aire; así como la diferencia de temperatura en el ambiente que puede provocar la dilatación y contracción de las rocas produciendo su agrietamiento. Actividad de los seres vivos como la construcción de madrigueras provocan la disgregación de las rocas, formando sedimentos. Los minerales presentes en los sedimentos clásticos son en su mayoría silicatos (cuarzo, feldespatos, micas), por lo que en ocasiones se les denomina a estos como sedimentos.
- *Origen químico*: pueden resultar de procesos inorgánicos u orgánicos (bioquímicos) como la precipitación química, mediante algunas reacciones químicas como la disolución, oxidación, hidrólisis, carbonatación, dando como resultado la formación de minerales como calcita, yeso y apatito, así como derivado de material asociado con seres vivos (esqueleto, tejidos, etc.) y su actividad fisiológica (materia fecal) (Arche, 2010; Leeder, 2011).

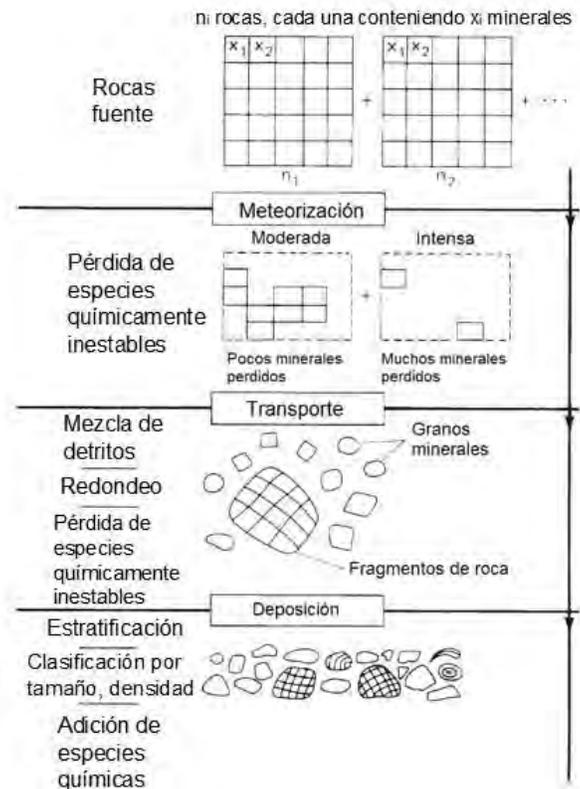


Figura 2.1 Proceso sedimentario de formación de arenas. Modificado de Pettijohn *et al.* (1987).

Los sedimentos clásticos derivan de la acción de procesos físicos que, de acuerdo a su intensidad y los factores que involucran, producen variaciones en el tamaño, forma y orientación de los sedimentos, los cuales constituyen la textura.

2.1.2 Clasificación de los sedimentos clásticos

El tamaño es una característica utilizada para la clasificación de los sedimentos clásticos, su medición varia tomando en cuenta la forma del grano, ya que estos generalmente son irregulares. Se puede utilizar como base el diámetro del volumen (diámetro de una esfera que tiene el mismo volumen que el grano en cuestión), diámetro de superficie, diámetro de área proyectada, diámetro de Stokes, diámetro de tamiz, entre otros (Allen, 1981; Leeder, 2011).

La escala de tamaño de grano más ampliamente adoptada es la escala logarítmica de Udden-Wentworth (Fig. 2.2), en la cual el tamaño se basa en el diámetro de los granos en mm definido por tamizado, en esta escala los límites de clase aumentan de una base de 1

mm por un factor de 2 o disminuyen en un factor de 0.5 (Lindholm, 1987; Pettijohn *et al.*, 1987).

No. malla de tamiz	mm	Clases de tamaño Udden-wentworth	
	4096		
	1024	bloque	
	256	guijarro	
	64	guijo	grava
5	4		
6	3.36		
7	2.83	granulo	
8	2.38		
10	2		
12	1.68		
14	1.41	arena muy gruesa	
16	1.19		
18	1		
20	0.84		
25	0.71	arena gruesa	
30	0.59		
35	0.50		
40	0.42		arena
45	0.35	arena media	
50	0.30		
60	0.25		
70	0.210		
80	0.177	arena fina	
100	0.149		
120	0.125		
140	0.105		
170	0.088	arena muy fina	
200	0.074		
230	0.625		
270	0.053		
325	0.044	limo grueso	
	0.037		
	0.031	limo medio	
	0.0156	limo fino	lodo
	0.0078	limo muy fino	
	0.0039		
	0.0020		
	0.00098		
	0.00049	arcilla	
	0.00024		
	0.00012		
	0.00006		

Figura 2.2 Escala de clases de tamaño de sedimentos de Udden-Wentworth. Modificada de Murcia *et al.* (2013).

De acuerdo al tamaño de grano, la arena corresponde a los sedimentos que oscilan entre 0.625 mm a 2 mm y su composición puede ser tan variada como variados son los tipos de roca que existen; aunque, también se utiliza el término arena para referirse al depósito de sedimento cuyo tamaño medio de grano pertenece a la clase de la arena (Pettijohn *et al.*, 1987).

Al iniciar el proceso de generación de los sedimentos, la meteorización desgasta y altera a las rocas fuente de manera selectiva, provocando distintos efectos en los minerales (Figura 2.3), por ejemplo, los feldespatos pueden transformarse en caolinita, mientras que los piroxenos y anfíboles pueden disolverse y ser transportados como iones; incluso, algunos minerales como el cuarzo son poco solubles y no se ven muy afectados por lo que conservan gran parte de sus características originales. Durante el transporte, los minerales pueden seguir desgastándose por abrasión diferencial de acuerdo a la dureza del material. La composición y textura final de los sedimentos será el resultado de la mezcla de las fuentes presentes en la cuenca de origen y dependerá del número de ciclos sedimentarios sucedidos, ya que los sedimentos pueden contener materiales reciclados de sedimentos más antiguos y algunas características como el redondeo por abrasión puede necesitar varios ciclos antes de que se note su efecto.

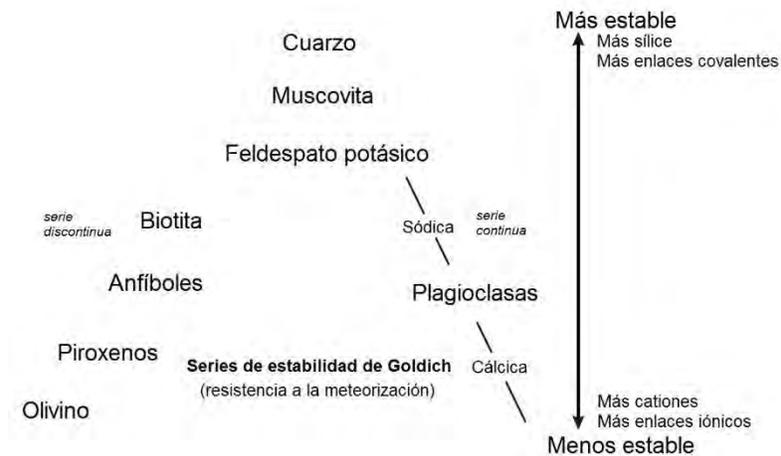


Figura 2.3 Series de meteorización de Goldich. Modificado de "Silicate Minerals and Bowen's Reaction Series" (2014).

El tamaño de los minerales en las rocas fuente puede determinar la presencia de monominerales o fragmentos de roca en los sedimentos. En el caso de las areniscas, aquellas de grano más grueso tendrán una mayor posibilidad de contener fragmentos de

roca que sirvan para una mejor evaluación del área fuente; sin embargo, en el caso de que se encuentren fragmentos de roca de una sola composición en una arenisca, no significa que la zona de origen consistía únicamente de ese tipo de roca; así que la ausencia de un mineral o un tipo de roca puede deberse a su ausencia en la fuente o a su desaparición durante los procesos de meteorización y transporte (Pettijohn *et al.*, 1987).

Para referirse a los sedimentos cuando estos están conformados por una mezcla de partículas con un rango de tamaños muy grande se han propuesto clasificaciones en base a las proporciones contenidas de cada tipo de sedimento (grava, arena, lodo), como las de Folk (1954) y Shepard (1954).

Folk (1974) divide un primer diagrama en 15 grupos texturales principales (Figura 2.4), donde la proporción de grava está definida en función de la alta velocidad de la corriente en el momento de la deposición de los sedimentos y de que es el máximo tamaño de sedimentos, por lo que se le da mayor importancia. De acuerdo a la proporción de arena-lodo se definen cuatro rangos: M, sM, mS y S. Folk, añade un diagrama complementario para la distinción de nomenclatura de partículas del tamaño de la arena o menores; por lo que integra dos términos: arcilla y limo.

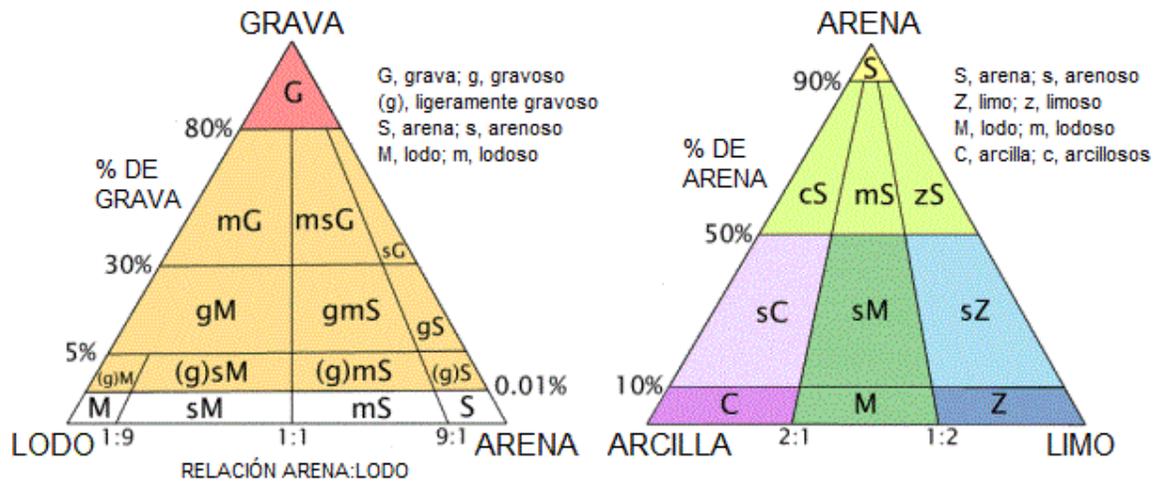


Figura 2.4 Sistema de clasificación de sedimentos de Folk (1954). Modificado de Poppe *et al.* (2003).

Por otro lado, Shepard (1954) divide su diagrama en 10 grupos texturales (Figura 2.5), teniendo en los extremos a las partículas del tamaño de la arena, el limo y la arcilla, además de un diagrama complementario para distinguir entre grava, arena, y limo y

arcilla. Los límites entre cada grupo textural están definidos proporcionalmente, excepto en el límite grava-limo y arcilla del diagrama complementario.

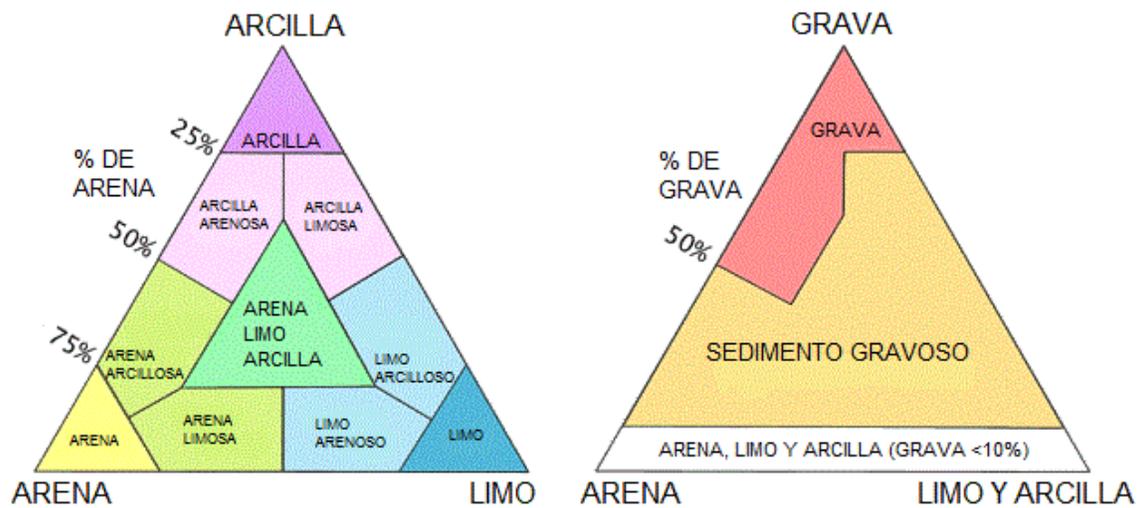


Figura 2.5 Sistema de clasificación de sedimentos de Shepard (1954) modificado por Schlee (1973). Modificado de Poppe *et al.* (2003).

Para determinar las proporciones de cada una de las clases de tamaño de los sedimentos de los diagramas anteriores se realiza un análisis granulométrico. Dicho análisis nos permite tener un panorama de la distribución de tamaños de los sedimentos por medio de distintos parámetros granulométricos, los cuales se obtienen a partir de dos métodos distintos: el Método de los Momentos o el Método Gráfico de Folk y Ward (1957). El primero se basa en la utilización de toda la distribución, mientras que el segundo sólo utiliza algunos percentiles. Los principales parámetros granulométricos usados en la caracterización de la distribución granulométrica son el tamaño medio de grano, el grado de selección, la asimetría y la curtosis o angulosidad. La distribución granulométrica, en parte, está controlada por las características energética del medio de transporte y el ambiente de depósito de los sedimentos, por lo que, por ejemplo, un valor de asimetría negativa indica que las variaciones de la energía cinética media son más altos de lo normal (Alcántara-Carrió *et al.*, 2001).

2.1.3 Arenas en ambientes sedimentarios

El ambiente de formación, transporte y deposición de los sedimentos controla muchas de las características físicas y composicionales de estos. Todos los procesos sucedidos en un ambiente sedimentario determinado están relacionados entre sí, afectándose unos a

otros. Comúnmente se clasifica a los ambientes sedimentarias de acuerdo a parámetros físicos, químicos y/o biológicos; una de las clasificaciones más usada es la que los divide en ambientes continentales y marinos, así como en un tercer tipo, los transicionales. En los ambientes de tipo transicional se mezclan procesos de origen continental con oceánico, dando características particulares a los sedimentos. Algunos de los ambientes sedimentarios transicionales son: delta, playa, estuario e isla barrera-lagoon, ubicados en las zonas costeras. En las costas puede predominar el proceso de erosión, provocando remoción de material y formación de estructuras como los acantilados; en el caso de zonas costeras donde predomina la depositación es común la formación de playas o islas barrera. En las playas se depositan arenas y gravas que han sido transportadas por las corrientes marinas, el viento y los ríos. Los distintos agentes de erosión y transporte involucrados en la dinámica de las playas, como el rango de las mareas, la potencia de las olas y el suministro de sedimentos, moldean la morfología de ésta y le dan características texturales determinadas (Arche, 2010). Dichos agentes afectan de manera distinta a lo largo y ancho de la playa, pudiéndose distinguir diferentes zonas, como las propuestas por Carranza y Caso (1994): infraplaya, mesoplaya y supraplaya (Fig. 2.6).



Figura 2.6 Ejemplo de perfil de playa cercano a la desembocadura de los Ríos Hueque y Curari, Venezuela. Modificado de Cartaya et al. (2005).

La infraplaya es la zona que normalmente está cubierta por el mar, teniendo como limite la plataforma continental. La mesoplaya es la parte de la playa que alternadamente se

encuentra expuesta al aire y cubierta por el agua, su límite superior puede ser la cresta de berma o el límite máximo de la marea, mientras que su límite inferior es la marca inferior de relavado con marea baja. La supraplaya es la zona que normalmente se encuentra seca y su límite tierra adentro puede considerarse como la zona de dunas estabilizadas.

Los sedimentos en las playas, generalmente se encuentran bien clasificados y redondeados, debido a que han pasado por varios procesos de reciclamiento a lo largo del tiempo geológico; sin embargo, su mineralogía es muy variada como variada es la composición de las rocas en el planeta (Pettijohn *et al.*, 1987).

2.2 MINERALOGÍA

2.2.1 Composición mineralógica de arenas

Los minerales presentes en una arenisca pueden clasificarse de acuerdo a su origen en detríticos y químicos (Fig. 2.7). Los minerales detríticos se distinguen por presentarse en forma de granos mientras que los químicos se observan en tramas de crecimiento cristalino, además, los minerales detríticos suelen ser ligeramente solubles en agua y los químicos más solubles, sin embargo, pueden encontrarse casos en los que los minerales presenten ambas características y no pueda hacerse dicha distinción.

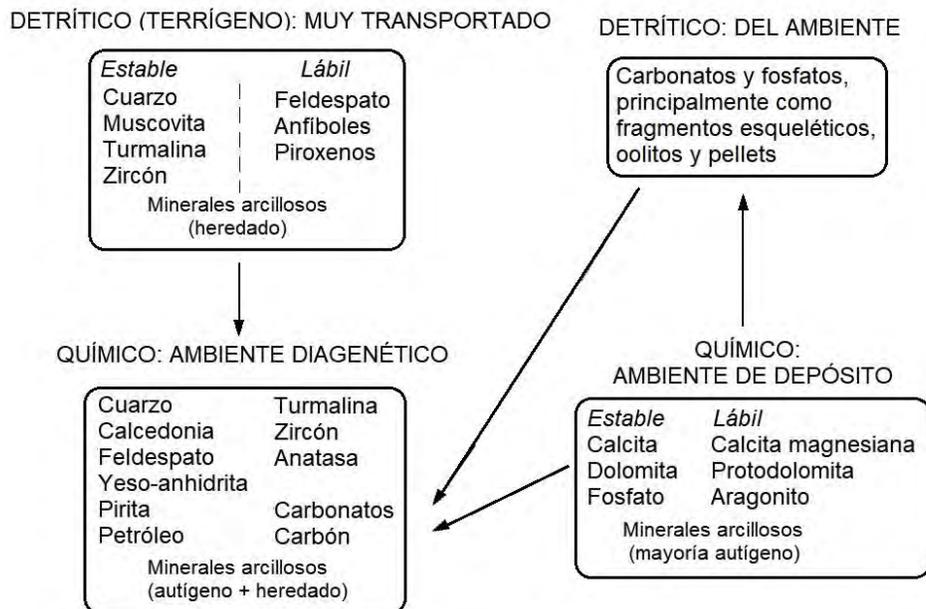


Figura 2.7 Origen de los principales minerales presentes en los sedimentos. Modificado de Pettijohn *et al.* (1987).

Los principales componentes detríticos son el cuarzo, los feldespatos y los fragmentos de roca. Aquellos minerales del grupo de la sílice son de los más comunes en las areniscas, sobre todo las variedades de sílice amorfa o sílice opalina, que son abundantes en arenas volcánicas recientes, mientras que en las arenas volcánicas más antiguas y las no volcánicas es más común encontrar pedernal (calcedonia). La sílice opalina puede ser producto de la desvitrificación de ceniza volcánica o de las partes duras de diatomeas, radiolarios, entre otros organismos silíceos (Pettijohn *et al.*, 1987).

El cuarzo es un constituyente común en la mayoría de las areniscas; debido a su gran dureza y estabilidad química puede ser reciclado durante múltiples ciclos sedimentarios. Se presenta como monocristales o policristalino; el cuarzo monocristalino se refiere a los cristales simples, mientras que el término policristalino se usa para referirse a agregados cristalinos, éste último ha sido sugerido por algunos autores como útil en la determinación de procedencia debido a su propiedad de extinción ondulatoria. El cuarzo policristalino suele ser menos abundante en areniscas de granos bien redondeados y clasificados ricas en cuarzo que en aquellas poco redondeadas y con abundante contenido de feldespatos y fragmentos de roca (Boggs, 2006; Pettijohn *et al.*, 1987).

Los feldespatos se clasifican en alcalinos (ortoclasa, microclina, sanidina, anortoclasa) y plagioclasas (albita, oligoclasa, andesina, labradorita, bytownita, anortita).

En la composición media de una arenisca, el feldespato potásico es el más abundante, mientras que las plagioclasas sódicas superan a las cálcicas. Las proporciones de los feldespatos presentes en los sedimentos pueden ser controladas por la abundancia relativa de estos en la roca fuente o por su estabilidad diferencial en el ambiente; son un abundante constituyente en las arenas modernas, ya sea de duna o de playa, pero más en las arenas de río. La utilidad de los feldespatos como indicadores de procedencia radica en que algunas especies se distribuyen limitadamente; por ejemplo, la sanidina se asocia a rocas metamórficas de contacto de alta temperatura y a rocas volcánicas, mientras que la microclina se encuentra frecuentemente en rocas metamórficas y plutónicas, pero no en volcánicas; por otra parte, las plagioclasas son más abundantes en arenas derivadas de rocas volcánicas. (Boggs, 2006; Pettijohn *et al.*, 1987).

Los fragmentos de roca que se pueden encontrar en las areniscas son predominantemente de tres tipos: arcillosos (provenientes de esquistos, pizarras, etc.), de rocas volcánicas y del grupo de la sílice (cuarzo y pedernal), además de que en ocasiones

se hallan fragmentos de rocas carbonatadas, aunque no son muy abundantes debido a que se pierden durante la meteorización y el transporte. Su proporción dependerá de varios factores como las condiciones del ambiente de procedencia (tectonismo, clima), los procesos de abrasión, transporte y sedimentación, así como la duración de los mismos.

Otros constituyentes son los minerales arcillosos y las micas, dentro de los primeros podemos considerar a los grupos de la caolinita, illita, esmectita y clorita; mientras que como parte de las micas en ocasiones se encuentran muscovita y biotita, siendo químicamente más estable la primera.

Otro tipo de minerales, los carbonatos pueden tener un origen detrítico o químico. Los de tipo detrítico abundan en arenas calcáreas en forma de fragmentos esqueléticos, oolitos y pellets fecales, los cuales han sido transportados de distancias cortas. El carbonato químico se produce por la precipitación en el lugar de depósito, e incluye como principales minerales a la calcita, dolomita, aragonito, siderita y ankerita.

Los minerales pesados son considerados como aquellos con una gravedad específica mayor a 2.9, su distribución en las rocas, así como su resistencia al desgaste es muy variada; mientras la turmalina y el zircón son poco abundantes en las rocas, presentan una alta resistencia a los procesos mecánicos y químicos, por lo que se consideran estables, soportando varios ciclos sedimentarios; en contraste, los anfíboles y piroxenos son más abundantes en algunas rocas, pero son poco resistentes al desgaste, por lo que se les denomina como inestables.

Algunos minerales pesados pueden concentrarse en las arenas formando depósitos de placer de valor económico, como la monacita; por otra parte, la uraninita es de importancia en la búsqueda de uranio.

2.2.1.1 Clasificación mineralógica de arenas

La clasificación de las areniscas se ha realizado de acuerdo a las proporciones de sus constituyentes principales (cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca) en diagramas triangulares (Fig. 2.10), con cada componente en un extremo. Un ejemplo es la clasificación de Pettijohn (1975), la cual considera el contenido de matriz en la arenisca. Aquellas con un porcentaje de matriz entre 0% y 15% las denomina arenitas, aquellas con más de 15% y menos de 75% se consideran como grauvacas y las que contienen más de 75% son llamadas lutitas. A su vez, las grauvacas pueden ser líticas, feldespáticas o cuarzosas de acuerdo al componente predominante. Lo mismo sucede con las arenitas

que se pueden denominar como arcosas, subarcosas, litarenitas, sublitarenitas o cuarzoarenitas (Boggs, 2006).

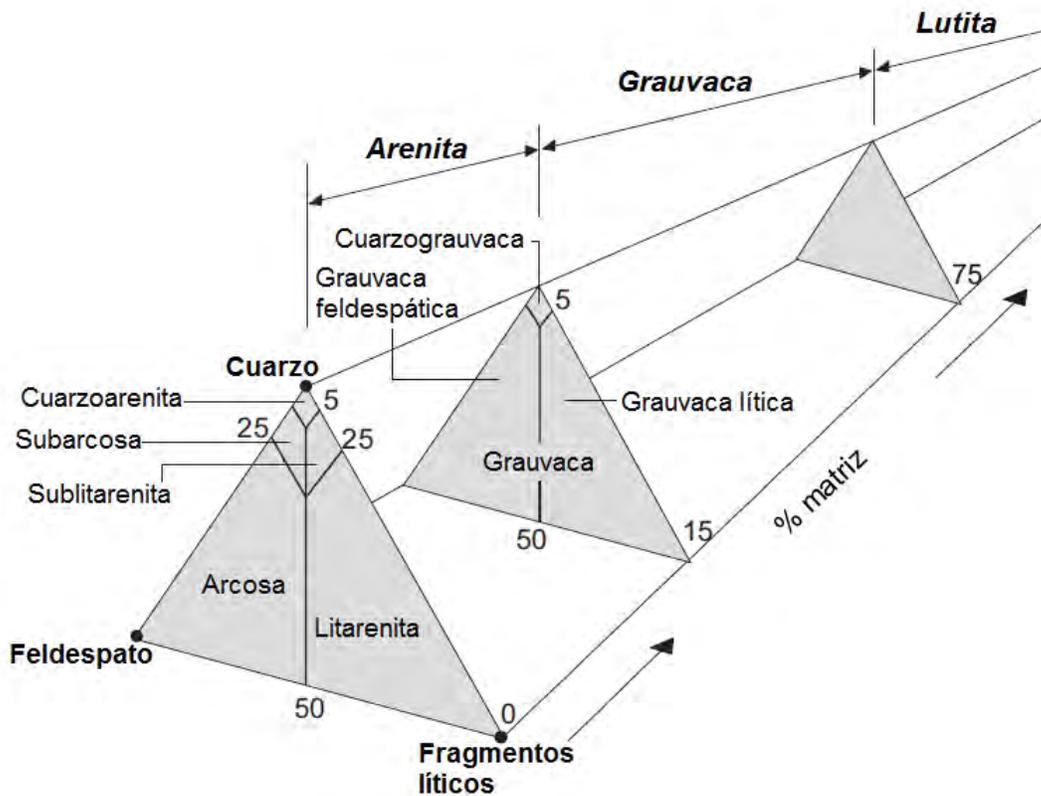


Figura 2.8 Clasificación de areniscas de Pettijohn (1975). Modificado de Nichols (2009).

Las arcosas se caracterizan por tener más del 25% de feldespatos, su selección varía de baja o buena, con granos de muy angulosos a subredondeados.

Las litoarenitas presentan un mayor contenido de fragmentos de roca, los cuales pueden ser de una composición muy variada; su composición se considera inmadura y son características de depósitos aluviales, plataformas marinas y llanuras abisales.

En las cuarzoarenitas generalmente se observan colores claros y están formadas mayoritariamente por granos de cuarzo, textural y composicionalmente supermaduros. Se depositan principalmente en cratones estables y márgenes pasivos.

2.2.2 Minerales pesados en arenas: zircón

Los minerales pesados han sido aplicados como indicadores de procedencia, como ejemplo de esto, Hubert (1960) propuso un índice de asociación de minerales pesados

zircón-turmalina-rutilo (ZTR) para la diferenciación sedimentaria de ambientes, sin embargo, Force (1980) observó que el rutilo tiene limitaciones debido a que en muchas ocasiones se derivan de rocas metamórficas de alto grado. Los estudios de zircones con este fin han sido más amplios, Tomita (1954) determinó que los zircones de tonos púrpuras y rosados pertenecían sólo a gneises y granitos del Arqueano, aumentando su intensidad con la edad (Boggs, 2006; Pettijohn *et al.*, 1987).

Como se mencionó antes, los minerales pesados se han utilizado como indicadores de procedencia, ya que su presencia, aún en pocas cantidades (generalmente <1% de la composición mineralógica total de las areniscas), pueden indicar condiciones de formación muy específicas que se pueden asociar a ambientes y rocas determinadas (como los ejemplos mostrados en la Tabla 2.1), mediante el estudio de su contenido de elementos traza y tierras raras, sus características texturales (forma, tamaño), color o a través de su datación.

Tabla 2.1 Asociaciones de minerales pesados y su relación con rocas fuente. Modificado de Arche (2010).

ASOCIACIÓN	ROCA FUENTE
Barita, leucoxeno, rutilo, turmalina (redondeada), zircón (redondeado)	Sedimentos retrabajados
Biotita, clorita, epidota, glaucofano y turmalina (pequeña, euhedral, marrón pálido)	Metamórfico (bajo rango)
Andalucita, cloritoide, diópsido, epidota, granate, hornblenda (variedad verde-azul), cianita, sillimanita y estauroлита	Metamórfico (alto rango)
Apatito, biotita, brookita, esfena, hornblenda (verde-marrón), monacita, rutilo, titanita, turmalina (pequeña, euhedral. rosada), zircón (euhedral)	Ígnea silícica
Anatasa, augita, cromita, diópsido, enstatita, hiperstena, hornblenda (variedad marrón rojizo), ilmenita, magnetita, olivino, picotita, pleonasto	Ígnea máfica

Los minerales pesados pueden clasificarse de acuerdo a sus propiedades ópticas en opacos y no opacos. Los opacos incluyen magnetita, ilmenita, hematita, limonita, pirita y leucoxeno; mientras que dentro de los no opacos se encuentra una gran variedad de minerales como olivino, clino y ortopiroxenos, anfíboles, granate, epidota, clinozoisita, zoisita, cianita, sillimanita, andalucita, estauroлита, apatito, monacita, rutilo, esfena, turmalina y zircón (Boggs, 2009).

La presencia de minerales pesados en depósitos de ambientes marinos se ve influenciada por la actividad en continente de los ríos, los cuales determinan los patrones de transporte y dispersión de los sedimentos (Lindholm, 1987), provocando la remoción selectiva de algunos.

