



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

***SEDIMENTOLOGÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DEL LITORAL SUR  
DEL GOLFO DE MÉXICO: IMPLICACIONES SOBRE EL AMBIENTE DE DEPÓSITO Y  
PROCEDENCIA***

**TESIS**

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
(GEOLOGÍA)**

**PRESENTA**

**M. C. HÉCTOR JESÚS TAPIA FERNÁNDEZ**

**DIRECTOR DE TESIS**

**DR. JOHN S. ARMSTRON-ALTRIN SAM  
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**

**COMITÉ TUTOR:**

**DR. MICHELANGELO MARTINI, INSTITUTO DE GEOLOGÍA  
DR. JUAN JOSÉ KASPER ZUBILLAGA, INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA  
DRA. ELENA CENTENO GARCÍA, INSTITUTO DE GEOLOGÍA  
DR. PRIYADARSI ROY, INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**Ciudad Universitaria, Cd. Mx.      Septiembre 2018**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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

## Dedicatoria

*A Idalid, por ser mi compañera de vida, y que a pesar de las dificultades que nos encontramos en el camino, recibí su apoyo incondicional para culminar con éxito mis estudios de Doctorado.*

*A mis hijos Marián Izel, y Héctor Xavier, que representan mi motivación para realizar todo lo que hago.*

*A mi madre Maria Antonieta a la cual le agradezco su apoyo, tanto económico como en las odiseas de llevar a mis hijos a la escuela cuando no era posible para mi hacerlo.*

*A mi abuelo César que tengo la fortuna de tenerlo en mi vida, y en especial a mi abuela Socorro (QEPO) que lamentablemente te adelantaste en abril pasado, pero que desde pequeño procuraste mi bienestar.*

*A mis suegros Eulalio y Elena que cuidaron a mis hijos cuando cuando tenía alguna actividad del posgrado, de la UAEH, o salidas de campo.*

*Al Dr. John S. Armstrong-Altrin por su amistad y apoyo para la realización de esta investigación.*

*A todos los que hicieron más ameno durante estos 5 años, Mario, Dr. Kasper, David (Doctor G), Fanis, Hugo.*

## AGRADECIMIENTOS

Reitero mi agradecimiento al Dr. John S. Armstrong-Altrin por seguir trabajando con el, por la oportunidad de realizar esta tesis y compartir su gran conocimiento.

Agradezco al Dr. Michelangelo Martini, por su apoyo, por sus llamadas de atención cuando era necesario, por su crítica para mejorar siempre, y por los conocimientos adquiridos en el campo de la Petrología Sedimentaria y el Análisis de Cuencas Sedimentarias.

Agradezco al Dr. Juan José Kasper Zubillaga, por su amistad y apoyo, por sus consejos cuando las cosas se ponían difíciles, y por el conocimiento en el campo de la Geoquímica de sedimentos.

Gracias a los demás integrantes del comité revisor; Dra. Elena Centeno García y al Dr. Priyadarsi Roy por sus comentarios para mejorar este trabajo de investigación.

Agradezco al posgrado de Ciencias de la Tierra y a todos los que en su momento colaboraron en las tareas de revisión.

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por apoyar mis estudios de Doctorado otorgando una beca para mi manutención.

Agradezco al Dr. Luigi Solari y al Dr. Carlos Ortega del Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias (UNAM) de Juriquilla, por su apoyo para los análisis de zircones detríticos.

Agradezco a la Dra. Maria Aurora Velóz Rodríguez, Secretaría del Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería, de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, por su invaluable apoyo cuando fungía como Jefa del Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales.

Agradezco al Dr. Alberto Blanco Píñón, al Dr. Enrique Cruz Chávez, al Ing. Leonardo Tapia Juárez y a la Sra. Irmita, del Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, por el apoyo administrativo en mis funciones como docente de las Licenciaturas en Ingeniería en Geología Ambiental y Minero-Metalúrgica.

Agradezco a la Dra. Maria Luisa Machaín Castillo, del Instituto de Ciencias del Mar y Limología por permitirme realizar trabajo y muestreo geológico en la campaña Facies I (2011), a bordo del B/O Justo Sierra, de donde se obtuvieron las muestras de plataforma del Golfo de México. Y por permitirme participar como apoyo en la campaña oceanográfica Mazatlán I (2015) a bordo del B/O El Puma.

Agradezco a Gloria y Maria Luisa, asistentes de la coordinación del posgrado, por el apoyo administrativo en todos los tramites.

Agradezco a mis compadres Abel, Milko, Víctor, Héctor Alonso, y al Josa por las retas de FIFA que hacían olvidar el estrés.

Agradezco al Dr. Gustavo Tolson Jones, por el apoyo brindado al inicio de los estudios de Doctorado cuando fungía como coordinador del posgrado.

Agradezco a mis estudiantes, Mitzi Cruz, Laura González, Gisselle Islas y Miguel Díaz de la Licenciatura en Geología Ambiental, por el apoyo brindado en el análisis de las láminas delgadas, en el Laboratorio de Microscopía Óptica de los Laboratorios Centrales de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

Finalmente, agradezco a la máxima casa de estudios, la Universidad Nacional Autónoma de México, por darme la oportunidad de proseguir mi desarrollo profesional y académico, de seguir en el camino del aprendizaje y otorgarme una educación de la más alta calidad.



**NO TIENE SENTIDO... SI NO SE COMPARTE. GEOLOGÍA AMBIENTAL**

**¿Por qué quieres ser mas fuerte Son Goku?**

**Ni yo mismo lo se... solo quiero ser MAS FUERTE**



# INDICE

## CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	1	1
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	2	4
2.1 La Cuenca del Golfo de México.....		4
2.2 El terreno Maya. ....		7
2.2.1 Basamento pre-Mesozoico. ....		8
2.2.1 Basamento de la provincia norte.....		9
2.2.2 Basamento de la plataforma de Yucatán.....		10
2.2.3 Basamento de la provincia sur.....		10
2.2.3.1 Oaxaquia y el Complejo Guichicovi.....		11
2.2.3.2 El Complejo Metamórfico Chuacús y el Grupo Santa Rosa. ....		13
2.2.3.3 El Complejo del Macizo de Chiapas. ....		15
2.2.4 Geología de la Sierra de Chiapas. ....		22
2.2.5 Geología de la la planicie costera del Golfo.....		26
ÁREA DE ESTUDIO Y OBJETIVOS DE INVESTIGACIÓN	3	31
3.1 OBJETIVOS.....		35
MATERIALES Y MÉTODOS	4	37
4.1 Trabajo de Campo.....		37
4.1.1 Muestreo en playa. ....		37
4.1.2 Muestreo en plataforma continental ....		37
4.2 Sedimentología. ....		38
4.2.1 Granulometría.....		38
4.2.2 Parámetros texturales. ....		40
4.2.3 Condiciones energéticas del ambiente sedimentario. ....		42
4.3 Geoquímica.....		44
4.3.1 Preparación de las muestras de sedimento. ....		44
4.3.2 Proceso de pulverización ....		44
4.3.4 Métodos Analíticos. ....		45
4.4 Petrografía. ....		51
RESULTADOS	5	53
4.1.2 Resultados de los parámetros texturales de sedimentos de plataforma.....		56



## ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1. Unidades geomorfológicas costeras del Golfo de México (Modificado de Carranza- Edwards, 2001; Fernández-Eguiarte et al., 1992).</i> -----	6
<i>Figura 2. Terrenos tectonoestratigráficos de México (Modificado de Sedlock et al., 1993).</i> -----	7
<i>Figura 3. Mapa que muestra los límites entre las placas Norteamericana, Caribe y Cocos (tomado de Andreani y Gloaguen, 2016). MB – Terreno Maya, CB – Bloque Chortis, MM – Montañas Maya y SMC – Sierra Madre de Chiapas.</i> -----	8
<i>Figura 4. Localidades donde aflora el basamento pre-Mesozoico y pozos que lo han perforado en el subsuelo en áreas circunvecinas al Golfo de México (tomado de Padilla y Sánchez, 2007)</i> -----	9
<i>Figura 5. Mapa de México que muestra la posible extensión de Oaxaquía y las cuatro áreas donde las granulitas Grenvillianas se encuentran expuestas (modificado de Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Lawlor et al., 1999; Weber y Hecht, 2003). Abreviaciones: P-M: sistema de fallas Polochic-Motagua, FO: falla Oaxaca, FVH: falla Vista Hermosa.</i> -----	12
<i>Figura 6. Subdivisión tectónica de los bloques corticales del sur de México y Centroamérica. A) N: terreno Náhuatl-Guerrero; FVTM: Faja Volcánica Trans-Mexicana; M: terreno Mixteco; CH: terreno Chatino; Z: terreno Zapoteco; CU: terreno Cuicateco; MAYA: terreno Maya; CHORTIS: bloque Chortis. Nomenclatura de Sedlock et al. (1993). ZFPM: zona de falla Polochic-Motagua. B) Mapa geológico esquemático que muestra el basamento de Guatemala Central, el extremo sureste de México y el noroeste de Honduras. Tomado y modificado de Ortega-Obregón et al., 2008; Solari et al., 2011. ZFP: zona de falla Polochic; ZFM: zona de falla Motagua; ZFBV: zona de falla Baja Verapaz; ZFJCh: zona de falla de Jocotán-Chamelecón; ZFL: zona de falla La Ceiba. Los cuerpos ofiolíticos se muestran en negro: SSC: Sierra de Santa Cruz; BVP: Baja Verapaz; SJP: Sierra de San Juan de Paz; NM: unidad Motagua norte, ofiolita; SM: unidad Motagua sur, ofiolita.</i> -----	14
<i>Figura 7. Mapa tectónico de la Sierra de Chiapas (modificado de Meneses-Rocha, 1985,2001).</i> -----	17
<i>Figura 8. Mapa geológico simplificado del sur de Chiapas. Modificado de Weber et al., 2018.</i> -----	19
<i>Figura 9. Mapa geológico de el Complejo Memamórfico El Triunfo, mostrando los afloramientos de los Complejos Anortosíticos Soconusco y Mariscal. Modificado de Guzmán et al. (2016) y Cisneros de León et al. (2017).</i> -----	20
<i>Figura 10. Mapa geológico simplificado de la Sierra de Chiapas, de las Montañas Maya y del norte de Guatemala (tomado de Andreani y Gloaguen, 2016). MC – Macizo de Chiapas; ZCT – Zona de Cizalla de Tonalá; SDC – Sierra de los Cuchumatanes; MM – Montañas Maya; FP – Falla Polochic; FM – Falla Motagua; FI – Falla Ixcán.</i> -----	23
<i>Figura 11. Columna litoestratigráfica de la Sierra de Chiapas que muestra las Formaciones principales (modificado de Ham-Wong,2007; Abdullin, 2016). Las edades de las unidades estratigráficas se sintetizaron de varias publicaciones (Quezada-Muñetón ,1983, 1987; Meneses-Rocha, 2001; Mandujano-Velásquez, 1996; Rosales-Domínguez et al., 1997; Rosales-Domínguez et al., 1998; Sánchez et al., 2004; Sánchez-Montes de Oca, 2006; Ham-Wong, 2007; Godínez-Urban et al., 2011).</i> -----	25
<i>Figura 12. Paleogeografía de inicios del Paleoceno, cuando se ha propuesto el impacto de un meteorito en el área de Chicxulub. Tomado de Padilla y Sánchez (2007).</i> -----	27
<i>Figura 13. Representación esquemática y cronológica de los eventos tectónicos que afectaron planicie costera del sur Golfo de México (modificado de Padilla y Sánchez, 2007).</i> -----	28

<i>Figura 14. Litoestratigrafía regional de las cuencas cenozoicas de la planicie costera del sur del Golfo de México (modificado de Padilla y Sánchez, 2007).</i>	29
<i>Figura 15. Localización de las playas estudiadas en el sur del Golfo de México (litoral de Tabasco y Campeche).</i>	31
<i>Figura 16. Localización de los núcleos de sedimento obtenidos del crucero océano-gráfico Facies I en la plataforma del sur del Golfo de México.</i>	32
<i>Figura 17. Recuperación de sedimentos mediante un nucleador de caja.</i>	38
<i>Figura 18.. Equipo Ro-Tap sieve Sha-ker.</i>	39
<i>Figura 19. Cuarteadores del Laboratorio de Sedimentología</i>	39
<i>Figura 20. Analizador láser de partículas Beckman Coulter modelo LS 230, del Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.</i>	39
<i>Figura 21. Pulverizador Fritsch 2 de mortero de ágata. Laboratorio de Geoquímica, ICML.</i>	45
<i>Figura 22. Horno marca Riossa modelo H-2. Laboratorio de Geoquímica, ICML.</i>	45
<i>Figura 23. Equipo Láser Resolution M-50/Lambda Physik LPX 220 Excimer del Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias, UNAM.</i>	49
<i>Figura 24. Diagramas binarios que muestran las relaciones por sectores entre (a) el tamaño promedio (<math>\phi</math>) vs. grado de clasificación (<math>\phi</math>); (b) grado de clasificación vs. asimetría; (c) grado de clasificación vs. curtosis; y (c) asimetría vs. curtosis.</i>	55
<i>Figura 25. Diagramas binarios que muestran las relaciones por sectores entre (a) el tamaño promedio (<math>\phi</math>) vs. grado de clasificación (<math>\phi</math>); (b) grado de clasificación vs. asimetría; (c) grado de clasificación vs. curtosis; y (c) asimetría vs. curtosis, para los sedimentos de plataforma.</i>	59
<i>Figura 26. Proporciones en porcentaje (%) de arena, limo y arcilla de los sedimentos de plataforma del sur del Golfo de México.</i>	60
<i>Figura 27. Diagrama de elementos mayores para los sedimentos de Brujas, Miramar, Nuevo Campechito y Zacatal, normalizados con el promedio de Upper Continental Crust (Taylor y McLennan, 1985).</i>	63
<i>Figura 28. Diagrama de elementos mayores para los sedimentos de plataforma del Golfo de México normalizados con North America Shale Composite (Gromet et al., 1984).</i>	63
<i>Figura 29. Relación entre <math>Al_2O_3/TiO_2</math> vs <math>SiO_2</math> para los sedimentos del sur del Golfo de México (Le Bas et al., 1986).</i>	64
<i>Figura 30. Elementos traza normalizados con North America Shale Composite (Gromet et al., 1984).</i>	68
<i>Figura 31. Elementos Tierras Raras normalizados con North America Shale Composite (Gromet et al., 1984).</i>	71
<i>Figura 32. Difractograma de la muestra de sedimento de playa BR-3.</i>	72
<i>Figura 33. Difractograma de la muestra de sedimento de playa MIR-6.</i>	74
<i>Figura 34. Difractograma de la muestra de sedimento de playa NC-6.</i>	75
<i>Figura 35. Fotografías de láminas delgadas de los sedimentos de la playa Miramar, se observan granos sub-angulares de líticos metapelíticos y metapsamíticos, cuarzo (Qz), y algunos granos de feldespato potásico y plagioclasa.</i>	76
<i>Figura 36. Fotografías de láminas delgadas de los sedimentos de la playa Nuevo Campechito, se observan granos sub-angulares de cuarzo (Qz), líticos metapsamíticos y metacaliza, en menor proporción líticos metapelíticos y feldespato potásico.</i>	77

Figura 37. Fotografías de láminas delgadas de los sedimentos de la playa El Zacatal, se observan abundantes fragmentos biogénicos, granos sub-angulares de cuarzo (Qz), líticos de metacaliza, en menor proporción líticos metapelíticos. -----	77
Figura 39. Fotografías de láminas delgadas de los sedimentos de la playa Brujas, que contienen abundantes minerales pesados, como magnetita, zircón y apatito, además de augita y actinolita. -----	80
Figura 38. (a) Qz-F-L; (b) Lm-Ls-Lv; (c) Ls-Rm 1+2-Rm 1+3; (d) Qm-P-Fk; diagramas ternarios para las arenas de playa. Qz = todos los granos de cuarzo, F = feldespato potásico + plagioclasa, L = total de líticos, Lm = líticos metamórficos, Ls = líticos sedimentarios, Lv = líticos volcánicos, Rm 1 + 2 = fragmentos de roca de muy bajo y bajo rango-metamórfico, Rm 2 + 3= fragmentos de roca de medio a alto rango metamórfico, Qm= cuarzo monocristalino, Fk= feldespato potásico, P = plagioclasa. -----	80
Figura 40. Diagrama SkI contra $\sigma I\phi$ (Friedman, 1967; Moiola y Weiser, 1968). <sup>1</sup> Camacho et al. (2011); <sup>2</sup> Zaid (2017) -----	81
Figura 41. Diagrama Mz $\phi$ contra SkI (Moiola y Weiser, 1968) <sup>1</sup> Camacho et al. (2011); <sup>2</sup> Zaid (2017) -----	82
Figura 42. Diagrama CM (Passega 1957) para discriminar entre ambientes sedimentarios para las arenas de playa y lodos de plataforma del sur del Golfo de México. -----	84
Figura 43. Diagrama CM (Passega 1964) para discriminar entre mecanismos físicos de transporte en corrientes de tracción (arrastre) para las arenas de playa y lodos de plataforma del sur del Golfo de México. -----	85
Figura 44. Gráfico del análisis de función discriminante de Sahu (1964) para las arenas de playa del sur del Golfo de México. -----	88
Figura 45. Promedio de la circulación y salinidad superficial en el Golfo de México, primavera-verano (izquierda), otoño-invierno (derecha). Tomado de Zavala-Hidalgo et al., 2003. -----	90
Figura 46. Vientos promedio mensuales en el Golfo de México y Mar Caribe Noroccidental (Zavala-Hidalgo y Fernández-Eguiarte, 2004). -----	91
Figura 47. Huracanes ocurridos en el periodo comprendido entre 1851-2013 en la zona de estudio (NOAA, 2014). 95 eventos ocurridos con trayectoria pasando por Tabasco y Campeche y 174 eventos afectando al Caribe Mexicano. -----	92
Figura 48. Localización de las playas con reporte de minerales pesados, Playa Brujas (este estudio) Barra Chiltepec y Punta Buey, Tabasco; Boquerón, Uvita y Punta Zapata, Campeche. Modificado de Castellanos-Trujillo (1993). -----	93
Figura 49. Provincias geológicas del sur del Golfo de México y su respectiva litoestratigrafía. (Modificado de Aguayo-Camargo (2005); Padilla y Sánchez (2007). -----	121
Figura 50. Mapa geológico simplificado del sur de México (Modificado de Padilla y Sanchez, 2007; Silva-Romo y Mendoza Rosales, 2009; Solari et al., 2011). -----	122
Figura 51. Fotografía de la punta Zacatal y la boca de la Laguna de Términos. Se observa la presencia de cordones litorales (dunas antiguas) progradando en dirección a la costa. Tomado de Palacio-Aponte (2001). -----	125
Figura 52. Dinámica de intercambio entre la Laguna de Términos y el Golfo de México en el área de Punta Zacatal (Modificado de Palacio-Aponte, 2001). -----	127
Figura 53. Diagrama binario SiO <sub>2</sub> vs Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> para los sedimentos de playa del sur del Golfo de México. -----	129
Figura 54. Diagrama binario SiO <sub>2</sub> vs Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> para los sedimentos de playa del sur del Golfo de México. -----	130
Figura 55. Diagrama binario U vs Y para los zircones detríticos (Belousova, 2002). -----	133
Figura 56. Diagrama binario U vs Y para los zircones detríticos (Belousova, 2002). -----	134

Figura 57. Difractograma del sedimento a nivel superficie de la muestra N11 0-1.-----	136
Figura 58. Diagrama binario SiO <sub>2</sub> vs Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> para los sedimentos de plataforma del sur Golfo de México. -----	137
Figura 59. Diagrama binario SiO <sub>2</sub> vs Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> para los sedimentos de plataforma del sur del Golfo de México.-----	137
Figura 60. Difractograma del sedimento a nivel profundo de la muestra N11 210-211. -----	138
Figura 61. Diagrama binario Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> vs. Sr para los lodos de plataforma.-----	139
Figura 62. Diagrama binario Hf vs. Zr de los lodos de plataforma. -----	140
Figura 63. Diagrama binario Zr vs. REE de los lodos de plataforma.-----	142
Figura 64. Diagrama binario Th vs. Sc para los sedimentos de plataforma.-----	143
Figura 65. Diagrama binario Cr vs. Ni para los sedimentos de plataforma. -----	144
Figura 66. Diagrama binario Th/Sc vs. Sc para muestras de lodo. <sup>1</sup> este estudio, <sup>2</sup> corteza continental superior (CCS, McLennan, 2001); <sup>3</sup> granito, andesita basáltica y basalto (Condie, 1993); <sup>4</sup> diorita y granodiorita (Wang et al., 2003, <sup>5</sup> andesita (Mora et al., 2007), andesita basáltica (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).-----	145
Figura 67. Diagrama ternario La – Th - Sc para muestras de lodo. <sup>1</sup> este estudio, <sup>2</sup> corteza continental superior (CCS, McLennan, 2001); <sup>3</sup> granito, basalto andesítico y basalto (Condie, 1993); <sup>4</sup> diorita y granodiorita (Wang et al., 2003, <sup>5</sup> andesita (Mora et al., 2007), andesita basáltica (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).-----	146
Figura 68. Patrones de TR normalizados con condrita (Taylor y McLennan, 1985); <sup>1</sup> Andesitas del Volcán Chichonal (Morton-Bermea et al., 2010), <sup>2</sup> Andesitas del Arco Volcánico de Chiapas (Mora et al., 2007), <sup>3</sup> Andesitas basálticas del Volcán Telapón (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011), <sup>4</sup> Basalto andesítico (Condie, 1993).-----	147
Figura 69. Microfotografía de lamina delgada del núcleo de sedimento GM42 del sur del Golfo de México, sección 30-31, se observan fragmentos biogénicos (B), feldespatos (F), lítico sedimentario (LS) y líticos volcánicos tipo lathwork (Lv) (Tomado de Ramos-Vázquez et al., 2017).-----	148
Figura 70. Campo Volcánico de los Tuxtlas. Circulo Rojo= cono de escorias, líneas rosadas= cráteres de explosión, línea negra=fallas, cuadro azul=vulcanismo activo. Se indican edificios volcánicos adyacentes (Andreani et al., 2008)-----	148
Figura 71. Microfotografía de lamina delgada del núcleo de sedimento GM44 del sur del Golfo de México, sección 0-1, se observan, líticos volcánicos tipo lathwork (Lv) y minerales pesados (HM) (Tomado de Ramos-Vázquez et al., 2017).-----	149
Figura 72. Diagrama de función discriminante para procedencia de sedimentos usando elementos mayores (Roser y Korsh, 1988). Las funciones discriminantes son: Función discriminante 1= (-1.773 TiO <sub>2</sub> ) + (0.607 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) + (0.760 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) + (-1.500 MgO) + (0.616 CaO) + (0.509 Na <sub>2</sub> O) + (-1.224 K <sub>2</sub> O) + (-9.090). Función discriminante 2= (0.445 TiO <sub>2</sub> ) + (0.070 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) + (-0.250 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) + (-1.142 MgO) + (0.438 CaO) + (1.475 Na <sub>2</sub> O) + (-1.426 K <sub>2</sub> O) + (-6.681). <sup>1</sup> Pérez-Alvarado (2014).-----	150
Figura 73. Índice semicuantitativo de intemperismo para arenas. Modificado de Weltje (1994).-----	153
Figura 74. Modelo esquemático de fraccionamiento de las tierras raras en el agua de mar. Incluye la afinidad relativa de las formas trivalente para formar complejos en solución con carbonatos o acoplarse con partículas, muestra como sucede la oxidación del Ce <sup>3+</sup> a Ce <sup>4+</sup> , además de la presencia de formas floculadas de tierras raras en las superficie de partículas detríticas. Modificado de Elderfield et al. (1990). -----	156