Para su análisis, los minerales pesados son separados y concentrados utilizando diversas técnicas y aparatos como la separación magnética, la separación con líquidos de alta densidad, el uso de mesas vibratorias como la mesa Wifley.

En la separación por gravedad en líquidos de alta densidad se utilizan principalmente bromoformo, tetrabromuro de acetileno y yoduro de metileno, cuyas gravedades específicas se muestran en la Tabla 2.2, siendo todas mayores a 2.85 (Lindholm, 1987).

Tabla 2.2 Gravedad específica de distintos líquidos pesados utilizados en la separación de minerales. Modificado de (Mange & Maure, 1992).

Nombre	Formula	Gravedad específica a 20°C
Bromoformo (Tribromometano)	CHBr ₃	2.89
Tetrabromuro de acetileno (Tetrabromoetano)	C ₂ H ₂ Br ₄	2.96
Yoduro de metileno	CH ₂ I ₂	3.32

La información que nos proporciona el estudio de los minerales pesados se utiliza para determinar la procedencia del material (área fuente), definir rutas de transporte y patrones de dispersión, correlacionar depósitos, delimitar provincias, localizar depósitos de interés económico, entre otras aplicaciones (Mange & Maure, 1992).

Los minerales pesados tienen diferente resistencia a los procesos físicos y químicos del medio, por lo que su tamaño y presencia en depósitos de sedimentos es variable. Mientras el zircón tiende a ocurrir en forma de granos pequeños, otros minerales como la cianita, andalucita y sillimanita aparecen con un mayor tamaño (Mange & Maure, 1992).

La estabilidad química de los minerales pesados es variable (Tabla 2.3), ya que no todos reaccionan de igual forma a las condiciones geoquímicas del ambiente en el que están; por lo tanto, varios autores los han clasificado de acuerdo a su persistencia y estabilidad química (ej. Morton (1985) y Pettijohn *et al.* (1987)).

Tabla 2.3 Estabilidad de algunos minerales pesados. Modificado de Boggs (2006).

Ultraestable	Rutilo, zircón, turmalina, anatasa
Estable	Apatito, granate (poco Fe), estaurolita, monacita, biotita, ilmenita, magnetita
Moderadamente estable	Epidota, cianita, granate (rico en Fe), sillimanita, esfena, zoisita
Inestable	Hornblenda, actinolita, augita, diópsido, hiperstena, andalucita
Muy inestable	Olivino

Debido a su ultraestabilidad química, su resistencia mecánica y su presencia en gran variedad de rocas, el zircón es utilizado en estudios de procedencia de sedimentos a través de la determinación de su composición química y su edad.

El zircón es un nesosilicato de zirconio ($ZrSiO_4$) encontrado comúnmente como mineral accesorio, se caracteriza por ser un mineral altamente refractante, muy resistente a la meteorización física y química y a la alteración química bajo distintas condiciones de presión y temperatura, en parte debido a su pequeño tamaño y falta de clivaje. Además de que preserva estructuras internas y zonamiento y tiende a incorporar elementos menores en su estructura como Hf, Y, P, U y Th; los tres últimos son utilizados para datación y la relación Th/U permite la diferenciación entre zircones de origen ígneo y metamórfico. El contenido de tierras raras proporciona información petrogenética (Hanchar, 2014; Mange & Maure, 1992).

La gran variación en sus condiciones de formación permite que su coloración sea muy diversa, incluyendo colores rosado, púrpura, rojo, amarillo, en pocas ocasiones azul o gris, y varias veces se observa incoloro (Fig. 2.8).

Además de su alta densidad de 4.6-4.7 g/cm³, se puede distinguir de otros minerales pesados por su alta birrefringencia con colores de interferencia de primer orden, así como su relieve extremo y su morfología característica; sin embargo, puede ser confundido con la titanita, monacita, rutilo, xenotima y casiterita (Mange & Maure, 1992).

El zircón se forma en ambientes muy variados que van desde metamorfismo de alta temperatura o presión, hasta ambientes hidrotermales de baja temperatura (Harley & Kelly, 2007). Se puede encontrar principalmente en rocas ígneas ácidas a intermedias, así como xenolitos, rocas lunares, tectitas y meteoritos (Belousova *et al.*, 2002).



Figura 2.9 Variedades de zircones. Modificado de SEARG (2016).

La zonación química es característica de los zircones magmáticos y es observable por medio de BSE (*black-scattered electron*) y catodoluminiscencia (CL) (Belousova *et al.*, 2006; Hay & Dempster, 2009). Dicha zonación puede reflejar características del ambiente de cristalización como la composición del magma y su temperatura, así como los cambios que sucedieron en éste debido a distintos procesos incluyendo la cristalización fraccionada, la desgasificación o la mezcla de magmas (Fig. 2.9). (Belousova *et al.*, 2002; Belousova *et al.*, 2006)

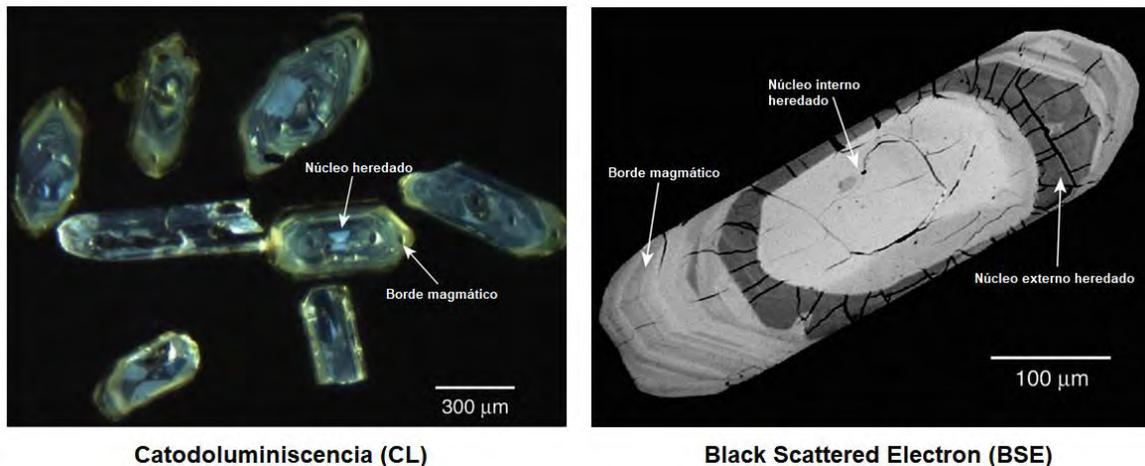


Figura 2.10 Imágenes de zircones mediante dos técnicas distintas, donde se pueden observar bordes magmáticos y núcleos heredados. Modificado de Hanchar (2014).

El método de datación más utilizado en zircones es U-Pb, dicho método ha sido perfeccionado a lo largo de varios años y es uno de los tantos métodos de datación que existen.

2.3 GEOQUÍMICA

La composición química de las areniscas suele considerar el contenido de elementos mayores, así como de elementos traza y tierras raras, los cuales reflejan características del ambiente de depósito y en ocasiones de la procedencia de los sedimentos.

Generalmente la información geoquímica se expresa en unidades de porcentaje en peso (para los elementos mayores como óxidos) y en partes por millón o partes por billón (ppm o ppb, respectivamente; para elementos traza). El análisis de las areniscas suele incluir como elementos mayores al Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Na y P; mientras que algunos de los elementos traza que se analizan son: V, Cr, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Zr (Boggs, 2009).

La geoquímica se encarga de describir la distribución y concentración de los elementos químicos en el planeta Tierra, así como todos los procesos químicos, físicos y biológicos que permiten su distribución y redistribución a lo largo del tiempo geológico, y las leyes fisicoquímicas y geológicas que los rigen. Debido a la mejora constante de las técnicas para la obtención de datos geoquímicos, la utilización de estos se ha ampliado a diversos fines sin importar que las concentraciones elementales sean muy bajas, haciendo los análisis más precisos y rápidos. El progreso de la geoquímica se debe en parte a su utilización en la exploración de depósitos minerales con fines económicos por medio de la búsqueda de anomalías, es decir, de concentraciones con gran discrepancia de las concentraciones medias en el planeta.

Las concentraciones medias consideradas en la geoquímica suelen ser las correspondientes a la corteza terrestre (Tabla 2.4); muchos autores han propuesto diferentes valores para las concentraciones medias de elementos en la corteza como: Clarke & Washington (1924), Goldschmidt (1933), Poldevaart (1955), Taylor (1964), Ronov & Yaroshevsky (1969), Taylor & McLennan (1985, 1995), Condie (1993), Wedepohl (1995), Gao *et al.* (1998), McLennan (2001), Rudnick & Gao (2003) y Hu & Gao (2008).

El estudio geoquímico de los materiales geológicos se puede hacer en base a su contenido de elementos mayores, traza o su contenido isotópico. Los elementos mayores o principales son aquellos con una abundancia mayor al 1% en peso del material,

generalmente incluyen al Si, Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Na, K y P, así como las concentraciones de S, H₂O y CO₂. Dichos elementos son la base de los principales minerales en la corteza y sus concentraciones suelen expresarse en porcentaje en peso (% en peso) de sus correspondientes óxidos. Los datos obtenidos de su medición son utilizados, entre otras cosas, en la construcción de diagramas binarios y ternarios para relacionar elementos, sobre todo asociados a determinados procesos geoquímicos (Fyfe, 1981; González-Bonorino, 1972; Rollinson, 1993; Velasco, 1996)

Tabla 2.4 Concentraciones medias de elementos en la corteza terrestre en ppm de acuerdo a Taylor y McLennan (1985). Modificado de Rudnick & Gao (2003).

SiO₂	57.1	Li	13	Zn	80	Nb	8	Ba	250	Dy	3.7	Re^a	0.4
TiO₂	0.9	Be	1.5	Ga	18	Mo	1.0	La	16	Ho	0.78	Os^a	0.05
Al₂O₃	15.9	B	10	Ge	1.6	Pd^a	1	Ce	33	Er	2.2	Ir^a	0.10
FeO_T	9.1	Sc	30	As	1.0	Ag^a	80	Pr	3.9	Tm	0.32	Au^a	3.0
MnO	0.18	V	230	Se	0.05	Cd^a	98	Nd	16	Yb	2.2	Tl^a	360
MgO	5.3	Cr	185	Rb	37	In^a	50	Sm	3.5	Lu	0.30	Pb	8.0
CaO	7.4	Co	29	Sr	260	Sn	2.5	Eu	1.1	Hf	3.0	Bi^a	60
Na₂O	3.1	Ni	128	Y	20	Sb	0.2	Gd	3.3	Ta	0.8	Th	4.2
K₂O	1.3	Cu	75	Zr	100	Cs	1.5	Tb	0.60	W	1.0	U	1.1

Óxidos en % en peso. ^a Concentraciones en ppb. _T Hierro total.

Se considera como elementos traza a aquellos presentes en concentraciones menores a 100 ppm o 100µg/g, aunque recientemente se considera como límite los 1000 ppm o 0.1%. Los elementos incluidos dentro de este grupo son Rb, Cs, Be, Ba, Sr, Y, la serie de los lantánidos (La-Lu), Th, Nb, U, Ag, B, Sn, Pb, As, Sb, Se, Te, Hg, Mo y Bi, así como en algunos casos Pt y Au (Morrison *et al.*, 1979; Velasco, 1996).

Dentro de los elementos traza se encuentran aquellos denominados tierras raras; estos son, de acuerdo a la IUPAC: Sc, Y, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb Dy, Ho, Er, Th, Yb, Lu (Namieśnik, 2002; Zepft, 2013). Todos son elementos litofilos, y su ocurrencia es común como óxidos, silicatos o fosfatos, como minerales accesorios, sobre todo bastnasita y monacita

Se ha dividido a las tierras raras de acuerdo con su configuración electrónica en dos grupos, las tierras raras ligeras y las tierras raras pesadas (LREE y HREE,

respectivamente, por sus siglas en inglés). Las LREE comprenden a los elementos cuyo número atómico se encuentra entre el cerio hasta el gadolinio y en ocasiones se les denomina tierras ceríticas, debido a su afinidad con el cerio. Mientras que las HREE incluyen a los elementos desde el terbio hasta el lutecio y se les denomina tierras itricas; en ocasiones se considera al lantano en este grupo. Su comportamiento geoquímico y el radio iónico provocan el enriquecimiento de estos elementos en algunas rocas, además de que tienden a transferirse de manera más directa a los sedimentos y su tiempo de residencia en el agua de mar es muy bajo, permitiendo así, preservar en ellos características distintivas de su ambiente de formación (Velasco & Verma, 1996; White, 2013).

2.4 GEOCRONOLOGÍA

Existen distintos métodos utilizados para la datación de materiales geológicos, dichos métodos pueden ser considerados como absolutos o relativos. Los métodos de naturaleza física se basan en procesos que se rigen sólo por el paso del tiempo (mecanismos de tasa fija sensibles al tiempo), produciendo edades absolutas; mientras que los métodos que producen edades relativas utilizan como medida de tiempo anomalías estratigráficas, tasas de reacción química, entre otros.

Las edades absolutas tienen como unidad de tiempo al año solar (sideral o astronómico) y se basan en eventos históricos o astronómicos o en estudios dendrocronológicos, siendo válidos para todo sitio y periodo. Las escalas relativas de tiempo son válidas solo para áreas y periodos de tiempo limitados.

2.4.1 Métodos de datación

Los métodos de datación físicos se basan, en la medida de lo posible, en cambios en las propiedades materiales que dependen sólo del tiempo, sin influencia de factores ambientales como la temperatura y la presión.

El proceso más importante de este tipo es el decaimiento radiactivo, que se produce a partir del fraccionamiento isotópico; el cual, de manera general, es el cambio en la relación que existe entre dos isótopos de un elemento. Los isótopos son nucleídos con un mismo número atómico pero diferente número de masa, es decir, aunque son del mismo elemento poseen distinta cantidad de neutrones. El fraccionamiento isotópico ocurre mediante cuatro procesos principales: fraccionamiento de equilibrio, cinético, cinético

transitorio e independiente de la masa. El decaimiento radiactivo ocurre de manera diferente por lo que se considera aparte (de Bruin, 1982; Schaefer, 2016).

La radiación fue descubierta en 1896 cuando Henri Becquerel realizaba experimentos de fluorescencia y fosforescencia de minerales, utilizó cristales de sulfato doble de uranilo, los cuales, expuestos a la luz ultravioleta, emitieron una radiación parecida a los rayos X (de Laeter, 1998; Rutherford, 1906). Tiempo después, Marie Curie realizó trabajos enfocados en el estudio de otros elementos como torio, polonio y radón, éste último fue analizado por Ernest Rutherford, quien planteo que la radiación emitida por las sustancias radiactivas está formada por tres diferentes componentes: alfa, beta y gamma. La radiación α consiste de partículas positivas expulsadas a una velocidad de 20,000 millas/s, con una masa del doble del átomo del hidrógeno; los rayos β son partículas negativamente cargadas, con una masa aparente de 1/1,000 la del átomo de hidrogeno. Los rayos gamma no son desviados por un campo magnético o eléctrico, sólo las sustancias activas que emiten rayos β dan lugar a rayos γ . Rutherford y su colega Frederick Soddy, enunciaron la Teoría de decaimiento y crecimiento radiactivo planteando que los átomos de elementos radiactivos se desintegran espontáneamente formando otro elemento más estable y produciendo la emisión de radiación α y β . La radiación producida será de una intensidad proporcional al número de átomos radiactivos del elemento presentes (Ec. 2.1) (Bowen, 1994; Faure, 1977; Rutherford, 1906).

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad \text{Ecuación 2.1}$$

Donde: λ =constante de decaimiento, representando la probabilidad de que un átomo decaiga en una unidad de tiempo (t) en unidades de por año (años^{-1}); N= número de átomos radiactivos presentes; además, λN se denomina actividad y es el número de desintegraciones por unidad de tiempo.

La actividad es medida en curies, y cada curie representa 3.7×10^{10} desintegraciones por segundo, que equivale a la actividad de 1g de ^{226}Ra . Debido a que el curie es una unidad muy grande, se utiliza el becquerel (1 desintegración por segundo).

Integrando la ecuación anterior, resulta la ecuación 2.2:

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t} \quad \text{Ecuación 2.2}$$

Donde N_0 es la cantidad inicial de átomos radiactivos y N_t es la cantidad de átomos restantes de los originales.

Cada isotopo tiene una constante de decaimiento (λ) particular, además de una vida promedio (τ). La vida promedio es el inverso de la constante de decaimiento ($\tau=1/\lambda$), con lo que la ecuación anterior puede escribirse como (Ec. 2.3):

$$N_t = N_0 e^{-\left(\frac{t}{\tau}\right)} \quad \text{Ecuación 2.3}$$

Para calcular el número de nucleídos hijos que se generan, de lo anterior se puede derivar que (Ec. 2.4):

$$D_t = N_t (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{Ecuación 2.4}$$

teniendo que D es el número de nucleídos hijos (N_0-N_t) y en el caso de que no se tome en cuenta N_0 , sin embargo, en ocasiones existen átomos del isótopo hijo inicialmente, por lo que la expresión queda como en la ecuación 2.5:

$$D_t = D_0 + N_t (e^{\lambda t} - 1). \quad \text{Ecuación 2.5}$$

Los términos de estas ecuaciones son sustituidos con los isótopos estudiados, como en el siguiente ejemplo para Rb-Sr (Ec. 2.6):

$${}^{87}\text{Sr}_t = {}^{87}\text{Sr}_0 + {}^{87}\text{Rb}_t (e^{(1.42 \times 10^{-11} t)} - 1) \quad \text{Ecuación 2.6}$$

Los términos a calcular se pueden obtener químicamente, radiométricamente o por espectrometría de masas, según la abundancia de los nucleidos.

En la práctica, es más común medir la relación entre isótopos, considerando como denominador el isótopo hijo (Ec. 2.7):

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Rb}}\right)_t (e^{(1.666 \times 10^{-11} t)} - 1). \quad \text{Ecuación 2.7}$$

Otro término importante es la vida media (T o $T_{1/2}$) de cada elemento radiactivo (Tabla 2.5), la cual se define como el tiempo que toma para que la mitad de un isotopo radiactivo se desintegre, independientemente de la masa (cantidad) del elemento presente.

Está representada por la ecuación 2.8:

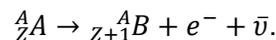
$$T_{\frac{1}{2}} = \frac{\ln 2}{\lambda} = 0.693\tau \quad \text{Ecuación 2.8}$$

Tabla 2.5 Esquemas de decaimiento radioactivo natural más usados en geociencias. Modificado de Schaefer (2016).

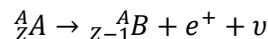
Isótopo padre	Isótopo hijo	Modo de decaimiento	Cte. Decaimiento (λ) en años ⁻¹	Vida media ($T_{\frac{1}{2}}$) en años	Normalización del isótopo
⁴⁰ K	⁴⁰ Ar	β^- , β^+ , captura e^-	0.581×10^{-10}	1.25×10^9	³⁹ Ar
⁸⁷ Rb	⁸⁷ Sr	β^-	1.42×10^{-11}	48.8×10^9	⁸⁶ Sr
¹⁴⁷ Sm	¹⁴³ Nd	α	6.54×10^{-12}	106×10^9	¹⁴⁴ Nd
²³⁸ U	²⁰⁶ Pb	Princip. α	0.155×10^{-9}	4.468×10^9	²⁰⁴ Pb
²³⁵ U	²⁰⁷ Pb	Princip. α	0.985×10^{-9}	0.704×10^9	²⁰⁴ Pb
²³² Th	²⁰⁸ Pb	Princip. α	0.049×10^{-9}	14.01×10^9	²⁰⁴ Pb
¹⁷⁶ Lu	¹⁷⁶ Hf	β^-	1.867×10^{-11}	37.1×10^9	¹⁷⁷ Hf
¹⁸⁷ Re	¹⁸⁷ Os	β^-	1.666×10^{-11}	45.6×10^9	¹⁸⁸ Os

Actualmente se sabe que no se emiten solo tres tipos de radiación durante la desintegración radiactiva, si no que se han propuesto cuatro.

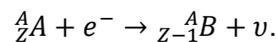
Radiación β^- . Ocurre con la emisión espontanea de un electrón, así como un protón y para cumplir con la ley de la conservación de la energía y la masa se asume que se emite un antineutrino. La masa atómica se conserva, el número atómico del átomo resultante se incrementa en uno y el número de neutrones disminuye en uno.



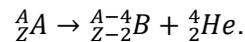
Radiación β^+ . En dicha radiación el núcleo emite un positrón (antielectrón, electrón con carga positiva) y un neutrino (ν):



Esta radiación es muy parecida al decaimiento por captura de electrones, donde un protón captura un electrón, emitiendo un neutrino y formando un neutrón:



Decaimiento α . En este caso el núcleo expulsa iones de He^+ (específicamente ${}^4_2\text{He}$) y se genera calor. Solo ocurre en elementos con un número atómico relativamente alto:



Fisión espontánea. Este proceso es producido cuando los neutrones llegan a su máxima energía, causando que el núcleo se divida en dos partes y varios neutrones. La emisión de los neutrones puede provocar que el proceso se replique causando una reacción en cadena (Allègre; Geyh & Schleicher, 1990).

Existen distintas series de decaimiento radiactivo en geoquímica, algunos de ellas son:

- *K-Ar y Ar-Ar.* Donde el isotopo ${}^{40}\text{K}$ decae a ${}^{40}\text{Ar}$ mediante la emisión de positrones, pero en muchos casos el ${}^{40}\text{K}$ decae a ${}^{40}\text{Ca}$ emitiendo radiación beta.
- *Rb-Sr.* El ${}^{87}\text{Rb}$ decae a ${}^{87}\text{Sr}$ mediante radiación β^- . Es aplicada principalmente a materiales de sistemas magmáticos y metamórficos, así como para conocer la composición isotópica del agua de mar en el tiempo, y en el estudio de material dental paleontológico.
- *Sm-Nd.* Mediante decaimiento al ${}^{147}\text{Sm}$ decae a ${}^{143}\text{Nd}$. Se utiliza en el estudio de sistemas magmáticos y metamórficos, meteoritos, entre otros.
- *Re-Os y Pt-Os.* El decaimiento de ${}^{187}\text{Re}$ a ${}^{187}\text{Os}$ se utiliza en la investigación de sistemas portadores de sulfuros y de la edad deposicional de sedimentos con un contenido alto de materia orgánica, además de meteoritos. Por otro lado, el sistema Pt-Os consiste en el decaimiento de ${}^{190}\text{Pt}$ a ${}^{186}\text{Os}$.
- *Lu-Hf.* En este sistema el ${}^{176}\text{Lu}$ decae a ${}^{176}\text{Hf}$, y se aplica a estudios metamórficos y de zircones, así como también de acondritas.
- *(U-Th)/He.* El decaimiento de ${}^{238}\text{U}$ a ${}^{206}\text{Pb}$ produce la emisión de partículas alfa representadas por ${}^4\text{He}$, dichas partículas si son retenidas en las muestras pueden ser utilizadas para medir el número de decaimiento y por lo tanto la cantidad de U presente.
- *U-(Th)-Pb.* El ${}^{235}\text{U}$ decae para formar isotopos de ${}^{207}\text{Pb}$, y el decaimiento de ${}^{238}\text{U}$ produce ${}^{206}\text{Pb}$, mientras que ${}^{232}\text{Th}$ decae a ${}^{208}\text{Pb}$; a lo largo del proceso de decaimiento se forman otros isotopos intermedios de Ra, Rn, Bi y otros de Pb (Fig. 2.11). Los datos geocronológicos obtenidos mediante U-Pb son de alta precisión (Schaefer, 2016).

Las series de decaimiento son utilizadas en la geocronología, esta última es una disciplina de las geociencias que se encarga de la medición cuantitativa de la edad de materiales terrestres mediante distintas técnicas que buscan aportar los datos más precisos posibles, por lo que se utilizan estándares internos y externos. Los estándares externos consisten en datos internacionales de diferentes laboratorios, y los estándares internos son usados en laboratorios individualmente (Schaefer, 2016).

La relación isotópica U-Pb es de las más utilizadas en la geocronología debido a algunas características como: las vidas medias de los isotopos que permiten una calibración de alta precisión, el decaimiento se puede considerar como geológicamente instantáneo, existe una gran variedad de minerales en donde están presentes el U y Th, como Zircón (más adecuado), monacita, titanita y baddeleyita, además de que la investigación de este método ha sido amplia desde hace casi un siglo y los nucleídos radiactivos y radiogénicos son isótopos de los mismos elementos (Albarède, 2013; Schaefer, 2016).

El uranio posee una masa atómica de 238.0289 y número atómico 92, a su vez se presenta naturalmente en tres isotopos ^{238}U , ^{235}U y ^{234}U , así como otros 13 isotopos. El principal mineral que lo contiene es la uraninita ($2\text{UO}_3 \cdot \text{UO}_2$) y generalmente se encuentra con otros elementos como Th, Zr, Pb y en ocasiones He y Ar.

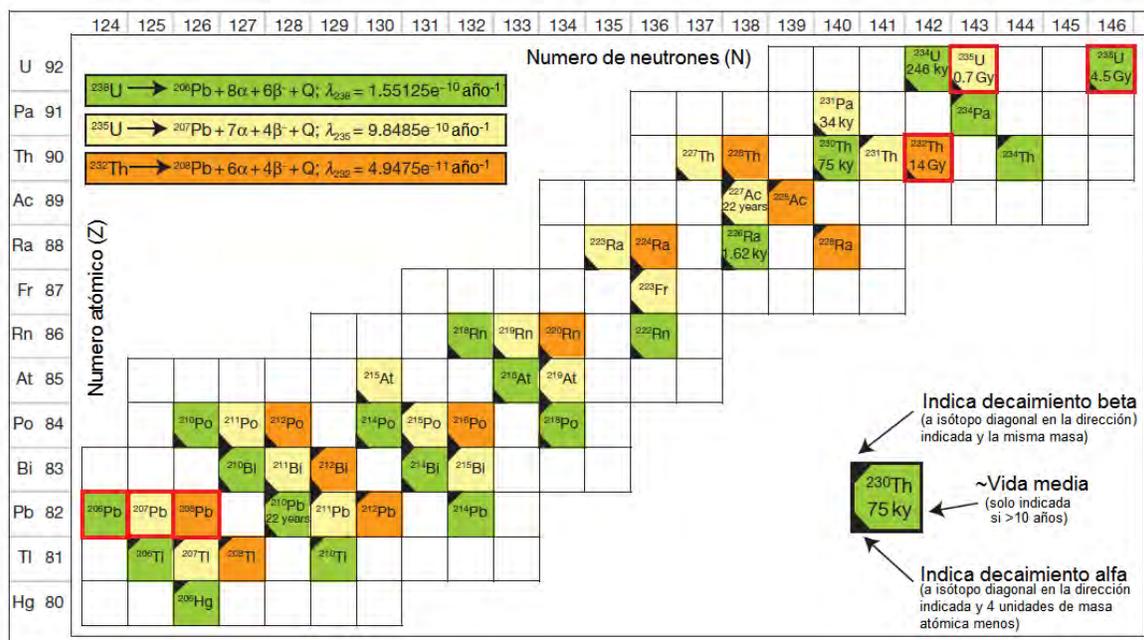


Figura 2.11 Series de decaimiento U-Th-Pb. Modificado de Schoene (2014).

El plomo tiene una masa atómica relativa de 207.2 y número atómico 82. Se encuentra principalmente en la galena (PbS) y puede ocurrir en cuatro isotopos naturales ^{204}Pb (no radiogénico), ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb , así como en otros 28 isotopos en un rango de ^{183}Pb a ^{214}Pb (Attendorn & Bowen, 1997; Geyh & Schleicher, 1990).

Teniendo como base la ecuación para calcular la cantidad de nucleídos hijos, el decaimiento de ^{238}U a ^{206}Pb y ^{235}U a ^{207}Pb puede expresarse como (Ec. 2.9 y 2.10, respectivamente):

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_1 t} - 1) \quad \text{Ecuación 2.9}$$

$$y \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_2 t} - 1). \quad \text{Ecuación 2.10}$$

Además de las expresiones anteriores, en ocasiones se utiliza aquella que se base en el decaimiento de Th-Pb (Ec. 2.11):

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}(e^{\lambda_3 t} - 1) \quad \text{Ecuación 2.11}$$

De las ecuaciones anteriores, las dos primeras pueden ser normalizadas con el isotopo ^{204}Pb para ser combinadas, quedando la ecuación 2.12:

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)^* = \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \left[\frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1} \right] \quad \text{Ecuación 2.12}$$

En ocasiones, se puede prescindir de la cantidad de Pb inicial (como en los zircones), con lo que se calcula solamente la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ec. 2.13 y 2.15). Se puede representar la ecuación para cada sistema de la siguiente forma (Ec. 2.14 y 2.16):

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_1 t} - 1 \quad \text{Ecuación 2.13}$$

que puede despejarse como $t = \frac{1}{\lambda_1} \left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} + 1 \right)$ Ecuación 2.14

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{235}\text{U}} = e^{\lambda_2 t} - 1 \quad \text{Ecuación 2.15}$$

de donde se despeja $t = \frac{1}{\lambda_2} \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} + 1 \right)$ Ecuación 2.16

Con los arreglos anteriores se puede graficar una curva “de concordia” que representa las tasas de decaimiento relativas de ${}^{235}\text{U}$ y ${}^{238}\text{U}$ y las tasas de producción de ${}^{206}\text{Pb}$ respecto a ${}^{207}\text{Pb}$, en los diagramas de Wetherill (Fig. 2.12).

Cuando los datos de la muestra se mueven a lo largo de la curva de concordia se dice que los análisis son concordantes y proporcionan edades precisas, sin embargo, en algunos casos ocurre la pérdida de Pb en el sistema, provocando que los datos de la muestra, al ser graficados, se desplacen de la edad de la muestra a lo largo de una línea recta; se dice que estos datos son discordantes. La discordia puede ser causada por la pérdida de Pb radiogénico o la ganancia de U o Th, por la pérdida de U ocurrida desde la formación del mineral hasta la actualidad, o por herencia de la mezcla de edades. La pérdida de Pb comúnmente ocurre en minerales como el zircón, ya que no son compatibles y cuando el Pb se forma por decaimiento es afectado por radiación.