## ÍNDICE DE TABLAS

<i>Tabla 1. Detalles de los núcleos seleccionados.</i> .....	33
<i>Tabla 2. Índices recalculados para la composición total y minerales pesados. (Modificado de Gazzi, 1970, 1985; Dickinson, 1970; Ingersoll et al, 1984; Garzanti-Vezzoli, 2003)</i> .....	52
<i>Tabla 3. Valores de los parámetros de tamaño de grano para cada una de las localidades.</i> .....	53
<i>Tabla 4. Valores promedio de los parámetros de tamaño de grano para cada una de las localidades.</i> .....	53
<i>Tabla 5. Resultados de los parámetros texturales de los sedimentos de plataforma del sur del Golfo de México.</i> .....	57
<i>Tabla 6. Valores promedio de los parámetros de tamaño de grano para los sedimentos de plataforma.</i> ...	59
<i>Tabla 7. Elementos Mayores (%) en arenas de playa de Brujas (Bru), Nuevo Campechito (Nc), Miramar (Mr) y Zacatal (Zc); PXC = Pérdida por calcinación.</i> .....	61
<i>Tabla 8. Elementos Mayores (%) en sedimentos de plataforma, nivel superficial (cm 0-1), intermedio (cm 30-31) y profundo (&gt;300 cm).</i> .....	62
<i>Tabla 9. Elementos traza (en ppm) de los sedimentos de plataforma, (s)= nivel superficial; (i)=nivel intermedio; (p)= nivel profundo.</i> .....	66
<i>Tabla 10. Concentraciones de Tierras Raras (en ppm) de lodos de plataforma. (s)=superficial; (i)= intermedio; (p)= profundo.</i> .....	70
<i>Tabla 11. Análisis de varianza (ANOVA). S= sección superior; M= sección media; P= sección profunda; v1, v2=grados de libertad. Subíndice <sub>NASC</sub> se refiere a North America Shale Composite. El software UDASYS (Verma et al., 2013) fue utilizado para la realización de un análisis de varianza de un factor. <math>Eu/Eu^* = EU_{NASC}/[(Sm_{NASC})(Gd_{NASC})]^{1/2}</math>; <math>Ce/Ce^* = Ce_{NASC}/[(La_{NASC})(Pr_{NASC})]^{1/2}</math>; tierras raras ligeras = La, Ce, Pr, Nd, and Pm; tierras raras pesadas = Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, and Lu.</i> .....	73
<i>Tabla 12. Análisis de varianza (ANOVA). M= Miramar, NC= Nuevo Campechito, Z= Zacatal; v1, v2=grados de libertad. El software UDASYS (Verma et al., 2013) fue utilizado para la realización de un análisis de varianza de un factor. Qz= cuarzo total, F= feldespatos totales, Lv= líticos volcánicos, Ls=líticos sedimentarios, Lm= líticos metamórficos, Mp= minerales pesados.</i> .....	75
<i>Tabla 13. Base de datos obtenida del conteo de puntos de los sedimentos de playa del sur del Golfo de México.</i> .....	78
<i>Tabla 14. Resultados del análisis petrográfico de las arenas de playa del sur del Golfo de México (el conteo de puntos fue recalculado para expresarlo en %).</i> .....	79
<i>Tabla 15. Tabla de comparación de los parámetros granulométricos entre El Limón/Brujas (pertenecientes a Barra Chiltepec), Miramar, Nuevo Campechito y Zacatal. <sup>1</sup> Datos obtenidos de un muestreo de 1981 (Carranza-Edwards et al., 2015), <sup>2</sup> Datos obentidos de un muestreo de 2007 (Carranza-Edwards et al., 2015), <sup>3</sup> Datos de este estudio (2013).</i> .....	94



# INTRODUCCIÓN

# 1 |

Durante los últimos años, la tectónica de placas ha revolucionado la interpretación de muchos procesos relacionados con la dinámica de nuestro planeta. En los años 1960's y 1970's ofreció un nuevo modelo conceptual y abrió muchas maneras novedosas de investigar la historia de los continentes y océanos. En el caso de la señal composicional de los sedimentos terrígenos inspiró la prominente contribución de la escuela de Dickinson y al mismo tiempo de varios estudios geoquímicos (Bathia, 1983; Roser y Korsch, 1986). Sin embargo, con el paso de los años las críticas a este modelo de procedencia empezaron a surgir, tales como (1) la sobre simplificación de los dominios orogénicos y las desatenciones en las características de las zonas de rift, vulcanismo anorogénico y fuentes ofiolíticas, (2) los fragmentos de rocas carbonatadas (Zuffa, 1985, 1987) que en los climas más húmedos y ecuatoriales han sido ignorados, (3) el pedernal que había sido considerado típico de complejos de subducción y que es contradictorio a lo que muestran estudios de sistemas deposicionales modernos (Garzanti *et al.*, 2002, 2013). Garzanti (2015) llega a la conclusión en la cual la determinación de un contexto geodinámico basada en la composición de las areniscas no puede ser inferida. Otro gran problema con este modelo es que más del 80% de las unidades clásticas consideradas por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983) son más antiguas que el Neógeno. Además, se asume que las características geodinámicas antiguas son bastante conocidas, sin embargo, este argumento todavía es sujeto a discusión. Por esta razón, los estudios de los sedimentos recientes del Holoceno son usados en la investigación de rocas sedimentarias, ya que con los resultados obtenidos se puede realizar inferencias para el análisis de cuencas sedimentarias antiguas (Carranza-Edwards *et al.*, 2005, 2009). Los estudios sedimentológicos de los litorales son importantes debido a que de manera particular la playa es un ambiente sedimentario que usualmente se encuentra en un delicado equilibrio dinámico. En este lugar tan estrecho se encuentra la interfaz entre la tierra, aire y agua, y por tanto presenta la interacción entre diversos factores tales como la acción del oleaje, las corrientes litorales, el contexto geodinámico, los procesos de sedimentación, etc. El marcado dinamismo que caracteriza a los espacios costeros como lugares de transición encuentra su máxima expresión en las playas. Estos ambientes sedimentarios de pendiente suave ponen en relación directa al medio terrestre

## INTRODUCCIÓN

con el medio marino y modifican constantemente su morfología de acuerdo a las condiciones hidrodinámicas y de energía (Camacho *et al.*, 2011). Las playas se encuentran estrechamente relacionadas con la plataforma continental la cual es considerada como la prolongación sumergida de un continente y se distingue de éstas por la capa de agua que la cubre (Boillot, 1984). Generalmente, los sedimentos de zonas litorales reflejan fuentes continentales ya que se encuentran asociados con materiales que son intemperizados y transportados por sistemas fluviales que al llegar al océano son redistribuidos por las corrientes litorales a todo lo largo y ancho de ésta. El litoral sur del golfo de México representa un laboratorio natural para comprender variables que modifican la composición de los sedimentos, tales como los mecanismos de selectividad que afectan el tamaño de partícula, el clima; la dinámica energética del litoral (playa y plataforma); procedencia; y finalmente la interpretación tectónica de esta porción de la cuenca. Esta región cuenta con un litoral extenso donde desemboca uno de los sistemas fluviales más grandes e importantes de México, compuesto por las cuencas de los ríos Grijalva-Usumacinta que transportan sedimentos hacia la costa a través de una superficie cuyo aporte equivale a un tercio del aporte total de todos los ríos de la República Mexicana (Carranza-Edwards *et al.*, 1993). La posición geográfica que presenta el Golfo de México ocasiona que durante el invierno éste se vea afectado por las masas de aire frío y seco procedente del norte que, al chocar con masas de aire tropical del Golfo, dan origen a la formación de frentes fríos principalmente entre los meses de octubre y abril. La presencia de estos frentes produce en el Golfo los vientos conocidos como “Nortes”, en el verano, el Golfo de México puede ser afectado por depresiones y tormentas tropicales, de las cuales el 60% alcanza la magnitud de huracán. Estas características meteorológicas afectan la zona costera debido a la descarga de agua dulce e influyen en la circulación en general se sedimentos en esta porción del litoral del Golfo de México (Tamayo 1974, Monreal-Gómez *et al.* 2004). Además, presenta una geología compleja donde coexisten provincias geológicas tales como los complejos metamórficos grenvillianos (Oaxaquia), la Sierra Madre Oriental, el Complejo del Macizo de Chiapas, el Complejo Metamórfico Chuacús, el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de Chiapas, el Arco Volcánico de Chiapas y el Campo Volcánico de los Tuxtles.

Los principales cuestionamientos de este trabajo de investigación son: ¿cuál es la naturaleza de los sedimentos de esta región?; ¿cómo es la dinámica energética de los ambientes sedimentarios?;

## CAPITULO I

¿están relacionadas las dinámicas de selectividad mecánica en la playa y la plataforma?; ¿los sedimentos tienen una sola fuente en específico o pueden proceder de diferentes provincias geológicas? Algunos modelos no analizan de manera específica la conjunción multifactorial que resulta de la interacción del oleaje, acción del viento, corrientes litorales, mareas, clima, relieve, composición de la roca fuente y la tectónica regional (Folk, 1980; Komar, 1976; Carranza-Edwards y Rosales-Hoz, 1995; Carranza-Edwards, 2001; Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005; Verma y Armstrong-Altrin, 2013) y como afecta al tamaño de partícula, composición mineral y geoquímica de los sedimentos marinos, y que ha sido estudiada en detalle en unas pocas localidades. En este trabajo se propone una discusión de los modelos sedimentológicos propuestos para el litoral sur del Golfo de México, apoyada por nuevos datos granulométricos, petrográficos y geoquímicos que se obtuvieron en playas y plataforma de esta región.

# MARCO GEOLÓGICO REGIONAL 2 |

## 2.1 La Cuenca del Golfo de México.

La Cuenca del Golfo de México ancestral es el marco geológico regional del Golfo de México en el que se ubica el área de estudio, dentro de su porción suroccidental y en la llanura costera continental del Sureste de México (Aguayo-Camargo, 2005). El diámetro de la Cuenca del Golfo México es del orden de 2,200 km y es casi circular, cuyo diámetro mayor es del orden de 1,800 km, desde la costa de Veracruz hasta la Occidental de la Península de Florida, con un diámetro menor de 1,100 km desde la costa Noroccidental de la Península de Yucatán hasta la costa de Texas-Luisiana. Esta cuenca tiene una superficie de unos 2.7 millones de km<sup>2</sup> de los cuales, 1.2 millones de km<sup>2</sup> comprenden a la superficie continental expuesta y más de 1.5 millones de km<sup>2</sup> corresponden al actual Golfo de México; alcanza una profundidad máxima de 3782 m en su región central (Zona Sigsbee). Oceanográficamente es una cuenca cerrada oligotrófica, que cuenta con dos fronteras, una es la entrada de agua superficial que la conectan con el Mar Caribe a través del canal de Yucatán y la otra es una salida hacia el oceánico Atlántico por el estrecho de Florida (Salas de León y Monreal-Gómez, 1997; Quiroz-Martínez, 2005). Geológicamente Allen y Allen (2005) clasifican al Golfo de México como una cuenca oceánica tectónicamente inactiva, con un basamento compuesto de corteza oceánica sin la presencia de extensión ni subducción. Se encuentra ubicado en la zona subtropical, entre los 18 y 30° de latitud norte y entre los 82 y 98° de longitud oeste. Posee una amplia plataforma continental en las penínsulas de Yucatán y Florida, siendo muy angosta en la vertiente occidental frente a las costas de Tamaulipas y Veracruz; gran parte de estas plataformas tienen profundidades menores a los 200 (Bryant *et al.*, 1991).

La paleoprovincia marina del Golfo de México corresponde a una cuenca circumatlántica continental, marginal y divergente, relacionada con la apertura del Océano Atlántico (Dickinson, 1979), y evolucionó durante el rompimiento de la Pangea a partir del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Winker y Buffler, 1988). Los autores explican que el origen de la cuenca resultó como consecuencia del rompimiento que deriva de las masas corticales en forma distensiva, por lo tanto,

asociadas éstas se produjeron fallamientos transcurrentes regionales, seguido por la expansión y subsidencia del fondo oceánico durante el enfriamiento de sus márgenes pasivos con el consecuente fracturamiento, fallamiento normal y lístrico de los bordes continentales, delineándose bloques sintéticos, antitéticos y rotacionales; lo cual ha sido ampliamente documentado por Pilger (1981), Nunn *et al.* (1984), Buffler y Sawyer (1985), Winker y Buffler (1988) y Salvador (1991). El origen del Golfo de México sigue siendo motivo de controversia, ya que los procesos tectónicos distensivos y evolutivos de la cuenca circumatlántica marginal, a partir del Triásico Tardío- Jurásico Temprano, se les han asociado con los movimientos geodinámicos del bloque de Yucatán (terreno Maya) ocurridos con relación en el cratón norteamericano durante el Jurásico Tardío. Los siguientes modelos se han propuesto para describir la evolución de la cuenca del Golfo de México: (1) Movimiento del bloque de Yucatán, paralelamente a la dirección de expansión de la placa del Atlántico del Norte (Buffler *et al.*, 1980; Dickinson y Coney, 1980; Klitgord y Schouten, 1986); (2) Movimiento del bloque de Yucatán en forma oblicua a la dirección de expansión de la placa del Atlántico del Norte: por el Norte (Salvador y Green, 1980; Salvador, 1987); por el Occidente (Pilger, 1978 y Walper, 1980); (3) Movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán (Hall *et al.*, 1982); (4) Movimiento siniextrógiro del bloque de Yucatán (Humphris, 1978 y Pindell, 1985); (5) Inmovilidad del bloque de Yucatán (Van-Sincken, 1984). Winker y Buffler (1988) sugieren que el modelo del movimiento siniextrógiro del bloque de Yucatán (4), propuesto por Humphris (1978) y Pindell (1985), es el que más corresponde con la geometría del borde norte del cratón de Sudamericano (Gondwana), durante el rompimiento cortical precedente al desplazamiento de los bloques tectónicos continentales.

Tomando en cuenta la clasificación geomorfológica de Inman y Nordstrom (1971), el Golfo de México presenta costas de mares marginales protegidas del Oceánico Atlántico por las Islas Antillas. Según Shepard (1973) el origen de las costas del Golfo de México puede ser terrígeno (primario) o biogénicas (secundario); desde el estado de Tamaulipas hasta en sur de Veracruz el litoral tiene carácter terrígeno gradando a costas de origen biogénico en dirección a la península de Yucatán. Regionalmente Tamayo (1974) y Carranza-Edwards *et al.* (1975) delimitan el litoral sur del Golfo de México (planicie costera sureste; Figura 1), entre la desembocadura del río Coatzacoalcos y la boca del Carmen de la Laguna de Términos. Esta zona se encuentra asociada a relieves suaves y tiene una longitud de cerca de 180 km; en la cual las costas terrígenas son

producto de depósitos subaéreos, fluviales, lagunares y de complejos fluvio-deltáicos; la cual también presenta una influencia intensa de oleaje y corrientes litorales (Fernández-Eguiarte *et al.*, 1992).



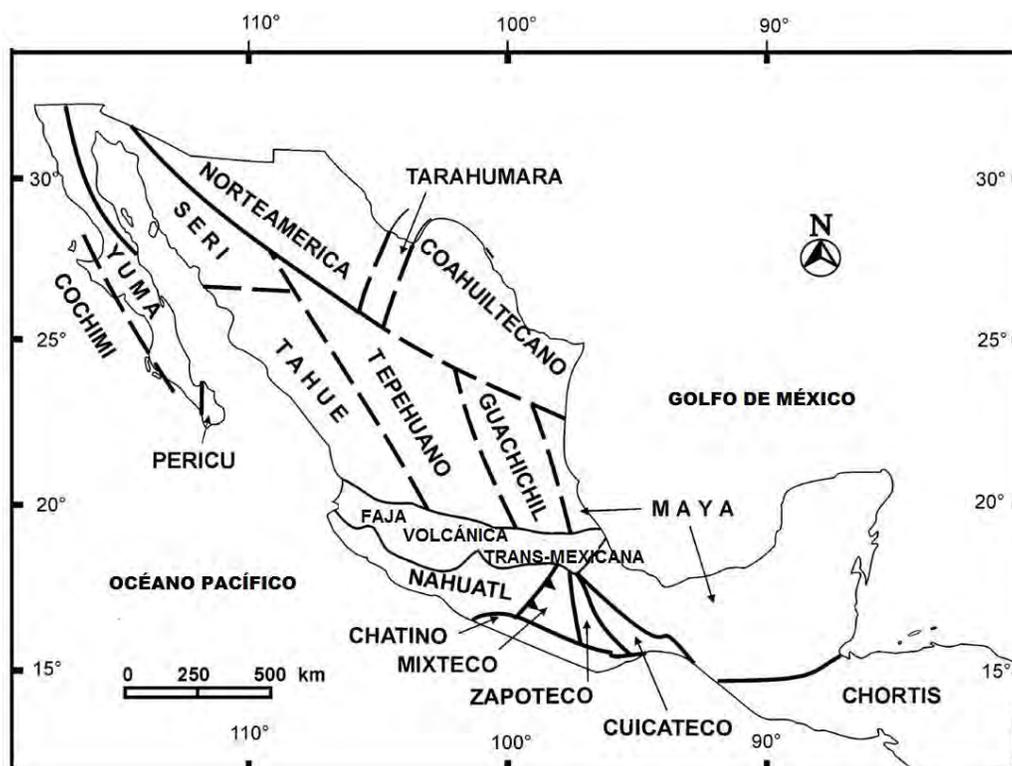
**Figura 1.** Unidades geomorfológicas costeras del Golfo de México (Modificado de Carranza- Edwards, 2001; Fernández-Eguiarte *et al.*, 1992).

La plataforma y el talud continental del sur del Golfo de México se encuentran conformados por complejas provincias geológicas que combinan la presencia de sedimentos terrígenos y depósitos carbonatados (Roberts *et al.*, 1999). La plataforma continental se encuentra cubierta por sedimentos carbonatados (en la porción de la Península de Yucatan) y gradualmente cambia su composición a sedimentos siliciclásticos en dirección a la desembocadura del sistema fluvial Grijalva-Usumacinta (Lecuanda y Ramos, 1985). Predominantemente en el Golfo de México los sedimentos se caracterizan por ser de composición terrígena debido al aporte del sistema fluvial Grijalva-Usumacinta y el río Coatzacoalcos (Saulwood y Morse, 1991). En la zona más profunda, los lodos terrígenos son el sedimento dominante, sin embargo, el sedimento cambia su

composición en dirección a la plataforma de la península de Yucatán donde dominan los lodos carbonatados. Existen también pequeñas zonas donde se acumulan arenas limosas de carbonato ubicadas en los extremos noroeste y noreste de la Bahía de Campeche (Lecuanda y Ramos, 1985). El tipo de sedimento cerca del Banco de Campeche se modifica conforme se avanza hacia el este del Golfo de Campeche. En la parte noreste, se encuentran sedimentos finos de tipo terrígeno, con alto contenido de sedimentos biogénicos y en las regiones más someras se encuentran sedimentos carbonatados de comunidades arrecifales dominados por algas y corales (Logan *et al.*, 1969).

## 2.2 El terreno Maya.

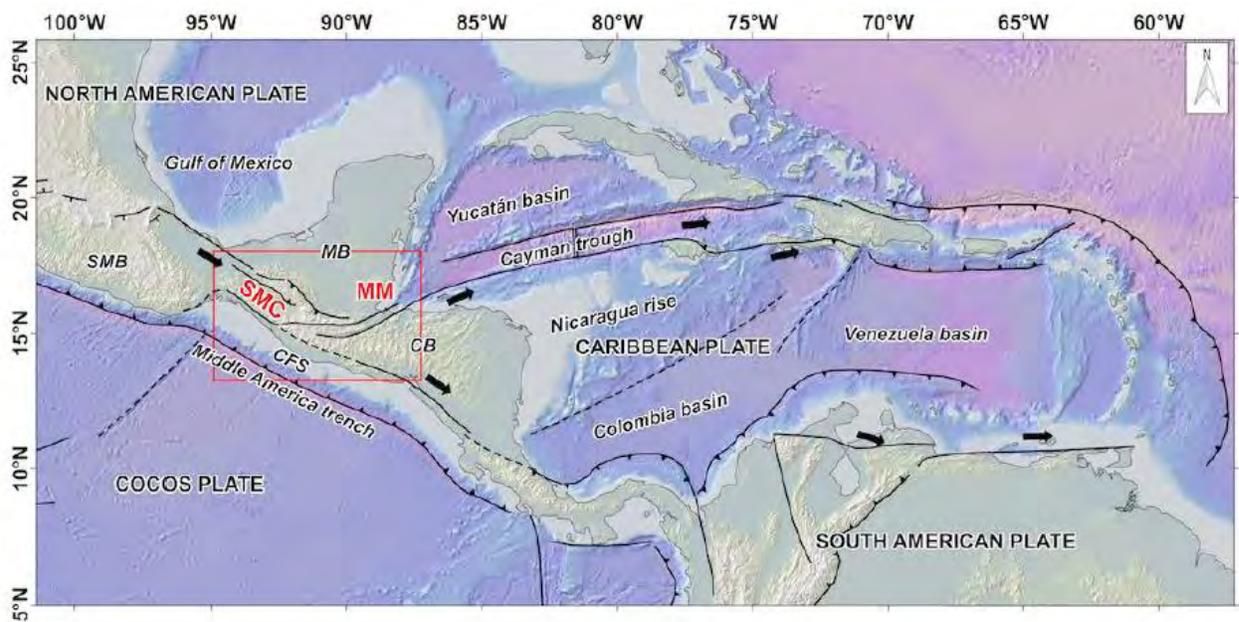
La mayor parte del sureste de México y la península de Yucatán se encuentran ubicadas dentro del terreno Maya (Figura 2). Esta zona representa una región tectónicamente compleja donde convergen la placa de Norteamérica, la placa del Caribe y la placa de Cocos. Una zona de desplazamiento lateral y una zona de convergencia define los límites entre estas placas (Mora *et al.*, 2007).



**Figura 2.** Terrenos tectonoestratigráficos de México (Modificado de Sedlock *et al.*, 1993).

## CAPITULO II

En esta zona existe un sistema regional de fallas denominado Polochic-Motagua, formado por la migración de la placa del Caribe en dirección al este en relación con la placa de Norteamérica, además se presenta la subducción de la placa de Cocos por debajo de las placas de Norteamérica y el Caribe (Sedlock *et al.*, 1993; Figura 3) Sedlock *et al.*, 1993 dividen informalmente al terreno Maya en tres provincias geográficas; (1) la provincia norte, que incluye el sur del estado de Tamaulipas, Veracruz y la porción sureste del istmo de Tehuantepec, y la delgada corteza transicional a lo largo del margen oeste del Golfo de México; (2), la plataforma de Yucatán, que incluye los estados mexicanos de Tabasco, Campeche, Quintana Roo y Yucatán, el norte de Belice, norte de Guatemala, y la delgada corteza transicional adyacente del Golfo de México y la cuenca de Yucatán; y (3) la provincia sur, que incluye la porción central de Guatemala, Chiapas y el noreste de Oaxaca.



**Figura 3.** Mapa que muestra los límites entre las placas Norteamericana, Caribe y Cocos (tomado de Andreani y Gloaguen, 2016). MB – Terreno Maya, CB – Bloque Chortis, MM – Montañas Maya y SMC – Sierra Madre de Chiapas.

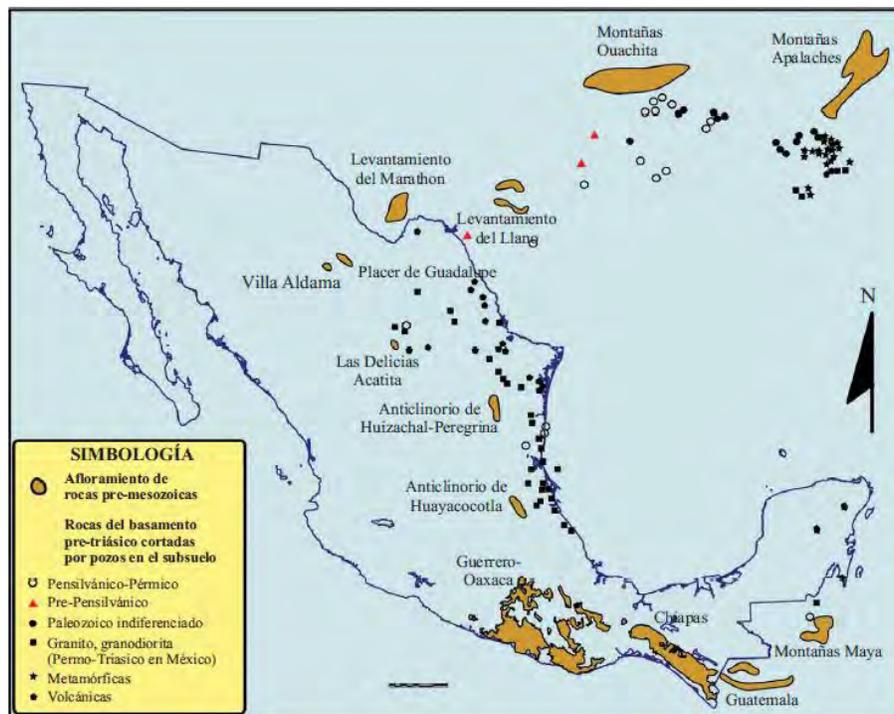
### 2.2.1 Basamento pre-Mesozoico.

En general las rocas del basamento del terreno Maya incluyen afloramientos aislados de rocas metamórficas de edades del Paleozoico y Precámbrico que han sido interpretadas como corteza continental de Gondwana fragmentada durante el rompimiento de Pangea. Este basamento y la cubierta de rocas sedimentarias del Pensilvánico-Pérmico fueron fuertemente deformados en el Pérmico, posiblemente durante la orogenia Ouachita (Sedlock *et al.*, 1993). Este complejo de rocas

metasedimentarias fueron intrusionadas por granitos, granodioritas y tonalitas de un arco continental magmático de edad Permo-Triásica que se formó en las provincias norte y sur del terreno Maya (Pantoja *et al.*, 1974; López-Infazón, 1986; Pacheco y Barba, 1986), probablemente fue producido por la subducción de litósfera oceánica hacia el este de la cuenca del Pacífico.

### 2.2.1 Basamento de la provincia norte.

El conocimiento que se tiene del basamento pre-Mesozoico de la provincia norte del terreno Maya y sus alrededores es escaso y está basado en unos cuantos afloramientos que en su mayoría se encuentran en localidades del anticlinorio de Huayacocotla y son de afinidad Grenvilliana. En el anticlinorio de Huayacocotla, Fries y Rincón (1965) definen un paragneis cuarzo feldespático con biotita, cordierita, apatito y zircón de facies granulita, al cual denominaron Gneis Huiztnopala, donde reportan edades Pb- $\alpha$  en zircones detríticos  $1,210 \pm 140$ , y posteriormente Patchett y Ruiz (1987) reportan edades Nd-Sm en granate entre  $\sim 900$  y  $\sim 830$  Ma. Algunos pozos que se han perforado atravesando la cubierta sedimentaria del Cenozoico y Mesozoico (López-Ramos, 1972, 1985) revelan un basamento granítico y rocas metamórficas de edades que varían entre el Carbonífero y Jurásico.



**Figura 4.** Localidades donde aflora el basamento pre-Mesozoico y pozos que lo han perforado en el subsuelo en áreas circunvecinas al Golfo de México (tomado de Padilla y Sánchez, 2007)

La abundancia de granitoides de edad Permo-Triásico generalmente se asocia al emplazamiento de un batolito durante la orogenia Ouachita del paleozoico tardío. Existen afloramientos correlacionales en edad existentes en el área de Llano y Marathón en Texas y los de la zona de las Montañas Ouachita y Apalaches del sur de Estados Unidos (Padilla y Sánchez, 2007; Figura 4).

### **2.2.2 Basamento de la plataforma de Yucatán.**

Pozos profundos realizados en la porción norte de la plataforma de Yucatán evidencian rocas metavolcánicas, cuarcita y esquisto del Paleozoico (López-Ramos, 1983). Estas rocas metamórficas muestran edades de entre ~ 420 y ~ 410 Ma con eventos metamórficos inferidos en 330 Ma (Dengo, 1969), y  $290 \pm 30$  Ma (Viniestra-Ororio, 1971). Estas edades son consistentes con la suposición de que la plataforma de Yucatán se encuentra subyaciendo al complejo metamórfico Chuacús, el Grupo Santa Rosa o ambas unidades en la porción sur del terreno Maya. En loma Catoche en el Golfo de México, cerca de 300 km al norte de la costa de Yucatán, en el pozo Leg 77 del *Deep Sea Drilling Project* se identificaron rocas metamórficas de edad Paleozoica ( ~ 501 y ~ 496 Ma) y diabasa del Jurásico ( ~ 190 y ~ 164 Ma; Dallmeyer, 1982; Schlager *et al.*, 1984). Estas rocas representan remanentes del adelgazamiento del basamento del terreno Maya que fue fracturado durante la apertura del Golfo de México. Durante el Jurásico se produce la apertura del Golfo de México, donde la plataforma de Yucatán y la provincia sur del terreno Maya se desplazaron en dirección sur-sureste con respecto a la provincia norte a lo largo de la falla transformante Tamaulipas-Oaxaca (Padilla y Sánchez, 1986). Recientemente una perforación en las brechas del meteorito de impacto del cráter Chixulub revelan un basamento Pan-Africano Brasileño (~ 546 Ma) por debajo de la plataforma carbonatada en el noroeste de la península de Yucatán (Keppie *et al.*, 2011).

### **2.2.3 Basamento de la provincia sur.**

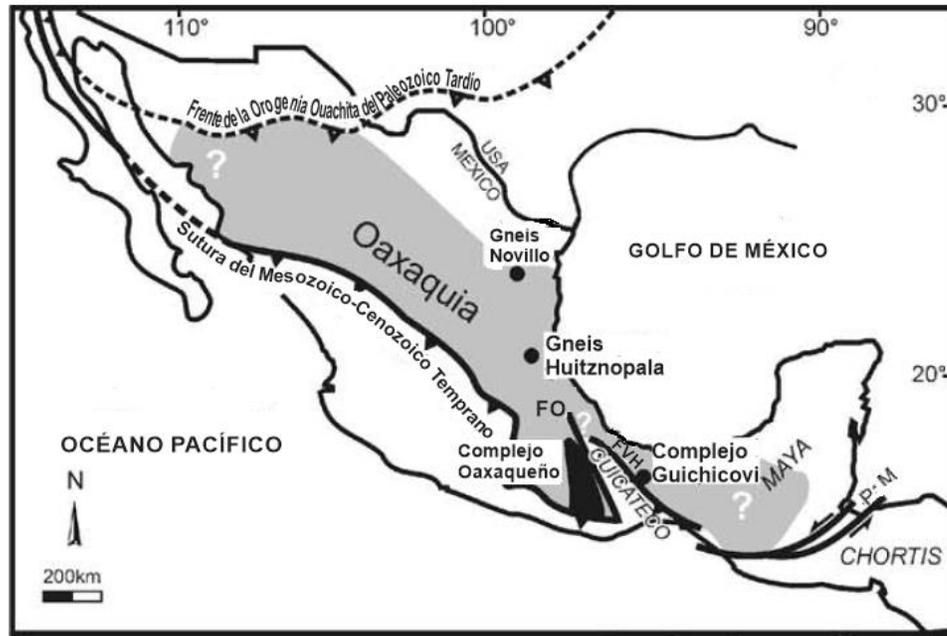
Las rocas del basamento de la provincia sur del terreno Maya consisten en unidades que incluyen aproximadamente, de este a oeste, el Complejo Metamórfico Chuacús, el Grupo Santa Rosa, La Formación Paso Hondo, la Formación Chochal, el Complejo del Macizo de Chiapas y el Complejo Metamórfico Guichicovi y se detallan a continuación:

### 2.2.3.1 Oaxaquia y el Complejo Guichicovi.

El microcontinente Oaxaquia aflora en una pequeña parte del oeste del terreno Maya dentro del Macizo La Mixtequita (Weber y Hecht, 2003). Algunos autores han interpretado a Oaxaquia como un arco volcánico formado ~ 1.2 Ga atrás en los bordes de la provincia Grenville. Este arco volcánico se encuentra instrusionado por una suite anortosita-mangerita-charnockita-granito (AMCG- suite) anterior a la colisión durante la orogenia Grenville y posteriormente sufrió metamorfismo de facies granulita ~ 1.0 Ga atrás (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003). Ortega-Gutiérrez (1981) agrupa estas rocas dentro del Complejo Oaxaqueño. Solari *et al.* (2003) y Keppie *et al.* (2003) reportan edades U-Pb de ~ 1,300 y ~ 1,012 Ma respectivamente que han sido interpretadas por estos autores como edades del protolito, indicando afinidad Grenvilliana. Varios autores señalan que el microcontinente Oaxaquia representa la parte cratónica de México a partir del Triásico Tardío-Jurásico Medio (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Dickinson y Lawton, 2001). La evolución paleogeográfica de Oaxaquia durante el Paleozoico y Proterozoico es controvertida, aunque estudios paleontológicos de rocas sedimentarias del Paleozoico Inferior y estudios geocronológicos muestran afinidad con Gondwana (Robinson y Pantoja-Alor, 1968; Sour-Tovar, 1990; Dalziel, 1993; Krogh *et al.*, 1993; Weber *et al.*, 2001; Schaaf *et al.*, 2002).

El Macizo de la Mixtequita se encuentra compuesto por dos unidades cristalinas distintas, el batolito La Mixtequita de edades Permo-Triásicas y Jurásicas, y el Complejo Metamórfico Guichicovi del Proterozoico (Murillo-Muñeton, 1994; Weber, 1998; Weber y Köhler, 1999). El istmo de Tehuantepec separa el batolito de la Mixtequita del Macizo de Chiapas en dirección E-W y se formó por la subducción de la dorsal de Tehuantepec, localizada mar adentro en la plataforma del Golfo de Tehuantepec (Meritano-Arenas, 1972; Ponce *et al.*, 1992).

El complejo Guichicovi representa el afloramiento más meridional de granulitas Grenvillianas en México (Figura 5) y cubre una superficie de aproximadamente 800 km<sup>2</sup> en la porción sur del Macizo la Mixtequita. Hacia el oeste, se infiere que el Macizo de la Mixtequita se encuentra en contacto tectónico con las rocas metamórficas de bajo grado del terreno Cuicateco (Murillo-Muñeton, 1994; Weber 1998).



**Figura 5.** Mapa de México que muestra la posible extensión de Oaxaquia y las cuatro áreas donde las granulitas Grenvillianas se encuentran expuestas (modificado de Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Lawlor et al., 1999; Weber y Hecht, 2003). Abreviaciones: P-M: sistema de fallas Polochic-Motagua, FO: falla Oaxaca, FVH: falla Vista Hermosa.

El terreno Cuicateco, que se encuentra compuesto mayoritariamente de esquistos del Mesozoico, ha sido interpretado como una cuenca invertida durante la orogenia Laramide (Barboza-Gudiño, 1994). El terreno Cuicateco se encuentra en contacto tectónico con lechos rojos del terreno Maya a lo largo de la falla Vista Hermosa y separa al complejo Oaxaqueño del terreno Maya. El complejo Guichicovi consiste en una secuencia de rocas metasedimentarias (supracorticales) y rocas metaígneas ácidas y básicas. Las secuencias metasedimentarias se encuentran compuestas por gneises cuarzo-feldespáticos ricos en biotita y granate y gneises ricos en grafito con intercalaciones de diques gabroicos y pegmatitas, también se encuentran en menor proporción mármoles con olivino serpentizado y flogopita o diópsido. Los gneises cuarzo-feldespáticos, similares a leptinitas son probablemente de origen magmático, pero siempre se encuentran interestratificados con paragneises, lo más probable es que se trate de una secuencia vulcanosedimentaria y por lo tanto sea parte de la corteza superior (Weber y Köhler, 2003). Las rocas metaígneas del Complejo Guichicovi consisten en dos unidades litológicas mayores: (1) la unidad Zacatal que se compone de granulitas (charnockitas) y ortogneises, y (2) la unidad

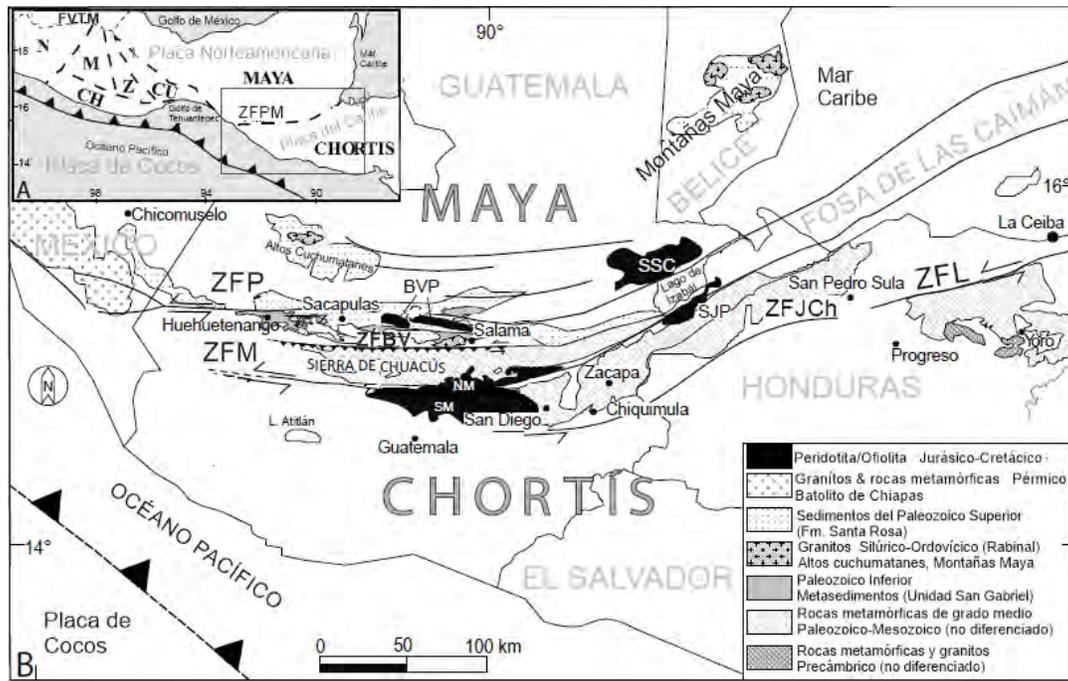
Guichicovi norte que se compone de gneises anortosíticos-tonalíticos, granulitas máficas (ferrodioritas), y anfibolitas.

### 2.2.3.2 El Complejo Metamórfico Chuacús y el Grupo Santa Rosa.

La visión clásica de la tectónica de la porción sur del terreno Maya en su límite tectónico con el bloque Chórtis es la de incluir al Complejo Metamórfico Chuacús como parte del mismo (Dengo, 1969; Sedlock *et al.*, 1993). Sin embargo, esto es aún motivo de controversia, ya que estudios recientes indican que esta sutura involucra la colisión de las Antillas Mayores con el sur del terreno Maya durante el Cretácico Tardío, mucho antes del acoplamiento del bloque Chórtis (Brueckner *et al.*, 2009; Ratschbacher *et al.*, 2009). Además, estudios de Ortega-Gutiérrez *et al.* (2007) y Ortega-Obregón *et al.* (2008) sugieren la existencia de bloques de corteza que se sospecha pertenecen a terrenos diferentes en el sur del terreno Maya, extendiéndose desde el centro de Guatemala a través de la sutura Motagua hasta muy dentro del bloque Chórtis en el sur de Guatemala y Honduras (Rogers *et al.*, 2007). Solari *et al.* (2011) sugieren que el Complejo Metamórfico Chuacús a tenido una evolución tectónica independiente a la colisión Chórtis-Maya y es de naturaleza alóctona. El Complejo Metamórfico Chuacús se encuentra limitado al norte por una zona de cizalla del Cretácico Tardío, denominada Zona de Falla Baja Verapaz por Ortega-Obregon *et al.* (2008); y al sur por la falla Motagua.

Durante el Ordovícico se presentó magmatismo en el límite sur del terreno Maya, existen afloramientos graníticos en la región de Rabinal-Salamá en el centro de Guatemala reportados por Ortega-Obregon *et al.* (2008) donde realiza dataciones en granito tipo-S con edades entre 455-462 Ma. Intrusivos del Ordovícico se encuentran presentes cerca del Complejo del Macizo de Chiapas, donde Pompa-Mera *et al.* (2008) realiza dataciones en granito tipo-S en  $482 \pm 3$  Ma y anfibolita en  $456 \pm 14$  Ma (edades U-Pb en zircones individuales); asimismo en los Altos Cuchumatanes Solari *et al.* (2010b) reporta granito sin deformar con edades de cristalización de  $461 \pm 6$  Ma. En Belice, el magmatismo es del Silurico, datado en  $\sim 410$  Ma (Martens *et al.*, 2010). En el norte de la Sierra del Chuacús en Guatemala, el magmatismo del Ordovícico esta representado por ortogneises y diques pegmatíticos, que se encuentran intrusionando metasedimentos de facies esquistos verdes del Paleozoico (Unidad San Gabriel) o al Complejo Metamórfico Chuacús (Solari *et al.*, 2009). El magmatismo del Ordovícico ha sido bien documentado y ha sido relacionado a la apertura del

océano Reico, generalmente representado por toleítas intraplaca continentales y de magmas félsicos originados por la fusión del basamento del Mesoproterozoico y Neoproterozoico (Murphy *et al.*, 2009; 2010).



**Figura 6.** Subdivisión tectónica de los bloques corticales del sur de México y Centroamérica. A) N: terreno Náhuatl-Guerrero; FVTM: Faja Volcánica Trans-Mexicana; M: terreno Mixteco; CH: terreno Chatino; Z: terreno Zapoteco; CU: terreno Cuicateco; MAYA: terreno Maya; CHORTIS: bloque Chortis. Nomenclatura de Sedlock *et al.* (1993). ZFPM: zona de falla Polochic-Motagua. B) Mapa geológico esquemático que muestra el basamento de Guatemala Central, el extremo sureste de México y el noroeste de Honduras. Tomado y modificado de Ortega-Obregón *et al.*, 2008; Solari *et al.*, 2011. ZFP: zona de falla Polochic; ZFM: zona de falla Motagua; ZFBV: zona de falla Baja Verapaz; ZFJCh: zona de falla de Jocotán-Chamelecón; ZFL: zona de falla La Ceiba. Los cuerpos ofiolíticos se muestran en negro: SSC: Sierra de Santa Cruz; BVP: Baja Verapaz; SJP: Sierra de San Juan de Paz; NM: unidad Motagua norte, ofiolita; SM: unidad Motagua sur, ofiolita.

El Complejo Metamórfico Chuacús (Devónico-Pérmico) es polimetamórfico, de alto grado y esencialmente una formación metasedimentaria (Solari *et al.*, 2011), que muestra evidencias texturales y mineralógicas de al menos un evento de facies eclogita seguido de un evento de descrompresión (P-T) que paso cerca del campo del metamorfismo de ultra-alta presión (*Ultra High Pressure Metamorphism*) y que, en ambos casos, representa subducción continental (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004; Martens, 2009). El complejo Metamórfico Chuacús se encuentra compuesto principalmente por gneises cuarzofeldespáticos de granate y mica, esquistos de granate, cianita y rutilo, y en menor proporción mármoles y calcosilicatos; también existen ortogneises que varían de composiciones máficas (granate, hornblenda, rutilo y plagioclasa) que se encuentran asociados

a diques graníticos-trondhjemiticos metamorfizados, a intrusivos de composiciones graníticas, todas las unidades presentan variabilidad en los grados de deformación.

El Grupo Santa Rosa aflora en el suroriente de Chiapas (Chicomuselo), norte de Guatemala (Tactic) y occidente de Belice (San Miguel Ixtatán), estas rocas sedimentarias paleozoicas descansan discordantes sobre la secuencia de rocas metasedimentarias del Complejo Metamórfico Chuacús. La parte inferior del Grupo Santa Rosa consiste en areniscas de grano grueso y limolitas, con algunos horizontes ocasionales de conglomerados y lutitas que localmente muestran metamorfismo de bajo grado (esquistos verdes). En Chiapas y en Guatemala se han reportado espesores de 1,000 a 3,000 m para esta secuencia, misma a la que se ha asignado una edad del Pensilvánico con base en su posición estratigráfica (Maurasse, 1990). Sobre la sección inferior, descansa concordante una secuencia de lutitas y limolitas, con algunas areniscas, y ocasionalmente, capas carbonatadas generalmente discontinuas, mismas que aumentan hacia la cima. El espesor de la sección superior del Grupo Santa Rosa varía de 500 a 1,300 m y su edad ha sido determinada con fusulínidos colectados en las capas de caliza como del Pensilvánico Superior al Pérmico Inferior (Hernández-García, 1973). Sobre el Grupo Santa Rosa en Chiapas y Guatemala descansan discordantemente la Formación Paso Hondo y la Formación Chochal respectivamente, que están compuestas por calizas de estratificación gruesa a masiva (De la Rosa *et al.*, 1989). En Guatemala el espesor de la Formación Chochal varía de 500 a 1,000 m, pero la Formación Paso Hondo puede alcanzar cerca de 2,000 m en Chiapas. Se les ha asignado una edad del Pérmico Inferior a Medio con base a los fusulínidos que contienen (especies *Schuagerina*, géneros *Eoverbeekina*, *Stafella* y *Nankinella*; Hernández-García, 1973).