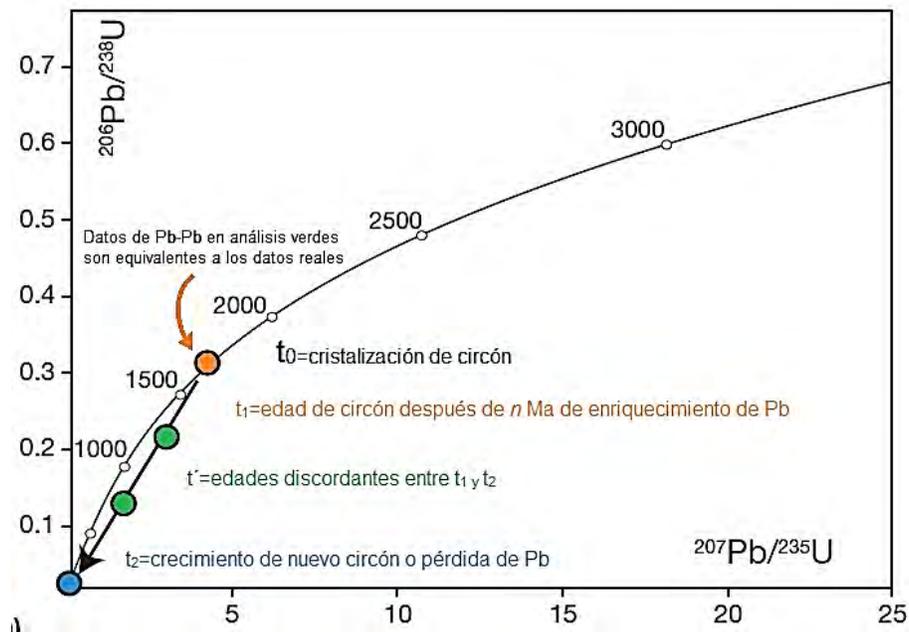


Figura 2.12 Diagrama de concordia de Wetherill. Modificado de Schoene (2014).

Otro diagrama usado para la representación de los datos del método de datación U-Pb es el de Tera-Wasserburg (Fig. 2.13), en donde todo el ^{206}Pb y el ^{207}Pb son considerados radiogénicos. En ocasiones, debido a la gran cantidad de datos generados por estos análisis, es preferible mostrar la información en histogramas donde se agrupen distintos rangos de edades y se pueda observar su distribución. También se utilizan algoritmos estadísticos que permitan una rápida comparación visual para un gran número de datos, lo que permite la eliminación de fuentes no potenciales de material.

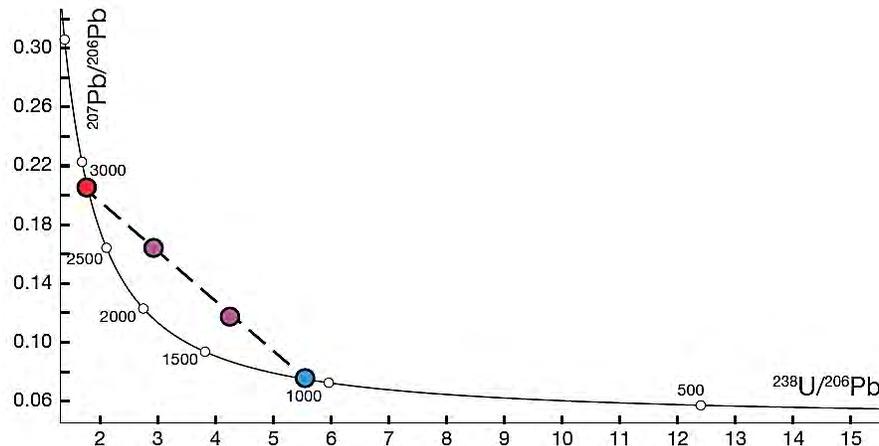


Figura 2.13 Diagrama de Tera-Wasserburg (T-W). Modificado de Schoene (2014).

Para la obtención de las edades de los materiales geológicos se puede recurrir a distintos métodos. En el caso de la geocronología mediante U-Th-Pb, son tres los métodos más utilizados pero el más ampliamente utilizado es la espectrometría de masas. El método general consiste en la ionización de la muestra, para luego acelerar los iones a cierta velocidad en alto vacío; luego, estos son reflejados de acuerdo a su masa a través de un campo magnético. Los iones de la misma masa se juntan y se mide su intensidad. De acuerdo a lo anterior, un espectrómetro (Fig. 2.14) consiste en tres componentes principales: una fuente de iones, un sistema de separación de iones y un detector o colector. Existen tres métodos de ionización utilizados en este tipo de materiales: térmico (TIMS: Thermal ionisation mass spectrometry), mediante plasma (ICP-MS: inductively coupled mass spectrometry) y mediante combustión (GS IRMS: gas source isotope ratio mass spectrometry).

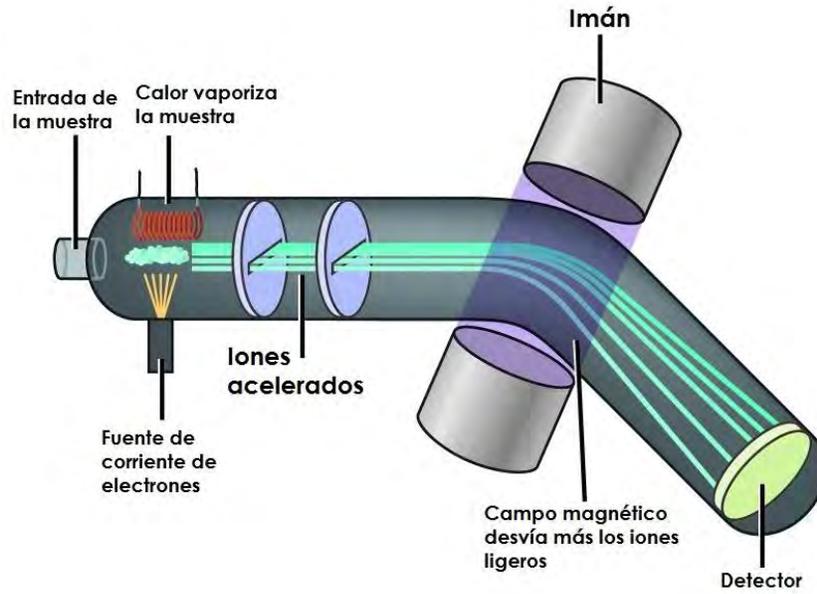


Figura 2.14 Esquema general de un espectrómetro de masas. Modificado de Openstax (2015).

Una alternativa es la realización de espectrometría de masas in situ, la cual incluye a las técnicas de Espectrometría de Masas de Ionización Secundaria (SIMS en inglés), ICP-MS con ablación laser y Espectrometría de masas de gases nobles e irradiación (análisis de Ar) (Schaefer, 2016; Geyh & Schleicher, 1990).

2.4.1.1 Datación en zircones

La determinación de edades en zircones nos permite obtener información importante acerca del ambiente de depósito de los sedimentos, así como su procedencia; dicha información será aceptable si es que los zircones para el análisis representan una buena muestra de la unidad o sitio que se estudia.

Los zircones tienden a concentrar el U y a excluir el Pb, dando así una alta relación $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, utilizada para crear el diagrama de concordia de Wetherill.

La datación con este método nos lleva a fijar edades máximas de deposición de los sedimentos basadas en los zircones de menor edad, los cuales pueden ser producto del retrabajamiento de sedimentos más antiguos (Schaefer, 2016).

Se pueden comparar dos casos poniendo como ejemplo dos lugares en el mismo tipo de ambiente sedimentario, pero uno en un cratón estable y otro cercano a una zona de subducción activa; los sedimentos en el cratón estable tendrán zircones mucho más

antiguos que la edad de deposición, mientras que en el sitio con tectonismo activo los zircones estarán en constantes procesos de formación y erosión, por lo que pueden ser de edades cercanas a la edad de deposición de los sedimentos. Por lo que se puede entender que el análisis de zircones no se limita a un rango de tiempo corto, sin embargo, la información sobre el área fuente de los sedimentos será más confiable cuando éstos hayan sufrido poco transporte o sean muy recientes. Conocer las edades de las regiones de origen puede ser útil en la delimitación de provincias geológicas y para la reconstrucción de las condiciones de deposición a nivel placa.

Esto puede ser crítico cuando se consideran regiones fuente que contienen múltiples litologías similares, ya que se pueden obtener resultados en los que los zircones tienen edades diferentes a las del basamento, implicando posibles fuentes que ya no están expuestas por procesos de erosión o por destrucción causada tectónicamente.

Al analizar zircones se puede incluir el estudio de la presencia de Hf-Pb, dicho estudio se realiza ya sea mediante SIMS, así como por SHRIMP, o usando ablación con láser acoplado con MC-ICP-MS. El Hf es una buena alternativa para el análisis isotópico, esto se debe en gran parte a que Hf es capaz de sustituir a Zr y por lo tanto es altamente resistente a la movilidad y la contaminación. De hecho, cuando es muy abundante se puede producir el hafnón en su lugar. Lo más importante es que los isótopos de Pb y Hf pueden obtenerse del mismo lugar dentro del grano de zircón.

El desarrollo y mejoramiento de las técnicas de muestreo para análisis de zircones, además del avance en el estudio de las técnicas analíticas por SIMS y LA-ICP-MS han dado lugar a una proliferación de datos de mayor calidad. Otro avance significativo es la disponibilidad de bases de datos con análisis de zircones de distintas partes del mundo y con distintas técnicas y equipos, lo cual permite correlacionar regiones y edades a escala regional para lograr la reconstrucción tectónica y conocer la evolución geológica.

2.5 TÉCNICAS ANALÍTICAS UTILIZADAS

2.5.1 Análisis granulométrico

El análisis granulométrico nos permite conocer la gradación de tamaño de los sedimentos, para ayudar en la identificación de ambientes de depósito y mecanismos que operan durante el transporte (Passega, 1964).

Se han propuesto distintos métodos gráficos para el análisis del tamaño de grano (Krumbein, 1936; Inman, 1952; Trask, 1952; Folk & Ward, 1957; entre otros), que expresan las variaciones texturales de los sedimentos, uno de los métodos más utilizados es el de Folk & Ward (1957), con el cual se pueden calcular parámetros de tamaño de grano como: media, desviación estándar, oblicuidad y curtosis.

Tamaño medio. Representa el tamaño de grano medio (Ec. 2.17) de la distribución total de sedimentos y está influenciado, por las condiciones del proceso de transporte. Junto con la mediana y la moda, refleja el promedio de la energía cinética del medio de depósito (Folk & Ward, 1957; Pettijohn, 1975).

$$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \quad \text{Ecuación 2.17}$$

De acuerdo a la escala de Udden-Wentworth (1922) modificada se puede distinguir la siguiente clasificación para las arenas:

Tabla 2.6 Escala de Udden-Wentworth para clasificación de arenas.

M_z (Φ)	Clasificación
-1.0 a 0.0	Arena muy gruesa
0.0 a 1.0	Arena gruesa
1.0 a 2.0	Arena media
2.0 a 3.0	Arena fina
3.0 a 4.0	Arena muy fina

Mediana. Es el tamaño de grano correspondiente al 50% de la distribución. Es decir, la mitad de las partículas son más gruesas que la mediana y la otra mitad son más finas (Folk & Ward, 1957; Folk, 1974).

Desviación estándar. Es una medida del grado de clasificación de los sedimentos, y se calcula con la ecuación 2.18:

$$\sigma_{\phi} = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2} \quad \text{Ecuación 2.18}$$

Ya que la formula anterior sólo toma en cuenta el centro de las dos terceras partes de la curva, por lo que se puede calcular la Desviación Estándar Inclusiva (Ec. 2.19), la cual

incluye el 90% de la distribución y se calcula con la siguiente fórmula (Folk & Ward, 1957; Folk, 1974):

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

Ecuación 2.19

Los valores obtenidos pueden compararse con la siguiente escala verbal (Folk, 1974):

Tabla 2.7 Escala para sedimentos de acuerdo a su grado de clasificación.

σ_1	Clasificación
< 0.35	Muy bien clasificado
0.35 a 0.50	Bien clasificado
0.50 a 0.71	Moderadamente bien clasificado
0.71 a 1.0	Moderadamente clasificado
1.0 a 2.0	Mal clasificado
2.0 a 4.0	Muy mal clasificado
> 4.0	Extremadamente mal clasificado

Grado de asimetría. Esta medida refleja el grado de clasificación de las colas de la distribución o su importancia relativa (Boggs, 2009; Pettijohn, 1975). Folk & Ward (1954) propusieron una fórmula (Ec. 2.20) para calcular la Asimetría Inclusiva (Sk_1) que considera al 90% de la curva, en comparación con otras fórmulas antes propuestas por Inman (1952), las cuales sólo incluían el 68% de la parte central de la curva.

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

Ecuación 2.20

A la asimetría calculada se le han asignado los siguientes límites (Folk, 1974):

Tabla 2.8 Límites de asimetría para sedimentos.

Sk_1	Asimetría verbal
1.00 a 0.30	Muy asimétrico hacia los finos
0.30 a 0.10	Asimétrico hacia los finos
0.10 a -0.10	Casi simétrico
-0.10 a -0.30	Asimétrico hacia los gruesos
-0.30 a -1.00	Muy asimétrico hacia los gruesos

Curtosis. Mide el radio de la clasificación en los extremos de la distribución comparada con la clasificación en la parte central, determinando así qué tan normal es la distribución (Ec. 2.21).

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})} \quad \text{Ecuación 2.21}$$

Para describir las características de la curtosis de la distribución se utilizan los siguientes términos:

Tabla 2.9 Clasificación de distribución de tamaño de sedimentos de acuerdo a la curtosis.

K_G	Clasificación
< 0.67	Muy platicúrtico
0.67 a 0.90	Platicúrtico
0.90 a 1.11	Mesocúrtico
1.11 a 1.50	Leptocúrtico
1.50 a 3.00	Muy leptocúrtico
> 3.00	Extremadamente leptocúrtico

Para caracterizar la distribución de las frecuencias de los sedimentos se utilizan los términos verbales designados a cada una de las clasificaciones dadas por cada parámetro de tamaño de grano (Folk, 1974). Para los términos de tamaño, comúnmente se utilizan diagramas triangulares como los de Folk (1954) y Shepard (1954).

Los parámetros calculados mediante el método gráfico de Folk & Ward (1954) suelen graficarse uno contra otro en diagramas bivariantes para determinar si existen algún tipo de correlación entre ellos. A partir de este tipo de diagramas se han establecido divisiones que clasifican a los sedimentos en distintos ambientes sedimentarios, como los de Friedman (1961; 1967), Moiola & Weiser (1968), Passega (1964), entre otros.

2.5.2 Microscopio petrográfico

Los microscopios petrográficos pueden tener distintos diseños, pero todos constan de algunas partes fundamentales como: una fuente de iluminación, platina, objetivos, polarizador superior, lentes de Bertrand y oculares. Se caracteriza por utilizar luz polarizada que viaja desde la base hasta un primer polarizador donde se difracta y continúa viajando en un solo plano; si la luz pasa a través del segundo polarizador

superior, viajara como dos rayos perpendiculares entre sí y con distintas velocidades (Fig. 2.15).

Con el microscopio petrográfico se pueden observar muestras en todo tipo de rocas (ígneas, sedimentarias y metamórficas) en forma de secciones pulidas, inmersión de cristales en líquido, montaje de granos o secciones delgadas.

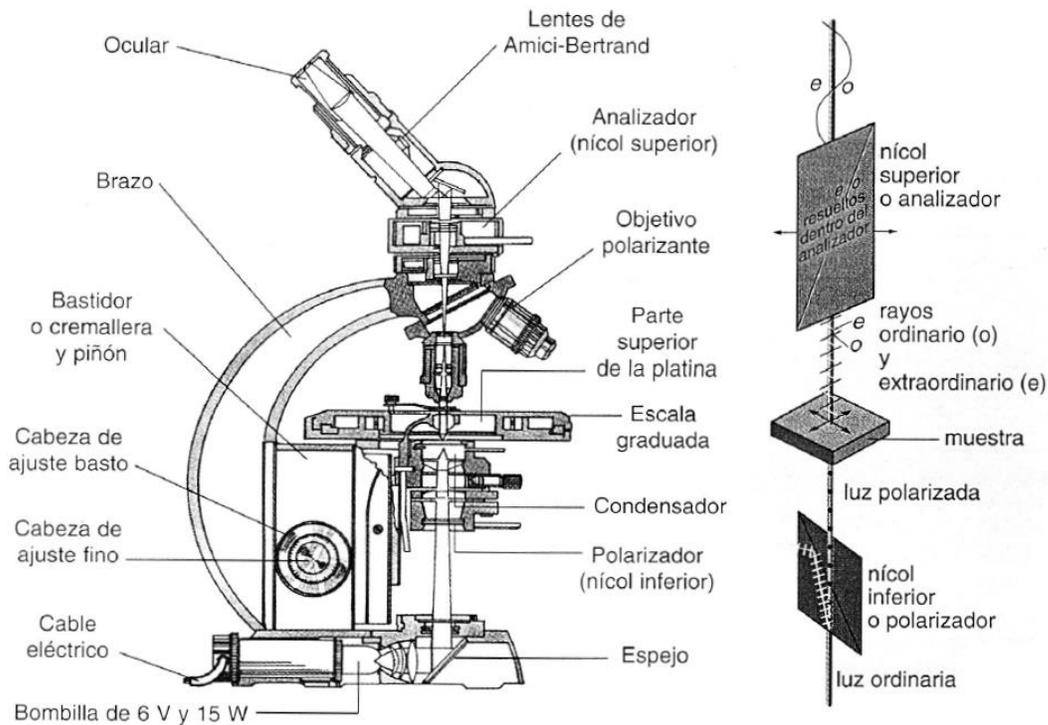


Figura 2.15 Sección de microscopio de polarización y trayectoria que sigue la luz a través de él. Modificado de Franco y Gonzalo (2000).

Las láminas delgadas son secciones de roca o minerales montados en una placa delgada que es pulida hasta alcanzar un grosor de 30 micrómetros. Las propiedades ópticas observables a través del microscopio permiten caracterizar la composición y textura de las rocas (o sedimentos), con lo cual se pueden clasificar. Algunas de las características analizadas en las láminas delgadas son la forma de los granos, relieve, color, opacidad, pleocroísmo, clivaje, colores de birrefringencia, ángulo de extinción, maclado de cristales, etc. (Franco y Gonzalo, 2000; Nesse, 2004; Nichols, 2009).

2.5.3 Microscopia electrónica de barrido

La microsonda electrónica de barrido se utiliza actualmente para análisis cuantitativos y cualitativos, a través del uso del espectro de rayos X emitido por una muestra solida al ser

bombardeada con un fino haz de electrones. Dicha muestra debe tener una superficie lisa que no afecte los resultados, por lo que puede ser una sección delgada o alguna muestra cubierta por resina epóxica y pulida; además, debe cubrirse con algún material conductor, como el carbono o el oro, para permitir el paso de los electrones incidentes (Castellanos y Ríos, 2005; Melgarejo *et al.*, 2010; Reed, 1995).

La microsonda electrónica es muy parecida a un microscopio electrónico de barrido, con la diferencia de que incluye analizadores adicionales para obtener datos cuantitativos, mientras que el microscopio sólo está diseñado para la obtención de imágenes (Melgarejo *et al.*, 2010).

Los análisis cualitativos involucran la identificación de líneas en el espectro de rayos X; mientras que, los análisis cuantitativos requieren la medición de líneas de intensidad por elemento para ser comparadas con las líneas de calibración medidas que correspondan a cada uno de los elementos, es un análisis *in situ* rápido y no destructivo con alta resolución espacial, buena precisión y límites de detección bajos razonables (Reed, 1995).

La microsonda cuenta con un Sistema óptico electrónico (EOS, por sus siglas en inglés), que consiste en un cañón de electrones donde un filamento de tungsteno genera un haz de electrones que es dirigido a través de una cámara de vacío por medio de un conjunto de lentes condensadoras y aperturas, hasta llegar a la muestra (Fig. 2.16) (Castellanos y Ríos, 2005).

Al igual que un microscopio electrónico de barrido, la microsonda cuenta con un Espectrómetro de energía dispersa (EDS, por sus siglas en inglés). Este detector permite analizar simultáneamente todas las energías de los fotones de rayos X, identificando los picos correspondientes con las radiaciones características de cada elemento químico presente en la muestra; para ello se emite un haz de electrones que viaja a través de un tubo, por el cual va chocando contra un conjunto de lentes condensadoras hasta llegar a incidir e interactuar con los átomos de la muestra, generando la emisión de electrones secundarios, electrones retrodispersados y rayos X. Luego de que el detector percibe la energía de rayos X dispersos, genera un espectro con todos los elementos químicos por encima del límite de detección (Castellanos y Ríos, 2005; Melgarejo *et al.*, 2010).

Además, para los análisis cuantitativos tiene un Espectrómetro dispersor de longitud de onda (WDS, por sus siglas en inglés). En el WDS, un monocrómetro dispersa los rayos

X de acuerdo a la Ley de Bragg. Pueden utilizarse varios cristales para analizar un mayor rango de longitudes de onda; algunos de ellos son: pentaerythritol (PET), ftalato ácido de talio (TAT) y fluoruro de litio (LIF) (Castellanos y Ríos, 2005).

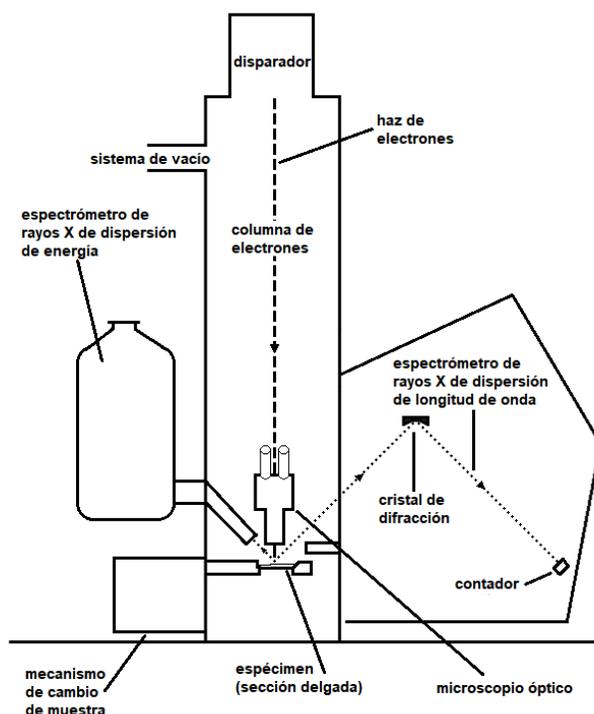


Figura 2.16 Configuración general de una microsonda electrónica. Modificado de Potts (1992).

2.5.4 Difracción de rayos X

La técnica de difracción de rayos X permite el estudio de la estructura interna de las moléculas cristalinas y la determinación de la geometría de cada celda, incluyendo sus dimensiones, sistema cristalino y posibles grupos espaciales.

Existen distintos métodos de difracción y uno de los más utilizados es el método de polvos. En éste método, un haz monocromático de rayos X pasa por un colimador en un cilindro de metal hasta incidir sobre una muestra pulverizada; al contacto con la muestra los rayos son difractados y los haces resultantes son registrados en un detector.

El resultado se muestra en un diagrama de intensidad de los picos registrados, los cuales son comparados con los picos característicos de cada mineral colectados en bases de datos. Cuando se cuenta con un difractograma multifásico (superposición de

difractogramas individuales) es posible calcular el porcentaje de cada mineral en la mezcla (Atkins y Jones, 2006; Cortes *et al.*, 2006; Melgarejo *et al.*, 2010).

2.5.5 LA-ICP-MS

La Ablación Láser por Espectrometría de Masas de Plasma Inductivamente Acoplado (Laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry, en inglés) es una técnica utilizada en diversas áreas, sobre todo enfocadas en Ciencias de la Tierra, es fácil de usar y con una adquisición de datos rápida que permite el análisis cuantitativo de elementos mayores, menores y traza, además de la determinación de relaciones isotópicas (Fricker & Günther, 2016).

La técnica consiste fundamentalmente en un láser de alta energía que es enfocado sobre la superficie de una muestra contenida en una celda de ablación. La muestra es ablacionada y gasificada, las partículas “arrancadas” son transportadas mediante un gas (HE y/o Ar) hacia el ICP, donde, en el plasma a 6000°K, el aerosol sólido es vaporizado e ionizado.

El transporte de las partículas continúa hasta un espectrómetro de masas que analiza diferencias de masa de los iones mediante un analizador (filtro) de masas (de tipo cuadrupolo, de sector magnético o de tiempo de vuelo), registrándose en un detector simple o multicolector (Liu *et al.*, 2013; Melgarejo *et al.*, 2010).

2.5.6 Catodoluminiscencia

La luminiscencia es un fenómeno que ocurre cuando energía incidente interactúa con una superficie sólida, la energía de excitación es absorbida y estimula el sistema para llevarlo a un estado de excitación; dicha energía inicial es transformada y/o transferida, produciéndose la emisión de luz y la relajación del sistema a un estado no excitado (Götze & Kempe, 2009).

Existen distintos tipos de luminiscencia, entre los cuales está la catodoluminiscencia; ésta es producida por la incidencia de electrones (Götze & Kempe, 2009; Pagel *et al.*, 2000; Ramos, 2007).

Para que ocurra el fenómeno de catodoluminiscencia (CL) en los minerales se necesitan activadores o ciertas propiedades del cristal que actúen como centros de luminiscencia; algunos pueden ser defectos como imperfecciones estructurales e impurezas en la red cristalina, además de la presencia de elementos traza (REE, elementos de transición e

iones actínidos (Götze & Kempe, 2009; Melgarejo *et al.*, 2010; Pagel *et al.*, 2000). Por otro lado, el fenómeno puede ser inhibido por la presencia de elementos como el hierro (Mange & Maure, 1992).

El análisis mediante catodoluminiscencia puede realizarse de dos maneras, principalmente: acoplando un detector de CL a una microsonda electrónica, a un microscopio electrónico de barrido o a un microscopio electrónico de transmisión; o acoplando un luminoscopio de catodoluminiscencia a un microscopio óptico, el cual puede ser operado como cátodo frío o como cátodo caliente (Pagel *et al.*, 2000).

CAPÍTULO III MARCO GEOLÓGICO

3.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

La evolución geológica del sur de México estuvo relacionada con el proceso de apertura del Golfo de México asociada al rompimiento del supercontinente Pangea.

La separación del supercontinente Pangea comenzó en el Triásico tardío con la apertura del mar de Thetys. El inicio de la etapa de rifting estuvo acompañado por la generación de fosas y pilares relacionados con el adelgazamiento y ruptura de la corteza, así como el depósito de lechos rojos en las cuencas formadas por los procesos distensivos predominantes, éstos sedimentos se asocian al vulcanismo existente entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior (Padilla y Sánchez, 2007; Ramírez, 2007).

La apertura continuó con el desplazamiento del bloque de Yucatán hacia el sur a lo largo de dos sistemas de fallas transformantes, uno denominado por Pindell (1985) como Falla Transformante Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas y la nombrada Falla Tamaulipas-Oaxaca, por Robin (1982) y Padilla y Sánchez (1986) (Hernández, 2008; Padilla y Sánchez, 2007).

Para el Calloviano, la transgresión del mar provocó que las aguas invadieran las cuencas topográficamente bajas, formando cuerpos de agua hipersalinos aislados con circulación restringida que, junto con un clima templado, favorecieron el depósito de evaporitas (Padilla y Sánchez, 2007; Ramírez, 2013).

Durante su desplazamiento, el bloque de Yucatán roto aproximadamente 50° en sentido contrario a las manecillas del reloj hasta su posición actual, iniciando una etapa de subsidencia que propició la transgresión marina, creando condiciones favorables para la formación de depósitos evaporíticos durante el Oxfordiano.

En el Kimmeridgiano, la regresión marina propició la generación de bancos oolíticos en los bordes de las plataformas; además, los movimientos tectónicos y los cambios en la carga litostática provocaron la migración de la sal del Calloviano. Para el Tithoniano la transgresión alcanzó su máximo registro y la subsidencia se hizo más lenta; predominaron las lutitas ricas en materia orgánica, que posteriormente fungieron como rocas generadoras de la gran cantidad de hidrocarburos que han hecho de la Sonda de Campeche la reserva petrolera más importante de México.

Durante el Cretácico Inferior prevalecieron condiciones tectónicas estables en el bloque Yucatán, con aguas someras donde se depositaron grandes espesores de carbonatos con cantidades menores de lutitas intercaladas. Hacia finales del Cretácico se manifestaron los primeros efectos compresivos y el margen del Pacífico se encontraba rodeado por varias microplacas independientes conocidas como el bloque de Chortis.

El levantamiento provocado por la Orogenia Laramide a principios del Paleoceno, provocó la formación de cuencas al pie de la sierra recientemente formada (Sierra Madre Oriental), las cuales fueron rellenadas por los sedimentos erosionados y transportados desde las partes altas; al mismo tiempo, en la Plataforma de Yucatán se depositaban carbonatos con pequeñas cantidades de evaporitas (Padilla y Sánchez, 2007; PEMEX, 2013a; SGM, 2016). El bloque de Chortis migró progresivamente desde el sur de Xolapa hacia el sur del Macizo de Chiapas y Guatemala provocando el plegamiento de las rocas carbonatadas mesozoicas. En la misma época, continuó el levantamiento del Macizo de Chiapas exponiendo el basamento cristalino y parte de los depósitos del Mesozoico. Las rocas expuestas fueron erosionadas abasteciendo la acumulación de turbiditas en aguas profundas (Padilla y Sánchez, 2007; Ramírez, 2007).