### 2.2.3.3 El Complejo del Macizo de Chiapas.

La Sierra de Chiapas está compuesta en su mayor parte de rocas ígneas del Complejo del Macizo de Chiapas, el cual es uno de los complejos ígneos más grandes de México, con una extensión de aproximadamente 20,000 km<sup>2</sup> (Weber *et al.*, 2002). El Complejo del Macizo de Chiapas forma el basamento cristalino de la porción sur-oriental del terreno Maya. Está limitado hacia el oeste por el Istmo de Tehuantepec y hacia el sureste por el sistema de fallas Motagua-Polochic, el cual forma el límite entre el terreno Maya y el bloque Chortis de Centroamérica (Sedlock *et al.*, 1993). Al oeste del Istmo de Tehuantepec afloran rocas ígneas similares a las del Complejo del Macizo de Chiapas,

## CAPITULO II

formadas por el batolito de la Mixtequita, que intrusión al basamento granulítico de edad Mesoproterozoica y por el complejo Guichicovi (Figura 5; Murillo-Muñetón, 1994; Weber, 1998; Weber y Köhler, 1999). Esto indica que por lo menos la parte occidental del terreno Maya está relacionada con lo que Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) llamaron el microcontinente Oaxaquia. Este basamento se compone principalmente de rocas plutónicas de diversa composición (desde gabros, granitos y pegmatitas), algunas de las cuales están intensamente deformadas y metamorizadas (Schaaf *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2005, 2007, 2008; Estrada-Carmona *et al.*, 2009). Damon *et al.* (1981) obtuvieron edades de  $256 \pm 10$  Ma. Las edades de Rb-Sr en pares de mica-roca total varían entre  $244 \pm 12$  y  $214 \pm 11$  Ma (Schaaf *et al.*, 2002), lo que indica que el Complejo del Macizo de Chiapas fue afectado por un evento tectono-magmático durante el Triásico. Este evento Permo-Triásico (~260-220 Ma) que tuvo lugar en el Complejo del Macizo de Chiapas se puede relacionar a metamorfismo con anatexis asociada, así como la intrusión de grandes volúmenes de intrusivos dentro de rocas pre-batolíticas de edades Paleozoicas tales como gneises, metabasitas y rocas calcosilicatadas (Weber *et al.*, 2008; Estrada-Carmona *et al.*, 2009). En la actualidad se sabe bien que el Complejo del Macizo de Chiapas incluye también componentes Grenvillianos (Weber *et al.*, 2015, 2018; González-Guzmán *et al.*, 2016; Cisneros de León *et al.*, 2017) lo que ha sido previamente propuesto por Schaaf *et al.* (2002) con base a edades modelo Sm-Nd. Granitoides del Ordovícico se han reportado en este basamento, rocas magmáticas análogas en edad y composición química afloran en el área de Rabinal y los Altos Cuchumatanes (Guatemala), lo cual sugiere la existencia de un cinturón magmático del Ordovícico semicontinuo desde Chiapas a Guatemala (Estrada-Carmona *et al.*, 2012), Weber *et al.* (2018) sugieren que este arco magmático es una prolongación al norte del arco Famatiniano que se acrecionaba al oeste de Gondwana durante el Paleozoico tardío. Posteriormente, durante el Mioceno medio superior, emplazamientos ígneos afectaron al Complejo del Macizo de Chiapas (Molina-Garza *et al.*, 2015) y generó intrusiones graníticas a lo largo de la Zona de Cizalla de Tonalá.

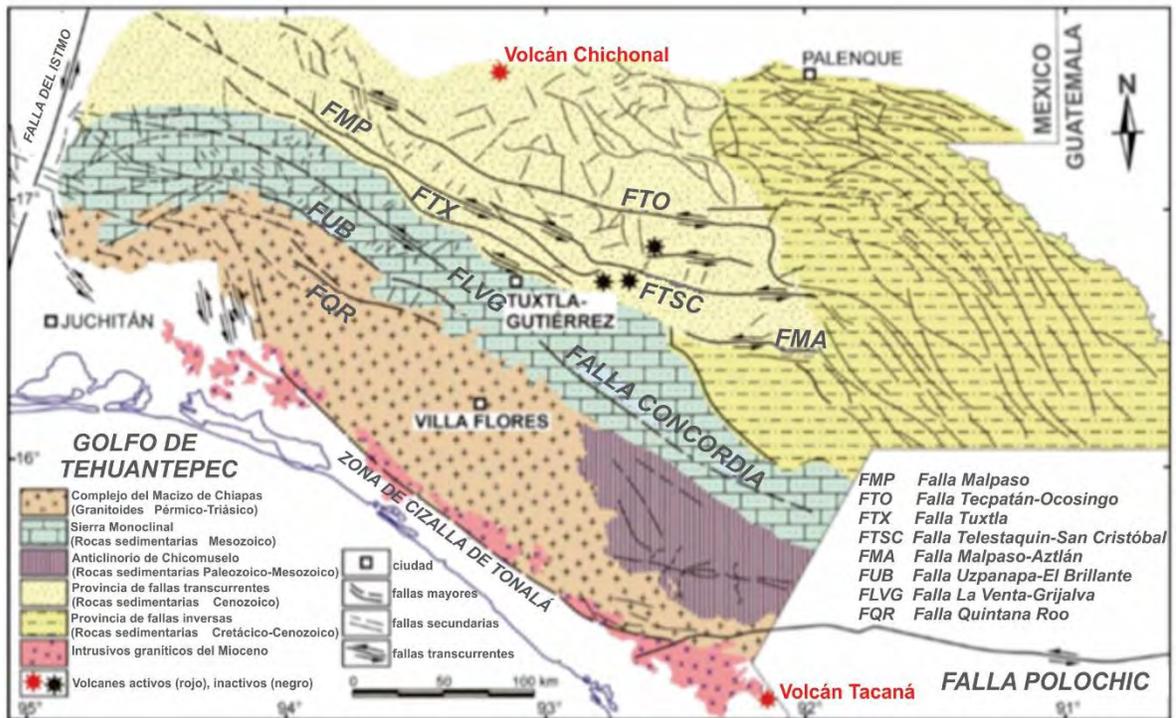


Figura 7. Mapa tectónico de la Sierra de Chiapas (modificado de Meneses-Rocha, 1985,2001).

### 2.2.3.3.1 Unidades Grenvillianas del Complejo del Macizo de Chiapas.

#### a) Complejo Metamórfico El Triunfo.

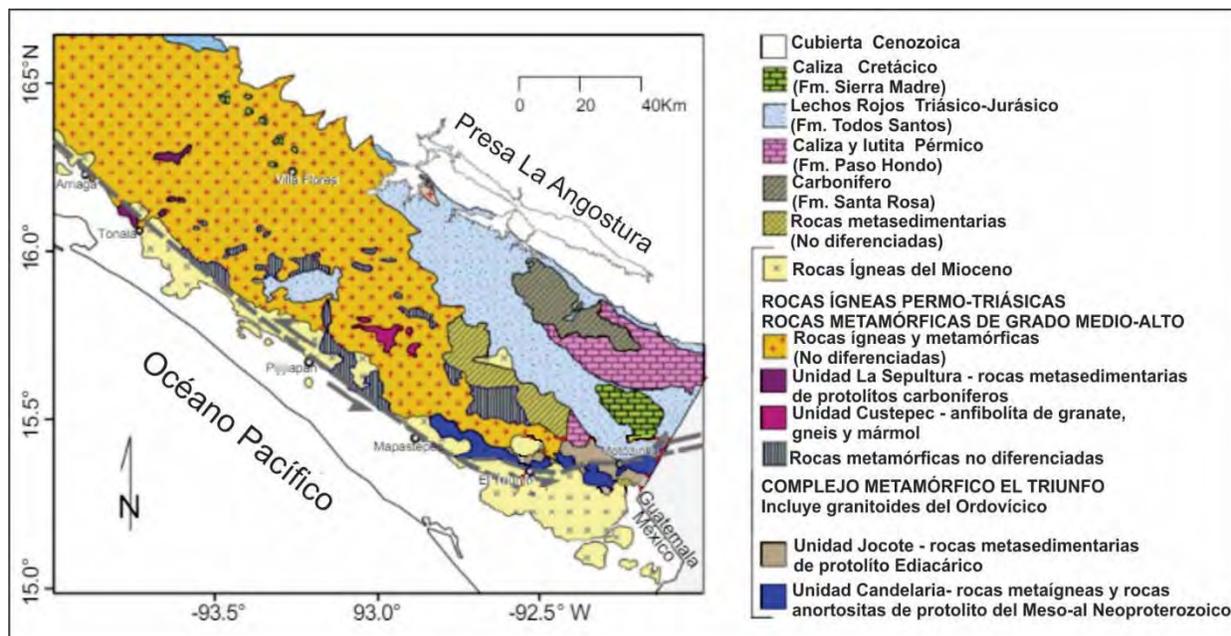
El Complejo Metamórfico El Triunfo aflora en la porción suroriental del Complejo del Macizo de Chiapas y cubre una extensión aproximada de 300 km<sup>2</sup> (Estrada-Carmona *et al.*, 2012) cerca del poblado de Motozintla, y consiste en dos unidades mayores: la unidad metasedimentaria Jocote y la unidad metaígneas Candelaria (Figura 8). La unidad Candelaria es probablemente la unidad más antigua de este complejo metamórfico. Consiste en anfíbolita (metabasita) altamente deformada que contiene ortogneis félsico datado en ~ 1.0 Ga (Manjarrez-Juárez, 2013; Weber *et al.*, 2015). La edad de cristalización de la anfíbolita es incierta pero las características químicas muestran un patrón MORB-E, así como la composición isotópica Lu-Hf y Sm-Nd (González-Guzman *et al.*, 2014) sugieren la fusión de una fuente de manto empobrecido que intrusiónó los ortogneises del Mesoproterozoico en algún punto del Neoproterozoico. Cerca del poblado de Motozintla, se ha datado gnesis de hornblenda (Gneis Chipilín) espacialmente asociado con la anortosita de la Candelaria que muestra edades de 930±12 y 938±9 Ma (González-Guzman *et al.*, 2016). Las rocas

metasedimentarias de la unidad Jocote comprenden la mayor parte del Complejo Metamórfico el Triunfo. Esta unidad incluye micaesquistos pelíticos y psamíticos, cuarcita, rocas calcosilicatadas y localmente mármoles de grano fino a medio. Sin embargo, muchas de las rocas metasedimentarias tienen protolitos pelíticos ricos en Al que fueron metamorfoseados a micaesquistos ricos en sillimanita. El espesor de la unidad Jocote no se encuentra bien definido debido a la topografía abrupta, la densa vegetación y el grado de deformación que presenta. La secuencia metasedimentaria contiene abundantes capas de anfibolita (espesores entre 1-10m). Los protolitos de estas capas de anfibolita que también se encuentran deformados y metamorfoseados, que se han interpretado ya sea como lavas basálticas sinsedimentarias, parte de una unidad vulcanosedimentaria o intrusiones grabroicas postsedimentarias (diques y sills). La secuencia metasedimentaria de Jocote probablemente fue depositada sobre el basamento metaígneo del Esténico-Tónico (Mesoproterozoico-Neoproterozoico). Datos isotópicos del mármol de la unidad Jocote establecen una edad de depósito entre 600 y 580 Ma (Ediacárico), mientras que las edades de zircones, así como las firmas geoquímicas e isotópicas sugieren que los sedimentos proceden de fuentes del Mesoproterozoico con características tectónicas de arcos colisionales del orogeno Grenvilliano (González-Guzmán *et al.*, 2016). González-Guzmán *et al.* (2016) interpretan a la unidad Jocote como el resultado del rompimiento de Rodinia entre Amazonia/Oaxaquia y Báltica, y la consecuente apertura del océano Iapetus oriental durante el periodo Ediacárico (Neoproterozoico) y representa la primera evidencia del rompimiento de Rodinia en el sur de México. Posteriormente, el Complejo Memamórfico El Triunfo estuvo afectado por un evento tectono-térmico debido al emplazamiento de granitoides durante el Ordovícico, que probablemente estuvo relacionado a la compresión causada por subducción y acreción de un arco continental en el Paleozoico temprano (posiblemente una prolongación del arco Famatiniano) a lo largo del margen occidental de Gondwana (Weber *et al.*, 2018).

**b) Complejos Anortosíticos Mariscal y Soconusco.**

Estos cuerpos de anortosita se encuentran restringidos a la porción sur del Complejo del Macizo de Chiapas, y comprenden principalmente dos conjuntos elongados (de 12 x 2 km cada uno) separados por una distancia de aproximadamente 70 km a lo largo del patrón estructural E-W de la falla Polochic y SE-NW de la falla Tonalá (Figura 9). El oriente de este conjunto de rocas se

encuentra al sur de la falla Polochic y es llamado informalmente Complejo Anortosítico Mariscal (Cisneros de León *et al.*, 2016), la porción oriental se encuentra al norte de la falla Tonalá y es denominado Complejo Anortosítico Soconusco. Ambos complejos anortosíticos aparecen truncados por grandes intrusivos del Pérmico y el Mioceno (Molina-Garza *et al.*, 2015), además, debido a la vegetación, la topografía escarpada, los derrubios y caminos rurales impiden establecer su espesor y continuidad lateral.

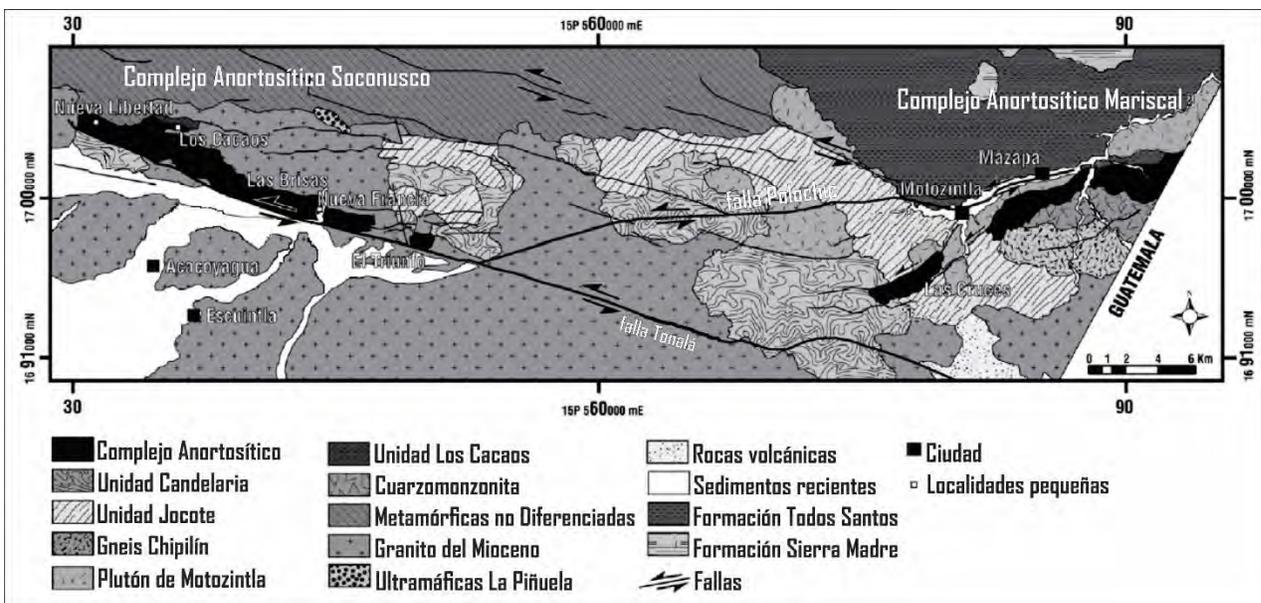


**Figura 8.** Mapa geológico simplificado del sur de Chiapas. Modificado de Weber *et al.*, 2018.

Los Complejos Anortosíticos Mariscal y Soconusco se encuentran compuestos principalmente de meta-anortosita con bandeados y lentes secundarios de hornblendita, anfibolita, anfibolita rica en oxidoapatito, nelsonita, apatito libre, rutilo e ilmenita de espesores variables. En el norte, el Complejo Anortosítico Mariscal se encuentra delimitado estructuralmente por la falla Polochic y la Formación Todos Santos del Jurásico Medio, mientras que al sur se encuentra en contacto con el gneis altamente deformado de la Unidad Candelaria (Complejo Metamórfico El Triunfo) y el Gneis Chipilín (Weber *et al.*, 2015; González-Guzmán, 2016). Diques sin deformar de monzonita del Pérmico y pegmatita de edad desconocida cortan todo el cuerpo de anortositas Mariscal. El Complejo Anortosítico Soconusco se encuentra truncado hacia el sur por la falla Tonalá, que es muy probablemente una continuación NW-SE de la falla Polochic (Authemayou *et al.*, 2011; Molina-Garza *et al.*, 2015). En esta área, las anortositas se encuentran en contacto estructural y

CAPITULO II

frecuentemente intrusionadas por granitos miloníticos altamente deformados de 13-39 Ma del Macizo de Soconusco (Ratschbacher *et al.*, 2009; Molina-Garza *et al.*, 2015). En el norte, las anortositas se encuentran intrusionadas por granodioritas del Pérmico del Batolito de Chiapas metamorfoseado a augen gneis y otras rocas metamórficas no diferenciadas. Cisneros de León *et al.* (2016) interpretan a estas unidades como los remanentes de un complejo anortosítico tipo macizo del Proterozoico con una afinidad Grenvilliana (909 ±27 Ma) que muestra similitudes geoquímicas sorprendentes con otras anortositas encontradas en otras partes del Esténico-Tónico (1.2-1,0 Ga; p. ej. Unidad Candelaria del Complejo Metamórfico El Triunfo), relacionadas con el ensamble de Rodinia. Dataciones en zircones sugieren un evento tectono-térmico durante el Neoproterozoico (600 Ma) que ha sido interpretado como un recalentamiento de la anortosita durante el emplazamiento de intrusiones máficas asociadas a rift-intraplaca. Además, estos autores identificaron eventos metamórficos regionales en ~ 450 Ma y ~ 250 Ma.



**Figura 9.** Mapa geológico de el Complejo Memamórfico El Triunfo, mostrando los afloramientos de los Complejos Anortosíticos Soconusco y Mariscal. Modificado de Guzmán *et al.* (2016) y Cisneros de León *et al.* (2017).

**2.2.3.3.1 Unidades Paleozoicas del Complejo del Macizo de Chiapas.**

**a) Unidad La Sepultura.**

Weber *et al.* (2002) describen a la unidad La Sepultura (Figura 8) como una unidad metasedimentaria que aflora en el sur del Complejo del Macizo de Chiapas. Compuesta por

calcosilicatos de granate, diópsida, y wollastonita; mármoles con olivino; y metapelitas parcialmente con granate y cordierita, que indican condiciones de metamorfismo de alta temperatura y baja presión (facies de anfibolita superior a facies granulita), acompañados por una intensa deformación dúctil. Esta secuencia de paragneises incluye migmatitas y esquistos de biotita, y tiene como protolitos lutitas, lutitas arenosas, margas y calizas arcillosas. Posteriormente, las rocas de la unidad La Sepultura sufrieron metamorfismo retrógrado a facies esquistos verdes, probablemente a la intrusión de los granitoides del Pérmico-Triásico. Weber *et al.* (2001) y Schaaf *et al.* (2002) sugieren que la unidad La Sepultura pudo haber sido resultado del evento Pan-africano, ya que el evento metamórfico que la afectó es muy distinto al metamorfismo granulítico de corteza profunda, común en Oaxaquia y, por lo tanto, también del Complejo Metamórfico Guichicovi al oeste del Istmo de Tehuantepec (Weber 1998; Weber y Köhler, 1999).

#### ***b) Unidad Custepec.***

La Unidad Custepec, que aflora en la parte central del sur del Complejo del Macizo de Chiapas (Figuras 8), fue definida por Weber *et al.* (2007), es una unidad que difiere de la Unidad La Sepultura, ya sea por la composición de sus protolitos, así como las condiciones del metamorfismo que la afectaron. La Unidad Custepec se encuentra caracterizada por la abundancia de gneises máficos, gneises cuarzofeldespáticos y anfibolitas que contienen lentes y/o interestratificaciones de paragneises pelíticos, cuarcita, mármol y rocas calcosilicatadas. En base a estas características y la presencia de abundantes núcleos de zircones del Mesoproterozoico, Weber *et al.* (2007) sugirió un origen vulcanosedimentario para la Unidad Custepec. Adicionalmente, el ensamble mineral de los gneises metapelíticos con biotita titanífera, granate, plagioclasa y cuarzo, la presencia de hornblenda titanífera con anatexis de las anfibolitas formando neosomas compuestos de granate, plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y titanita, indican una transición en las condiciones metamórficas de facies anfibolita a facies granulita (Estrada-Carmona *et al.*, 2009). El ensamble mineral de granate, hornblenda y plagioclasa indica condiciones P-T relativamente altas que difieren con las condiciones de baja P-T de la Unidad La Sepultura. La edad de granate-roca total de  $268 \pm 9$  Ma probablemente refleja que la orogénesis en el Complejo del Macizo de Chiapas comenzó en el Pérmico Temprano y puede estar relacionada ya sea con las últimas etapas de la Orogenia Allegheniana (Apalachiana; Viele y Thomas, 1989) o con el comienzo

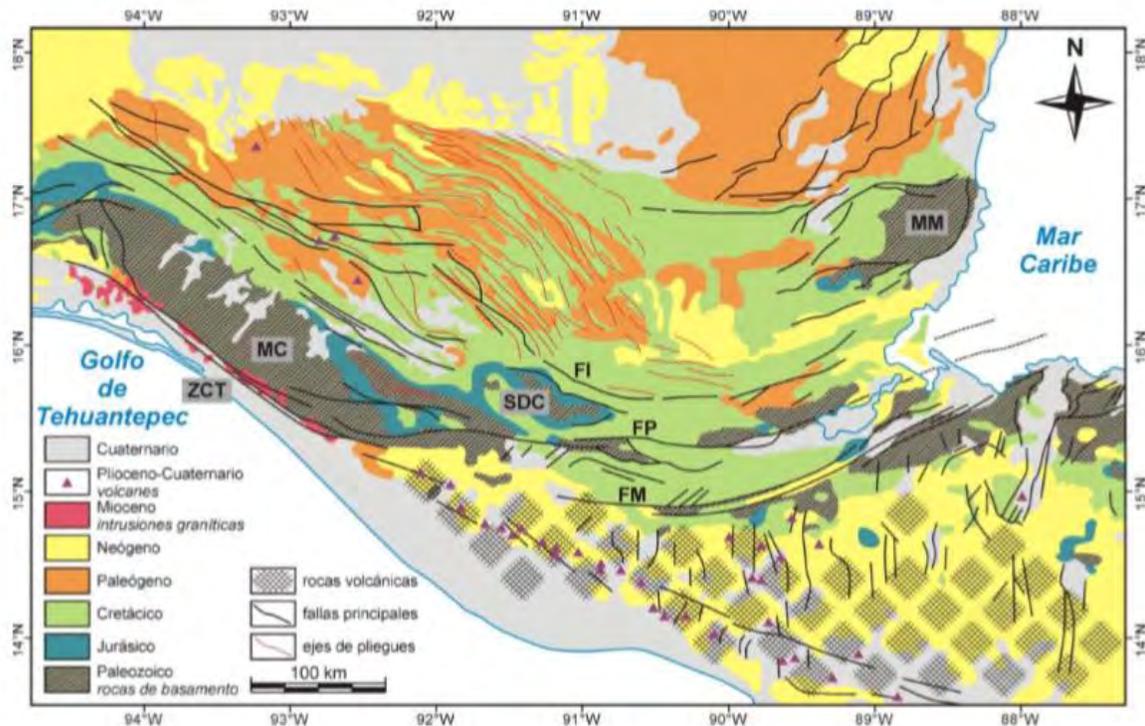
de la subducción del proto-Pacífico. Weber *et al.* (2008) consideran que el desarrollo de una inmersión de corta duración de subducción debajo del oeste de Oaxaquia es la explicación más plausible que explica el magmatismo de arco en el Complejo del Macizo de Chiapas durante el Pérmico Temprano. Estos autores sugieren que la Unidad Custepec puede estar relacionada con esta subducción al oeste de Oaxaquia, y la consecuente deformación y magmatismo. Siguiendo este modelo, la convergencia culminó con la colisión entre la porción occidental del terreno Maya con la parte oriental de Oaxaquia en el Pérmico Tardío.

#### **2.2.4 Geología de la Sierra de Chiapas.**

En el Jurásico inferior-medio de la columna estratigráfica de la Sierra de Chiapas está formado por depósitos volcanoclásticos de las Formaciones La Silla y las Andesitas Pueblo Viejo (Meneses-Rocha, 2001; Sánchez-Montes de Oca, 2006; Godinez-Urban *et al.*, 2011), las cuales se depositaron en un ambiente pre-rift y/o rift durante la apertura del Golfo de México. El volcanismo del Jurásico Inferior a Medio puede estar relacionado con el arco volcánico Nazas (de acuerdo con la hipótesis propuesta en Godinez-Urban *et al.*, 2011). Durante el Toarciano al Oxfordiano se depositaron los lechos rojos de la Formación Todos Santos (Blair, 1987; Godinez-Urban *et al.*, 2011; Witt *et al.*, 2012) en un ambiente de rift debido a la apertura del Golfo de México. El mar de Jurásico invadió el continente que ocupaba el territorio de Chiapas y la Plataforma de Yucatán y, entre estos elementos paleogeográficos se formó la Cuenca del Sureste, en la cual se registró una transgresión Jurásica que culminó con la formación una plataforma Cretácica (Meneses-Rocha, 1985, 2011; Padilla y Sánchez, 2007). En la Sierra de Chiapas, la exposición de la columna transgresiva se encuentra en la parte norte de la Sierra Monoclinal, en donde sobre la Formación Todos Santos descansa concordantemente, mediante una secuencia transicional a la Formación San Ricardo.

La Formación San Ricardo, de acuerdo con algunos estudios paleontológicos (Quezada-Muñetón, 1983, 1987; Mandujano-Velásquez, 1996; Sánchez *et al.*, 2004), tiene las siguientes edades de depósitos para sus tres miembros distintos, (1) miembro basal calcáreo (Oxfordiano al Kimmeridgiano), (2) miembro margoso (del Tithoniano) y, (3) miembro superior arenoso (del Berrisiano al Aptiano). Su análogo es la Formación Jericó que aflora en la porción sur de la subprovincia Sierra Monoclinal y está representada principalmente por rocas siliciclásticas de origen continental (Quezada-Muñetón, 1983; Meneses-Rocha, 1985, 2001; Ham-Wong, 2007;

Godínez-Urban *et al.*, 2011). Los sedimentos del Jurásico (i.e., las Formaciones La Silla, Todos Santos, San Ricardo y Jericó) proceden principalmente de rocas ígneas y metamórficas del Complejo del Macizo de Chiapas (Meneses-Rocha, 1985, 1991, 2001; Sánchez-Montes de Oca, 2006), lo cual fue confirmado en base a estudios de procedencia de sedimentos usando métodos geocronológicos (U-Pb en zircones detríticos y trazas de fisión en apatitos detríticos) así como métodos geoquímicos (Godínez-Urban *et al.*, 2011; Abdullin *et al.*, 2016a, 2016b).



**Figura 10.** Mapa geológico simplificado de la Sierra de Chiapas, de las Montañas Maya y del norte de Guatemala (tomado de Andreani y Gloaguen, 2016). MC – Macizo de Chiapas; ZCT – Zona de Cizalla de Tonalá; SDC – Sierra de los Cuchumatanes; MM – Montañas Maya; FP – Falla Polochic; FM – Falla Motagua; FI – Falla Ixcán.

Durante el Albiano-Santoniano se depositó la Formación Sierra Madre, la cual está constituida por unas potentes capas de carbonatos (con un espesor total de 1000-2500 m; Rosales-Domínguez *et al.*, 1997; Rosales-Domínguez, 1998). La Formación Sierra Madre se depositó en una plataforma durante la etapa post-rift (estabilidad tectónica) en la evolución tectónica del Golfo de México (Rosales-Domínguez, 1998; Meneses-Rocha, 2001; Sánchez *et al.*, 2004). En el Campaniano-Maastrichtiano tuvo lugar marcado cambio en la sedimentación. Las unidades de este periodo se componen de una mezcla de sedimentos siliciclásticos y carbonatos (Figura 11). La Formación Ocozocoautla, la cual se formó en un ambiente costero, contiene gravas, areniscas de grano

## CAPITULO II

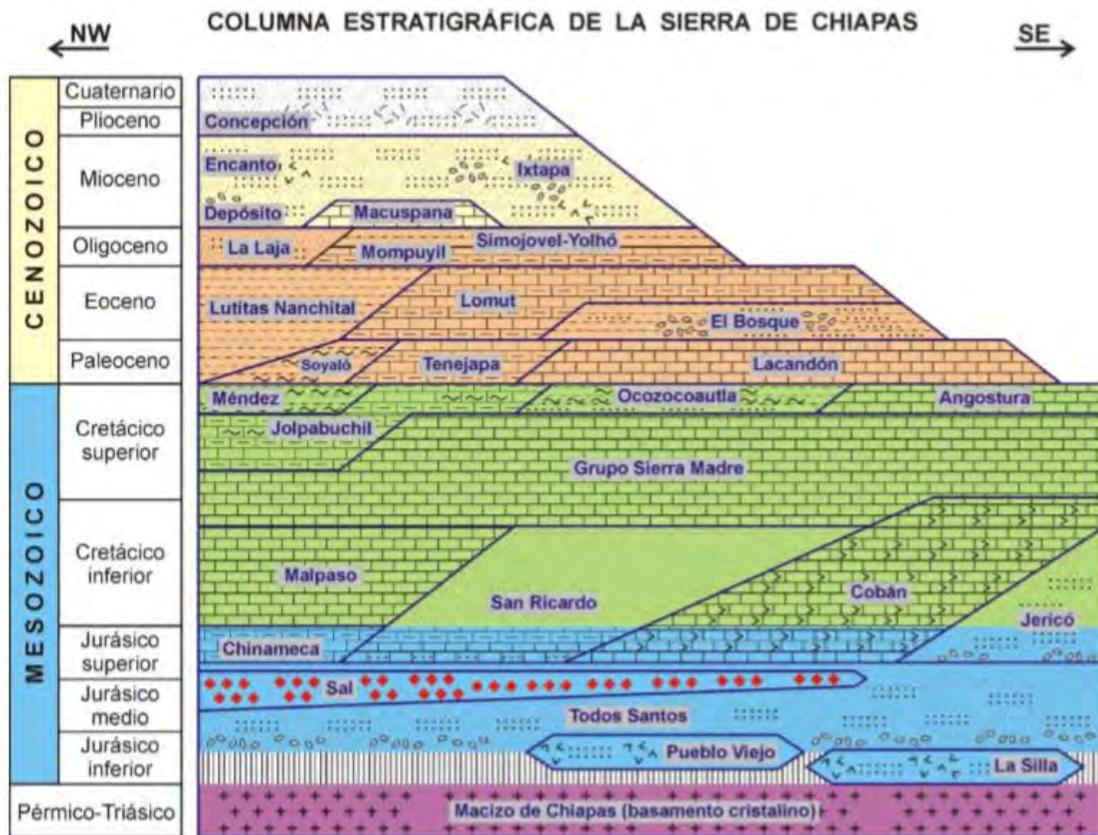
grueso-medio a fino, así como lutitas, margas y calizas (Quezada-Muñetón, 1987; Rosales-Domínguez *et al.*, 1997). La composición mineralógica de los depósitos clásticos de esta Formación señala que estos representan un reciclaje de areniscas de la Formación Todos Santos (Meneses-Rocha, 1985, 2001; Sánchez-Montes de Oca, 2006; Ham-Wong, 2007).

La columna litoestratigráfica del Cenozoico de la Sierra de Chiapas (ver la Figura 11) consiste principalmente de rocas terrígenas (Meneses-Rocha, 1985, 2001; Quezada-Muñetón, 1987; Sánchez-Montes de Oca, 2006; Ham Wong, 2007). El Paleoceno marca el final de la transición de la sedimentación marina a la sedimentación siliciclástica. Las unidades del Paleoceno consisten de sedimento de plataforma somera, como turbiditas (Formación Nanchital con un espesor variable de 300-1100 m) así como de depósitos de cuenca profunda (Formación Soyaló con un espesor de ~900m), las cuales afloran principalmente en la provincia de Fallas de Transcurrencia (Quezada-Muñetón, 1987; Meneses-Rocha, 2001; Sánchez *et al.*, 2004). Las formaciones del Eoceno-Oligoceno incluyen rocas siliciclásticas continentales de la Formación El Bosque y unos pocos depósitos de plataforma somera localmente asociados con carbonatos (las Formaciones Lomut y Mompuyil con unos espesores de ~500-900 m y de 500-1400 m, respectivamente), las cuales afloran en las provincias de Fallas de Transcurrencia y de Fallas Inversas (Meneses-Rocha, 2001; Sánchez-Montes de Oca, 2006; Ham-Wong, 2007; Witt *et al.*, 2012; Abdillin *et al.*, 2016a, 2016b). Las secuencias del Oligoceno y Mioceno muestran un incremento significativo en la sedimentación terrígena (Formaciones La Laja, Depósito, Encanto e Ixtapa). Y finalmente, la porción superior de la columna estratigráfica (Plioceno y Cuaternario) de la Sierra de Chiapas se caracteriza por sedimentos recientes y depósitos volcanoclásticos los cuales se derivaron de rocas volcánicas formadas en la Sierra de Chiapas desde el Plioceno hasta reciente (Mora *et al.*, 2012).

Los primeros estudios detallados de procedencia de sedimentos realizados por Witt *et al.* (2012) demostraron que la mayoría de sedimentos depositados durante el Paleoceno y Eoceno no proceden del Complejo del Macizo de Chiapas. Previamente se había sugerido que estos sedimentos siliciclásticos prodecían principalmente de fuentes ubicadas en Guatemala (Meneses-Rocha, 1991, 2001). La hipótesis propuesta por Meneses-Rocha (1985, 1991, 2001) fue confirmada en base a un análisis de procedencia de estos sedimentos (Abdullin *et al.*, 2016b). Por el contrario, los sedimentos de rocas siliciclásticas del Oligoceno-Mioceno proceden de fuentes del Macizo de

Chiapas y de areniscas recicladas de Formaciones Jurásicas (Meneses-Rocha, 1991, 2001; Witt et al., 2012).

La Figura 11 muestra la columna litoestratigráfica sintetizada de la Sierra de Chiapas. Los detalles de la descripción de las unidades de la Sierra de Chiapas se pueden consultar en Meneses-Rocha (2001).



**Figura 11.** Columna litoestratigráfica de la Sierra de Chiapas que muestra las Formaciones principales (modificado de Ham-Wong, 2007; Abdullin, 2016). Las edades de las unidades estratigráficas se sintetizaron de varias publicaciones (Quezada-Muñetón, 1983, 1987; Meneses-Rocha, 2001; Mandujano-Velásquez, 1996; Rosales-Domínguez et al., 1997; Rosales-Domínguez et al., 1998; Sánchez et al., 2004; Sánchez-Montes de Oca, 2006; Ham-Wong, 2007; Godínez-Urban et al., 2011).

### 2.2.5 Geología de la la planicie costera del Golfo.

La cubierta sedimentaria del terreno Maya en la planicie costera del Golfo de México ha evolucionado desde el Cretácico, el aporte de sedimentos clásticos se incrementó notablemente durante las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide, también conocida como Orogenia Hidalgoana (de Cserna, 1989). La Era Cenozoica se inicia prácticamente con el evento tectónico que dió origen a las cadenas plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México, específicamente la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Zongolica, desde el Paleoceno Tardío hasta el Eoceno Temprano (Padilla y Sánchez, 1982, Padilla y Sánchez, 2007). La orogenia fue el resultado de la convergencia de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana, en la que el fragmento de corteza oceánica presentaba un ángulo de subducción muy bajo, causando así una deformación a mayor distancia de la zona de la trinchera y elevando una porción considerable de la parte meridional de la Placa Norteamericana. Esta condición tectónica favoreció el incremento del aporte de grandes volúmenes de sedimentos clásticos, al final de la orogenia, estos sedimentos empezaron a depositarse en las cuencas de antepaís (foreland) de las cadenas plegadas y a partir del Eoceno Tardío la sedimentación en la cuenca del Golfo de México fue totalmente de naturaleza clástica. Además, se empezaron a desarrollar grandes fallas lítricas normales asociadas a la sedimentación en las cuencas de antepaís. Durante este tiempo se depositaron gruesos espesores de arenas finas en los talúdes del occidente y sur del Golfo de México, al tiempo que los sedimentos más finos iban rellenando las partes más profundas Goldhammer (1999). Como consecuencia del aporte masivo de sedimentos la sal y la arcilla de la parte meridional del Golfo de México empezaron a mobilizarse, formando “*rollers*”, diapiros, lenguas y canopies, así como también contribuyendo a la sobrepresurización de las masas de arcilla (Padilla y Sánchez, 2007).

Un cambio importante en la evolución tectónica del terreno Maya ocurrió en el límite Cretácico-Paleógeno en la costa norte de la Plataforma de Yucatán, específicamente en el área de Chicxulub, donde ocurrió el impacto de un cuerpo extraterrestre al que se considera responsable de la extinción K-T, entre las que destacan los dinosaurios y los ammonites (Alvarez *et al.*, 1992). Coincidente con esta edad, existe una brecha de carbonatos la cual abarca una gran extensión de la plataforma continental en el sur del Golfo de México y, que además también tiene una gran importancia económica para el país, por ser la roca almacén de los grandes campos petroleros del

área marina del sureste de México (Figura 12). Esta brecha denominada internamente en Pemex como “Brecha K-T” es inusual porque tiene una extensión de miles de kilómetros cuadrados y gruesos espesores que alcanzan hasta los 700 m en algunas localidades (Akal). Además, en gran parte de su espesor carece de matriz, por lo que su permeabilidad es muy alta (Padilla y Sánchez, 2007).

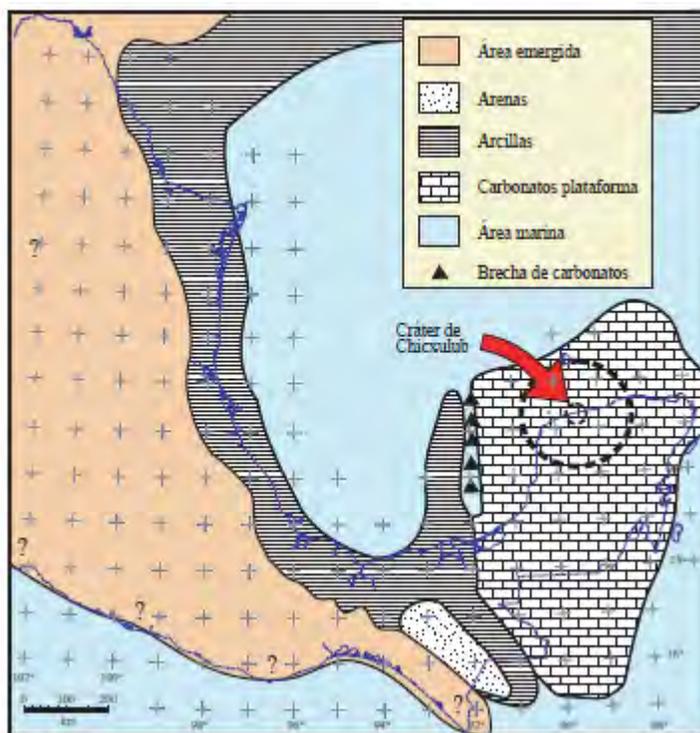


Figura 12. Paleogeografía de inicios del Paleoceno, cuando se ha propuesto el impacto de un meteorito en el área de Chicxulub. Tomado de Padilla y Sánchez (2007).

El origen de las Cuencas del Sureste está íntimamente ligado con la Sierra de Chiapas y con la Cadena Plegada de Reforma-Akal. Según Santiago-Acevedo *et al.* (1984), a principios del Paleógeno, el Complejo del Macizo de Chiapas continuaba emergido en su porción sur, mientras que sobre las rocas carbonatadas marinas (de plataforma en Chiapas y de cuenca en Campeche) de la porción norte, se depositaban gruesas secuencias de sedimentos clásticos con espesores que varían de 2,500 m en la zona de Campeche (Pozo Atepona 1), hasta cerca de 3,000 m en Chiapas (Pozo Triunfo 101). De acuerdo con Ambrose *et al.* (2003), durante el Oligoceno continuó el depósito de sedimentos clásticos en todo el sureste mexicano, aunque específicamente en el área de Macuspana se depositaron gruesas secuencias de arcillas. Al mismo tiempo, sobre la Cadena

CAPITULO II

Chiapas-Reforma-Akal se depositaron espesores menores de arenas y arcillas, mientras que en el área de Comalcalco-Salina del Istmo comenzó la movilización hacia el norte, de grandes volúmenes de sal en forma de almohadillas y “rollers” (Angeles-Aquino *et al.*, 1992). Los mismos patrones sedimentarios continuaron hasta el Mioceno temprano, mientras que en el Mioceno medio (Serravaliano, 12.0 Ma) ocurrió la máxima etapa de deformación que produjo plegamiento y cabalgamiento de las rocas de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal, con un nivel de despeque (*décollement*) en la cima de la sal calloviana y una vergencia hacia el norte. Sánchez-Montes de Oca (1980) denominó a esta orogenia como Evento Chiapaneco.

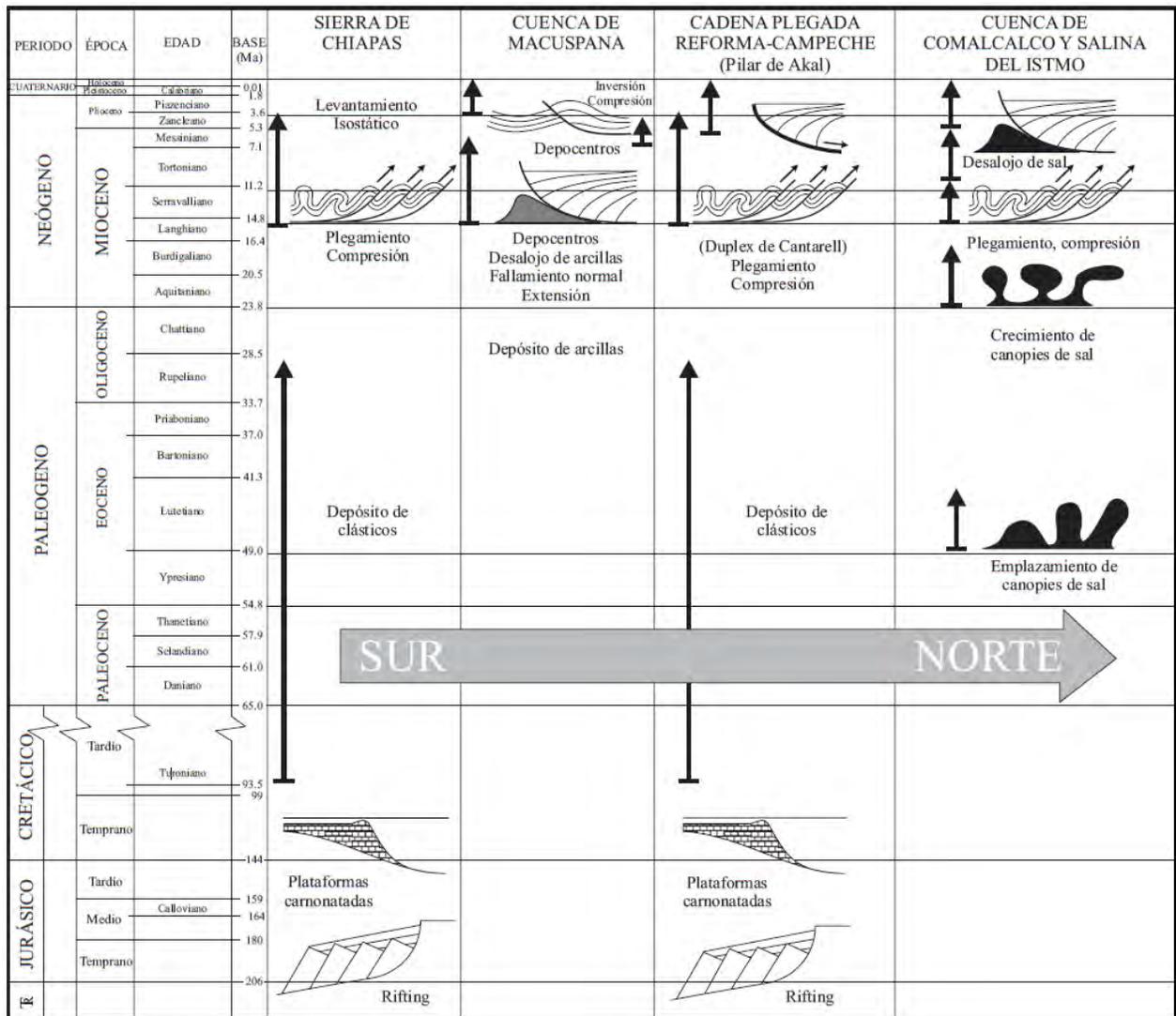
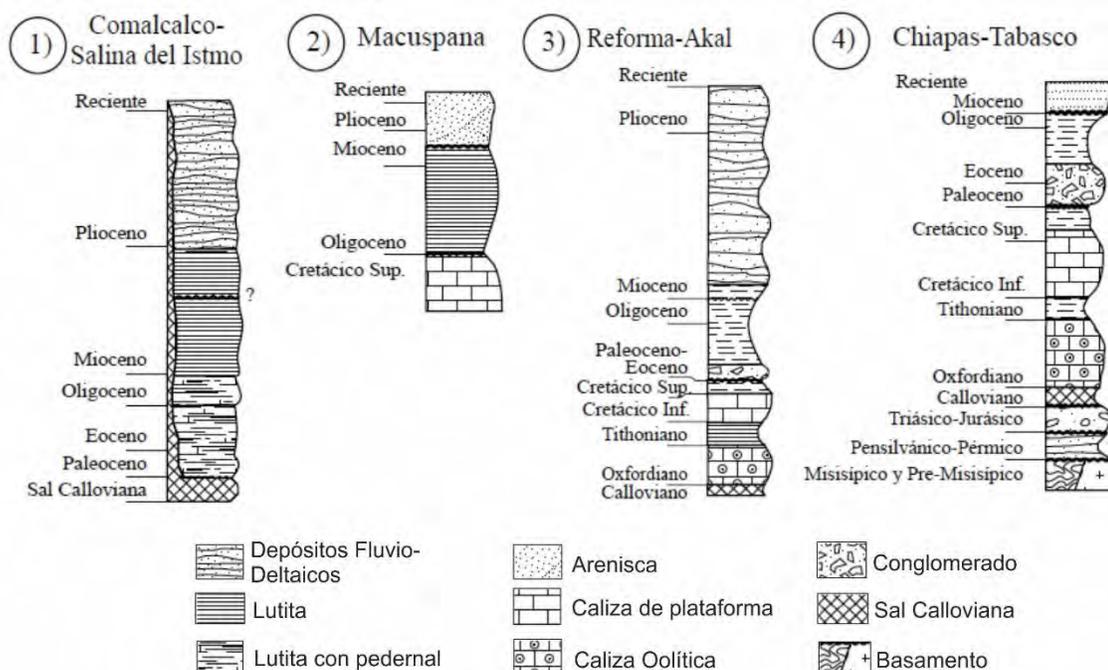


Figura 13. Representación esquemática y cronológica de los eventos tectónicos que afectaron planicie costera del sur Golfo de México (modificado de Padilla y Sánchez, 2007).