Para el Mioceno medio, el bloque Chortis comienza un desplazamiento a través del sistema de fallas Motagua-Polochic, relacionado con el choque entre las placas de Cocos, Norteamérica y del Caribe durante la Orogenia Laramide, provocando la deformación y levantamiento en la región de la cuenca de Veracruz y los Tuxtlas, así como el evento Chiapaneco que deformó más el cinturón Plegado de Chiapas, y el origen de las Cuencas del Sureste (Padilla y Sánchez, 2007; PEMEX, 2013a).

A finales del Mioceno ocurre el desplazamiento y basculamiento de la cadena Chiapas-Reforma- Akal debido al desalojo de la sal calloviana.

La evacuación de sal, que continua en el Plioceno, junto con el efecto de la carga sedimentaria se asocian a la formación de la subcuenca de Comalcalco (PEMEX, 2013b).

En particular, Campeche se encuentra en la provincia geológica de la Plataforma de Yucatán y una pequeña parte del territorio en la Cuenca Deltaica de Tabasco; ambas formando parte del Terreno Maya (Campa & Coney, 1983; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1991).

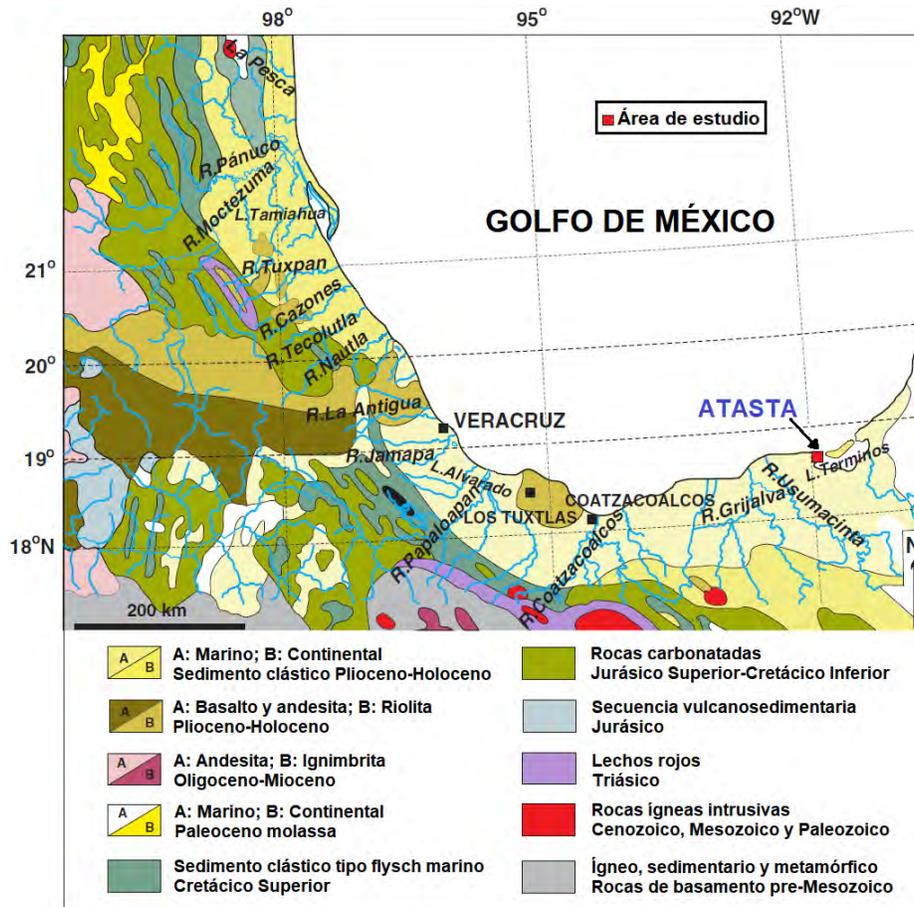


Figura 3.1 Mapa de litología por periodos geológicos en la región circundante al área de estudio. Modificado de Armstrong-Altrin (2015).

3.2 ESTRATIGRAFÍA

Por medio de la perforación de pozos se ha logrado describir la estratigrafía de la región. La columna estratigráfica (Fig. 3.2) presente en el estado de Campeche incluye depósitos del Cenozoico que descansan sobre un basamento complejo de rocas del Paleozoico que aflora en la Sierra de Chiapas.

La formación más antigua que aflora en la región es la Formación Icaiché (TpaCz-Y) y está constituida por rocas calcáreas de textura mudstone a wackestone, con estructura masiva y compacta. Los espesores de los estratos van de 10 a 40 cm, contiene abundantes fósiles parcialmente dolomitizados o silicificados. Presenta horizontes bentoníticos y bandas de travertino. Su base no aflora en Campeche pero se encuentra cubierta discordantemente por las Formaciones Chichén Itzá, Carrillo Puerto y Estero Franco. Esta unidad pertenece al Paleoceno de acuerdo a sus relaciones estratigráficas y

a la fauna fósil presente. El ambiente de depósito fue de tipo evaporítico y marino de plataforma somera.

Sobreyaciendo a la unidad anterior se encuentra la Formación Chichén Itzá (TeCz-Mg), conformada por calizas de textura grainstone y wackestone, calizas dolomitizadas, brechas calcáreas, además de horizontes de margas y bandas de pedernal. Subyace discordantemente a unidades clásticas recientes y parcialmente a depósitos de ambientes lacustres y aluviales del Cuaternario. Se depositó desde mediados a finales del eoceno, en un ambiente marino de plataforma somera con espesores de hasta 100 metros.

La Formación Estero Franco (Tm(?)Cz-Do) consiste de calizas y calizas dolomitizadas con horizontes arcillosos. Su textura es cristalina, compacta y masiva a estratificada (con espesores de 15 a 20 cm). Se presenta muy fracturada y con oquedades producto de la disolución. Su espesor aproximado varía entre 50 a 60 m y su edad pertenece al Mioceno.

Constituida por coquina (carbonatos con textura boundstone) y brecha calcárea con horizontes de bioclastos y estratos de caliza intercalados, la Formación Carrillo Puerto (TmplCz-Cq) se depositó en el Mioceno- Plioceno en un ambiente de plataforma somera de poca energía. Las condiciones del ambiente permitieron el desarrollo de abundante variedad de pelecípodos, bivalvos y gasterópodos (López, 1973; Servicio Geológico Mexicano, 2016).

La Formación Tierra Colorada (Qpt(?) Cgp-Ar) está conformada por conglomerados polimícticos con clastos subredondeados a redondeados, intercalados con horizontes de areniscas y toba. Se encuentra cubierta por suelo con características calichosas.

En la cima de la secuencia se encuentran depósitos de diferentes ambientes. Los depósitos litorales (Qholi) se distribuyen discontinuamente a lo largo de la línea de costa al noreste y occidente del estado y se caracterizan por estar conformados por granos de tamaño medio a grueso, con pocos finos, de formas subangulosas y subredondeadas medianamente clasificados, además de abundantes restos de corales, equinodermos, ostrácodos, gasterópodos, pelecípodos, esponjas y bivalvos.

Los depósitos palustres (Qhopa) se distribuyen al norte y occidente de Campeche, cerca de la Laguna de Términos y en zonas de manglares; están conformados por sedimentos arcillosos, limosos, arena, sal y materia orgánica. Por otro lado, los depósitos lacustres (Qhola), al oriente del estado, están constituidos por sedimentos finos de lodo calcáreo, arena fina, arcilla y limo; suelen acumularse en lagunas someras cerca de la costa.

Distribuidos dentro de todo el territorio de Campeche, los depósitos aluviales (Qhoal) están conformados por clastos de caliza, yeso y marga, mezclados con limos y arcillas (Servicio Geológico Mexicano, 2016).

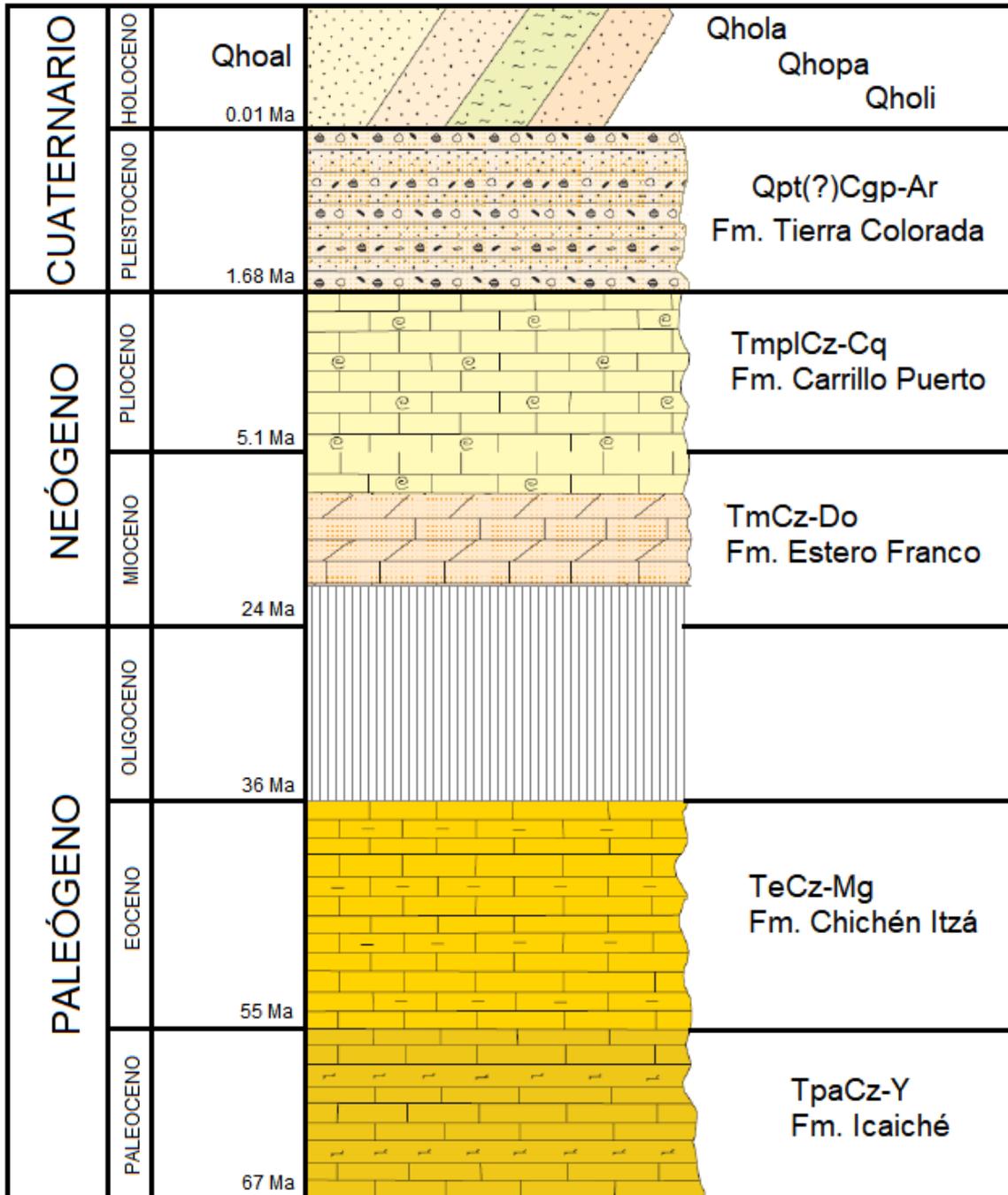


Figura 3.2 Columna estratigráfica del Estado de Campeche. Modificado de Sánchez *et al.* (2007) y Servicio Geológico Mexicano (2016).

3.3 HIDROLOGÍA

El Estado de Campeche se ha dividido en cuatro regiones hidrológicas: RH30 Grijalva-Usumacinta, RH31 Yucatán Oeste, RH32 Yucatán Norte y RH33 Yucatán Este (INEGI, 2014).

Las Regiones Yucatán Norte y Yucatán Este ocupan una pequeña porción del estado (apenas el 23.43%) y se caracterizan por un relieve escaso y por encontrarse en terreno kárstico, el cual permite una alta infiltración; por lo tanto, no existen ríos importantes y el agua se acumula en algunos cenotes, dolinas y aguadas (CONAGUA, 2015; INEGI, 2014; Schmitter- Soto *et al.*, 2002).

La mayor parte del estado se encuentra en la RH31 Yucatán Oeste, donde se encuentran las cuencas Cerradas y el Río Champotón, conformadas por varios ríos importantes como Champotón, Las Pozas, Desempeño y La Malinche; además de los Lagos de Noh, Tres Lagunas, Xnohá, X-Toc y Chama-Há (INEGI, 2014; SGM, 2016)

La Región Hidrológica 30, Grijalva-Usumacinta, es considerada como una de las más importantes del país ya que está conformada por los ríos más caudalosos en México, los ríos Grijalva y Usumacinta. La RH30 abarca, además de Campeche, a los estados de Tabasco y Chiapas, donde se ha implementado un sistema hidroeléctrico con varias presas como Chicoasén, La Angostura, Malpaso y Peñitas, generando casi la mitad de la energía eléctrica del país (DOF, 2010; INECC, 2007).

El río Grijalva nace en Guatemala, cerca del volcán Tacaná y el río Usumacinta nace de los ríos Chixoy y Lacantún. La RH 30 se encuentra dentro de las Regiones Hidrológico-Administrativas XI Frontera Sur y XII Península de Yucatán (INECC, 2007; CONAGUA, 2015).

Esta región hidrológica queda localizada en la porción sur del Estado, y sus principales corrientes están representadas por los ríos Usumacinta con su afluente el río San Pedro y San Pablo (que establece el límite con el estado de Tabasco), Champán, Candelaria, Mamantel y Palizada, así como las lagunas de Términos, Atasta, Pom, Puerto Rico, Panlao, del Este, Vapor y de Las Cruces (SGM, 2016).

CAPÍTULO IV METODOLOGÍA

4.1 MUESTREO DE ARENAS DE PLAYA

El muestreo se realizó al suroeste del Golfo de México cerca del sistema lagunar costero Pom-Atasta en el estado de Campeche (Fig. 4.1). El sitio se ubica en las coordenadas $18^{\circ} 37' 52.06''$ N y $-91^{\circ} 54' 09.20''$ W; para llegar al lugar desde la Ciudad de México se debe tomar la carretera federal 150D con dirección a la ciudad de Córdoba, Veracruz hasta llegar a la comunidad de La Tinaja; se hace un desvío hacia la carretera 145 con rumbo a Minatitlán, a partir de donde se toma la carretera 180D hacia Ciudad del Carmen.

Se colectaron 10 muestras de arenas de playa de entre 1 a 2 kg cada una, las cuales se tomaron a cada 50 metros a lo largo de la zona de mesoplaya, y a una profundidad de aproximadamente 50 cm, (Fig.4.2) colocándolas en bolsas de plástico y etiquetándolas con la nomenclatura correspondiente.

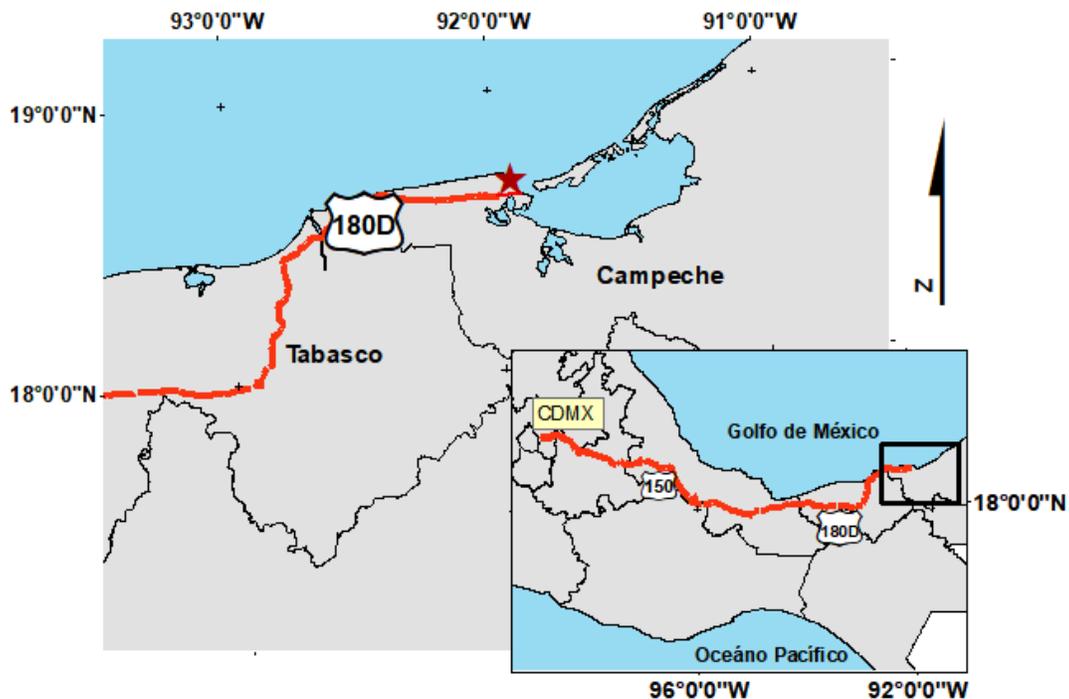


Figura 4.1 Ubicación del área de estudio en la costa del golfo de México.



Figura 4.2 Partes de la playa según su perfil en el sitio donde se llevó a cabo el muestreo.

4.2 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO DE ARENAS

El estudio granulométrico de las muestras se realizó en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM.

Las muestras se secaron en un horno de secado Riossa H-62, a 60°C por aproximadamente 24 h.

Se pesaron entre 30 y 40 gramos de cada muestra seca en una balanza analítica Torrey grs-500, para la determinación granulométrica siguiéndose el método de Folk (1980), y utilizando tamices de las mallas 20, 35, 60, 80, 120, 140 y 200 de la Asociación Americana de Pruebas y Materiales (ASTM, por sus siglas en inglés), los cuales fueron colocados en el Rotap Tyler RX-29 durante 12 minutos.

El material retenido en cada una de las mallas se pesó por separado registrándose los pesos obtenidos para su posterior graficación en distintos diagramas.

4.3 ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE ARENAS DE PLAYA

Para el análisis petrográfico se prepararon cinco láminas delgadas de las muestras AT2, AT8, AT10, AT14 y AT20, las cuales se observaron con un microscopio petrográfico Olympus BX41 en el laboratorio de Microscopia de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (Fig. 4.3), para su descripción general y la identificación de minerales; además, se obtuvieron imágenes representativas de los componentes presentes en cada una de ellas a través del programa Image Pro Plus.



Figura 4.3 Microscopio petrográfico Olympus BX41.

4.4 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO EN ARENAS

Dos muestras de arenas (AT8 y AT10) fueron analizadas mediante microscopía electrónica de barrido con espectrometría de energía dispersa (SEM-EDS), utilizando una Microsonda electrónica de la marca Jeol, modelo JXA series 8800/8900 (Fig. 4.4) en el Laboratorio de Petrología de Instituto de Geofísica de la UNAM.

Se utilizaron vidrios circulares, en donde con cinta de carbón se adhirió un poco de muestra, retirando el exceso y cubriéndolas con pintura de grafito para volverlas conductoras.



Figura 4.4 Microsonda electrónica de barrido JEOL del LUP, UNAM.

4.5 DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE ARENAS

El estudio mediante difracción de rayos X se llevó a cabo en el Laboratorio de Difracción de rayos X del Instituto de Geología de la UNAM. Se realizó el análisis de dos muestras (AT8 y AT10), utilizando un difractómetro marca EMPYREAN equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D.

Cada muestra se molió hasta obtener una textura de talco en un pulverizador marca Fritsch Pulverisette 2 con mortero de ágata y se pasó por tamiz malla 200, el polvo obtenido se colocó en portamuestras de aluminio (Fig. 4.5).

La medición de cada muestra se realizó en el intervalo angular 2θ de 5° a 80° en escaneo por pasos con un "step scan" de 0.003° (2 Theta) y un tiempo de integración de 40 segundos por paso, obteniéndose los difractogramas correspondientes (Fig. 4.6).



Figura 4.5 Colocación de polvo (arena) en portamuestras de aluminio.



Figura 4.6 Difractómetro Empyrean, Laboratorio de Difracción de rayos X, UNAM.

4.6 GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ZIRCONES

Para el análisis geoquímico y la datación de los zircones de las arenas, primero se llevó a cabo la separación de los mismos en el Laboratorio de Separación de Minerales del LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica) de la UNAM, para ello,

mediante decantación se obtuvo un concentrado con los minerales más pesados y se procedió a la separación manual con ayuda de un microscopio estereográfico marca Olympus SX11 (Fig. 4.7). Se realizó el montaje de aproximadamente 100 zircones sobre cinta adhesiva doble cara, de acuerdo a las características requeridas para su análisis mediante LA-ICP-MS (Fig. 4.8).



Figura 4.7 Microscopio estereográfico Olympus SX11 utilizado en la separación manual de zircones.



Figura 4.8 Zircones montados para su análisis.

Los zircones ya montados fueron cubiertos con resina epóxica para luego ser desbastados hasta la mitad del cristal con papel lija, seguido de un doble pulido con polvo de diamante a $6\mu\text{m}$ y $1\mu\text{m}$. Antes de comenzar la ablación, la muestra fue limpiada para evitar impurezas. Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM, donde se utilizó un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) Thermo XSeries-ii y acoplado a un sistema de ablación láser Resonetics Resolution M-50 excimer laser (Fig. 4.9). Se analizaron spots de $23\mu\text{m}$ de diámetro en cada zircón de acuerdo al protocolo modificado de Solari *et al.* (2010).

Se colectaron señales de distintos isotopos de U y Pb que se utilizan para el cálculo de edades, y de algunos elementos traza y tierras raras en un total de 75 zircones, ya que algunos no cumplían con las características necesarias para su análisis o se perdieron durante la preparación de la muestra.



Figura 4.9 Espectrómetro de masas y demás equipo del Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias, UNAM.

4.6.1 CATODOLUMINISCENCIA EN ZIRCONES

Se obtuvieron imágenes por catodoluminiscencia post-ablación de los zircones analizados, para ello se limpió la muestra y se cubrió con grafito durante aproximadamente 10 minutos, ya cubierta, la muestra se colocó en el microscopio electrónico que tiene acoplado catodoluminiscencia, del Laboratorio de Microscopio Electrónico del Centro de Geociencias, UNAM.

Al enfocar la imagen con una magnificación de 150X se realizó un barrido de la muestra, tomando varias imágenes para poder conformar el mosaico correspondiente posteriormente.

CAPÍTULO V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO

Con los datos obtenidos del análisis granulométrico de cada una de las 10 muestras de arena, se pudieron calcular los parámetros de tamaño de grano de acuerdo a Folk & Ward (1954): tamaño medio (M_z), desviación estándar (σ_ϕ), grado de asimetría (Sk_1) y curtosis (K_G), moda y la mediana, así como su clasificación (Tabla 5.1).

Tabla 5.1 Parámetros de tamaño de grano para las muestras de playa de “Atasta”.

Muestra	M_z	σ_ϕ	Sk_1	K_G	Clase de M_z	Clase de σ_ϕ	Clase de Sk_1	Clase de K_G
AT2	2.19	0.55	-0.27	1.24	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
AT4	2.26	0.52	-0.12	1.28	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
AT6	2.72	0.55	-0.24	1.20	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
AT8	2.68	0.55	-0.24	1.08	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica
AT10	2.90	0.41	-0.14	1.12	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
AT12	2.75	0.60	-0.34	1.58	Arena fina	Moderadamente bien clasificado	Muy asimétrico hacia las partículas gruesas	Muy leptocúrtica
AT14	2.90	0.40	-0.16	1.13	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Leptocúrtica
AT16	2.89	0.37	-0.19	1.07	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica
AT18	2.89	0.36	-0.17	1.08	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica
AT20	2.88	0.38	-0.14	1.08	Arena fina	Bien clasificado	Asimétrico hacia las partículas gruesas	Mesocúrtica

El tamaño medio (M_z) de las arenas de la zona de estudio oscila entre 2.19 a 2.90 Φ , que de acuerdo a la clasificación de tamaño de grano de Udden-Wentworth (1922) corresponde a la arena fina.

Mientras que los valores de desviación estándar, que van de 0.36 a 0.60 Φ , indican que las arenas se encuentran de moderadamente bien clasificadas (cinco muestras) a bien clasificadas (cinco muestras).

Generalmente, la buena clasificación y el escaso contenido de material fino caracteriza a los sedimentos de ambiente de playa; sin embargo, en las playas cercanas a estuarios y deltas se puede incorporar gran cantidad de material de grano fino (Reineck & Singh,

1986), lo cual explicaría que algunas muestras de playa "Atasta" estén moderadamente bien clasificadas. Los sedimentos finos, como las arenas de playa, suelen estar mejor clasificados que los sedimentos gruesos o medianos (Griffith, 1951; Inman & Chamberlain, 1955). Las arenas bien clasificadas y finas, como las de la playa "Atasta", son más comunes en la zona de retroplaya, donde interactúan ambientes eólicos y acuosos, y donde el oleaje está constantemente retrabajando los sedimentos (Davis, 1985, Folk & Ward, 1954). La naturaleza moderadamente bien clasificada de los sedimentos también está relacionada con el efecto del oleaje, por el ascenso y descenso de flujos de agua (Suganraj *et al.*, 2013).

En cuanto al grado de asimetría, los valores de skewness de las muestras van de -0.12 a -0.27, lo que las clasifican con una distribución asimétrica hacia las partículas gruesas; mientras que una de las muestras (AT12), con un grado de asimetría de -0.34, tiene una distribución muy asimétrica hacia las partículas gruesas.

De acuerdo a Friedman (1961), estos valores de asimetría negativos que presentan los sedimentos del área de estudio son característicos de sedimentos de playa, sobretudo en la zona intermareal (Ashok Kumar & Patterson, 2008); además, indican que la playa estaba experimentando erosión o no deposición (Duane, 1964). Igualmente, Sahu (1964) y Friedman (1961) indican que los valores negativos están relacionados con la intensidad y duración de un agente deposicional de alta energía; mientras que, Martins (1965) señala que el signo negativo puede ser causado por la adición de material a la fracción gruesa de los sedimentos, en algunos casos producto del incremento de restos de organismos, que fueron observados en gran cantidad en las muestras analizadas.

Los valores de curtosis de las muestras AT8, AT16, AT18 y AT20 se encuentran entre 1.07 y 1.08, por lo que se considera que presentan una distribución mesocúrtica; en cuanto a las muestras AT2, AT4, AT6, AT10 y AT14, los valores van de 1.12 a 1.28, considerándose así una distribución leptocúrtica; mientras que la muestra AT12, con el valor de curtosis de 1.58, se clasifica como muy leptocúrtica.

La distribución de tipo mesocúrtica de las arenas analizadas en playa "Atasta" se ha relacionado con sedimentos unimodales (Folk & Ward, 1957) cuando se tiene muestras solamente de grava o, en este caso, de arena; mientras que, valores muy altos o bajos de curtosis implican que parte de los sedimentos se clasificaron en un ambiente de alta energía (Friedman, 1962); por otro lado Folk & Ward (1957) relacionan estos valores con

la adición de sedimentos a una de las colas, incrementando el valor de la curtosis a más de 1 (Folk & Ward, 1957), lo cual coincide con lo propuesto por Martins (1965) sobre los valores negativos de asimetría.

5.1.1 Diagramas bivariantes

Los parámetros de tamaño de grano obtenidos de las 10 muestras de la zona de estudio fueron trazados en distintos diagramas bivariantes de discriminación de ambientes.

El diagrama de Stewart (1958) es utilizado para distinguir la predominancia de procesos de río o playa en el ambiente de depósito (Fig. 5.1). Para el caso de las muestras de la zona de estudio, el diagrama indica que impera el proceso de playa en los sedimentos.

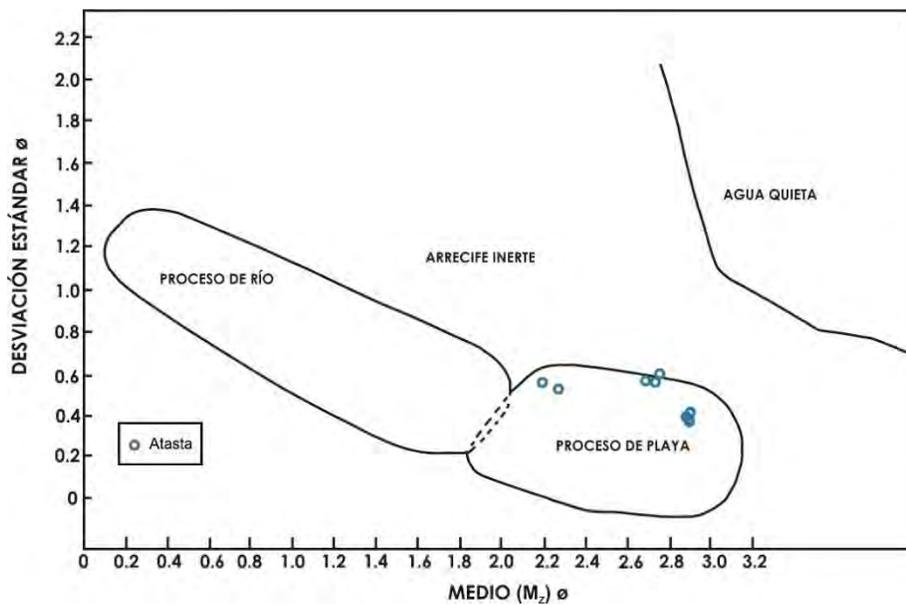


Figura 5.1 Diagrama de discriminación de procesos de energía en ambientes de Stewart (1958).

Otros diagramas utilizados para diferenciar sedimentos entre ambiente de playa y de río son los de Friedman (1967) y Moiola & Weiser (1968), que utilizan los valores de grado de asimetría y desviación estándar (Fig. 5.2), y el diagrama de asimetría contra desviación estándar propuesto por Friedman (1967), (Fig. 5.3).

En el primer diagrama, todas las muestras se encuentran en la zona de playa; mientras que, en el segundo diagrama, cuatro de las muestras se encuentran en la zona de río, esto se debe a la influencia de las corrientes de agua que desembocan cerca de la playa,

además de que la playa estudiada se encuentra en una zona de lagunas con gran influencia de procesos continentales.