Durante este evento el Complejo del Macizo de Chiapas también se levantó, por lo que García-Molina (1994) considera que existe otro nivel de despegue profundo del basamento. Hacia fines del Mioceno e inicios del Plioceno, después de la deformación compresiva del Evento Chiapaneco, se inició el basculamiento hacia el norte de la Cadena de Chiapas-Reforma-Akal, como una respuesta al desalojo de la sal calloviana en la misma dirección. El gran aporte de clásticos provenientes del Complejo del Macizo de Chiapas durante el Plioceno y el Pleistoceno, causó el depósito de varios kilómetros de espesor de sedimentos, cuya sobrecarga empezó a generar grandes fallas de crecimiento orientadas NE-SW, con sus bloques caídos hacia el norte. Las mayores fallas lítricas normales del Plio-Pleistoceno se formaron en las cuencas de Macuspana y de Comalcalco-Salina del Istmo, mientras que espesores menores de sedimentos clásticos eran depositados también sobre la Cadena Chiapas-Reforma-Akal. Una diferencia entre estas cuencas consiste en que, mientras en la cuenca de Comalcalco-Salina del Istmo se desalojaba sal (Ricoy, 1989), en la de Macuspana se desalojaba arcilla (Ambrose *et al.*, 2003). Las secuencias depositadas en la cuenca de Macuspana estuvieron bajo un régimen de extensión desde el Mioceno tardío hasta el Pleistoceno, tiempo en el que sufrieron una inversión tectónica (Ciclo Cascadiano, Sánchez-Montes de Oca, 1980), que formó los pliegues anticlinales que hoy constituyen las trampas de los yacimientos petrolíferos de esta zona (Ambrose *et al.*, 2003).



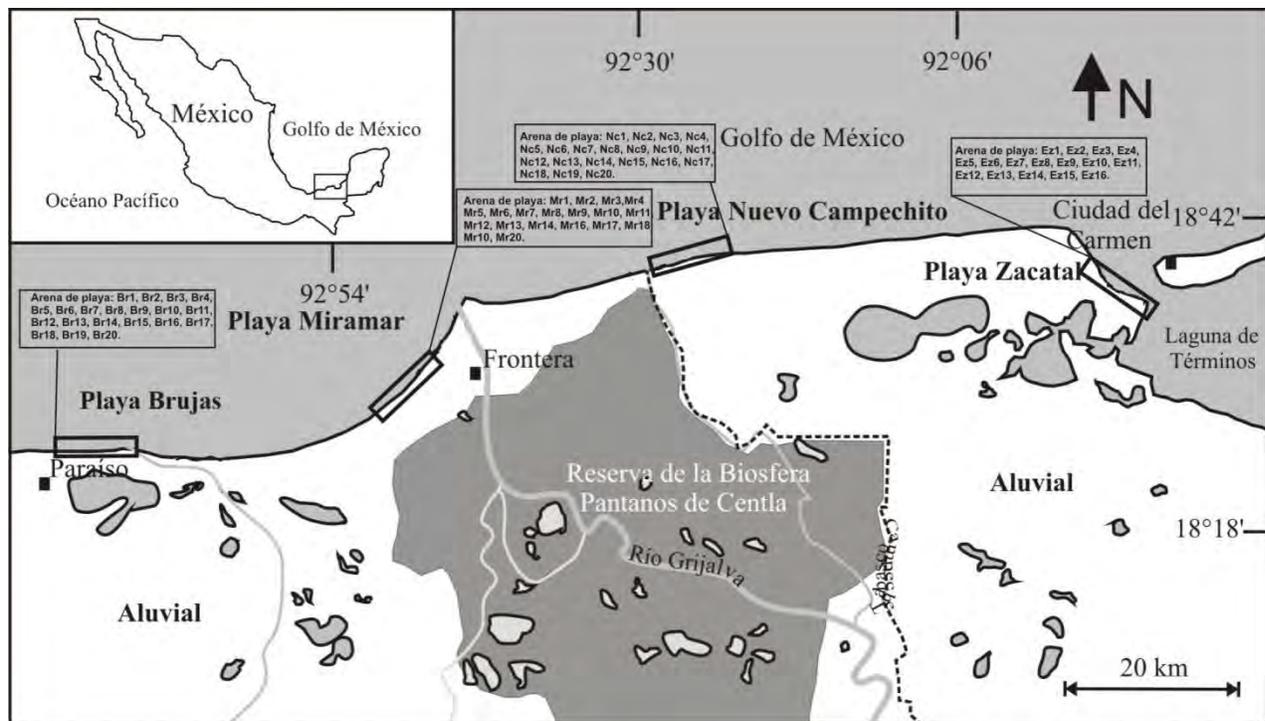
**Figura 14.** Litoestratigrafía regional de las cuencas cenozoicas de la planicie costera del sur del Golfo de México (modificado de Padilla y Sánchez, 2007).

## CAPITULO II

Finalmente, en el Plioceno Tardío-Cuaternario Temprano, se produjeron procesos marinos regresivos, interrumpidos por ciclos cortos de sedimentación transgresiva y retrogradante, causados por las fluctuaciones eustáticas de origen climático que ocurrieron durante los períodos glaciales e interglaciales del Pleistoceno (Logan *et al.*, 1969; Putsy, 1965, 1966). Las secuencias sedimentarias progradaron rápidamente hacia el Golfo de México con breves etapas retrogradantes durante el eustatismo, debido a los cambios climáticos globales que ocurrieron en los períodos glaciales e interglaciales del Pleistoceno Temprano. A partir del Pleistoceno Tardío, durante el evento post-glacial del Wisconsiano (18, 000 años, antes del presente), hasta el Holoceno Tardío (6,000-5,000 años), ocurrió un evento transgresivo con ciclos breves regresivos, lo que es evidente en el talud continental y en el borde norte y occidental de la plataforma de Yucatán, en donde se han registrado las fluctuaciones eustáticas ocurridas durante este período de tiempo (Logan *et al.*, 1969).

# ÁREA DE ESTUDIO Y OBJETIVOS DE INVESTIGACIÓN 3 |

Las playas que fueron objeto de estudio son: playa Brujas ( $18^{\circ} 26' 22.86''$  N y  $92^{\circ} 54' 32.50''$  O) playa Miramar, ( $18^{\circ} 29' 40.51''$  N y  $92^{\circ} 47' 03.7''$  O), playa Nuevo Campechito ( $18^{\circ} 39' 6.03''$  N y  $92^{\circ} 27' 48.84''$  O), y Zacatal (Lat.  $18^{\circ} 36' 53.37''$  N y  $91^{\circ} 51' 55.86''$  O) y se encuentran localizadas en el sur del Golfo de México (Figura 15). La anchura promedio de la playa es de 110 m, 250 m, 120 m y 60 m para cada localidad, respectivamente. Según la clasificación geomorfológica de las costas mexicanas propuesta por Carranza-Edwards *et al.*, (1975), los 179 km de costa y su respectiva plataforma continental delimitadas entre Coatzacoalcos y la porción oriental de la Laguna de Términos se encuentran dentro de la provincia geomorfológica denominada Planicie Costera del Sureste (Figura 1), y además se encuentra totalmente comprendida dentro del terreno Maya, de acuerdo con la distribución y nomenclatura de los terrenos tectono-estratigraficos

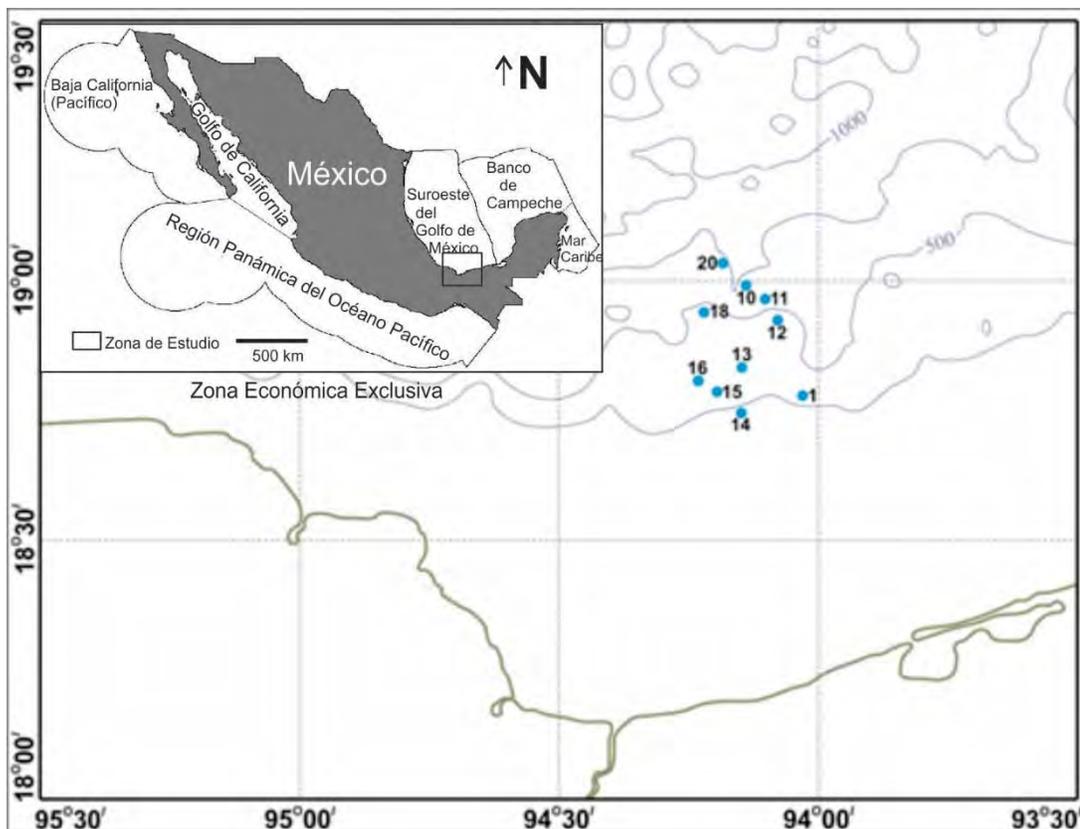


**Figura 15.** Localización de las playas estudiadas en el sur del Golfo de México (litoral de Tabasco y Campeche).

CAPITULO III

propuesta por Sedlock *et al.* (1993). Los poblados mas importantes del área de estudio son Paraíso y Frontera (Tabasco), y Ciudad del Carmen (Figura 15), a los cuales se accede a través de la carretera federal 150D y 145D respectivamente.

El área de estudio en la plataforma continental del sur del Golfo de México se encuentra entre los 18°30' y 19° 00' de latitud norte, y 94° y 94° 30' de longitud oeste dentro de la Zona Económica Exclusiva Mexicana, ubicada en la zona denominada suroeste del Golfo de México. En la Figura 16 se aprecia la ubicación de las estaciones del crucero Facies I (B/O Justo Sierra) y en la Tabla 1 se muestra la ubicación geográfica y profundidad de los sitios estudiados.



**Figura 16.** Localización de los núcleos de sedimento obtenidos del crucero oceánico-facis I en la plataforma del sur del Golfo de México.

**Tabla 1.** Detalles de los núcleos seleccionados.

Estación	Fecha de colecta	Latitud	Longitud	Profundidad (m)	Zona
1	04/08/2011	18°46'48".70	94°01'98".07	249	Plataforma
10	05/08/2011	18°59'39".64	94°08'39".74	740	Talud
11	05/08/2011	18°57'75".69	94°06'36".35	502	Talud
12	05/08/2011	18°55'25".09	94°04'72".54	431	Escarpe
13	04/08/2011	18°49'81".90	94°08'80".14	455	Escarpe
14	04/08/2011	18°44'61".97	94°08'83".10	249	Plataforma
15	04/08/2011	18°46'96".58	94°11'68".58	277	Plataforma
16	04/08/2011	18°48'53".32	94°13'99".78	310	Plataforma
18	05/08/2011	18°56'22".12	94°13'23".35	469	Escarpe
20	05/08/2011	19°01'88".01	94°11'18".36	666	Talud

Como dicho anteriormente en el capítulo 2, la evolución geológica y tectónica del terreno Maya ha sido estudiada a detalle desde su basamento hasta su respectiva cubierta sedimentaria Mesozoica y Cenozoica, sin embargo, el estudio de los depósitos sedimentarios del Holoceno del terreno Maya ha sido cubierto de manera incompleta y fragmentaria.

Una de las primeras investigaciones realizada por Self (1975) encontró que el relieve montañoso de la Faja Volcánica Mexicana es un factor determinante que controla composición de los sedimentos en la costa de Veracruz; sin embargo, este estudio sólo se limita a estudiar variaciones en el tamaño de partícula de sedimentos fluviales. Carranza-Edwards y Rosalez-Hoz (1995) realizaron un estudio de análisis de tamaños de partícula de diversas localidades en el suroeste del Golfo de México, donde determinan las condiciones energéticas del ambiente litoral, pero no realizan una cuantificación geoquímica ni un análisis de la procedencia del sedimento. Posteriormente, Carranza Edwards *et al.* (1995) realizaron un reconocimiento sobre el contenido de carbonatos en las playas del Golfo de México, concluyeron que en zonas tectónicamente activas no existen las condiciones para la acumulación de restos carbonatados y que la sedimentación carbonatada se encuentra restringida a márgenes continentales tectónicamente inactivos, caracterizados por tierras bajas y planicies costeras sumamente amplias, como es el caso de la Península de Yucatán, sin embargo no se profundiza en las condiciones tectónicas y oceanográficas

que afectan la distribución de sedimentos en esta porción del Golfo de México. Kasper-Zubillaga y Dickinson (2001) concluyeron que las arenas de Veracruz proceden de áreas fuente con predominancia de rocas andesíticas, pero en el modelo sedimentológico no se realiza un análisis minucioso a la composición petrográfica del sedimento y su respectiva zona fuente. Carranza-Edwards (2001) realizó un estudio general de los tamaños de partícula de todo el litoral de México, donde sugiere que los tamaños de partícula decrecen de acuerdo a las sub-zonas de la playa siguiendo la tendencia preferentemente infraplaya-mesoplaya-supraplaya, causada por el decremento de la energía del transporte en el ambiente litoral en dirección al continente, sin embargo el estudio se limita a estudiar las variaciones de tamaño de partícula y las condiciones energéticas del medio sedimentario. Recientemente, Armstrong-Altrin (2009), realizó un estudio geoquímico y petrográfico para arenas de playa de Veracruz y, Armstrong-Altrin *et al.* (2012) realizan un estudio geoquímico más detallado en playas de la costa norte de Veracruz (litoral de Playa Azul, Tecolutla y Nautla), donde concluyen que elementos tales como el  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , Cr, Hf, Ni, V y Zr se encuentran asociados a las altas concentraciones de minerales pesados presentes en la arena y pueden ser usados para calcular el efecto del sorteo hidráulico en el sedimento. En estos estudios se realiza un minucioso análisis donde se detalla la composición geoquímica de los sedimentos y su viabilidad como potencial fuente de recursos, pero no se realiza una caracterización mineralógica a detalle del sedimento ni se especifica su procedencia. Kasper-Zubillaga *et al.* (2013) realizaron la caracterización de tamaños de partícula de arena de playa y dunas costeras del litoral cercano a la desembocadura del río Pánuco en el norte del Golfo de México, y determinaron que la arena se deposita en un amplia planicie costera que permite la acumulación de sedimentos terrígenos y fragmentos de conchas, con una abundante interestratificación de magnetita presente debida a la deflación de minerales ligeros, al igual que con estudios anteriormente mencionados no se realiza un análisis multifactorial para caracterizar a los sedimentos.

Otros estudios que se han realizado sobre la geoquímica de sedimentos del Golfo de México se encuentran enfocados en la distribución de metales pesados y su impacto ambiental (Rosales-Hoz y Carranza-Edwards, 1998; Rosales-Hoz *et al.*, 1999; Bahena-Manjarrez *et al.*, 2002; Rosales-Hoz *et al.*, 2003). Armstrong-Altrin *et al.*, (2015) realizaron un estudio geoquímico en 10 núcleos de sedimento obtenidos de la plataforma continental del sur del Golfo de México. Mediante el uso

de radiocarbono concluyeron que estos lodos fueron depositados durante el Pleistoceno, derivados de fuentes que van de composiciones intermedias a félsicas y depositados en un ambiente oceánico óxico, donde reportan que la parte más superficial del sedimento se encuentra contaminada con metales pesados lo que sugiere que la plataforma continental se encuentra influenciada por fuentes antropogénicas durante los años recientes. Finalmente otras Investigaciones realizadas por diversos autores sobre sedimentos de plataforma del Golfo de México, se han enfocado tanto a determinar las condiciones energéticas que permiten la acumulación de sedimentos biógenos como terrígenos (Botz *et al.*, 1988; Gordon y Goñi, 2004; Yeager *et al.*, 2004; Armstrong-Altrin, 2015), comunidades faunísticas (Escobar-Briones *et al.*, 2008a, 2008b), paleontología (Castillo *et al.*, 1998), hidrocarburos (Sassen *et al.*, 2003) y en aspectos estructurales (Mitra *et al.*, 2005). Sólo algunos estudios se han enfocado a cuantificar la geoquímica de elementos mayores, traza y tierras raras en sedimentos de plataforma, sin embargo, no toman en cuenta la procedencia del sedimento y determinar su contexto geodinámico (Bouma *et al.*, 1986).

En retrospectiva, ninguna de las investigaciones mencionadas realiza un análisis tomando en cuenta y de manera conjunta, los mecanismos de selectividad que afectan el tamaño de partícula, el clima (condiciones de intemperismo); la dinámica energética del litoral (playa y plataforma); análisis de procedencia; y finalmente la interpretación tectónica de esta porción de la cuenca.

Con base en lo dicho anteriormente, los objetivos del presente trabajo son:

### 3.1 OBJETIVOS

- Reconstruir las condiciones sedimentológicas (transporte, energía, selectividad, etc.) de los sedimentos, y analizar la compatibilidad con modelos hidrodinámicos y sedimentológicos reportados previamente.
- Proponer un modelo de sedimentación para el presente en el litoral del sur del Golfo de México, basado en la composición modal, y analizar su compatibilidad con los modelos propuestos en trabajos previos.
- Determinar las concentraciones y la distribución espacial de los elementos mayores y traza de los sedimentos, con la finalidad de determinar condiciones ambientales dominantes (intemperismo, condiciones redox, etc) en el ambiente de depósito.

Para cumplir con estos objetivos, se establecieron las siguientes metas específicas:

- 1) Revisar la información disponible en la literatura.
- 2) Revisar la evolución paleogeográfica de la zona de estudio por medio de nuevos fechamientos isotópicos y utilizando los datos reportados previamente en la literatura.
- 3) Analizar los nuevos datos obtenidos en el marco de la tectónica del terreno Maya.

# MATERIALES Y MÉTODOS

## 4 |

A continuación, se describe la metodología que se siguió para alcanzar los objetivos planteados en la presente investigación.

### 4.1 Trabajo de Campo

#### 4.1.1 Muestreo en playa.

76 muestras de sedimento (arena) fueron colectadas (Playa Brujas n=20; Playa Miramar n=20; Playa Nuevo Campechito n=20; El Zacatal n=16) en el área de estudio. Las muestras fueron tomadas en la zona de mesoplaya, recolectando la capa superficial de sedimento (aprox. 1 kg) a fin de garantizar la homogeneidad de la lámina de arena y así evitar el efecto de la estratificación que tiende a reacomodar las diversas granulometrías presentes en el sedimento. Entre cada estación de muestreo se mantuvo un intervalo de aproximadamente 500 metros (Figura 15). Además, se realizó la descripción de las playas en términos de su pendiente y amplitud, usando un GPS Garmin GPSMAP 64.