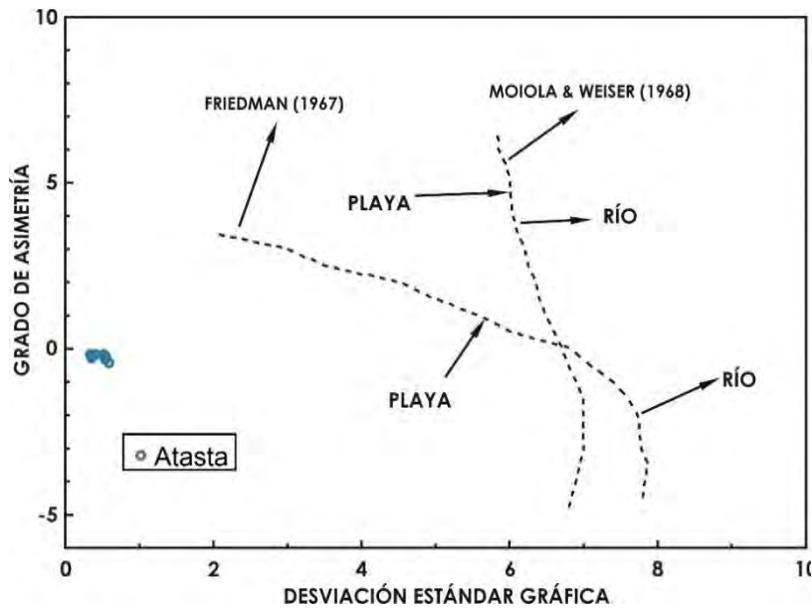


Figura 5.2 Diagrama bivalente de desviación estándar contra asimetría (Friedman, 1967; Moiola & Weiser, 1968).

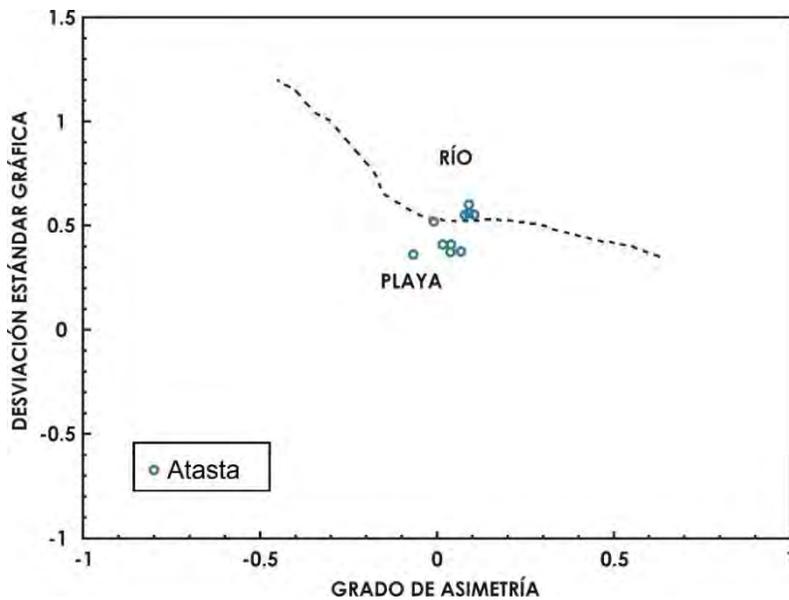


Figura 5.3 Diagrama de asimetría contra desviación estándar de Friedman (1967).

Además de los diagramas anteriores, han sido propuestos otros diagramas para diferenciar entre sedimentos de dunas y sedimentos meramente de playa. Entre ellos está

el diagrama de media contra asimetría propuesto por Moiola & Weiser (1968), donde las diez muestras estudiadas se consideran como de playa (Fig. 5.4). Mientras que, en el diagrama de Hails & Hoyt (1969) y Moiola & Weiser (1968) de asimetría contra media (Fig. 5.5), se puede observar que cinco de las muestras se encuentran en el ambiente de duna, lo cual puede reflejar la interacción entre los procesos de oleaje y la acción del viento en la costa (Tapia, 2013).

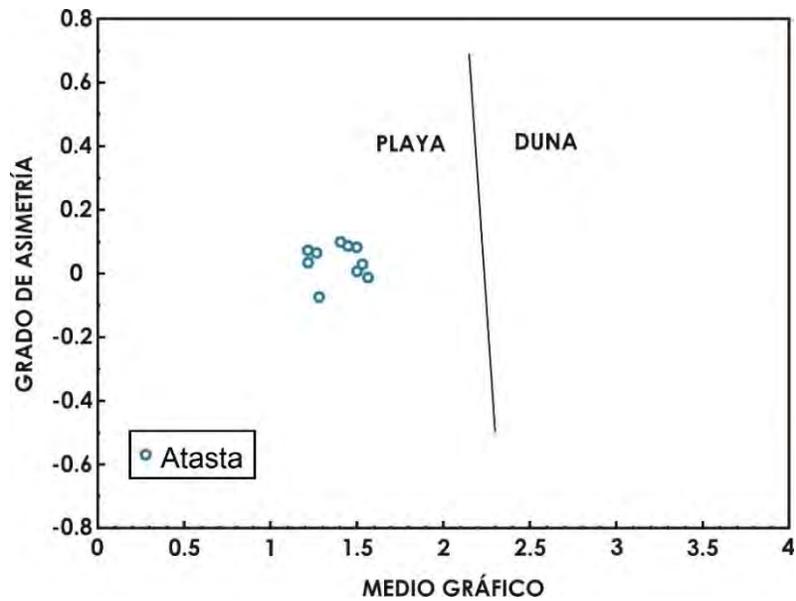


Figura 5.4 Diagrama de media contra asimetría propuesto por Moiola & Weiser (1968).

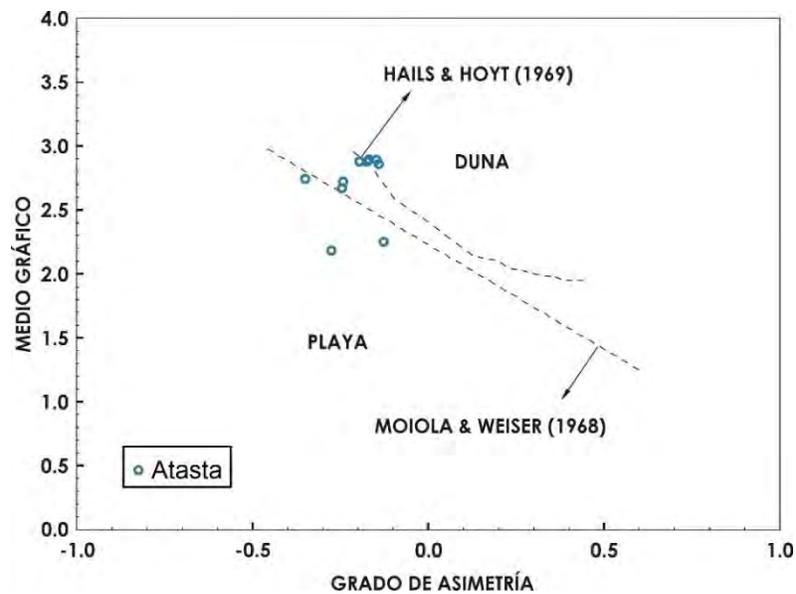


Figura 5.5 Diagrama de asimetría contra media con los límites propuestos por Hails & Hoyt (1969) y Moiola & Weiser (1968).

5.2 CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA

Se tomaron imágenes de cinco láminas delgadas, de las muestras AT2, AT8, AT10, AT14, AT20 con un aumento de 4x, donde se pudieron observar sus componentes principales. En las muestras AT2, AT8, AT14 y AT20 se observa principalmente cuarzo y gran cantidad de restos de microorganismos (Fig. 5.6).

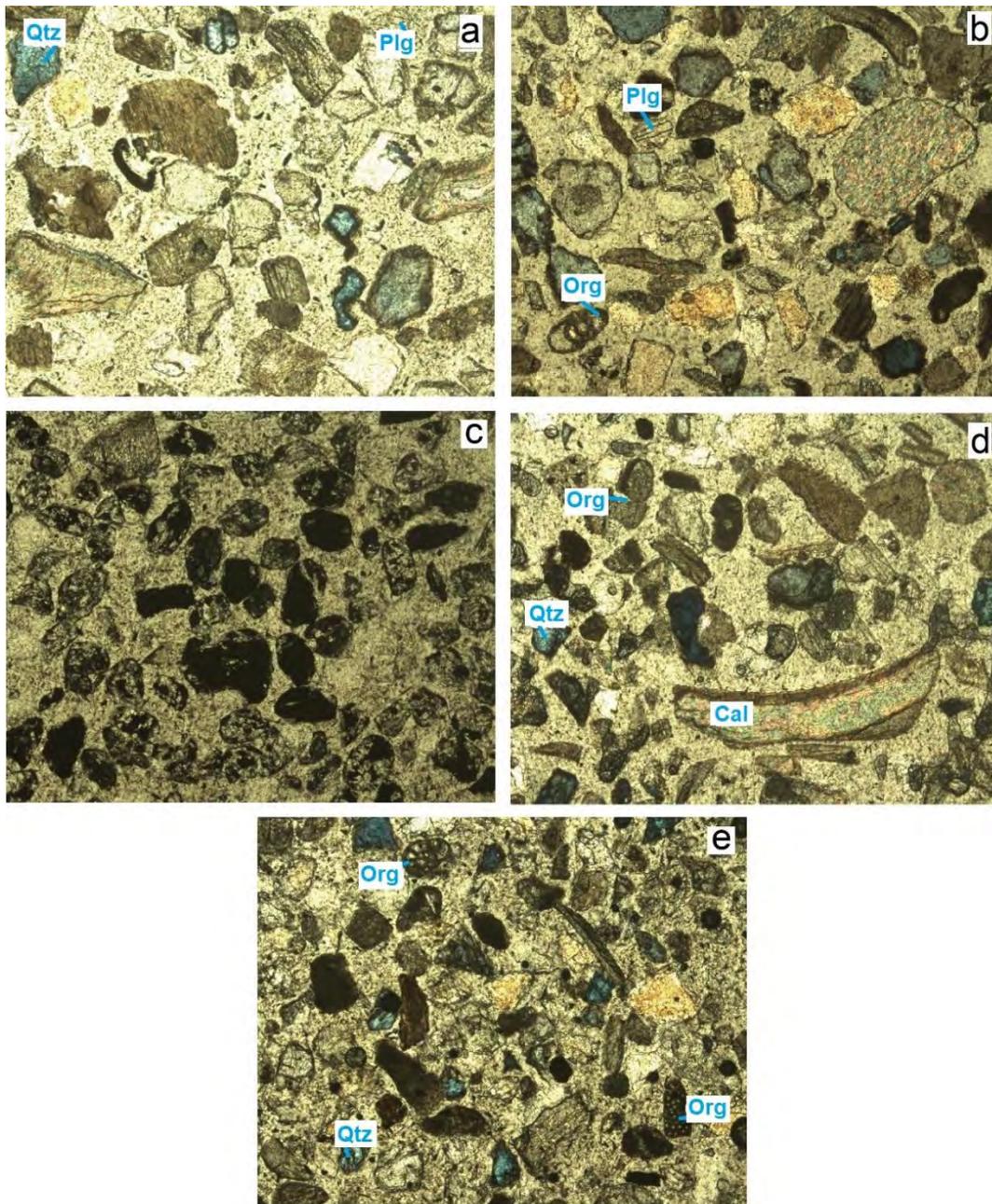


Figura 5.6 Imágenes representativas (a 4X) de las láminas delgadas de las muestras a=AT2; b=AT8; c=AT10; d=AT14 y e=AT20.

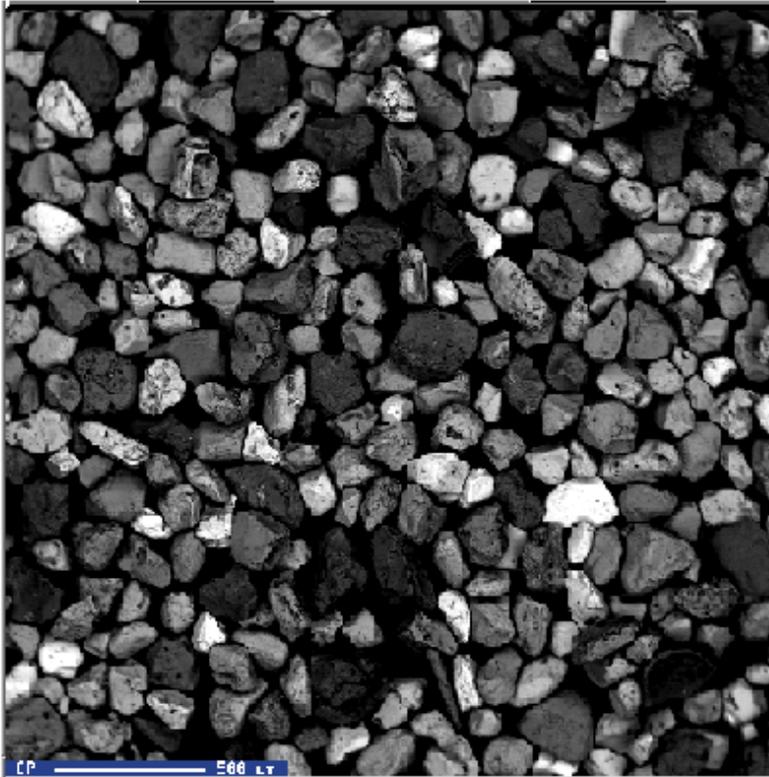
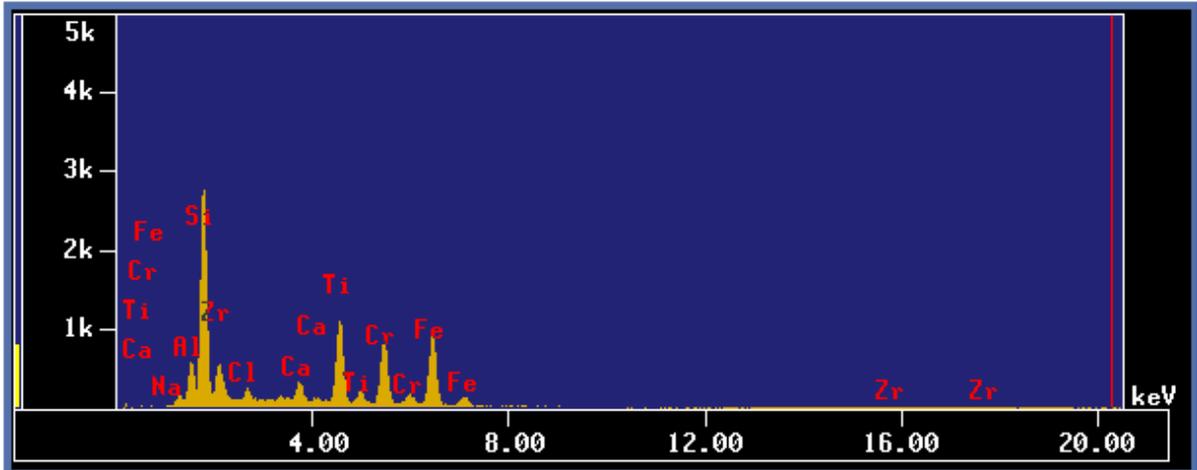
El cuarzo se presenta en las muestras AT2, AT8, AT14 y AT20 en granos subredondeados a subangulares de diversos tamaños; por su parte, los fragmentos de microorganismos son de diversos tamaños y aquellos que se encuentran completos conserva su forma original, en algunos de estos restos se aprecia que están compuestos por carbonato de calcio. La gran cantidad y preservación de restos de organismos indican que han sido poco transportados y su variedad puede estar relacionada con procesos de continua mezcla en un ambiente de alta energía. Se pueden distinguir también algunos fragmentos de plagioclasas de subangulosos a subredondeados y pocos piroxenos.

La muestra AT10 está compuesta en su mayoría por minerales pesados como magnetita y poca hematita. Se aprecian clastos tanto opacos como no opacos bajo el microscopio. La mayoría de los granos están subredondeados; por la poca variación de tamaño entre ellos se pueden considerar como sedimentos bien clasificados. La buena clasificación puede ser indicativa de un largo transporte desde su zona de origen hasta el área de depósito, además, pudieron estar sometidos a procesos de alta energía que condicionaron la preservación de minerales más resistentes (como los minerales pesados) que otros.

5.3 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (MEB)

Para el MEB se seleccionaron dos muestras (AT8 y AT10), las cuales reportan una composición química semicuantitativa obtenido mediante EDS muy similar; destacando (en base a óxidos) el SiO_2 , FeO , TiO_2 , Cr_2O_3 , ZrO_2 y Al_2O_3 (Fig. 5.7; Fig. 5.8).

Con el análisis de cada muestra se pudo identificar la presencia de algunos minerales, entre los que están el cuarzo, feldespatos y carbonatos. En ambas muestras destaca la presencia de minerales pesados compuestos de Fe, Ti y Cr, así como de zircón. Los granos minerales se observan de subredondeados a subangulares y algunos conservan su forma mientras que otros son anhedrales.



Elemento	Peso %
Na ₂ O	0.526
MgO	1.807
Al ₂ O ₃	5.272
SiO ₂	27.382
Cl	0.703
K ₂ O	0.466
CaO	1.953
FeO	18.677
Cr ₂ O ₃	13.852
TiO ₂	16.566
ZrO ₂	12.503
MnO	0.295
Total	100

Figura 5.7 Fotomicrografía general en MEB de la muestra AT8, así como su respectivo espectro de análisis y los resultados obtenidos del análisis químico semicuantitativo.

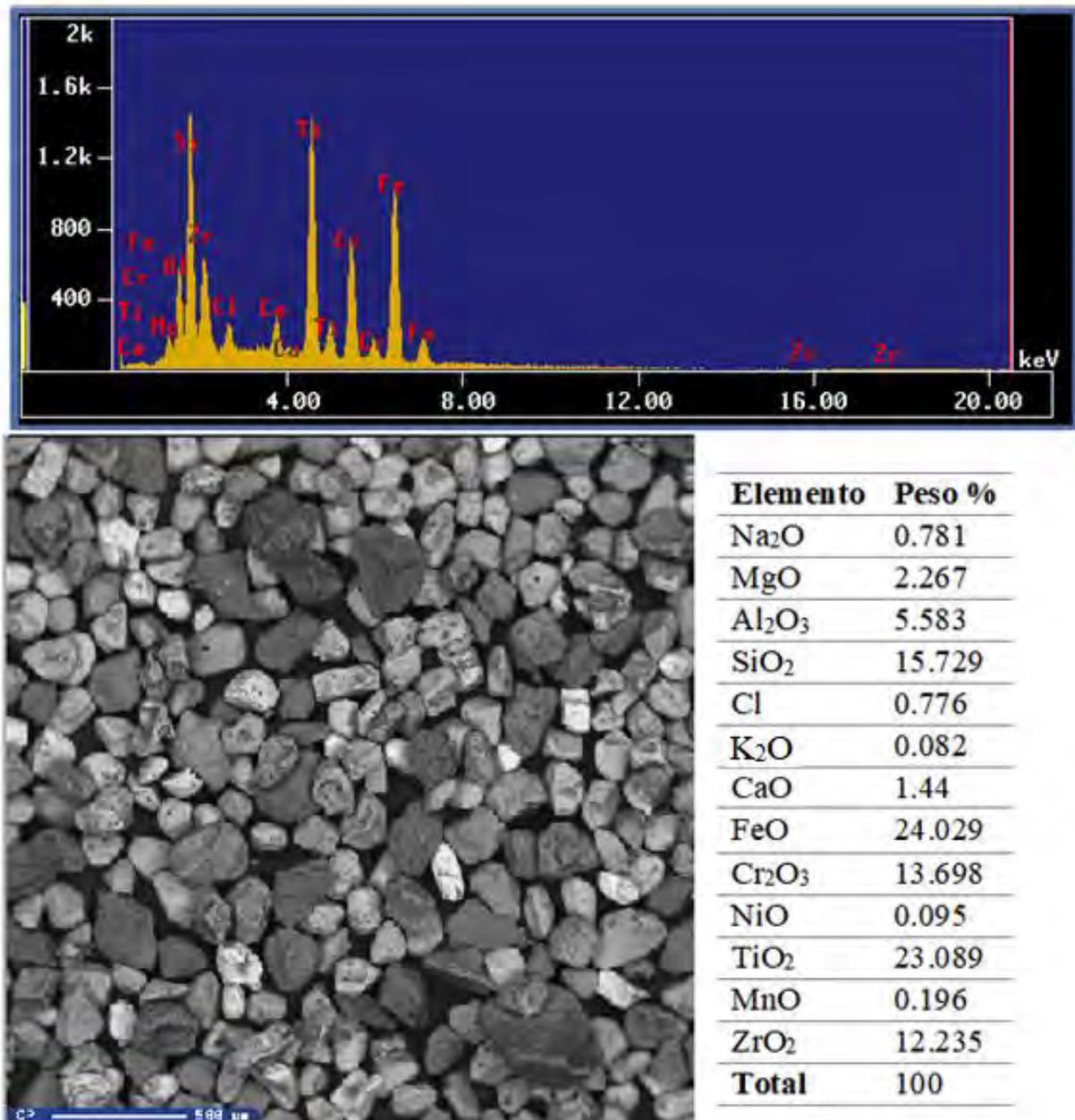


Figura 5.8 Fotomicrografía general de la muestra AT10 por MEB y su respectivo análisis semicuantitativo, así como el espectro correspondiente.

5.4 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Para este estudio se analizaron las muestras AT8 y AT10, obteniéndose los siguientes resultados: en el K₂O difractograma de la muestra AT8 (Fig. 5.9) se pudieron distinguir como fases minerales al cuarzo (SiO₂) y minerales pesados como geikielita (MgTiO₃), cromita (FeCr₂O₄), magnetita (Fe₃O₄) y zircón (ZrSiO₄).

Para la muestra AT10 (Fig. 5.10), fue posible identificar la presencia de cuarzo (SiO_2), además de cromita (FeCr_2O_4), ilmenita (FeTiO_3), espinela (MgAl_2O_4) y zircón (ZrSiO_4).

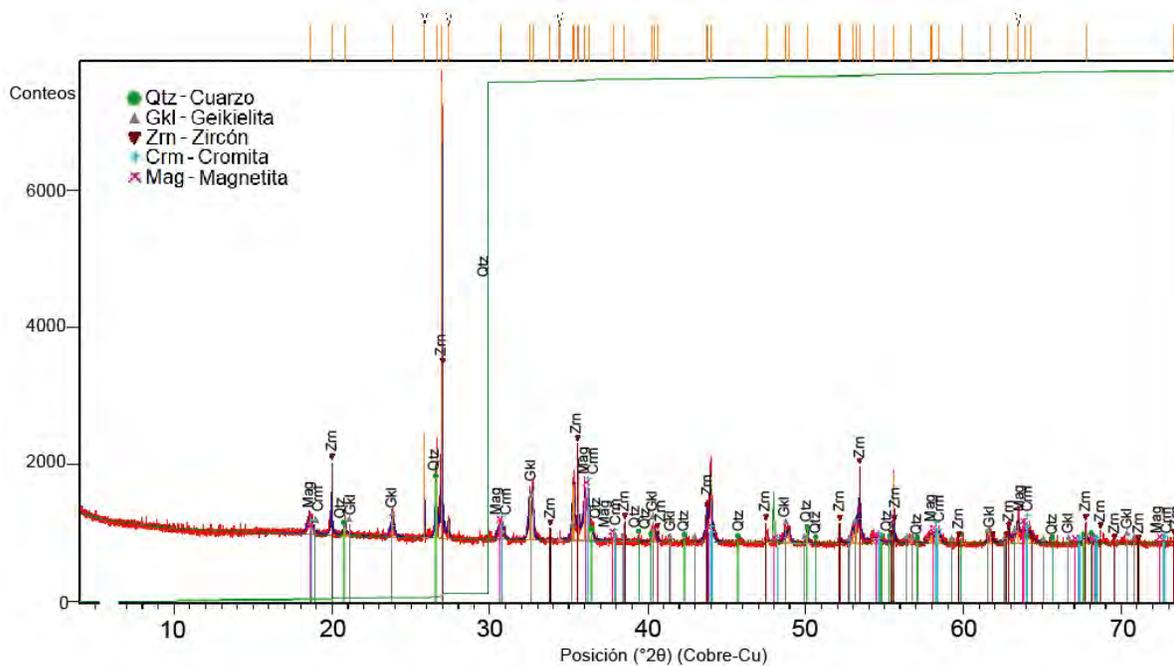


Figura 5.9 Difractograma correspondiente con la muestra AT8.

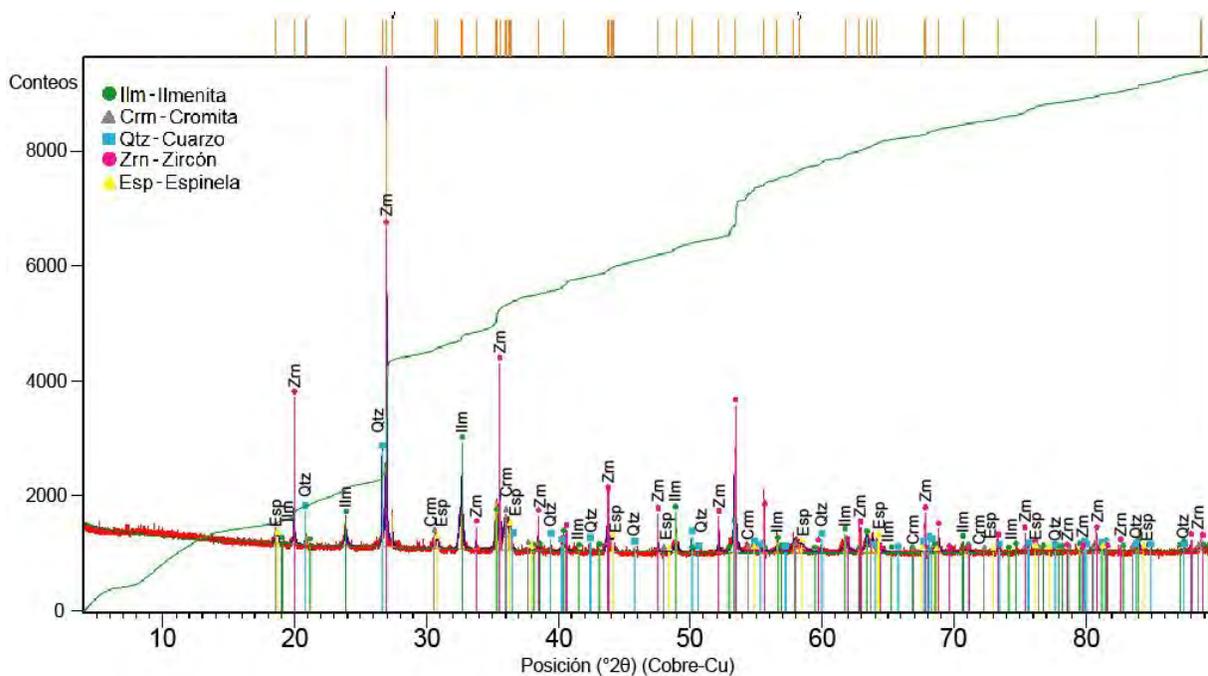


Figura 5.10 Difractograma correspondiente con la muestra AT10.

La distribución del depósito de minerales pesados en la costa y demás ambientes sedimentarios está relacionada con la densidad del mineral, tamaño y forma de grano, ya que a mayor densidad menor tamaño de grano (Komar & Wang, 1984); mientras que, la asociación entre ellos se ve influenciada por los procesos de meteorización, erosión y transporte características de cada ambiente sedimentario (Komar *et al.*, 2007; Padmalal *et al.*, 1998).

En el caso de la costa, la concentración de minerales pesados tiende a formarse en la zona media de la playa o mesoplaya, (zona en que se realizó el muestreo para éste estudio), donde, de acuerdo a lo observado por Komar & Wang (1984) en una playa de Oregón, la ilmenita es el mineral con el mayor factor de concentración, seguida del zircón, mientras que la hornblenda posee el factor más bajo. Ésta concentración se debe al constante movimiento de las aguas que seleccionan a las arenas y transportan hacia mar adentro a los minerales de menor densidad (Komar *et al.*, 2007) como el granate, hiperstena, epidota, augita y, junto con el cuarzo y feldespatos, la hornblenda (Komar *et al.*, 2007).

5.5 GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ZIRCONES

5.5.1 Elementos traza y tierras raras

Las concentraciones de los elementos traza y tierras raras obtenidas mediante LA-ICP-MS en los zircones de las muestras se presentan en las tablas 5.2 y 5.3, respectivamente.

Tabla 5.2 Concentraciones en ppm de elementos traza de los zircones de la playa estudiada.

Zircón	P	Ti	Y	Nb	Hf	Pb	Th	U	Th/U
Zr_01	160	7.8	610	2.24	11 100	12.975	81	178	0.46
Zr_02	240	23.0	1 980	4.70	13 800	21.750	31	71	0.44
Zr_03	510	22.0	700	5.80	15 000	33.250	39	136	0.29
Zr_04	790	16.1	630	4.70	11 700	12.775	25	142	0.18
Zr_05	990	6.8	580	2.41	12 800	15.500	106	171	0.62
Zr_06	920	3.7	600	2.97	12 500	3.300	126	226	0.56
Zr_07	700	17.7	1 000	2.33	12 300	30.750	52	125	0.42
Zr_08	730	26.5	930	4.91	13 700	83.250	270	390	0.69
Zr_09	720	26.9	477	2.63	12 200	29.250	47	133	0.35
Zr_10	1 190	8.9	790	4.14	13 400	24.250	48	117	0.41
Zr_11	450	21.2	590	3.12	11 900	28.000	300	168	1.79
Zr_12	580	19.7	636	4.02	10 900	6.725	6	43	0.14
Zr_13	- 500	14.2	696	2.46	10 400	16.075	35	84	0.42
Zr_14	- 380	12.5	1 080	14.70	13 100	50.000	85	278	0.31
Zr_15	340	10.8	1 370	2.11	8 400	17.750	89	115	0.77
Zr_16	1 360	17.6	749	2.71	10 300	29.750	42	139	0.30
Zr_17	200	5.8	1 200	5.80	11 400	52.250	134	260	0.52
Zr_18	260	13.9	520	6.15	11 400	23.750	15	123	0.12
Zr_19	810	15.5	542	2.84	12 800	14.650	12	82	0.15
Zr_20	710	7.4	1 410	2.48	11 000	19.250	52	85	0.61
Zr_21	630	7.8	573	3.66	13 300	29.750	44	143	0.31
Zr_22	130	4.3	1 120	1.86	9 100	20.750	68	281	0.24
Zr_23	- 250	17.1	621	2.64	10 700	20.700	51	135	0.38
Zr_25	340	23.2	281	1.69	15 600	16.825	1	93	0.01
Zr_26	110	12.0	1 320	2.80	11 100	20.950	70	116	0.60
Zr_27	- 260	11.2	799	3.29	11 370	31.500	61	200	0.31
Zr_28	900	17.7	528	3.05	11 700	14.925	12	78	0.15
Zr_29	810	10.5	663	2.44	10 900	24.000	43	134	0.32
Zr_30	580	16.5	427	1.95	11 600	13.575	23	93	0.25
Zr_31	310	6.6	1 100	5.73	14 700	17.850	19	83	0.23
Zr_32	- 360	11.6	990	2.00	9 700	24.750	84	115	0.73
Zr_33	200	9.8	1 230	5.88	10 200	8.350	141	142	0.99
Zr_34	300	73.0	548	3.97	11 700	60.000	134	389	0.34
Zr_35	- 90	23.3	707	3.97	12 800	8.500	8	42	0.19
Zr_36	710	37.6	803	3.26	10 990	8.575	23	46	0.50
Zr_37	690	11.9	827	3.39	11 900	37.500	50	191	0.26
Zr_38	560	20.1	522	2.50	11 200	29.250	78	186	0.42
Zr_39	- 100	13.1	982	5.57	11 450	7.725	16	46	0.35
Zr_40	- 690	6.4	1 770	3.50	9 850	3.700	169	316	0.53

Zr_41	770	16.8	587	2.69	11 920	29.250	61	152	0.40
Zr_42	50	13.7	754	5.01	11 800	25.250	50	138	0.36
Zr_43	640	25.1	641	3.25	10 910	36.750	67	185	0.36
Zr_44	-200	9.6	1 030	2.81	12 100	28.250	48	138	0.35
Zr_45	-1 210	-1.9	1 490	1.46	11 900	0.076	77	102	0.75
Zr_46	340	10.5	491	2.95	9 810	16.225	26	87	0.30
Zr_47	-1 800	32.0	610	11.80	11 500	34.250	30	126	0.24
Zr_48	40	40.0	870	2.49	11 400	10.550	70	50	1.40
Zr_49	-240	18.4	820	3.53	11 100	18.350	39	105	0.37
Zr_50	210	14.7	589	2.52	11 000	26.000	101	136	0.74
Zr_51	930	15.2	3 500	5.98	9 600	140.250	491	883	0.56
Zr_52	-20	19.6	597	4.15	11 500	28.000	39	153	0.25
Zr_53	-560	3.5	1 100	5.20	13 100	2.150	320	655	0.49
Zr_54	920	19.9	1 490	2.78	11 900	28.000	54	131	0.41
Zr_55	140	9.5	895	3.85	11 170	37.500	97	216	0.45
Zr_56	20	2.5	394	3.77	13 200	43.750	20	385	0.05
Zr_57	180	22.3	1 110	5.70	13 500	60.750	85	311	0.27
Zr_58	-660	4.2	1 099	3.48	12 300	67.750	884	856	1.03
Zr_59	-100	21.9	668	2.38	10 900	27.500	66	61	1.08
Zr_60	-900	18.2	1 490	15.20	15 000	40.500	172	223	0.77
Zr_61	1 800	21.9	960	4.79	11 700	11.875	12	53	0.23
Zr_62	590	13.6	1 370	9.50	14 700	59.000	115	292	0.39
Zr_63	-300	3.9	550	9.70	12 700	22.750	45	141	0.32
Zr_64	-1 000	11.1	275	1.43	16 400	39.000	73	395	0.18
Zr_65	-930	10.6	600	2.76	12 190	28.450	51	195	0.26
Zr_66	950	2.7	497	1.00	11 800	0.195	63	111	0.57
Zr_67	510	4.8	1 150	2.93	14 000	40.500	61	709	0.09
Zr_68	100	10.0	2 630	16.10	7 300	55.750	192	255	0.75
Zr_69	-1 200	-0.7	910	2.37	10 500	7.925	27	39	0.69
Zr_70	300	5.8	687	4.15	11 700	12.825	18	73	0.25
Zr_71	400	9.9	832	3.41	11 620	24.400	46	130	0.35
Zr_72	-100	12.6	1 460	2.01	11 200	10.900	36	53	0.68
Zr_73	-600	17.8	780	2.23	11 000	18.550	44	104	0.42
Zr_74	0	6.5	1 220	3.68	10 210	0.595	230	349	0.66
Zr_75	-120	12.1	660	5.49	11 420	14.300	20	79	0.25

Tabla 5.3 Concentraciones (en ppm) tierras raras en zircones de la playa de "Atasta".

Zircón	La	Ce	Pr	Nd	Sm	LREE	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	HREE	Eu	Eu/Eu*	ΣREE
Zr_01	0.038	12.40	1.090	0.80	1.8750	16.20	9.8	5.38	47.0	20.2	106.0	268	65.0	521.38	0.430	0.31	538.01
Zr_02	0.083	8.70	1.370	5.54	5.0250	20.72	59.0	21.80	218.0	75.0	309.0	500	102.0	1284.80	1.710	0.30	1307.23
Zr_03	0.030	15.70	1.330	1.73	2.9250	21.72	19.6	9.10	82.0	25.7	113.0	191	39.7	480.10	0.317	0.13	502.13
Zr_04	0.053	9.40	1.000	1.97	2.2500	14.67	14.9	6.80	64.0	22.8	101.0	192	40.9	442.40	1.390	0.73	458.46
Zr_05	0.026	25.50	1.030	1.01	2.1500	29.72	12.1	6.00	50.7	19.1	90.0	201	48.7	427.60	1.000	0.60	458.32
Zr_06	0.053	23.80	1.170	0.95	2.2250	28.20	13.4	6.20	52.4	19.1	94.0	225	58.7	468.80	1.150	0.64	498.15
Zr_07	0.017	10.00	0.950	1.22	2.0000	14.19	20.5	8.80	93.0	35.3	160.0	286	61.0	664.60	0.318	0.15	679.11
Zr_08	0.049	17.00	0.990	1.76	2.2000	22.00	19.1	8.50	86.0	30.4	144.0	334	75.0	697.00	0.540	0.25	719.54
Zr_09	0.024	10.40	0.970	1.04	1.8000	14.23	9.9	5.12	46.1	16.8	76.0	155	32.7	341.62	0.340	0.25	356.19
Zr_10	0.033	13.70	0.860	1.60	1.9500	18.14	18.3	7.60	77.0	27.4	118.0	193	37.7	479.00	0.104	0.05	497.25
Zr_11	0.025	10.50	0.760	3.43	2.8250	17.54	24.6	7.20	60.0	18.8	67.0	93	18.1	288.70	0.240	0.09	306.48
Zr_12	0.040	9.60	0.750	1.58	1.7250	13.70	14.5	6.42	63.1	22.0	97.0	185	37.6	425.62	0.298	0.18	439.61
Zr_13	0.036	9.30	0.730	0.91	1.6175	12.59	14.1	6.55	64.6	23.3	103.0	202	40.7	454.25	0.375	0.24	467.22
Zr_14	0.025	20.50	0.800	1.57	2.2000	25.10	23.7	9.40	102.0	37.5	164.0	292	57.4	686.00	0.077	0.03	711.17
Zr_15	0.490	17.00	0.654	6.80	3.7000	28.64	43.7	13.70	147.0	49.0	196.0	326	62.9	838.30	1.910	0.46	868.85
Zr_16	0.076	12.20	0.760	2.34	2.0750	17.45	18.5	7.24	72.9	25.5	112.0	198	40.1	474.24	0.482	0.24	492.17
Zr_17	0.036	28.80	0.680	1.19	1.9500	32.66	18.5	8.20	93.0	37.7	186.0	447	98.0	888.40	0.670	0.34	921.73
Zr_18	0.030	8.27	0.685	0.99	1.5000	11.48	10.4	4.75	50.2	17.5	82.5	170	36.1	371.45	0.297	0.23	383.22
Zr_19	0.044	8.70	0.770	1.36	2.0000	12.87	13.5	5.98	55.2	18.5	77.0	141	27.1	338.28	0.460	0.27	351.61
Zr_20	0.021	12.90	0.780	6.20	3.1000	23.00	43.8	14.50	142.0	49.4	200.0	329	63.1	841.80	1.470	0.39	866.27
Zr_21	0.033	10.10	0.660	0.78	1.2475	12.82	10.1	4.57	51.6	19.6	89.0	183	35.8	393.67	0.062	0.05	406.55
Zr_22	0.052	8.70	0.547	1.96	1.6000	12.86	19.9	8.50	102.0	39.3	178.0	366	77.0	790.70	0.630	0.34	804.19
Zr_23	0.026	9.30	0.614	1.09	1.5500	12.58	11.1	5.09	54.8	20.5	93.0	210	41.2	435.69	0.348	0.26	448.62
Zr_25	0.030	1.49	0.633	0.54	1.3325	4.03	6.5	3.20	27.4	9.0	36.3	72.3	15.5	170.20	0.243	0.25	174.47

(Continuación)

Zircón	La	Ce	Pr	Nd	Sm	LREE	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	HREE	Eu	Eu/Eu*	ΣREE
Zr_26	0.084	18.00	0.662	5.06	3.2500	27.06	38.8	12.90	130.0	44.6	183.0	322	60.2	791.50	1.420	0.39	819.98
Zr_27	0.031	7.58	0.548	1.15	1.5275	10.84	15.6	6.10	67.2	24.7	110.0	228	42.1	493.70	0.211	0.13	504.75
Zr_28	0.036	11.60	0.576	1.22	1.3800	14.81	9.7	4.69	44.8	16.8	78.2	167	32.3	353.49	0.190	0.16	368.49
Zr_29	0.038	10.80	0.550	1.04	1.6175	14.05	12.8	5.46	58.0	20.9	96.0	188	36.7	417.86	0.374	0.25	432.28
Zr_30	0.040	4.27	0.630	0.66	1.2500	6.85	9.5	3.88	38.7	14.0	62.0	128	24.9	280.98	0.470	0.42	288.30
Zr_31	0.024	15.70	0.654	2.67	2.2250	21.27	28.5	10.70	117.0	41.9	168.0	276	47.0	689.10	0.144	0.06	710.52
Zr_32	0.720	17.00	0.542	5.40	2.5500	26.21	25.6	9.10	92.0	32.1	139.0	273	51.0	621.80	1.590	0.60	649.60
Zr_33	0.061	55.40	0.508	2.38	1.8750	60.22	22.0	8.61	95.0	38.7	185.0	425	90.6	864.91	0.850	0.40	925.98
Zr_34	0.049	13.00	0.511	0.89	1.2475	15.70	8.1	4.09	41.8	16.7	84.7	215	43.9	414.29	0.135	0.13	430.12
Zr_35	0.028	12.90	0.585	1.83	1.9000	17.24	17.2	6.52	65.9	22.6	98.0	183	34.5	427.72	0.412	0.22	445.38
Zr_36	0.019	12.70	0.619	2.77	2.1175	18.23	22.8	7.97	78.9	26.1	110.0	201	36.9	483.67	1.470	0.65	503.37
Zr_37	0.012	13.50	0.547	1.34	1.4950	16.89	13.5	6.25	69.8	26.2	124.0	269	53.2	561.95	0.480	0.33	579.32
Zr_38	0.015	12.60	0.469	1.25	1.2475	15.58	9.1	4.21	44.1	16.7	76.0	162	31.7	343.81	0.251	0.23	359.64
Zr_39	0.028	13.40	0.475	2.64	2.0150	18.56	24.4	9.36	93.6	33.1	138.0	256	45.9	600.36	0.273	0.12	619.19
Zr_40	0.660	29.20	0.509	1.89	1.5825	33.84	22.7	9.75	121.0	51.0	257.0	673	151.0	1285.45	1.470	0.75	1320.76
Zr_41	0.015	12.30	0.498	0.97	1.1525	14.94	11.0	4.40	49.2	19.4	86.1	187	36.4	393.50	0.224	0.19	408.66
Zr_42	0.028	12.80	0.515	1.52	1.8250	16.69	15.7	6.54	68.1	24.8	108.0	215	39.7	477.84	0.265	0.15	494.79
Zr_43	0.017	15.70	0.485	1.45	1.3525	19.00	13.7	5.31	56.8	20.5	96.0	197	35.3	424.61	0.344	0.24	443.96
Zr_44	0.016	8.30	0.455	1.48	1.8250	12.08	18.7	7.90	83.1	32.4	153.0	312	58.6	665.70	0.173	0.09	677.95
Zr_45	0.068	17.90	0.545	1.93	1.9750	22.42	25.8	10.40	119.0	46.4	221.0	527	109.0	1058.60	1.270	0.54	1082.29
Zr_46	0.020	7.80	0.453	0.88	1.2050	10.36	10.6	4.21	45.2	15.8	72.1	143	28.3	319.21	0.171	0.15	329.74
Zr_47	0.106	10.60	0.440	1.12	1.5250	13.79	16.2	6.30	53.0	20.0	85.0	175	34.1	389.60	0.220	0.14	403.61
Zr_48	0.060	34.40	0.537	3.44	2.3000	40.74	24.9	9.10	84.0	29.2	122.0	235	45.5	549.70	1.430	0.58	591.87
Zr_49	0.030	10.80	0.487	1.62	1.6000	14.54	16.9	6.72	71.4	28.1	121.0	236	44.7	524.82	0.530	0.31	539.89
Zr_50	0.064	9.50	0.538	8.50	3.2000	21.80	29.5	8.28	72.0	20.0	73.4	111	18.8	332.98	2.010	0.63	356.79

(Continuación)

Zircón	La	Ce	Pr	Nd	Sm	LREE	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	HREE	Eu	Eu/Eu*	ΣREE
Zr_51	0.101	16.70	0.443	10.00	5.4750	32.72	90.0	29.90	330.0	117.0	489.0	847	152.0	2054.90	0.420	0.06	2088.04
Zr_52	0.011	10.90	0.460	0.71	1.0400	13.12	9.3	4.47	50.5	19.8	93.0	209	40.9	426.97	0.255	0.25	440.35
Zr_53	0.370	40.80	0.487	0.95	1.1425	43.75	11.4	5.78	71.6	32.0	169.0	476	111.0	876.78	0.487	0.41	921.02
Zr_54	0.031	8.50	0.510	4.29	3.2000	16.53	45.9	14.70	151.0	49.8	197.0	322	57.1	837.50	1.230	0.31	855.26
Zr_55	0.018	17.30	0.427	1.67	1.5775	20.99	20.1	7.91	79.3	30.9	130.0	259	50.4	577.61	0.405	0.22	599.01
Zr_56	0.014	3.61	0.425	0.00	0.7075	4.76	4.7	2.73	29.4	12.3	58.0	142	29.5	278.63	0.191	0.32	283.58
Zr_57	0.019	17.30	0.443	1.56	1.7250	21.05	22.0	8.67	100.0	36.6	166.0	323	61.3	717.57	0.257	0.13	738.87
Zr_58	0.011	53.10	0.413	3.44	2.3000	59.26	23.3	8.15	85.6	33.5	157.0	384	83.4	774.95	1.710	0.71	835.92
Zr_59	0.033	29.20	0.464	1.18	1.4100	32.29	13.9	5.36	57.0	21.6	99.0	204	38.2	439.06	0.243	0.17	471.59
Zr_60	0.024	12.60	0.456	3.21	2.6750	18.97	42.4	14.90	154.0	51.8	206.0	285	51.3	805.40	0.042	0.01	824.41
Zr_61	0.022	11.30	0.466	2.23	1.6050	15.62	21.1	8.00	87.9	32.2	145.0	274	52.0	620.20	0.470	0.25	636.29
Zr_62	0.022	15.20	0.444	1.80	1.8250	19.29	24.8	10.40	118.0	45.4	214.0	423	81.6	917.20	0.232	0.11	936.72
Zr_63	0.163	17.80	0.511	5.70	2.5500	26.72	26.4	7.70	63.1	18.7	70.0	113	21.8	320.70	1.010	0.38	348.43
Zr_64	0.010	1.50	0.458	1.97	1.9250	5.86	28.5	6.52	40.5	8.6	25.9	30.7	5.3	145.99	0.080	0.03	151.93
Zr_65	0.019	11.90	0.407	1.24	1.2075	14.77	11.5	4.94	50.5	19.6	89.1	194	39.1	408.74	0.414	0.34	423.93
Zr_66	0.048	10.70	0.414	1.29	1.2525	13.70	10.7	4.42	42.5	15.4	70.7	174	39.5	357.22	1.200	1.00	372.12
Zr_67	0.093	4.04	0.408	0.82	1.4650	6.83	20.7	9.20	104.0	36.6	160.0	328	64.9	723.40	0.416	0.23	730.64
Zr_68	0.050	59.70	0.488	8.60	3.9750	72.81	65.8	25.20	273.0	100.8	413.0	667	119.0	1663.80	0.610	0.12	1737.22
Zr_69	0.018	8.60	0.422	1.67	1.5725	12.28	18.8	7.40	82.0	30.2	137.0	269	54.3	598.70	0.540	0.30	611.52
Zr_70	0.016	12.20	0.420	3.11	2.1750	17.92	25.2	8.62	76.0	22.7	83.8	115	21.2	352.52	0.537	0.22	370.98
Zr_71	0.021	11.90	0.378	1.17	1.5625	15.03	18.4	7.28	76.1	27.7	122.0	222	43.9	517.38	0.406	0.23	532.82
Zr_72	0.055	15.10	0.463	6.90	3.4000	25.92	48.9	15.70	150.0	50.7	203.0	346	66.0	880.30	2.390	0.57	908.61
Zr_73	0.042	8.58	0.393	1.45	1.3125	11.78	16.6	6.33	67.4	25.4	121.0	242	45.7	524.43	0.600	0.39	536.81
Zr_74	0.024	33.10	0.368	1.43	1.3300	36.25	18.6	7.63	93.6	39.8	190.0	430	91.0	870.63	0.990	0.61	907.87
Zr_75	0.026	10.47	0.368	1.31	1.2625	13.44	14.5	5.85	64.2	23.4	103.6	199	37.9	448.45	0.202	0.14	462.09

El contenido total de tierras raras (REE) en los zircones suele variar entre 100-2,500 ppm (Hoskin & Schaltegger, 2003); en la tabla 5.3 se observa que las concentraciones de sumatoria total de tierras raras (Σ REE) en los zircones de Atasta permanecen en el rango anterior con concentraciones entre 151.93 y 2,088.04 ppm.

En cuanto al contenido de tierras raras ligeras (LREE) de los zircones del área de estudio, oscila entre 4.02 a 72.81 ppm, mientras que el total de tierras raras pesadas (HREE) se encuentra entre 146 a 2,055 ppm. En los diagramas normalizados de condrita utilizados para representar el contenido de tierras raras en los zircones se muestra un ligero enriquecimiento en HREE con respecto a las LREE (Fig. 5.11, 5.12, 5.13), éste enriquecimiento en HREE sobre LREE, de acuerdo a Hoskin & Ireland (2000) es característico de zircones de origen ígneo.

Se nota, además, marcada la anomalía negativa de Eu, sobre todo en los zircones del Proterozoico y anomalía positiva para el Ce. Lo anterior caracteriza a zircones ígneos inalterados (Hoskin & Schaltegger, 2003). La anomalía negativa de Eu puede indicar condiciones reductoras durante la cristalización del zircón a partir del magma (Nallusamy, 2015).

El rango natural de contenido de U en zircones va de 1 a 20,000 ppm, mientras que el contenido de Th oscila entre 0.5 a 5,000 ppm (Heaman & Parrish, 1991).

En el caso de elementos traza como Th y U en los zircones del área de estudio, las concentraciones varían de 1-884 ppm y 39-883 ppm, respectivamente. Por su parte, la relación Th/U oscila entre 0.01-1.79, con un promedio de 0.44, el cual es indicativo de una fuente ígnea (Rubatto, 2002).

La relación LREE/HREE puede ser útil para distinguir entre sedimentos derivados de rocas félsicas (con un alto índice LREE/HREE) y rocas máficas (bajo índice LREE/HREE).

Otro indicador utilizado es la anomalía de Eu, que es negativa ($Eu/Eu^* < 1$) para rocas ígneas silíceas y positiva ($Eu/Eu^* = 1$) para rocas básicas (Cullers *et al.*, 1997). Por lo que, en el caso de los zircones de Atasta se puede considerar una fuente ígnea de afinidad silícica, ya que la anomalía Eu es negativa ($Eu/Eu^* = 0.01-0.74$).

Se realizó una comparación entre los patrones de tierras raras (por edades) de los zircones de la playa de Atasta contra la concentración de tierras raras en zircones de diferentes zonas consideradas como probables fuentes de los zircones detríticos (Fig.

5.14; 5.15). Los datos se recopilaron para el Macizo de Chiapas (Weber *et al.*, 2006; Weber *et al.*, 2009; Witt *et al.*, 2012), el Complejo Oaxaca (Ortega-Obregón *et al.*, 2014) y el Complejo Chuacús (Solari *et al.*, 2011) y se graficaron en conjunto, separándolos por edades.

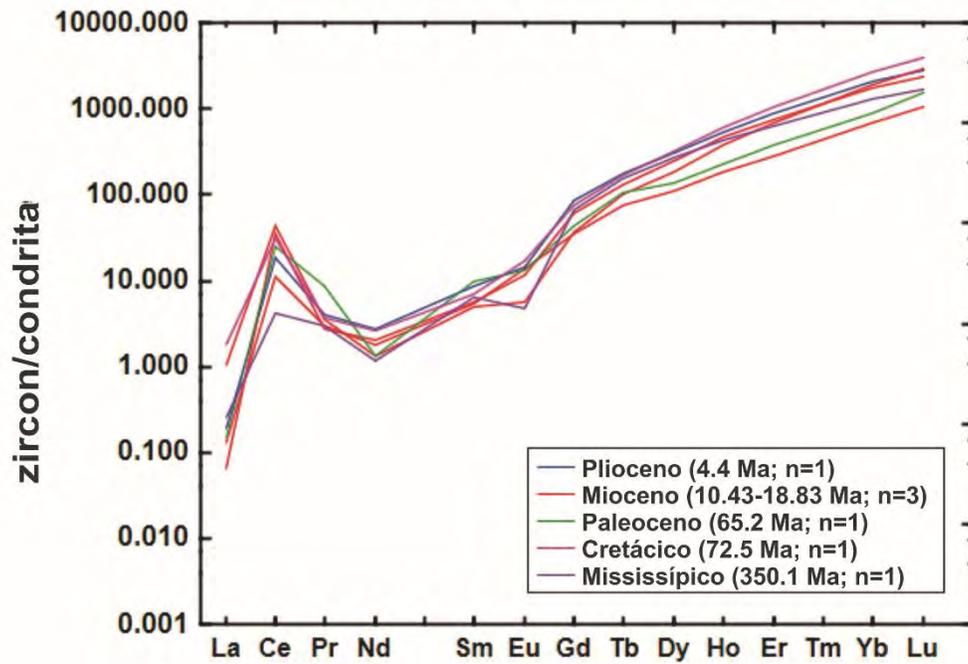


Figura 5.11 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Carbonífero al Neógeno. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).

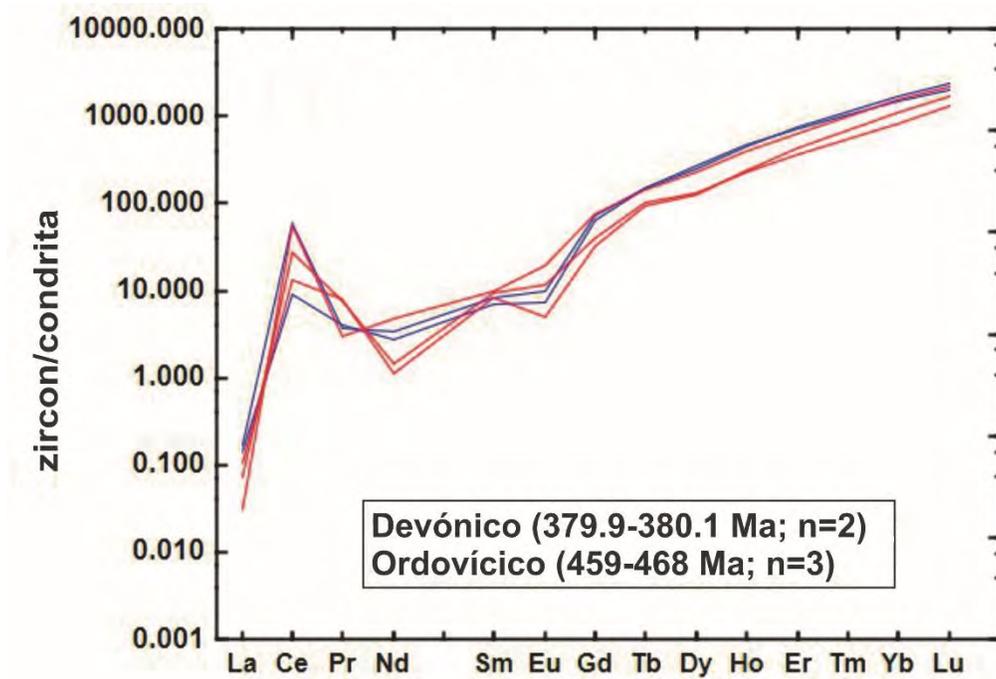


Figura 5.12 Diagrama de tierras raras normalizado de condrita para el Paleozoico. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).

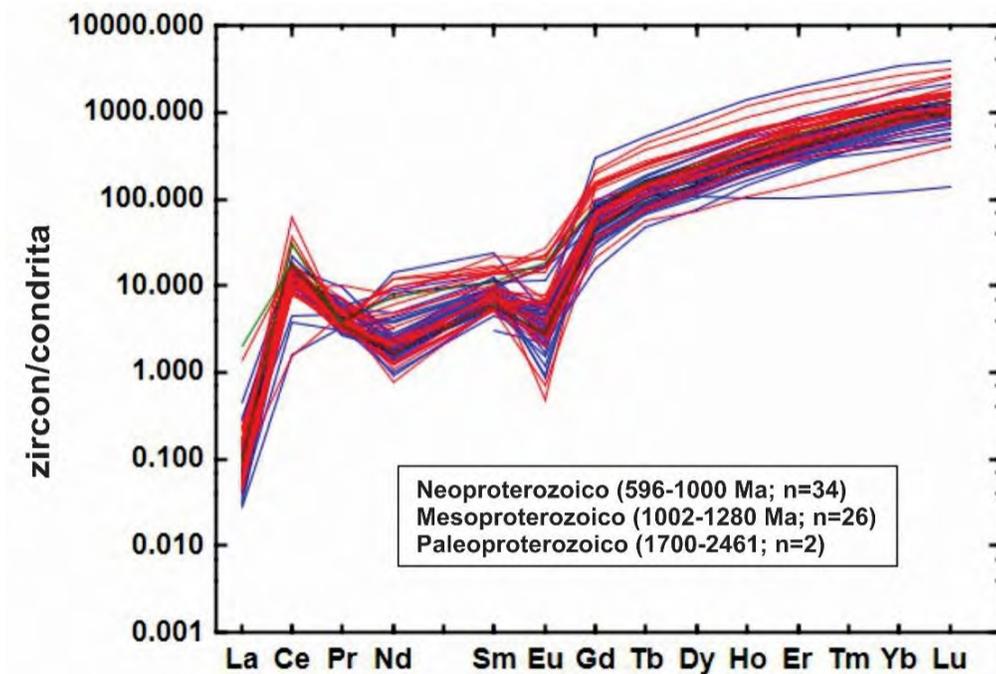


Figura 5.13 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita para el Proterozoico. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor & McLennan (1985).

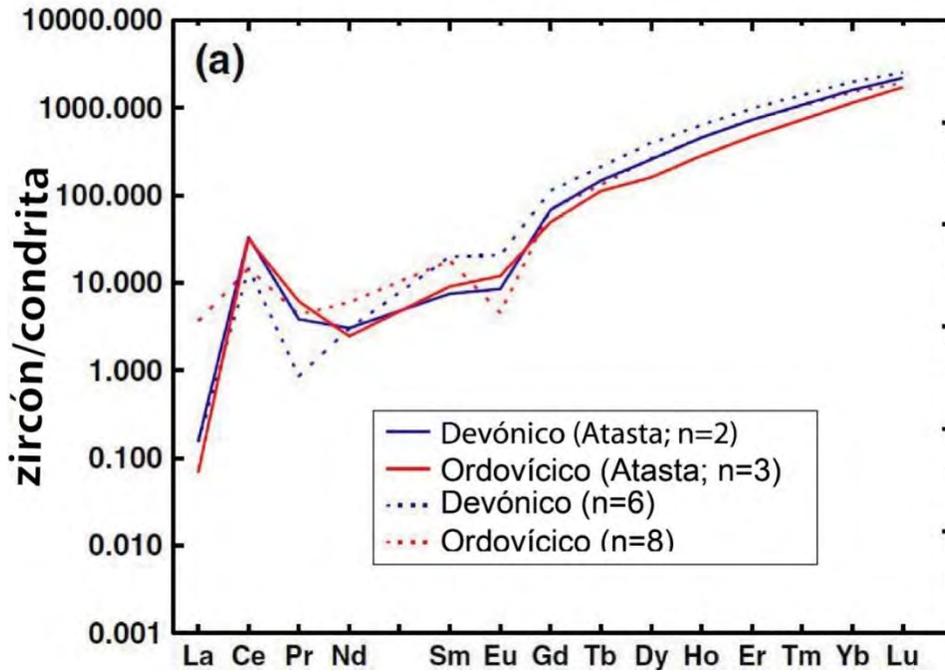


Figura 5.14 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita comparando la playa de Atasta con posibles fuentes. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985).