#### 4.1.2 Muestreo en plataforma continental

Los núcleos de sedimento del sur del Golfo de México fueron colectados en la campaña oceanográfica **Facies I** a bordo del B/O “Justo Sierra” de la Universidad Nacional Autónoma de México llevada a cabo en el mes de agosto de 2011, utilizando para este fin un nucleador de caja (Figura 17). Se realizaron 10 estaciones oceanográficas separadas entre 10 y 30 millas náuticas. Los núcleos fueron recuperados en tubos de PVC cuidando la integridad de la muestra, sobre todo de la capa superficial.



*Figura 17. Recuperación de sedimentos mediante un nucleador de caja.*

## **4.2 Sedimentología.**

### **4.2.1 Granulometría.**

La preparación y tamizado de las muestras fue realizada tanto en el Laboratorio de Geoquímica como en el Laboratorio de Sedimentología, ambos ubicados en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología y consistió de varias etapas.

#### **4.2.1.1 Tamizado de arena.**

En laboratorio, el total de la muestra fue lavado con agua destilada para evitar las aglomeraciones producto de la cristalización de sal. Posteriormente, las muestras fueron cuarteadas hasta obtener una porción de 100 g para realizar la separación granulométrica (Figura 18). Las muestras fueron tamizadas a un intervalo de 0.5  $\phi$  para tamices con el estándar American Standard Test Sieve Series (ATSM; de +20 a +710 de abertura de red) y agitadas usando un equipo Ro-Tap sieve shaker por 15 minutos (Figura 19). Los materiales tamizados fueron pesados por separado, y resguardados para posteriores estudios.



**Figura 19.** Cuarteadores del Laboratorio de Sedimentología



**Figura 18..** Equipo Ro-Tap sieve Sha-ker.

#### **4.2.1.2 Analizador láser de partículas (granulometría de partículas finas).**

El análisis granulométrico de los lodos se obtuvo con un analizador Beckman Coulter modelo LS 230 de difracción láser (Figura 20) que realiza en forma automática la distribución del tamaño de grano, en un rango de 0.04 a 2000  $\mu\text{m}$ . Esta técnica se utiliza cuando los sedimentos tienen grosores menores a los 2 mm y su fundamento consiste en medir el tamaño de partícula por difracción del haz de luz láser. Para el análisis se requiere de un mínimo de 3 a 5 gr de muestra (peso en seco) dependiendo si se tratan de lodos o de arenas respectivamente.



**Figura 20.** Analizador láser de partículas Beckman Coulter modelo LS 230, del Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.

#### 4.2.2 Parámetros texturales.

Para determinar los parámetros texturales se usaron las fórmulas y límites propuestos por Folk (2002), utilizando el software Gradistat (Blott y Pye, 2001).

##### 4.2.2.1 Tamaño Gráfico Promedio ( $Mz\phi$ ).

Expresa el diámetro de las partículas de una muestra. Este es un parámetro estadístico que representa el tamaño de grano medio de la distribución total de los sedimentos. La diferencia en la distribución de tamaños de partícula se relaciona con las características de la roca del área fuente y a la distancia entre la fuente del sedimento con respecto al área de depósito. También los diferentes mecanismos de selectividad (eólicos y marinos) que existen en el área de depósito influyen en las características granulométricas del sedimento, por lo que este parámetro sirve para conocer la naturaleza de los sedimentos y sus condiciones de depósito.

El tamaño gráfico promedio se calcula con la siguiente ecuación:

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

Donde sus límites son:

-1 $\phi$ a 0.01 $\phi$	Arena muy gruesa
0.01 $\phi$ a 1.0 $\phi$	Arena gruesa
1.1 $\phi$ a 2.0 $\phi$	Arena mediana
2.01 $\phi$ a 3.0 $\phi$	Arena fina
3.01 $\phi$ a 4.0 $\phi$	Arena muy fina
4.01 $\phi$ a 5.0 $\phi$	Limo grueso
5.01 $\phi$ a 6.0 $\phi$	Limo medio
6.01 $\phi$ a 7.0 $\phi$	Limo fino
7.01 $\phi$ a 8.0 $\phi$	Limo muy fino
8.01 $\phi$ a 14.0 $\phi$	Arcilla

##### 4.2.2.2 Desviación estándar gráfica inclusiva ( $\sigma_I\phi$ ).

La desviación estándar gráfica inclusiva proporciona el grado de clasificación de la muestra, es decir, indica el grado de homogeneidad de los granos de sedimento. La clasificación de los sedimentos está influenciada por el grado de turbulencia, velocidad de transporte, naturaleza de los sedimentos y/o por el transporte eólico (Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005).

La ecuación utilizada para su determinación es la siguiente:

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

Donde sus límites son:

< 0.35 $\phi$	Muy bien clasificado
0.35 $\phi$ a 0.50 $\phi$	Bien clasificado
0.50 $\phi$ a 0.71 $\phi$	Moderadamente bien clasificado
0.71 $\phi$ a 1.00 $\phi$	Moderadamente clasificado
1.00 $\phi$ a 2.00 $\phi$	Mal clasificado
2.00 $\phi$ a 4.00 $\phi$	Muy mal clasificado
> 4.00 $\phi$	Extremadamente mal clasificado

**4.2.2.3 Grado de asimetría ( $Sk_I$ ).**

El grado de asimetría es una medida de dispersión de los sedimentos y nos indica que las curvas con asimetría positiva representan aquellas muestras con un exceso de material fino, mientras que las que presentan asimetría negativa contienen un exceso de material grueso. Esta medida es importante ya que puede funcionar como un indicador de mezcla de arenas finas y arenas de grano grueso (Folk, 1957, 1974).

La ecuación utilizada para su determinación es la siguiente:

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

Donde sus límites son:

1.0 $\phi$ a 0.3 $\phi$	Muy asimétrico hacia los tamaños finos
0.3 $\phi$ a 0.1 $\phi$	Asimétrico hacia los tamaños finos
0.1 $\phi$ a - 0.1 $\phi$	Casi simétrico
- 0.1 $\phi$ a - 0.3 $\phi$	Asimétrico hacia los tamaños gruesos
- 0.3 $\phi$ a - 1.0 $\phi$	Muy asimétrico hacia los tamaños gruesos

**4.2.2.4 Curtosis ( $K_G$ ).**

La curtosis es una medida de angulosidad de la curva de frecuencia, como relación de proximidad entre los valores centrales, generalmente el 50% central y los valores externos, en el 90%. En general si la curva de frecuencia unimodal, presenta un pico muy agudo es leptocurtica, si presenta

## MATERIALES Y MÉTODOS

una zona horizontal en el máximo es platicúrtica y si es similar a la normal es mesocúrtica. Esta medida refleja en cierto modo, el número de tamaños de grano que hay en la muestra y su distribución.

La curtosis se determina usando la siguiente ecuación:

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

Donde sus límites son:

<0.67 $\phi$	Muy platicúrtico
0.67 $\phi$ a 0.90 $\phi$	Platicúrtico
0.90 $\phi$ a 1.11 $\phi$	Mesocúrtico
1.11 $\phi$ a 1.50 $\phi$	Leptocúrtico
1.50 $\phi$ a 3.00 $\phi$	Asimétrico hacia los gruesos
>3.00 $\phi$	Extremadamente leptocúrtico

Un análisis multivarianza ANOVA fue realizado con la finalidad de evaluar las diferencias significativas entre los valores de los parámetros texturales de los sedimentos. Además, se realizó un análisis de discriminación lineal con la finalidad discriminar diferencias sedimentológicas basadas en los parámetros de distribución de tamaño de grano.

### 4.2.3 Condiciones energéticas del ambiente sedimentario.

De acuerdo con Sahu (1964), el análisis estadístico de los parámetros texturales de los sedimentos puede proporcionar información relevante sobre la energía y fluidez del medio de transporte y su relación al ambiente sedimentario en el cual fueron depositados. Para este fin, se realizó un análisis de función discriminante basado en los parámetros texturales para determinar las condiciones energéticas del ambiente de depósito. Para realizar dicho análisis se usaron las siguientes ecuaciones:

#### **4.2.3.1 Discriminación ambientes eólicos/playa.**

Se usa la ecuación  $Y_1$  (eólico/playa) =  $-3.5688 Mz\varphi + 3.7016 \sigma\varphi^2 - 2.0766 Ski + 3.1135 K_G$ . Si  $Y_1 > -2.7411$ , el ambiente de depósito es 'playa', si es  $< -2.7411$  el ambiente de depósito es 'eólico'.

#### **4.2.3.2 Discriminación ambientes playa/marinos someros.**

Se usa la ecuación  $Y_2$  (playa/marino somero) =  $15.6534 Mz\varphi + 65.7091 \sigma\varphi^2 + 18.1071 Ski + 18.5043 K_G$ . Si  $Y_2 < 63.6350$ , el ambiente de depósito es 'playa', si es  $> 63.6350$  el ambiente de depósito es 'marino somero'.

#### **3.2.3.3 Discriminación ambientes marinos someros/fluviales.**

Se usa la ecuación  $Y_3$  (marino somero/fluviales) =  $0.2852 Mz\varphi - 8.7604 \sigma\varphi^2 - 4.8932 Ski + 0.0482 K_G$ . Si  $Y_3 > -7.4190$ , el ambiente de depósito es 'marino somero', si es  $< -7.4190$  el ambiente de depósito es 'fluviales'.

#### **4.2.3.4 Discriminación ambientes fluviales/corrientes de turbidez.**

Se usa la ecuación  $Y_4$  (marino fluvial/corriente de turbidez) =  $0.7215 Mz\varphi + 0.403 \sigma\varphi^2 + 6.7322 Ski + 5.2927 K_G$ . Si  $Y_4 > -10.000$ , el ambiente de depósito es 'corriente de turbidez', si es  $< 10.000$  el ambiente de depósito es 'fluviales'.

### 4.3 Geoquímica.

#### 4.3.1 Preparación de las muestras de sedimento.

En total se analizaron 70 muestras de sedimento para determinar elementos mayores y elementos traza incluidos los elementos de Tierras Raras.

En laboratorio se cuartearon las muestras de sedimento para obtener una fracción representativa de las mismas. Una parte de la muestra se utilizó para la realización de láminas delgadas (sólo para arenas) con la finalidad de realizar las descripciones petrográficas correspondientes.

Posteriormente se preparó una solución ácida de HCl de concentración de 0.004%, con la finalidad de retirar los materiales calcáreos de la muestra. Después de 24 horas de exposición se lavó la muestra con agua destilada para retirar el material disuelto y finalmente pasar al proceso de secado (Figura 22).

#### 4.3.2 Proceso de pulverización

La trituración de las muestras se llevó a cabo en un pulverizador marca Fritsch Pulverisette 2 (Figura 21) con mortero de ágata del Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. En la pulverización de las muestras se debe tener especial cuidado para evitar la contaminación con otras muestras o con materiales pulverizados con anterioridad; para ello es importante limpiar cuidadosamente el área de trabajo y los instrumentos antes y después de la pulverización de cada muestra; con este propósito se utiliza una pequeña fracción de la muestra por procesar donde el polvo obtenido de esta molienda es desechado evitando así que los residuos de arena/lodo pulverizados anteriormente y que no fueron eliminados contaminen la muestra.

Posteriormente, la muestra se introduce en el mortero de ágata durante un periodo de 10 minutos hasta obtener un polvo con apariencia de talco (con la intención de obtener un tamaño de partícula menor a  $74 \mu$ ). Finalmente, el polvo obtenido de cada muestra fue pesado hasta obtener 10 gramos, donde 5 gr se utilizaron para los análisis de elementos mayores y el resto para la determinación de concentraciones de elementos traza y tierras raras.



**Figura 21.** Pulverizador Fritsch 2 de mortero de ágata. Laboratorio de Geoquímica, ICML.



**Figura 22.** Horno marca Riessa modelo H-2. Laboratorio de Geoquímica, ICML.

#### 4.3.4 Métodos Analíticos.

##### 4.3.4.1 Fluorescencia de Rayos X (XRF) para el análisis de elementos mayores.

El método de Fluorescencia de Rayos X conocido como XRF es uno de los métodos más usados para determinar elementos mayores. Este método según Rollinson (1993), está basado en la excitación de la muestra mediante rayos X, para lo cual se dispara un haz de rayos X primario que produce la excitación y formación de rayos X secundarios (fluorescencia) el cual tiene las características específicas de longitud de onda para cada uno de los elementos presentes en la muestra, la intensidad de estos rayos X secundarios se utiliza para determinar la concentración de los elementos presentes de acuerdo con estándares de calibración y aplicando las correcciones necesarias que se requieren para eliminar los errores analíticos. Las muestras fueron analizadas en el LUGIS del Instituto de Geología, UNAM donde a continuación se describe brevemente el procedimiento efectuado:

La determinación de elementos mayores se realiza mediante una “perla”; esta es preparada con 1 g de muestra en polvo con 9 g de fundente compuesto en una proporción 50:50 de porcentaje en peso de  $Li_2B_4O_7 - Li_2BO_2$ . La mezcla es vaciada en un crisol y es calentada a una temperatura próxima a 1,100 ° Celsius en un horno equipado con quemadores Fisher y moldes para la preparación simultánea de 3 perlas. Previo al calentado, se adicionan 2 gotas de  $LiBr$  en solución

acuosa en una concentración de 250 g/l, esto evita que la perla se adhiera al molde. Una vez enfriadas las perlas, se retiran del molde con cuidado, evitando el contacto con las manos para evitar contaminarlas, al reverso de la perla se le coloca una etiqueta con el nombre de la muestra y la fecha de elaboración.

Como complemento del análisis de elementos mayores, se requiere determinar la pérdida por calcinación (PxC), lo cual se hace al calentar a 1,000° Celsius un gramo de muestra en base seca, colocándola en un crisol de porcelana por un periodo de 60 minutos. Finalmente, se deja enfriar a temperatura ambiente.

Para el cálculo de la pérdida por calcinación se utiliza la fórmula:

$$\%PxC = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$$

Para los análisis se utilizó un espectrómetro secuencial de rayos X Siemens SRS-3000, equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio, el cual mide concentraciones de elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P). Los errores estimados en las determinaciones son <1% en elementos mayores (Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1995; Verma *et al.*, 1996). Previo a los análisis se calibra el equipo de acuerdo con los estándares preestablecidos para cada material que se desee analizar. Las curvas de calibración son construidas con estándares emitidos por instituciones de reconocido prestigio internacional (Lozano y Bernal, 2005). El estándar geoquímico JGB1 (GSJ) fue usado para determinar la calidad de los datos. Los análisis geoquímicos de elementos mayores tienen una precisión mejor al 5%. Las concentraciones de elementos mayores fueron recalculadas a las bases anhidras (libres de la pérdida por calcinación) y reajustadas al 100% para la posterior interpretación. Los valores de *Upper Continental Crust* (UCC; Taylor y MacLennan, 1985) fueron usados para normalizar y comparar las concentraciones de elementos mayores.

#### **4.3.4.2 Espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado inducido (ICP-MS) para el análisis de elementos traza y Tierras Raras**

El método de espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado inducido, es una técnica que permite límites de detección muy bajos (ppb, ppt), así como buena precisión, lo que hace que este método sea muy usual. En este procedimiento, los átomos son extraídos del plasma a través

de un orificio a un sistema de vacío y bombeados con un lente iónico a un espectrómetro de masas (Rollinson, 1993).

Una vez molidas las muestras se seleccionan 0.22 gr de cada una de ellas para realizar la digestión. En vasos de teflón se realizan una serie de digestiones con ácido fluorhídrico (*HF*) y ácido perclórico (*HClO<sub>4</sub>*) y se calienta la solución en una parrilla a una temperatura aproximada de 60° C hasta que finalmente se obtiene una pasta. Posteriormente se agrega una solución a base de indio (se utiliza este elemento ya que no se encuentra naturalmente en las muestras y evita las interferencias en las lecturas del aparato) con una concentración de 10 ppb y se afora en matraces de 100 ml. Posteriormente se filtra la solución con filtros del número 41, para retirar turbiedades indeseables. Finalmente, la muestra se guarda en envases de plástico a la espera de realizar el análisis de ICP-MS.

Las concentraciones de elementos traza (Ba, Cr, Sc, Sr, V, Zn y Zr) fueron determinadas usando un Espectrómetro de emisión atómica acoplado con fuente de plasma inducido marca Jobin Yvon 138 Ultrace (ICP-AES). Las Tierras Raras, Co, Cs, Cu, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Th, U y Y fueron analizados usando un Espectrómetro de masas acoplado con fuente de plasma inducido marca PQII Plus (ICP-MS) usando el método propuesto por Jarvis (1988). La precisión analítica de las concentraciones de elementos trazas es mayor al 5%. El estándar BCR-2 (Basaltos del río Columbia) del Servicio Geológico de los Estados Unidos fue usado para la calibración. Las concentraciones de elementos trazas fueron normalizadas utilizando los valores de *North America Shale Composite* (NASC, Gromet *et al.*, 1984). Las Tierras Raras normalizadas con los valores de normalización de NASC (Gromet *et al.*, 1984). Las anomalías de Eu (Eu/Eu\*) y Ce (Ce/Ce\*) fueron calculadas usando las siguientes formulas ( $C_N$  es el valor normalizado contra condrita):

$$Eu^* = Eu_{CN} / [(Sm_{CN}) * Gd_{CN}]^{1/2} \quad Ce^* = Ce_{CN} / [(La_{CN}) * Pr_{CN}]^{1/2}$$

#### **4.3.4.3 Fechamientos de Zircones Detríticos.**

Una de las muestras de arena (BR4) fue seleccionada para el análisis de zircones detríticos. La muestra se separó utilizando tamices con el estándar American Standard Test Sieve Series (de +80 a +100 de abertura de red). Posteriormente la separación de minerales pesados se llevó a cabo por medio del método de separación por vía húmeda, utilizando la mesa Wilfley. Una vez

## MATERIALES Y MÉTODOS

obtenidas las fracciones densas, se realizó la concentración final de minerales pesados por medio de la decantación en líquidos densos. Para este fin, se utilizó el bromoformo, el cual tiene una densidad de  $2.8 \text{ g/cm}^3$  y debido a que los zircones tienen una densidad alta ( $\sim 4.68 \text{ g/cm}^3$ ), se hundieron dentro del líquido y se fraccionan los minerales más ligeros tales como feldespatos y cuarzos, los cuales quedan suspendidos. Finalmente, el concentrado de minerales pesados se lavó con acetona y agua destilada para proceder a la separación manual de zircones, la cual se realizó utilizando pinzas de precisión bajo un microscopio binocular estereoscópico.

Basado en su textura, superficie y color, se separaron y montaron manualmente entre 150 y 200 granos de zircón. Posteriormente, los zircones se montaron en una probeta de resina epóxica. Después del secado, la probeta de resina se desbastó utilizando papel abrasivo (15500-grit) hasta llegar a aproximadamente la mitad del grosor de los granos de zircón. Posteriormente se procedió a pulir la muestra con abrasivo de diamante en suspensión (entre 1 y  $6 \mu\text{m}$ ) con la finalidad de obtener una superficie lo más homogénea posible. Los zircones montados y pulidos fueron fotografiados bajo catodoluminiscencia (CL), utilizando un luminoscopio ELM3R montado sobre un microscopio binocular, el cual se encuentra conectado a una cámara digital. Esto tiene la finalidad de poder observar la estructura interna de los zircones (identificar núcleos heredados), lo cual ayudó en la selección de los puntos para realizar los análisis isotópicos. Los análisis isotópicos fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM por la técnica de ablación láser y espectrometría de masas acoplada con fuente de plasma inducido (Figura 23).



**Figura 23.** Equipo Láser Resolution M-50/Lambda Physik LPX 220 Excimer del Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias, UNAM.

La ablación de los zircones se realizó con un láser Resolution M-50/Lambda Physik LPX 220 Excimer, que trabaja con una longitud de onda de 193 nm, acoplado con un cuadrupolo ICP-MS Thermo Xseries II. Los detalles sobre la metodología analítica se pueden encontrar en Solari *et al.* (2010a). Para la reducción de los datos se utilizó el estándar Plěsovice ( $\pm 337$  Ma, Slama *et al.*, 2008). La corrección para el plomo común se realizó empleando el método algebraico de Andersen (2002), esto debido a la dificultad de medir de manera precisa la cantidad del isótopo  $^{204}\text{Pb}$ .

Los errores relacionados con la calibración del estándar, la edad del estándar, la composición del plomo común y la constante de decaimiento de Uranio se reportan al nivel de  $2\sigma$ . Una vez realizada la reducción y corrección, se descartan los datos que presentan pérdida de plomo, errores mayores al 10% y porcentajes de discordancias  $<12\%$  y  $<-5\%$ , en cuanto a estos se considera que no tienen ningún significado geológico real. Usando el programa Isoplot 4.0 (Ludwing, 2008), se graficaron los modelos de probabilidad de densidad, los cuales se utilizaron para interpretar las poblaciones de zircones contenidas en la muestra.

#### **4.3.4.4 Mineralogía del sedimento (Difracción de Rayos X).**

Tres muestras de sedimento arenoso (Br-3; MIR-16; y NC-6) y una muestra de sedimento de plataforma (N11; superficial y profundo) fueron seleccionadas para análisis de difracción de rayos-X (DRX). Los estudios mineralógicos fueron realizados usando un difractómetro de rayos X Siemens D5000, del Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología, UNAM. Para el análisis del sedimento arenoso, se utilizaron 5 gr de polvo (ver preparación de muestras) para realizar un difractograma de rayos-X de “polvo total”, con un intervalo de barrido entre 2° y 60°, y con una velocidad de goniómetro de 2°/minuto. Para el análisis de filosilicatos, se separaron la fracción de limo (<63 µm) de la arcillosa (<42 µm), 3 gramos de polvo fueron separados mediante la suspensión de partículas arcillosas durante 20 minutos. Posteriormente, la suspensión fue removida y se prepararon los “agregados orientados”. Mediante la saturación de glicerol y un tratamiento de calor (300 a 500°C) se llevó a cabo un barrido entre 2° y 60° (montajes de polvo sin orientar), y posteriormente en muestra seca entre 2° y 20° (para polvo arcilloso orientado) (Martins *et al.*, 2007; Trindade *et al.*, 2013). Para la semi-cuantificación de los principales minerales identificados, se utilizó el método de la reflectancia específica (poderes reflectantes) de cada mineral para realizar la estimación cuantitativa por factores empíricos (Rocha, 1993; Olivera *et al.*, 2002; Martins *et al.*, 2007).

#### **4.3.4.5 Microsonda electrónica (SEM-EDS).**

Un análisis químico semicuantitativo fue realizado a las arenas de playa con un microscopio electrónico de barrido PHILLIPS XL-30 (SEM) equipado con un espectrómetro de energía dispersiva (EDS) del Laboratorio de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM.