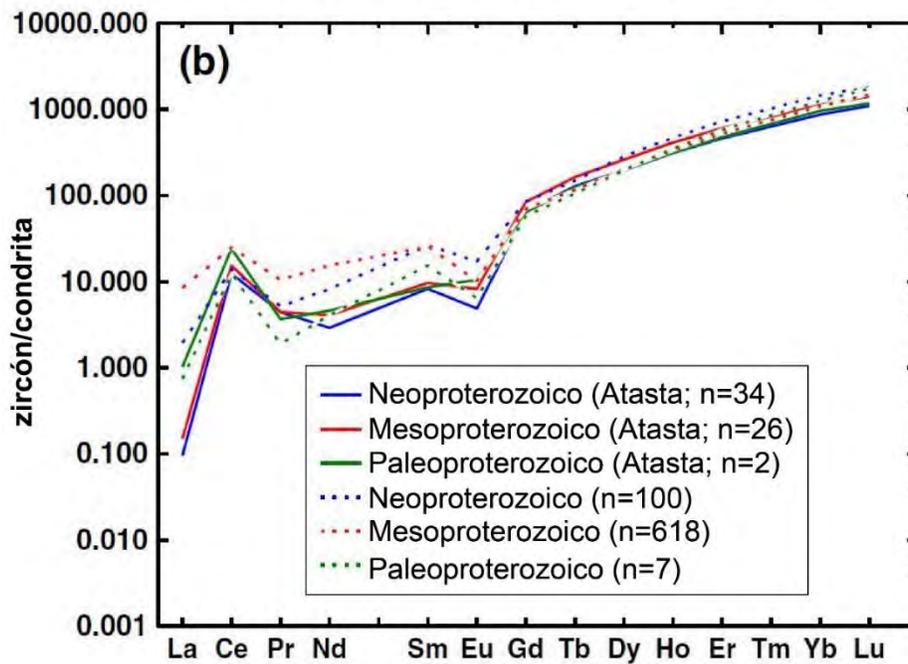


Figura 5.15 Diagrama de tierras raras normalizado con condrita comparando la playa de Atasta con posibles fuentes. Valores normalizados de condrita tomados de Taylor y McLennan (1985).

Las concentraciones de tierras raras de los zircones de la zona de estudio son menores que las de las posibles fuentes, sin embargo, conservan la misma tendencia en cuanto a el enriquecimiento de HREE sobre LREE. Las diferencias son más notorias para las tierras raras ligeras, con excepción del Ce que presenta una anomalía positiva, la cual se ha relacionado con la mayor afinidad del Ce^{4+} para incorporarse a la estructura del zircón, indicando las condiciones de oxidación durante la cristalización del zircón (Belousova *et al.*, 2002).

5.5.2 Datación de zircones

Las edades obtenidas mediante el método U-Pb en los zircones de la playa estudiada se muestran en la Tabla 5.4.

De los 75 zircones analizados, 71 fueron graficados en el diagrama de concordia U-Pb (Fig. 5.16). En dicho diagrama se observa en el espectro de edades de los zircones detríticos analizados una significativa población del Proterozoico (596-2,461 Ma; n=62), así como unos cuantos zircones del Paleozoico (379.9-468 Ma; n=5) y del Cenozoico (10.43-65.2 Ma; n=4).

En el grupo de zircones del Proterozoico predominan aquellos del Neoproterozoico y Mesoproterozoico (596-1,172 Ma; n=59), sobre todo de edades grenvillianas, con un pico muy marcado en 1,000 Ma y un pico secundario en 900 Ma (Fig. 5.17).

Tabla 5.4 Resultados de geocronología U-Pb en los zircones de playa Atasta.

Zircón	Relaciones corregidas				Edades corregidas (Ma)								Disc %		
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$		Mejor edad	$\pm 2\sigma$
Zr_01	0.0551	0.0040	0.5750	0.0910	0.0752	0.0057	468.0	33.0	460.0	51.0	420.0	140.0	468.0	33.0	-1.74
Zr_02	0.0767	0.0048	2.0100	0.1300	0.1907	0.0030	1125.0	16.0	1127.0	44.0	1100.0	120.0	1125.0	16.0	0.18
Zr_03	0.0709	0.0042	1.6400	0.1000	0.1668	0.0026	995.0	14.0	983.0	40.0	940.0	120.0	995.0	14.0	-1.22
Zr_04	0.0642	0.0045	0.8430	0.0720	0.0970	0.0036	596.0	21.0	619.0	37.0	740.0	150.0	596.0	21.0	3.72
Zr_05	0.0588	0.0040	0.6150	0.0450	0.0752	0.0012	467.3	7.1	485.0	28.0	570.0	160.0	467.3	7.1	3.65
Zr_06	0.0491	0.0072	0.0710	0.0110	0.0102	0.0003	65.2	2.1	69.0	10.0	200.0	290.0	65.2	2.1	5.51
Zr_07	0.0787	0.0043	2.1700	0.1300	0.1993	0.0027	1172.0	14.0	1173.0	40.0	1170.0	100.0	1172.0	14.0	0.09
Zr_08	0.0727	0.0039	1.7060	0.0990	0.1691	0.0015	1007.1	8.5	1010.0	37.0	1000.0	110.0	1007.1	8.5	0.29
Zr_09	0.0716	0.0041	1.6370	0.0990	0.1668	0.0021	994.0	12.0	983.0	39.0	960.0	120.0	994.0	12.0	-1.12
Zr_10	0.0720	0.0042	1.6400	0.1000	0.1659	0.0022	989.0	12.0	988.0	38.0	990.0	130.0	989.0	12.0	-0.10
Zr_11	0.0738	0.0045	1.6700	0.1500	0.1642	0.0062	980.0	34.0	996.0	50.0	1070.0	110.0	980.0	34.0	1.61
Zr_12	0.0744	0.0054	1.6300	0.1200	0.1599	0.0040	956.0	22.0	979.0	46.0	1080.0	140.0	956.0	22.0	2.35
Zr_13	0.0746	0.0043	1.7500	0.1100	0.1711	0.0027	1018.0	15.0	1028.0	39.0	1070.0	120.0	1018.0	15.0	0.97
Zr_14	0.0738	0.0040	1.6800	0.1000	0.1659	0.0019	990.0	10.0	1001.0	38.0	1040.0	110.0	990.0	10.0	1.10
Zr_15	0.0813	0.0050	1.9000	0.1300	0.1715	0.0031	1020.0	17.0	1078.0	46.0	1210.0	120.0	1020.0	17.0	5.38
Zr_16	0.0737	0.0043	1.7600	0.1100	0.1738	0.0023	1033.0	13.0	1033.0	40.0	1030.0	120.0	1033.0	13.0	0.00
Zr_17	0.0873	0.0045	2.6000	0.1500	0.2197	0.0025	1280.0	13.0	1300.0	41.0	1360.0	110.0	1280.0	13.0	1.54
Zr_18	0.0719	0.0042	1.6300	0.1000	0.1647	0.0023	983.0	12.0	987.0	41.0	990.0	120.0	983.0	12.0	0.41
Zr_19	0.0731	0.0047	1.5400	0.1100	0.1546	0.0026	926.0	15.0	951.0	42.0	970.0	130.0	926.0	15.0	2.63
Zr_20	0.0720	0.0044	1.6600	0.1100	0.1646	0.0029	982.0	16.0	989.0	41.0	990.0	120.0	982.0	16.0	0.71
Zr_21	0.0787	0.0044	2.1000	0.1300	0.1938	0.0025	1142.0	14.0	1148.0	42.0	1160.0	100.0	1142.0	14.0	0.52
Zr_22	0.0574	0.0034	0.4880	0.0310	0.0607	0.0010	379.9	5.9	406.0	21.0	520.0	130.0	379.9	5.9	6.43
Zr_23	0.0752	0.0045	1.7200	0.1100	0.1668	0.0023	994.0	12.0	1013.0	40.0	1070.0	120.0	994.0	12.0	1.88
Zr_25	0.0741	0.0047	1.7200	0.1200	0.1683	0.0031	1003.0	17.0	1021.0	43.0	1070.0	120.0	1003.0	17.0	1.76
Zr_26	0.0758	0.0048	1.7500	0.1200	0.1681	0.0024	1002.0	13.0	1025.0	43.0	1090.0	120.0	1002.0	13.0	2.24
Zr_27	0.0767	0.0042	1.9200	0.1200	0.1824	0.0035	1080.0	19.0	1088.0	40.0	1110.0	110.0	1080.0	19.0	0.74
Zr_28	0.0738	0.0048	1.6600	0.1100	0.1645	0.0026	982.0	14.0	994.0	44.0	1030.0	130.0	982.0	14.0	1.21
Zr_29	0.0741	0.0046	1.7000	0.1100	0.1662	0.0027	993.0	15.0	1005.0	41.0	1030.0	130.0	993.0	15.0	1.19
Zr_30	0.0754	0.0053	1.4700	0.1200	0.1447	0.0037	871.0	21.0	914.0	47.0	1040.0	150.0	871.0	21.0	4.70
Zr_31	0.0742	0.0045	1.6600	0.1100	0.1662	0.0029	991.0	16.0	992.0	40.0	1030.0	130.0	991.0	16.0	0.10
Zr_32	0.1032	0.0072	3.2600	0.2600	0.2236	0.0040	1300.0	21.0	1454.0	62.0	1700.0	130.0	1700.0	130.0	10.59
Zr_33	0.0615	0.0044	0.5130	0.0400	0.0607	0.0013	380.1	8.1	423.0	26.0	670.0	160.0	380.1	8.1	10.14
Zr_34	0.0728	0.0053	1.6000	0.1300	0.1604	0.0019	959.0	11.0	969.0	43.0	1000.0	120.0	959.0	11.0	1.03
Zr_35	0.0746	0.0056	1.7000	0.1300	0.1663	0.0045	991.0	25.0	1014.0	49.0	1030.0	140.0	991.0	25.0	2.27
Zr_36	0.0711	0.0047	1.5200	0.1100	0.1546	0.0032	926.0	18.0	934.0	43.0	940.0	150.0	926.0	18.0	0.86
Zr_37	0.0734	0.0040	1.6610	0.0990	0.1662	0.0023	991.0	13.0	997.0	36.0	1020.0	110.0	991.0	13.0	0.60
Zr_38	0.0736	0.0042	1.6700	0.1000	0.1667	0.0020	994.0	11.0	997.0	39.0	1020.0	120.0	994.0	11.0	0.30
Zr_39	0.0716	0.0053	1.6500	0.1200	0.1666	0.0035	993.0	20.0	985.0	47.0	960.0	160.0	993.0	20.0	-0.81
Zr_41	0.0732	0.0040	1.7400	0.1000	0.1714	0.0024	1020.0	13.0	1023.0	38.0	1020.0	120.0	1020.0	13.0	0.29
Zr_42	0.0740	0.0040	1.8000	0.1100	0.1761	0.0034	1045.0	18.0	1046.0	36.0	1030.0	110.0	1045.0	18.0	0.10
Zr_43	0.0730	0.0040	1.7100	0.1000	0.1696	0.0022	1012.0	12.0	1011.0	39.0	1020.0	120.0	1012.0	12.0	-0.10
Zr_44	0.0775	0.0047	1.9700	0.1400	0.1844	0.0031	1091.0	17.0	1101.0	47.0	1120.0	120.0	1091.0	17.0	0.91
Zr_46	0.0741	0.0047	1.7700	0.1200	0.1727	0.0032	1026.0	17.0	1035.0	44.0	1060.0	130.0	1026.0	17.0	0.87
Zr_47	0.0756	0.0046	1.6200	0.1100	0.1593	0.0045	953.0	25.0	984.0	45.0	1060.0	120.0	953.0	25.0	3.15
Zr_48	0.0745	0.0048	1.8200	0.1300	0.1765	0.0040	1051.0	22.0	1053.0	49.0	1080.0	140.0	1051.0	22.0	0.19
Zr_49	0.0791	0.0052	1.7100	0.1100	0.1568	0.0026	939.0	15.0	1008.0	42.0	1180.0	130.0	939.0	15.0	6.85
Zr_50	0.0747	0.0042	1.7500	0.1100	0.1732	0.0026	1030.0	14.0	1028.0	39.0	1060.0	120.0	1030.0	14.0	-0.19
Zr_51	0.0770	0.0039	1.7300	0.1000	0.1638	0.0023	978.0	13.0	1019.0	37.0	1130.0	100.0	978.0	13.0	4.02
Zr_52	0.0717	0.0040	1.6720	0.0990	0.1674	0.0026	998.0	14.0	996.0	38.0	980.0	110.0	998.0	14.0	-0.20
Zr_53	0.0495	0.0090	0.0210	0.0038	0.0029	0.0001	18.8	0.9	21.0	3.8	150.0	340.0	18.8	0.9	10.33
Zr_54	0.0755	0.0046	1.7800	0.1100	0.1705	0.0026	1015.0	14.0	1038.0	41.0	1070.0	120.0	1015.0	14.0	2.22
Zr_55	0.0714	0.0041	1.5480	0.0940	0.1583	0.0019	947.0	10.0	948.0	38.0	970.0	120.0	947.0	10.0	0.11
Zr_56	0.0622	0.0034	0.8240	0.0510	0.0972	0.0013	598.2	7.9	610.0	28.0	670.0	130.0	598.2	7.9	1.93

Zr_57	0.0727	0.0039	1.6950	0.0990	0.1682	0.0018	1002.0	10.0	1006.0	37.0	1010.0	110.0	1002.0	10.0	0.40
Zr_58	0.0556	0.0030	0.5680	0.0330	0.0738	0.0009	459.0	5.2	456.0	22.0	440.0	120.0	459.0	5.2	-0.66
Zr_59	0.1613	0.0086	10.0300	0.7400	0.4530	0.0210	2406.0	99.0	2441.0	88.0	2461.0	94.0	2461.0	94.0	1.43
Zr_60	0.0724	0.0038	1.7060	0.0980	0.1701	0.0020	1012.0	11.0	1009.0	38.0	990.0	110.0	1012.0	11.0	-0.30
Zr_61	0.0721	0.0052	1.7200	0.1300	0.1727	0.0029	1027.0	16.0	1014.0	46.0	960.0	150.0	1027.0	16.0	-1.28
Zr_62	0.0717	0.0039	1.6440	0.0960	0.1649	0.0020	984.0	11.0	986.0	37.0	970.0	110.0	984.0	11.0	0.20
Zr_63	0.0694	0.0039	1.0570	0.0660	0.1103	0.0023	674.0	13.0	740.0	32.0	900.0	110.0	674.0	13.0	8.92
Zr_64	0.0615	0.0040	0.8520	0.0770	0.1016	0.0027	624.0	16.0	625.0	38.0	650.0	110.0	624.0	16.0	0.16
Zr_65	0.0716	0.0040	1.5100	0.0910	0.1540	0.0020	923.0	11.0	936.0	35.0	970.0	120.0	923.0	11.0	1.39
Zr_67	0.0552	0.0031	0.4160	0.0260	0.0558	0.0010	350.1	6.1	353.0	18.0	410.0	130.0	350.1	6.1	0.82
Zr_68	0.0737	0.0040	1.8700	0.1100	0.1823	0.0021	1080.0	12.0	1072.0	39.0	1030.0	110.0	1080.0	12.0	-0.75
Zr_69	0.0762	0.0058	1.8600	0.1500	0.1770	0.0042	1050.0	23.0	1066.0	50.0	1080.0	150.0	1050.0	23.0	1.50
Zr_70	0.0710	0.0046	1.4800	0.1000	0.1521	0.0029	912.0	16.0	926.0	43.0	950.0	140.0	912.0	16.0	1.51
Zr_71	0.0710	0.0042	1.6100	0.1000	0.1646	0.0022	982.0	12.0	973.0	39.0	950.0	120.0	982.0	12.0	-0.92
Zr_72	0.0737	0.0050	1.7400	0.1100	0.1732	0.0035	1030.0	19.0	1025.0	45.0	1020.0	140.0	1030.0	19.0	-0.49
Zr_73	0.0753	0.0045	1.7900	0.1100	0.1728	0.0031	1027.0	17.0	1044.0	42.0	1060.0	120.0	1027.0	17.0	1.63
Zr_74	0.0510	0.0130	0.0118	0.0030	0.0016	0.0001	10.4	0.7	11.9	3.0	140.0	450.0	10.4	0.7	12.35
Zr_75	0.0738	0.0049	1.7100	0.1200	0.1678	0.0029	1000.0	16.0	1013.0	45.0	1050.0	140.0	1000.0	16.0	1.28

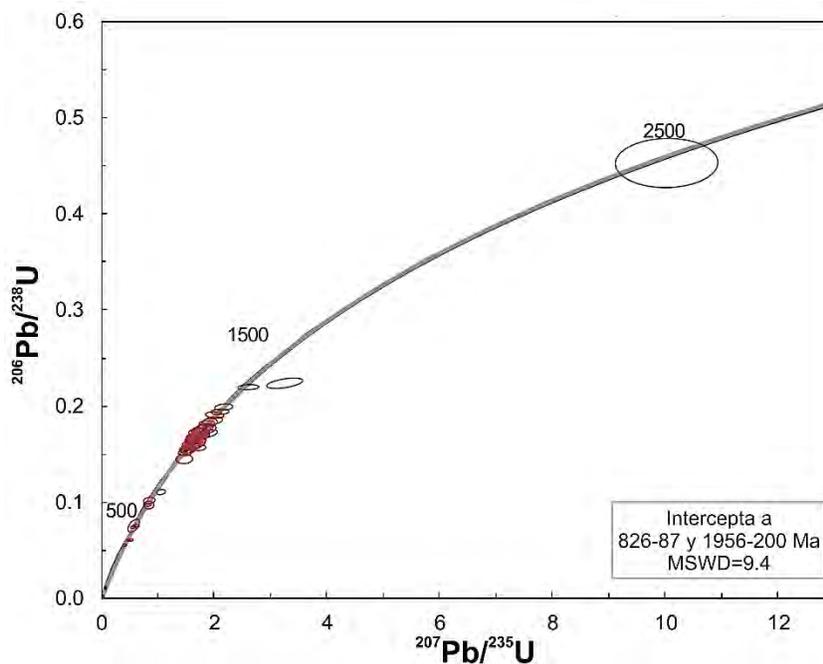


Figura 5.16 Diagrama de concordia tipo Wetherill para los datos U-Pb medidos en los zircones detríticos.

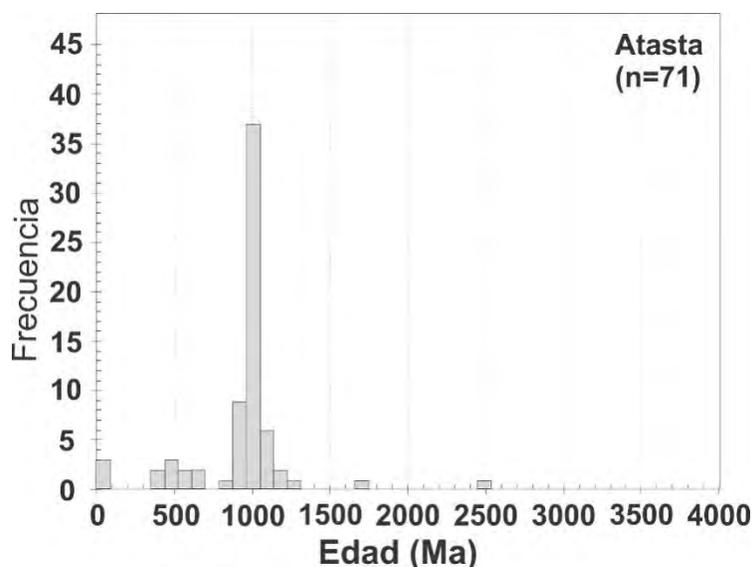


Figura 5.17 Histograma de las edades obtenidas en los zirrones detríticos mediante U-Pb.

5.5.3 Catodoluminiscencia en zirrones

Se obtuvo un mosaico de imágenes de los zirrones analizados (Fig. 5.19), donde se observan granos minerales con distintas morfologías. Los zirrones 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 & Gebauer, 2000).

Unos cuantos zirrones de playa Atasta conservan las dos puntas prismáticas características de dicho mineral, mientras que la mayoría han sido redondeados.

El zonamiento oscilatorio caracteriza a los zirrones de origen ígneo y se forman por el enriquecimiento y empobrecimiento alternados de los elementos traza y tierras raras en la interfase fundida (Rubbatto & Gebauer, 2000); en el caso de playa Atasta, algunos zirrones se encuentran zonados alternando anillos claros y oscuros, mientras que otros se observan lisos.

La luminiscencia de los zirrones observada mediante catodoluminiscencia está correlacionada con el contenido de algunos elementos traza como U e Y; las zonas más luminiscentes suelen estar empobrecidas en estos elementos y, las más oscuras, enriquecidas (Rubbatto & Gebauer, 2000).

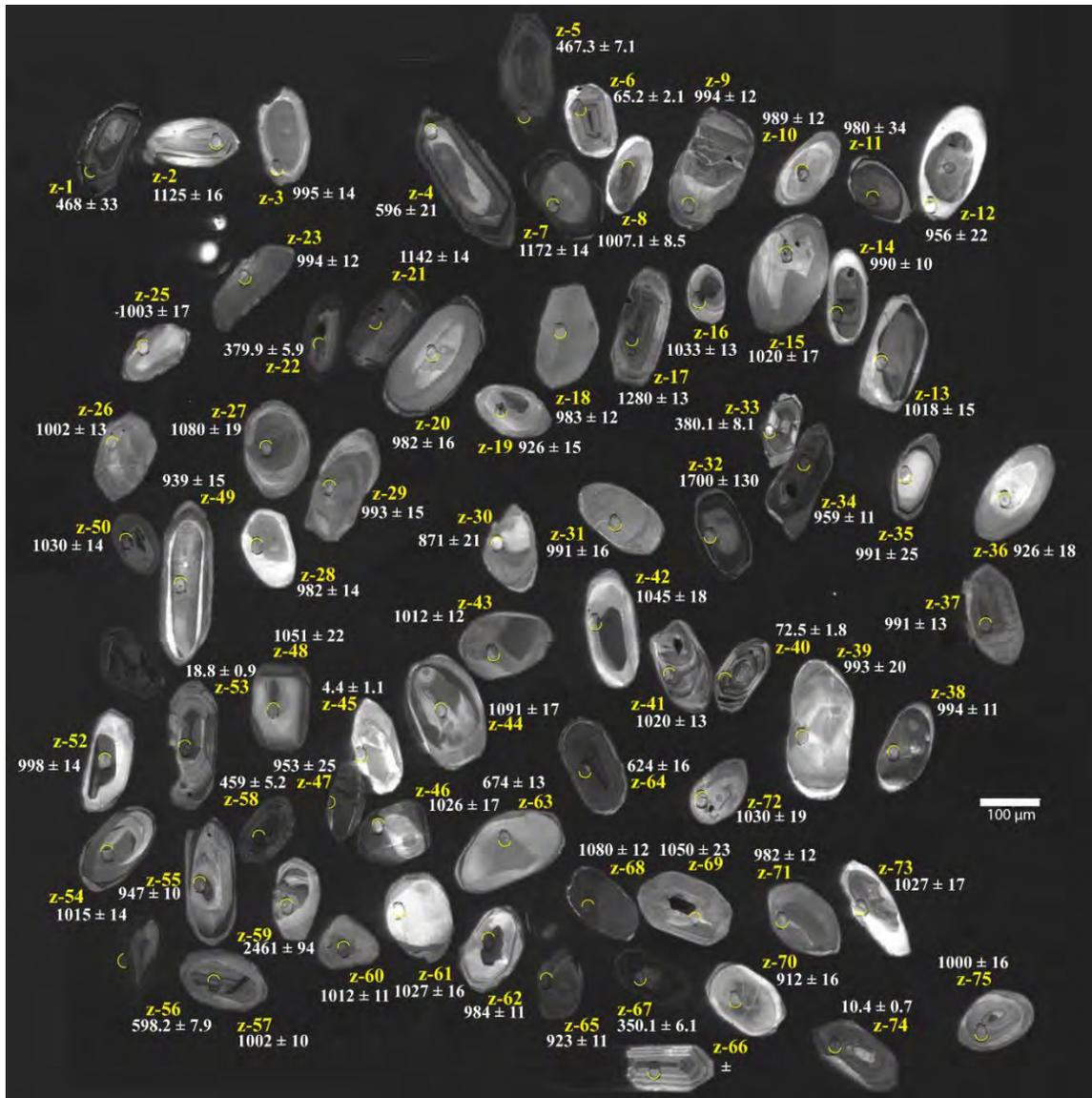


Figura 5.18 Mosaico de imágenes obtenidas mediante catodoluminiscencia de los zirrones de playa Atasta datados (en Ma).

5.6 PROCEDENCIA DE ZIRCONES

En regiones cercanas a la playa de estudio existen rocas ígneas de edades grenvillianas que pueden ser consideradas como potenciales fuentes de sedimentos. Algunas de estas fuentes son el Macizo Complejo de Chiapas, el Terreno Oaxaca, el Complejo Chuacús y el bloque de Chortis.

En el Macizo de Chiapas se han fechado zirrones de rocas metasedimentarias de entre 551-1,392 Ma (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Weber *et al.*, 2006; 2009). Mientras que para

el Terreno Oaxaca varios autores (Ducea *et al.*, 2004; Martens *et al.*, 2010; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009; Solari *et al.*, 2011; Torres de León *et al.*, 2012) han reportado edades para zircons entre 542-1,425 Ma.

El Complejo Chuacús se encuentra en el límite entre Guatemala y México; en dicha región nacen los ríos Grijalva y Usumacinta que se encargan de transportar gran cantidad de sedimentos pasando por los estados de Chiapas y Tabasco hasta llegar a Campeche.

Comparando las edades reportadas en la región, que varían entre un amplio rango, (Fig. 5.18) contra las edades de los zircons de playa Atasta se puede observar la coincidencia en los picos de frecuencia, sobre todo de edades Grenvillianas (~900 Ma) y a los 300 Ma. Se puede inferir que los zircons provienen de la erosión de rocas del Terreno Oaxaca y como fuentes más lejanas, se pueden considerar a Complejo Chuacús y al Macizo de Chiapas.

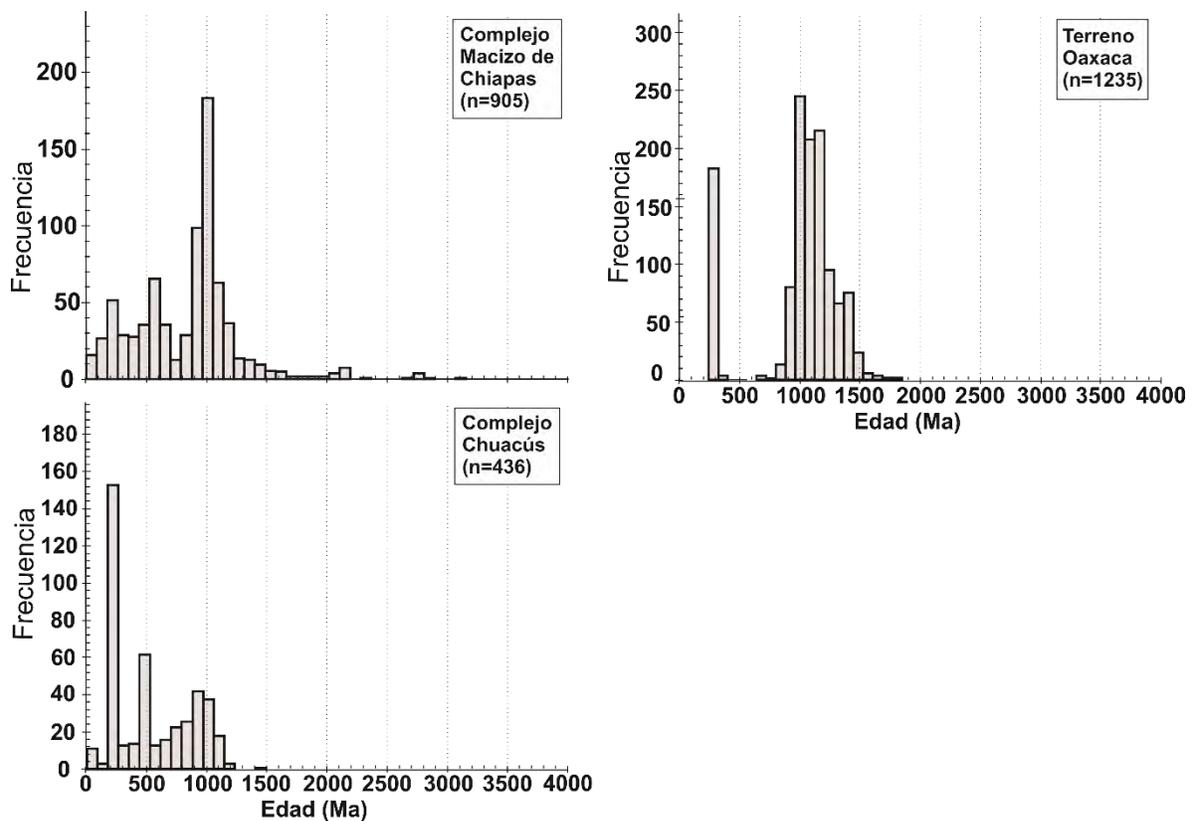


Figura 5.19 Histogramas de edades en zircons de distintas zonas consideradas como posibles fuentes de zircons para playa Atasta.

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Luego del análisis granulométrico realizado a los sedimentos de la playa Atasta, se determinó que se componen principalmente de arenas finas (2.19 a 2.90 Φ). Se encuentran entre moderadamente bien clasificadas a bien clasificadas y las características de los parámetros de tamaño de grano indican que pueden estar relacionadas con un ambiente deposicional de alta energía, con oleaje constante.

De acuerdo a los diagramas de discriminación de ambientes basados en los parámetros de tamaño de grano, las arenas se depositaron en un ambiente de playa con influencia continental debido a la cercanía de los ríos Grijalva y Usumacinta que desembocan cerca de la zona de estudio.

Con la observación de la mineralogía mediante microscopía óptica y electrónica de barrido se notó que en las arenas de la zona de estudio es común el cuarzo y los carbonatos, además de pocas plagioclasas. Los sedimentos que componen a las muestras se encuentran bien clasificados, aunque también se observa la presencia de restos de organismos de mayor tamaño y no redondeados que han sido poco transportados.

Específicamente, en los difractogramas de las muestras AT8 y AT10, se observó que se concentran minerales pesados compuestos principalmente de Fe, Ti, Cr y Zr. Esta concentración puede deberse a que algunos minerales pesados compuestos por estos elementos son considerados como estables (ilmenita, magnetita) o ultraestables (rutilo, zircón) químicamente (Morton, 1985; Pettijohn *et al.*, 1987).

El contenido de algunas tierras raras como el Eu y la relación U/Th permiten considerar que los zircones de playa Atasta muestran afinidad con rocas ígneas de composición félsica, por lo que estas podrían ser su fuente.

Las edades de los zircones de la playa estudiada muestran similitud con edades de zircones reportadas en la región, abarcando desde el límite entre Guatemala y México en el complejo Chuacús, así como con edades del Macizo de Chiapas y del Terreno Oaxaca. Estas posibles fuentes podrían estar conectadas a la zona de estudio mediante los ríos Grijalva y Usumacinta que desembocan en el Golfo de México.

El objetivo de éste estudio fue inferir la procedencia de zircones detríticos mediante su datación y análisis geoquímico; sin embargo, la información que se obtendría al analizar

los sedimentos de donde se separan los zircones permitiría complementar y sustentar las conclusiones obtenidas, ya que se conocerían más características de la probable fuente de sedimentos.

Por lo que es recomendable la utilización de diversas técnicas de análisis en conjunto al realizar estudios sobre procedencia de sedimentos, incluyendo análisis de las rocas consideradas como posibles fuentes, en caso de conocerlas.

GLOSARIO

Cratón: parte estable de la corteza continental o litosfera de la Tierra que no ha sido deformada significativamente por varios millones, incluso cientos de millones, de años.

Nucleído: Especie atómica caracterizada por su número másico, su número atómico y el estado energético de su núcleo y con una vida media, en este estado, suficientemente larga para que sea observable.

Rift: Fosa tectónica, normalmente alargada, originada por fenómenos de distensión de la corteza terrestre o hundimientos de bóvedas de pliegues de gran radio de curvatura.

Depósito de placer: Los placeres corresponden a una concentración gravitacional de minerales pesados por fluidos en movimiento, generalmente por agua, aunque puede ocurrir también en sólidos y gases. Los placeres auríferos son quizás los más conocidos entre este tipo de depósitos, pero los minerales que cumplen esas propiedades en distintos grados son: casiterita, cromita, columbita, cobre, diamantes, granate, oro, ilmenita, magnetita, monacita, platino, rubí, rutilo, zafiro, xenotima y zircón.

Barrera-lagoon: El lagoon es una parte de costa poco profunda limitada hacia el mar por una isla barrera y comunicada con éste por uno o varios canales llamados *inlets* (que pueden desarrollar deltas a ambos lados del mismo). Son, pues, verdaderas lagunas saladas más o menos alargadas en la dirección de la costa.

LISTA DE ABREVIATURAS

.% en peso: porcentaje en peso.

Años cal BP: proviene de cal yrs BP (calibrated years before the present) que se puede traducir como años calibrados antes del presente.

BSE: black-scattered electron (barrido de electrones retrodispersados).

CL: catodoluminiscencia.

EDS: Energy Dispersive X-ray Spectrometer (Espectrometro de Dispersión de Energía de Rayos X).

EOS: Electron Optical System (Sistema Óptico Electrónico).

GS IRMS: Gas Source Isotope Ratio Mass Spectrometry (Espectrometría de Masas de Relaciones Isotópicas con Fuente de Gas).

HREE: Heavy Rare Earth Elements (tierras raras pesadas).

ICP-MS: Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (Espectrometría de Masas de Plasma Inductivamente Acoplado).

IUPAC: International Union of Pure and Applied Chemistry (Unión Internacional de Química Pura y Aplicada).

K_G: curtosis.

LA-ICP-MS: Laser ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (Ablación Láser por Espectrometría de Masas de Plasma Inductivamente Acoplado).

LREE: Light Rare Earth Elements (tierras raras ligeras).

Ma: Millones de años.

MC-ICP-MS: Multicollector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (Espectrometro de Masas de Plasma Inductivamente Acoplado Multicolector).

Mm: milímetros.

M_z: tamaño medio.

ppb: partes por billón.

ppm: partes por millón.

REE: Rare Earth Elements (Elementos de Tierras Raras)

SHRIMP: Sensitive High-Resolution Ion Microprobe (Microsonda Iónica Sensitiva de Alta Resolución).

SIMS: Secondary Ion Mass Spectrometry (Espectrometría de Masas de Ionización Secundaria).

Sk₁: grado de asimetría (asimetría inclusiva).

TIMS: Thermal Ionisation Mass Spectrometry (Espectrometría de masas de Ionización Térmica).

WDS: Wavelength Dispersive X-ray Spectrometer (Espectrometro de Dispersión de Longitud de onda de Rayos X).

REFERENCIAS

- Albardeiro, L., Pereira, M., Gama, C., Chichorro, M., Hofmann, M., & Linnemann, U. (2014). Provenance study of Pliocene–Pleistocene sands based on ancient detrital zircons (Alvalade Basin, SW Iberian Atlantic coast). *Sedimentary Geology*, 307, 47-58. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.04.007>
- Albar de, F. (2013). *Geochemistry*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Alcántara-Carrió, J., Cabrera, L., Alonso, I., Alejo, I., Rey, S. y Gago, L. (2001). Parámetros granulométricos: comparación entre el método gráfico y el método de los momentos. *Geotemas*, 3(1), 33-37.
- All gre, C. (2008). *Isotope geology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Allen, T. (1981). *Particle size measurement*. London: Chapman & Hall.
- Ángeles-Aquino, F. J. (2006). Monografía Petrolera de la Zona Marina. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 77.
- Arche, A. (2010). Facies, sedimentología y análisis de cuencas sedimentarias. En Arche, A. (Ed.). *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Armstrong-Altrin, J. S. (2015). Evaluation of two multidimensional discrimination diagrams from beach and deep-sea sediments from the Gulf of Mexico and their application to Precambrian clastic sedimentary rocks. *International Geology Review*, 57(11-12), 1446-1461.
- Armstrong-Altrin, J. & Machain-Castillo, M. (2016). Mineralogy, geochemistry, and radiocarbon ages of deep sea sediments from the Gulf of Mexico, Mexico. *Journal Of South American Earth Sciences*, 71, 182-200. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.010>
- Ashok Kumar, P. & Patterson, J. (2008). Granulometric study of Tharuvaikulam and Thirespuram, Gulf of Mannar, southeast coast of India. *Journal of the Marine Biological Association of India*, 50(2), 127-133.

- Atkins, P., y Jones, L. (2006). *Principios de química: los caminos del descubrimiento*. Madrid: Editorial Medica Panamericana.
- Attendorn, H. & Bowen, R. (1997). *Radioactive and Stable Isotope Geology*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S., & Fisher, N. (2002). Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions To Mineralogy And Petrology*, 143(5), 602-622. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Belousova, E., Preiss, W., Schwarz, M., & Griffin, W. (2006). Tectonic affinities of the Houghton Inlier, South Australia: U – Pb and Hf-isotope data from zircons in modern stream sediments. *Australian Journal Of Earth Sciences*, 53(6), 971-989. <http://dx.doi.org/10.1080/08120090600880875>
- Berger, G., Burke, R., Carver, G., & Easterbrook, D. (1991). Test of thermoluminescence dating with coastal sediments from northern California. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 87(1), 21-37. [http://dx.doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90031-q](http://dx.doi.org/10.1016/0168-9622(91)90031-q)
- Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Upper Saddle River, New Jersey: Pearson Prentice Hall.
- Boggs, S. (2009). *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Bowen, R. (1994). *Isotopes in the Earth Sciences*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Campa, M. F. & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Cao, L., Jiang, T., Wang, Z., Zhang, Y., & Sun, H. (2015). Provenance of Upper Miocene sediments in the Yinggehai and Qiongdongnan basins, northwestern South China Sea: Evidence from REE, heavy minerals and zircon U–Pb ages. *Marine Geology*, 361, 136-146. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.01.007>
- Carranza-Edwards, A., & Caso-Chávez, M. (1994). Zonificación del perfil de playa. *Geo-UNAM*, 2(2), 26-32.

- Carranza-Edwards, A., Kasper-Zubillaga, J. J., Rosales-Hoz, L., Morales-de la Garza, E. A. & Lozano-Santa Cruz, R. (2009). Beach sand composition and provenance in a sector of the southwestern Mexican Pacific. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 433-447.
- Cartaya, S., Méndez, W., & González, L. (2005). Geomorfología y sedimentología de los ambientes depositacionales recientes del complejo estuarino de los ríos Hueque y Curarí, Estado Falcón, Venezuela. *Investigaciones Geográficas, Boletín Del Instituto De Geografía*, (58), 7-33. <http://dx.doi.org/10.14350/rig.30045>
- Castellanos A., O. M. y Ríos R., C. A. (2005). EPMA: Electronic Microsounds; principles of operation. *Revista colombiana de Tecnologías de Avanzada*, 2(6), 1-6.
- Chen, H., Xie, X., Guo, J., Su, M., Zong, K., & Shang, F. et al. (2015). Provenance of Central Canyon in Qiongdongnan Basin as evidenced by detrital zircon U-Pb study of Upper Miocene sandstones. *Science China Earth Sciences*, 58(8), 1337-1349. <http://dx.doi.org/10.1007/s11430-014-5038-6>
- Choi, T., Lee, Y., Orihashi, Y., & Yi, H. (2013). The provenance of the southeastern Yellow Sea sediments constrained by detrital zircon U–Pb age. *Marine Geology*, 337, 182-194. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2013.01.007>
- CNH. (2014). Cuencas del sureste. Aguas someras. Síntesis geológico petrolera. Recuperado de <https://rondasmexico.gob.mx/wp-content/uploads/2015/09/AguasSomeras.pdf>
- CONAGUA. (2015). Atlas del Agua en México. Comisión Nacional del Agua.
- Cortes H., H. F., Martinez Y., P. N. y Valencia S., H. A. (2006). *Fundamentos de Cristalografía*. Colombia: ELIZCOM SAS
- Cullers, R. L. Bock, B. & 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, 1847-1861. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00048-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00048-3)
- Cullers, R. L. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO,

- USA. *Chemical Geology*, 191, 305-327. [http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X)
- Davis, R. A. (1985). Beach and Nearshore Zone. En Davis, R. A. (Ed.). *Coastal sedimentary environments*. Nueva York, N.Y.: Springer-verlag New York.
- de Barros, C., Nardi, L., Dillenburg, S., Ayup, R., Jarvis, K., & Baitelli, R. (2010). Detrital Minerals of Modern Beach Sediments in Southern Brazil: A Provenance Study Based on the Chemistry of Zircon. *Journal Of Coastal Research*, 261, 80-93. <http://dx.doi.org/10.2112/06-0817.1>
- de Bruin, M. (1982). Glossary of terms used in nuclear analytical chemistry (Provisional). *Pure And Applied Chemistry*, 54(8), 1533-1554. <http://dx.doi.org/10.1351/pac198254081533>
- de Laeter, J. (1998). Mass spectrometry and geochronology. *Mass Spectrometry Reviews*, 17(2), 97-125. [http://dx.doi.org/10.1002/\(sici\)1098-2787\(1998\)17:2<97::aid-mas2>3.0.co;2-j](http://dx.doi.org/10.1002/(sici)1098-2787(1998)17:2<97::aid-mas2>3.0.co;2-j)
- DOF. (2010). Acuerdo por el que se dan a conocer los estudios técnicos de aguas nacionales superficiales de las subregiones hidrológicas Alto Grijalva, Medio Grijalva y Bajo Grijalva de la Región Hidrológica No. 30 Grijalva-Usumacinta. *Diario Oficial de la Federación*.
- Duane, D. B. (1964). Significance Of Skewness In Recent Sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. *SEPM Journal Of Sedimentary Research*, Vol. 34, 864-874. <http://dx.doi.org/10.1306/74d711b8-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Ducea, M., Gehrels, G., Shoemaker, S., Ruiz, J., & Valencia, V. (2004). Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology. *Geological Society Of America Bulletin*, 116(7), 1016. <http://dx.doi.org/10.1130/b25467.1>
- Faure, G. (1977). *Principles of isotope geology*. New York: J. Wiley.
- Folk, R. L. (1954). The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *The Journal Of Geology*, 62(4), 344-359. <http://dx.doi.org/10.1086/626171>

- Folk, R. L. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas: Hemphill's Publishing Co.
- Folk, R.L & Ward, W.C. (1957). Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal. Of Sedimentary. Petrology*, 27, 3-27.
- Force, E. R. (1980). The Provenance of Rutile. *SEPM Journal Of Sedimentary Research*, 50(2), 485-488. <http://dx.doi.org/10.1306/212f7a31-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- Franco G., M. P. y Gonzalo C., J. C. (2000). Taller de petrología: enseñanza de la petrología con el microscopio petrográfico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 8(1), 38-47.
- Fricker, M. B. & Günther, D. (2016). Instrumentation, Fundamentals, and Application of Laser Ablation- Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. En Dussubieux, L., Golitko, M. & Gratuze, B. (Eds.). *Recent Advances in Laser Ablation ICP-MS for Archaeology*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Friedman, G.M. (1961). Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 777-813.
- 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.
- Friedman, G.M. (1967). Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37(2), 327-354.
- Fyfe, W. (1981). *Introducción a la geoquímica*. Barcelona: Reverté.
- Geyh, M., & Schleicher, H. (1990). *Absolute Age Determination*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- González-Bonorino, F. (1972). *Introducción a la geoquímica* (1st ed.). Washington: O.E. A.
- Götze, J. & Kempe, U. (2009). Physical principles of cathodoluminescence and its applications to geosciences. En Gucsik, A. (Ed.). *Cathodoluminescence and its*

Application in the Planetary Sciences. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Griffith, J. C. (1951). Size versus Sorting in Some Caribbean Sediments. *The Journal Of Geology*, 59(3), 211-243. <http://dx.doi.org/10.1086/625853>

Hails, J. R. & Hoyt, J. H. (1969). The Significance and Limitations of Statistical Parameters for Distinguishing Ancient and Modern Sedimentary Environments of the Lower Georgia Coastal Plain. *SEPM Journal Of Sedimentary Research*, 39(2), 559-580. <http://dx.doi.org/10.1306/74d71cd0-2b21-11d7-8648000102c1865d>

Hanchar, J. (2014). Zircon. *Encyclopedia Of Scientific Dating Methods*, 1-5. http://dx.doi.org/10.1007/978-94-007-6326-5_58-1

Hanchar, J. (2009). Zircon. En Rink, W. J. & Thompson, J. W. (Eds.). *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*, Springer Netherlands.

Harley, S. & Kelly, N. (2007). Zircon. Tiny but Timely. *Elements*, 3(1), 13-18. <http://dx.doi.org/10.2113/gselements.3.1.13>

Hay, D. C. & Dempster, T. J. (2009). Zircon alteration, formation and preservation in sandstones. *Sedimentology*, 56(7), 2175-2191. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01075.x>

Hoskin, P. W. O. & Ireland, T. R. (2000). Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28, 627–630.

Hoskin, P.W.O. & Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. En: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds.). Zircon. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 27-62.

Hubert, J. F. (1960). Petrology of the fountain and Lyons Formations, Front Range, Colorado. *Colorado School of Mines Quarterly*, 55(1), 1-242.

INEEC. (2007). *La cuenca de los ríos Grijalva y Usumacinta*. Recuperado desde: <http://www2.inecc.gob.mx/publicaciones2/libros/402/cuencas.html>

- INEGI. (2014). Anuario estadístico y geográfico de Campeche. Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- Inman, D. L. & Chamberlain, F. K. (1955). Particle size distribution in near-shore sediments. En Hough, J. L. & Mearad, H. W. (Eds.). *Finding ancient shorelines*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 3.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Armstrong-Altrin, J. S., Carranza-Edwards, A., Morton-Bermea, O. & Lozano-Santa Cruz, R. (2013). Control in beach and dune sands of the Gulf of Mexico and the role of nearby rivers. *International Journal of Geosciences*, 4, 1157-1174.
- Komar, P. D. (2007). The entrainment, transport and sorting of heavy minerals by waves and currents. En Mange, M. A. & Wright, D. T. (Eds.). *Heavy Minerals in Use. Development in Sedimentology*, 58. Amsterdam: Elsevier.
- Komar, P. D. & Wang, C. (1984). Processes of Selective Grain Transport and the Formation of Placers on Beaches. *The Journal of Geology*, 92(6), 637-655.
- Leeder, M.R. (1999). *Sedimentology and Sedimentary Basins: from Turbulence to Tectonics*. Oxford: Blackwell Science.
- Leeder, M. (2011). *Sedimentology and sedimentary basins*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell.
- Lindholm, R. (1987). *A Practical Approach to Sedimentology*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Liu, Y., Hu, Z., Li, M., & Gao, S. (2013). Applications of LA-ICP-MS in the elemental analyses of geological samples. *Chinese Science Bulletin*, 58(32), 3863-3878. <http://dx.doi.org/10.1007/s11434-013-5901-4>
- Lovell, T. (2013). Detrital zircon U-Pb age constraints on the provenance of the late Jurassic Norphlet Formation, eastern Gulf of Mexico: implications for paleogeography (Maestría). University of Alabama.
- Mackey, G., Horton, B., & Milliken, K. (2012). Provenance of the Paleocene-Eocene Wilcox Group, western Gulf of Mexico basin: Evidence for integrated drainage of

- the southern Laramide Rocky Mountains and Cordilleran arc. *Geological Society Of America Bulletin*, 124(5-6), 1007-1024. <http://dx.doi.org/10.1130/b30458.1>
- Mange, M., & Maurer, H. (1992). *Heavy Minerals in Colour*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Martens, U., Weber, B. & Valencia, V. (2009). U/Pb geochronology of Devonian and older Paleozoic beds in the southeastern Maya block, Central America: Its affinity with peri-Gondwanan terranes. *Geological Society Of America Bulletin*, 122(5-6), 815-829. <http://dx.doi.org/10.1130/b26405.1>
- Martins, L. R. (1965). Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. *Journal Of Sedimentary Research*, 35(3), 768-770. <http://dx.doi.org/10.1306/74d7135c-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Gal, S., & 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. <http://dx.doi.org/10.18268/bsgm2010v62n1a1>
- Moiola, R. J., & Weiser, D. (1968). Textural parameters: an evaluation. *SEPM Journal Of Sedimentary Research*, 38(1), 45-53. <http://dx.doi.org/10.1306/74d718c5-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Morrison, G. H., Cheng, K. L., & Grasserbauer, M. (1979). General-aspects of trace analytical methods. IV. Recommendations for nomenclature, standard procedures and reporting of experimental-data for surface-analysis techniques. *Pure and Applied Chemistry*, 51(11), 2243. <http://dx.doi.org/10.1351/pac197951112243>
- Morton, A. (1985). Heavy minerals in provenance studies. En Zuffa, G. (Ed.) *Provenance of arenites*. Dordrecht: D. Reidel.
- Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnoso, M., & Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcanoclásticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica De América Central*, 48, 15-39.
- Naeser, C., Naeser, N., Newell, W., Southworth, S., Edwards, L., & Weems, R. (2016). Erosional and depositional history of the Atlantic passive margin as recorded in

- detrital zircon fission-track ages and lithic detritus in Atlantic Coastal plain sediments. *American Journal Of Science*, 316(2), 110-168. <http://dx.doi.org/10.2475/02.2016.02>
- 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. <http://dx.doi.org/10.1080/1064119x.2014.952855>
- Namieśnik, J. (2002). Trace Analysis-Challenges and Problems. *Critical Reviews In Analytical Chemistry*, 32(4), 271-300. <http://dx.doi.org/10.1080/10408340290765579>
- Nesse, W. D. (2004). *Introduction to optical mineralogy*. New York: Oxford University Press.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- OpenStax. (2015). *Analysis of zirconium in a mass spectrometer produces a mass spectrum with peaks showing the different isotopes of Zr*. Recuperado de <http://cnx.org/contents/655f88b2-7a90-4e30-9547-68a423e8f606@8>
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Alaniz-Álvarez, S., Roldán-Quintana, J., ArandaGómez, J. J., Nieto-Samaniego, A. F. & Morán-Zenteno, D. J. (1991). Geological provinces of Mexico- A new proposal and bases for their definition: Universidad Autónoma de México, 120 Instituto de Geología: Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigación en Ciencias de la Tierra; Sociedad Geológica de Mineralogía; y Secretaría de Educación Pública, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación en Científica, *Convención sobre la Evolución Geológica y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía*, Pachuca, Hidalgo, Memoria, 143-144.
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., & Centeno-Garcia, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<1127:oapmat>2.3.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<1127:oapmat>2.3.co;2)

- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., & Macías-Romo, C. (2014). Permian–Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U–Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana. *International Journal Of Earth Sciences*, 103(5), 1287-1300. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-013-0933-1>
- Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del Sureste Mexicano desde el Mesozoico al Presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 19.42.
- Padmalal, D., Ramachandran, K. K. & Seralathan, P. (1998). Significance of heavy mineral suite in riverine and estuarine sediments in the southwest coast of India-A case study. *Indian Journal of Marine Sciences*, 27(2), 185-189.
- Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. & Ohnenstetter. D. (2000). Cathodoluminescence in Geosciences: An Introduction. En Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. & Ohnenstetter. D. (Eds.). *Cathodoluminescence in Geosciences*. Nueva York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Passega, R. (1964). Grain size representation by CM pattern as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 830-847.
- Pemex Exploración y Producción (PEMEX). (2013a). *Provincia petrolera Sureste (Salina del Istmo, Reforma-Akal y Macuspana)*. Subdirección de Exploración.
- Pemex Exploración y Producción (PEMEX). (2013b). *Provincia petrolera Sureste (Salina del Istmo, Reforma-Akal y Macuspana)*. Subdirección de Exploración.
- Pettijohn, F., Potter, P. and Siever, R. (1987). *Sand and Sandstone*. New York, NY: Springer New York.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A. y 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.

- Poppe, L. J., Eliason, A. H., & Hastings, M. E. (2003). A Visual Basic program to classify sediments based on gravel–sand–silt–clay ratios. *Computers & Geosciences*, 29(6), 805-809. [http://dx.doi.org/10.1016/s0098-3004\(03\)00048-7](http://dx.doi.org/10.1016/s0098-3004(03)00048-7)
- Potts, P. J. (1992). *A handbook of silicate rock analysis*. New York: Springer Science+Business Media New York.
- Ramos R., A. (2007). *Microscopía, microespectrometría y modelado termodinámico de inclusiones fluidas acuosas y de hidrocarburos*. (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Reed, S. J. B. (1995). Electron probe microanalysis. En Potts, P. J., Bowles, J. F. W., Reed, S. J. B. & Cave, M.R. (Eds.). *Microprobe Techniques in the Earth Sciences*. London: Chapman & Hall.
- Reineck, H.-E. & Singh, I. B. (1986). *Depositional sedimentary environments*. New York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London: Longman Group UK Limited.
- 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. & Gebauer, D. (2000). Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by Ion Microprobe: some examples from the western Alps. En Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. & Ohnenstetter, D. (Eds.). *Cathodoluminescence in Geosciences*. Nueva York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Rudnick, R. & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. En: Rudnick, R.L. (Ed.). The Crust. En: Holland, H.D. & Turekian, K.K. (Eds.). *Treatise on Geochemistry*, vol. 3. Oxford: Elsevier–Pergamon.
- Rutherford, E. (1906). *Radioactive transformations*. London: Archibald Constable & Co.
- Sahu, B. K. (1964). Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 73-83.

- Sarin, M., Borole, D., & Krishnaswami, S. (1979). Geochemistry and geochronology of sediments from the Bay of Bengal and the equatorial Indian Ocean. *Proceedings of The Indian Academy Of Sciences*, 88, 131-154.
- Schaefer, B. (2016). *Radiogenic Isotope Geochemistry*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Schmitter-Soto, J. J., Escobar-Briones, E., Alcocer, J., Suárez-Morales, E., Elías-Gutiérrez, M. y Marín, L. E. (2002). Los cenotes de la Península de Yucatán. En: De la lanza-Espino, G. y García-Calderón, J. L. (Eds.). *Lagos y presas de México*. México. D.F.: Agt Editor, S. A.
- Schoene, B. (2014). U-Th-Pb Geochronology. En: Rudnick, R. (Ed.). *Treatise on Geochemistry*, vol. 4.10. Oxford: Elsevier.
- SEARG. (2016). *Provenance Studies –Southeast Asia Research Group*. Recuperado el 10 de septiembre de 2017, desde <http://searg.rhul.ac.uk/current-research/provenance-studies/>
- Servicio Geológico Mexicano. (2016). *Monografía geológica minera del Estado de Campeche*. Subdirección de geociencia. Programa de elaboración y actualización de monografías geológico-mineras.
- Shepard, F. P. (1954). Nomenclature Based on Sand-silt-clay Ratios. *SEPM Journal Of Sedimentary Research*, 24(3), 151-158. <http://dx.doi.org/10.1306/d4269774-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- Silicate Minerals and Bowen's Reaction Series. (2014). *Paleopix*. Recuperado de <http://paleopix.com/blog/2014/09/24/silicate-minerals-and-bowens-reaction-series/>
- Sircombe, K. (1999). Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, eastern Australia. *Sedimentary Geology*, 124(1-4), 47-67. [http://dx.doi.org/10.1016/s0037-0738\(98\)00120-1](http://dx.doi.org/10.1016/s0037-0738(98)00120-1)
- Sircombe, K. & Freeman, M. (1999). Provenance of detrital zircons on the Western Australia coastline—Implications for the geologic history of the Perth basin and denudation of the Yilgarn craton. *Geology*, 27(10), 879-882. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0879:podzot>2.3.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0879:podzot>2.3.co;2)

- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M. (2010.) U-Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34, 5-18.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Obregon, C. (2011). The Chuacús Metamorphic Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on its Palaeozoic-Mesozoic evolution. *Geologica Acta*, 9(3-4), 329-350.
- Stewart, H. B. (1958). Sedimentary Reflections of Depositional Environment in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico. *AAPG Bulletin*, 42(11), 2567-2618. <http://dx.doi.org/10.1306/0bda5bfa-16bd-11d7-8645000102c1865d>
- Suganraj, K., Singarasubramanian, S. R., Rajmohan, S., Sathya, A. & Sundararajan, M. (2013). Grain size statistical parameters of coastal sediments at Kameswaram, Nagapattinam District, east coast of Tamilnadu, India. *International Journal of Recent Scientific Research*, 4(2), 102-106.
- Tapia F., H. J. (2013). *Análisis composicional de sedimentos recientes en las playas de Tamiahua y Tuxpan, Golfo de México: implicaciones sobre su procedencia* (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Tapia-Fernández, H., Armstrong-Altrin, J., & 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 Earth Sciences*, 76, 346-361. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.003>
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, UK: Blackwell.
- Terentiev, R.A., Santosh, M. (2016). Detrital zircon geochronology and geochemistry of metasediments from the Vorontsovka terrane: implications for microcontinent tectonics. *International Geology Review*, 58, 1108-1126.
- Tomita, T. (1954). Geologic significance of the colour of granite zircon and the discovery of the Precambrian in Japan. *Kyushu University Memories Fac. Sci. Ser. D. Geol.*, 4, 135-161.

- Torres-de León, R., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F. & Martens, U. (2012). The Chortis Block – southwestern Mexico connections: U-Pb zircon geochronology constraints. *American Journal of Science*, 312, 288-313.
- Veevers, J. (2015). Beach sand of SE Australia traced by zircon ages through Ordovician turbidites and S-type granites of the Lachlan Orogen to Africa/Antarctica: a review. *Australian Journal Of Earth Sciences*, 62(4), 385-408. <http://dx.doi.org/10.1080/08120099.2015.1053985>
- Velasco T., F. (1996). *Aspectos básicos del análisis químico de materiales geológicos* (Maestría). Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Velaco-Tapia, F. y Verma, S. P. (1996). El análisis químico de materiales geológicos. *Educación Química*, 7(4), 180-184.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V. A., Iriando, A. & Ortega-Gutiérrez, F. (2006). Provenance ages of Late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE, Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 23(3), 262-276.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P. & Ortega-Gutiérrez, F. (2009). Detrital zircon ages from the Lower Santa Rosa Formation, Chiapas: implications on regional Paleozoic stratigraphy. *Revista Mexicana de Ciencias Geológica*, 26, 260-276.
- White, W. M. (2013). *Geochemistry*. Chichester: Wiley Blackwell.
- Witt, C., Brichau, S., & Carter, A. (2012). New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry. *Tectonics*, 31(6). <http://dx.doi.org/10.1029/2012tc003141>
- Xu, Y., Sun, Q., Cai, G., Yin, X., & Chen, J. (2013). The U–Pb ages and Hf isotopes of detrital zircons from Hainan Island, South China: implications for sediment provenance and the crustal evolution. *Environmental Earth Sciences*, 71(4), 1619-1628. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-013-2566-x>
- Zepf, V. (2013). *Rare Earth Elements*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Zhong, L., Li, G., Yan, W., Xia, B., Feng, Y., Miao, L., & Zhao, J. (2017). Using zircon U–Pb ages to constrain the provenance and transport of heavy minerals within the

northwestern shelf of the South China Sea. *Journal Of Asian Earth Sciences*, 134, 176-190. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.11.019>