#### 4.4 Petrografía.

Se realizó un conteo de puntos para 17 muestras de arena con la finalidad de determinar cuantitativamente su composición. Alrededor de 300 puntos fueron contados en lámina delgada de acuerdo al método de conteo de Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Ingersoll *et al.*, 1984). Con la finalidad de discriminar la procedencia de las arenas de playa, se utilizaron los parámetros y diagramas ternarios (QtFL, QmFLt, QmPK, QpLvMLsm, LmLvLs; Dickinson, 1985; Ingersoll *et al.*, 1993) que fueron complementados en el caso específico de los fragmentos líticos, por índices recalculados del método Gazzi-Dickinson (Tabla 2). Los líticos metamórficos fueron clasificados de acuerdo a la composición del protolito y fueron subdivididos en cinco rangos metamórficos (Tabla 2, criterios propuestos por Garzanti y Vezzoli, 2003). Para cada muestra, fue calculado el promedio de cada rango metamórfico para expresar el *metamorphic index* (MI) desde valores de 100 (solo fragmentos líticos de bajo rango, tales como pizarra, metapelita o metabasalto) a 500 (solo fragmentos líticos de alto grado, tales como esquistos de grano grueso, gneis o anfibolita). Los granos de mármol no son consistentemente distinguibles debido a la recristalización de la esparita y son incluidos en los fragmentos de carbonato (Lc). Los líticos de calcoesquistos impuros incluyen los líticos de carbonato (Lc) y líticos metamórficos (Lm). Todos estos parámetros proveen información relevante sobre la roca fuente del sedimento.

**Tabla 2.** Índices recalculados para la composición total y minerales pesados. (Modificado de Gazzi, 1970, 1985; Dickinson, 1970; Ingersoll et al, 1984; Garzanti-Vezzoli, 2003).

Índices	Definición
<i>Composición (QFL%):<sup>a</sup></i>	
Q	Cuarzo
F	Feldespato (K= Feldespato potásico; P=Plagioclasa)
Lv	Fragmentos líticos volcánicos y sub-volcánicos Lvl = fragmentos volcánicos lathwork Lvm= fragmentos volcánicos microlíticos Lvf= fragmentos volcánicos felsíticos
Lc	Fragmentos líticos carbonatados (incluido el mármol)
Lp	Líticos pelíticos (lutitas, limolita)
Lm	Fragmentos líticos metamórficos
Lu	Fragmentos líticos ultramáficos (serpentinita)
Ls	Lc + Lp = total de fragmentos líticos sedimentarios
<i>Rangos de líticos metamórficos:<sup>b</sup></i>	
Rm0	Fragmentos líticos volcánicos a sub-volcánicos y sedimentarios sin metamorfismo = Ls + Lv
Rm1	Fragmentos de rocas metamórficas de muy bajo rango (clivaje suave, illita-clorita)
Rm2	Fragmentos de rocas metamórficas de bajo rango (clivaje fuerte, sericita)
Rm3	Fragmentos de rocas metamórficas de rango medio (esquistocidad, micas pequeñas)
Rm4	Fragmentos de rocas metamórficas de alto grado (nuevos cristales < 62.5µ, muscovita)
Rm5	Fragmentos de rocas metamórficas de muy alto grado (nuevos cristales > 62.5 µ, biotita)
Rm1+	Rm1 + 1/2 Rm2
Rm3+	Rm3 + 1/2 Rm2 + 1/2 Rm4
Rm5+	Rm5 + 1/2 Rm4
Rm	Rm1 + Rm2 + Rm3 + Rm4 + Rm5
MI (metamorphic index)	$Rm1/Rm \times 100 + Rm2/Rm \times 200 + Rm3/Rm \times 300 + Rm4/Rm \times 400 + Rm5/Rm \times 500$
<i>Relaciones (%):<sup>c</sup></i>	
P/F	Plagioclasa (excluyendo plagioclasas zonadas)/feldespatos totales
Qp/Q	Cuarzo policristalino (excluyendo pedernal)/cuarzo total
Rcd/Rc	Fragmentos de dolomías/fragmentos de rocas carbonatadas totales
Rmb/Rm	Fragmentos de metabasitas/fragmentos de rocas metamórficas totales
Ruc/Ru	Fragmentos de peridotita y serpentinita/fragmentos de rocas ultramáficas
<i>Minerales pesados (DM%):<sup>d</sup></i>	
ZTR&	Ultraestables (zircon, turmalina, rutilo), esfena, magnetita, apatito, barita
Hb	Hornblenda
&A	Otros anfíboles (glaucofano, anfíbol sódico, tremolita/actinolita, antofilita)
POS	Piroxeno, olivino, espinela
LgM	Minerales metamórficos de bajo grado (epidota, prehnita, pumpellyita, carpolita, cloritoide)
Gt	Granate
HgM	Minerales metamórficos de bajo grado (estauroлита, andalusita, cianita, sillimanita)
DM%	Porcentaje de minerales pesados analizados en la fracción muy fina de las arenas

<sup>a</sup> Ocho índices fueron calculados con el método Gazzi-Dickinson (QFL). Lp+Lv+Ls+Lm+Lu = fragmentos líticos afaníticos (tamaño de cristal < 625 micras) Q + F + L = total de granos extracuenca (excluyendo micas y minerales pesados).

<sup>b</sup> Rm = Rm1 + Rm2 + Rm3 + Rm4 + Rm5 = fragmentos totales de rocas metamórficas (excluyendo metacarbonatos). Los cinco rangos de fragmentos metamórficos fueron definidos en Garzanti and Vezzoli (2003). MI = metamorphic index

# RESULTADOS

# 5 |

La Tabla 1 muestra los parámetros texturales obtenidos en este trabajo con base en el análisis de tamaño de grano para los sedimentos de playa.

**Tabla 3.** Valores de los parámetros de tamaño de grano para cada una de las localidades.

	Mz $\theta$	$\sigma\theta$	Ski	K <sub>G</sub>		Mz $\theta$	$\sigma\theta$	Ski	K <sub>G</sub>
<b>Br1</b>	2,657	0,419	-0,299	1,054	<b>Mr19</b>	2,956	0,296	0,230	2,367
<b>Br2</b>	2,872	0,400	-0,039	2,101	<b>Mr20</b>	2,868	0,234	-0,016	2,395
<b>Br3</b>	2,575	0,485	-0,366	1,046	<b>Nc1</b>	2,668	0,318	-0,208	0,784
<b>Br4</b>	2,392	0,497	0,136	0,728	<b>Nc2</b>	2,660	0,317	-0,469	0,786
<b>Br5</b>	2,414	0,500	0,123	0,743	<b>Nc3</b>	2,541	0,330	0,244	0,844
<b>Br6</b>	2,382	0,494	0,142	0,738	<b>Nc4</b>	2,560	0,370	0,317	1,016
<b>Br7</b>	2,800	0,488	-0,171	1,098	<b>Nc5</b>	2,662	0,361	-0,299	0,988
<b>Br8</b>	2,844	0,472	-0,169	2,535	<b>Nc6</b>	2,681	0,322	-0,220	0,810
<b>Br9</b>	2,876	0,460	-0,150	1,229	<b>Nc7</b>	2,663	0,320	-0,169	0,794
<b>Br10</b>	3,000	0,329	0,189	0,977	<b>Nc8</b>	2,665	0,361	-0,314	0,987
<b>Br11</b>	2,874	0,398	-0,037	2,102	<b>Nc9</b>	2,541	0,325	0,268	0,834
<b>Br12</b>	2,838	0,475	-0,150	1,123	<b>Nc10</b>	2,541	0,334	0,227	0,849
<b>Br13</b>	2,801	0,470	-0,153	1,093	<b>Nc11</b>	2,660	0,275	-0,363	0,578
<b>Br14</b>	2,694	0,414	-0,337	1,077	<b>Nc12</b>	2,563	0,323	0,216	0,803
<b>Br15</b>	2,829	0,472	-0,153	1,127	<b>Nc13</b>	2,658	0,370	-0,289	1,018
<b>Br16</b>	2,845	0,463	-0,145	1,152	<b>Nc14</b>	2,552	0,325	0,238	0,820
<b>Br17</b>	2,762	0,496	-0,152	1,040	<b>Nc15</b>	2,568	0,313	0,493	0,766
<b>Br18</b>	2,655	0,577	-0,224	0,994	<b>Nc16</b>	2,680	0,332	-0,185	0,833
<b>Br19</b>	2,682	0,563	-0,228	1,028	<b>Nc17</b>	2,672	0,327	-0,190	0,816
<b>Br20</b>	2,901	0,397	-0,027	0,977	<b>Nc18</b>	2,674	0,326	-0,193	0,815
<b>Mr1</b>	2,951	0,297	0,229	2,442	<b>Nc19</b>	2,550	0,320	0,262	0,808
<b>Mr2</b>	2,964	0,302	0,242	2,382	<b>Nc20</b>	2,674	0,322	-0,209	0,804
<b>Mr3</b>	2,797	0,307	-0,273	2,372	<b>Ez1</b>	2,363	0,765	-0,238	1,452
<b>Mr4</b>	2,744	0,323	-0,283	2,313	<b>Ez2</b>	2,843	0,503	-0,156	0,782
<b>Mr5</b>	2,960	0,304	0,234	2,335	<b>Ez3</b>	0,638	0,638	-0,118	1,087
<b>Mr6</b>	2,754	0,318	-0,289	2,359	<b>Ez4</b>	2,370	0,481	0,115	0,796
<b>Mr7</b>	2,953	0,298	0,226	2,372	<b>Ez5</b>	3,066	0,377	0,171	0,961
<b>Mr8</b>	2,749	0,314	0,314	2,349	<b>Ez6</b>	2,841	-0,155	-0,155	0,773
<b>Mr9</b>	2,772	0,307	-0,276	2,388	<b>Ez7</b>	3,025	0,309	0,230	0,891
<b>Mr10</b>	2,772	0,302	-0,275	2,417	<b>Ez8</b>	2,833	0,514	-0,166	0,782
<b>Mr11</b>	2,987	0,313	0,249	2,280	<b>Ez9</b>	2,857	0,515	-0,197	0,810
<b>Mr12</b>	2,974	0,295	0,257	2,405	<b>Ez10</b>	3,019	0,298	0,264	0,883
<b>Mr13</b>	2,765	0,305	-0,278	2,376	<b>Ez11</b>	3,043	0,406	0,007	1,163
<b>Mr14</b>	2,765	0,308	-0,279	2,374	<b>Ez12</b>	2,986	0,524	-0,154	1,194
<b>Mr15</b>	2,741	0,322	-0,291	2,281	<b>Ez13</b>	3,032	0,346	0,111	0,917
<b>Mr16</b>	2,861	0,368	-0,035	2,359	<b>Ez14</b>	3,011	0,341	0,182	0,952
<b>Mr17</b>	2,778	0,303	-0,269	2,375	<b>Ez15</b>	3,002	0,335	0,206	1,006
<b>Mr18</b>	2,777	0,299	-0,268	2,389	<b>Ez16</b>	2,834	0,496	-0,173	1,193

Br: Playa Brujas; Mr: Playa Miramar, Nc: Playa Nuevo Campechito; Ez: Playa El Zacatal; Mz: tamaño promedio;  $\sigma$ : sorteo; Ski: asimetría; K<sub>G</sub>: curtosis

**Tabla 4.** Valores promedio de los parámetros de tamaño de grano para cada una de las localidades.

Parámetros granulométricos de arenas de playa					
Localidad		Mz ( $\phi$ )	$\sigma$	Ski	K <sub>G</sub>
<b>Brujas</b>	Máx.	3.000	0.577	0.189	2.535
	Mín.	2.382	0.329	-0.366	0.728
	Promedio $\pm$	2.735 $\pm$ 0.18	0.463 $\pm$ 0.10	-0.111 $\pm$ 0.06	1.198 $\pm$ 0.60
<b>Miramar</b>	Máx.	2.987	0.368	0.314	2.442
	Mín.	2.741	0.234	-0.291	2.280
	Promedio $\pm$	2.844 $\pm$ 0.06	0.306 $\pm$ 0.02	-0.043 $\pm$ 0.02	2.367 $\pm$ 0.20
<b>Nuevo Campechito</b>	Máx.	2.681	0.370	0.493	1.018
	Mín.	2.541	0.275	-0.469	0.578
	Promedio $\pm$	2.622 $\pm$ 0.16	0.330 $\pm$ 0.26	-0.042 $\pm$ 0.29	0.838 $\pm$ 0.18
<b>El Zacatal</b>	Máx.	3.066	0.765	0.264	1.452
	Mín.	0.638	-0.155	-0.238	0.773
	Promedio $\pm$	2.735 $\pm$ 0.48	0.418 $\pm$ 0.04	-0.004 $\pm$ 0.10	0.978 $\pm$ 0.19

Mz: tamaño promedio;  $\sigma$ : sorteo; Ski: asimetría; K<sub>G</sub>: curtosis.

Los sedimentos de Brujas son arenas finas ( $\sim 2.74 \pm 0.18 \phi$ ) de moderadamente clasificadas a bien clasificadas (de 0.32 a 0.58  $\phi$ ). Muestran una tendencia predominante de valores negativos ( $\sim -0.11 \pm 0.06$ ) en la asimetría, esto significa que la mayoría de las muestras contienen un exceso de tamaños gruesos y tienden a presentar curvas platicúrticas y mesocúrticas. Cullers (2000) sugiere que la fracción fina de un sedimento arenoso tiende a concentrar los minerales pesados debido a su densidad, la muestra de sedimento de playa BR-3 contiene augita, magnetita, actinolita y hematita (ver resultados de DRX), la fracción gruesa contiene cuarzo y anortita.

Los sedimentos de Miramar son arenas finas ( $\sim 2.84 \pm 0.06$ ) muy bien clasificadas (de 0.23 a 0.37  $\phi$ ). Presentan dos poblaciones de arenas que muestran valores de asimetría distintos, una con abundancia de tamaños gruesos y otra con exceso de tamaños finos (valores de -0.29 a 0.31). La curtosis muestra valores de sedimentos extremadamente leptocúrticos ( $\sim 2.36 \pm 0.20$ ). Los sedimentos de Nuevo Campechito son arenas finas ( $\sim 2.62 \pm 0.16$ ) muy bien clasificadas a bien clasificadas (valores de 0.27 a 0.37  $\phi$ ). Los valores de asimetría extremos que van de -0.47 a 0.49  $\phi$  conforman dos grupos de sedimento, arenas con abundancia de tamaños muy gruesos y gruesos y arenas con abundancia de tamaños muy finos y finos respectivamente, y muestran valores de curtosis predominantemente platicúrticos ( $\sim 0.83 \pm 0.18 \phi$ ). La muestra MIR-16 y NC-6 (ver resultados DRX) muestran la presencia de albita y cuarzo, la presencia de dos poblaciones de sedimento puede deberse a la concentración de feldespatos en la porción fina de la arena, este

patron ha sido reportado en areniscas antiguas y es atribuida a la pulverización mecánica producto del clivaje de los feldspatos (Odom, 1975; Odom *et al.*, 1976; Garzanti, 1986), pero este fenómeno no es observado frecuentemente en arenas modernas y puede ser en cambio el resultado de disolución post-depósito de feldspatos más gruesos (Garzanti *et al.*, 2013), la población de sedimento más grueso concentra al mineral mas resistente, en este caso el cuarzo.

Los sedimentos de El Zacatal son arenas muy finas ( $\sim 2.73 \pm 0.48 \phi$ ) de moderadamente clasificadas a muy bien clasificadas (valores de  $-0.16$  a  $0.76 \phi$ ). El parámetro de asimetría presenta valores que delimitan dos grupos marcados de sedimentos, uno con exceso de partículas finas ( $0.26\phi$ ) y otro de partículas gruesas ( $-0.24 \phi$ ). La curtosis tiende a valores con una variación entre sedimentos leptocúrticos a platicúrticos.

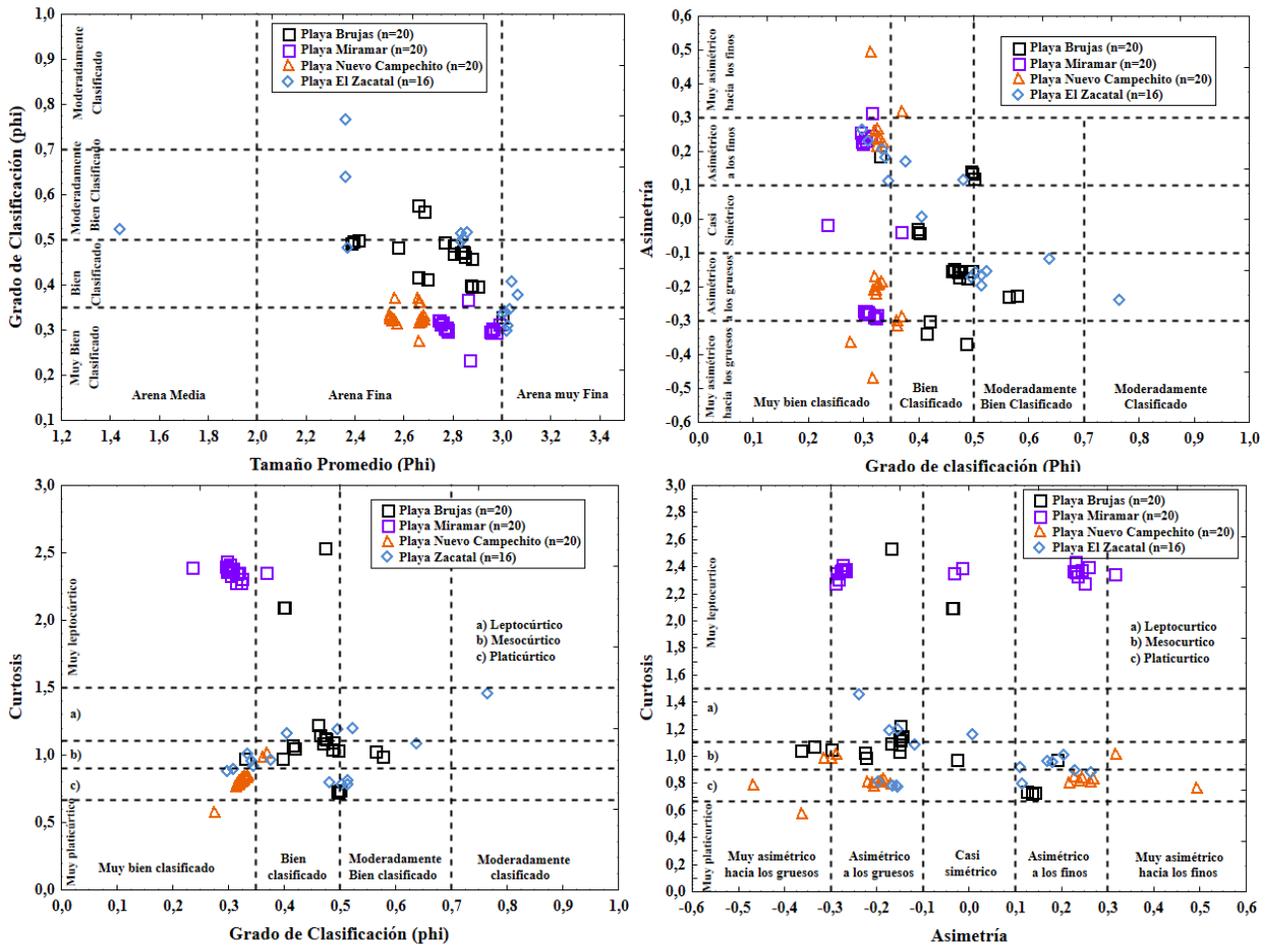


Figura 24. Diagramas binarios que muestran las relaciones por sectores entre (a) el tamaño promedio ( $\phi$ ) vs. grado de clasificación ( $\phi$ ); (b) grado de clasificación vs. asimetría; (c) grado de clasificación vs. curtosis; y (d) asimetría vs. curtosis.

De acuerdo con King (1972) la distribución de los sedimentos no es necesariamente uniforme a lo largo del perfil de playa y la presencia de diferentes grupos con diferentes asimetrías puede estar relacionado a como la marea influye de varias maneras en la playa: 1) generando morfologías específicas (rizaduras, acanaladuras, barras), 2) al variar la altura de la onda de marea se desplaza la posición de los rompeolas que es donde hay mayor disipación de energía, y 3) la velocidad de la ola varía con la profundidad y esta depende de la marea por lo que el arrastre es distinto a lo largo del perfil de playa.

#### 4.1.2 Resultados de los parámetros texturales de sedimentos de plataforma

Con la finalidad de identificar y comprender las diferencias entre las condiciones de depósito del presente y pasado, las muestras de sedimento de los núcleos fueron sub-muestreadas con 1 centímetro de resolución. El análisis descrito a continuación corresponde los intervalos de la capa superficial (cm 0 – 1), medio (cm 30-31), y profundo (cm 300-391), de 10 muestras en total. La sección superficial y media de los núcleos de sedimento fueron seleccionados para estudiar las condiciones de depósito del presente, mientras que el intervalo profundo (>300 cm) es más antiguo que 19,000 años, y representa un depósito del Pleistoceno. La metodología para determinar las edades fue radiocarbono en foraminíferos y los datos pueden ser consultados en Armstrong *et al.* (2015), ya que los núcleos de sedimento de plataforma forman parte del proyecto “FACIES-PEMEX-PEP- No: 420401851”. La Tabla 5 muestra los parámetros texturales obtenidos en este trabajo con base en el análisis de tamaño de grano de lodos de plataforma.

Los sedimentos de la sección superficial (centímetro 0-1) se encuentran constituidos en su mayor parte por limo muy fino ( $\sim 7.77 \pm 0.06 \phi$ ), mal clasificado (de 1.63 a 1.69  $\phi$ ). Muestran una tendencia predominante de valores positivos ( $\sim - 0.11 \pm 0.003$ ), esto significa que la mayoría de las muestras contienen un contenido importante de material arcilloso y tienden a presentar curvas mesocúrticas. La proporción de arena es <1%, con un 67% de limo y 33% de arcilla en promedio respectivamente. Los sedimentos de la sección media (centímetro 30-31) se encuentran variando entre limo muy fino y arcilla (valores de 7.56 a 8.13  $\phi$ ) y se encuentran mal clasificados (de 1.57 a 1.72  $\phi$ ). Muestran una tendencia predominante de valores simétricos ( $\sim - 0.01 \pm 0.001$ ), esto significa que la mayoría de las muestras contienen un contenido importante de material arcilloso

## RESULTADOS

y tienden a presentar curvas mesocúrticas. La proporción de arena es nula, con un 52% de limo y 48% de arcilla en promedio respectivamente.

**Tabla 5.** Resultados de los parámetros texturales de los sedimentos de plataforma del sur del Golfo de México.

Núcleo no.	1			10		
Profundidad (m)	249			740		
Sección (cm)	1	30-31	300-301	1	30-31	300-301
Arena (%)	0.13	0.00	4.06	0.27	0.00	0,23
Limo (%)	68.54	49.10	6,81	67.83	58.16	58.21
Arcilla (%)	31.34	50.90	34.14	31.91	41.73	41.57
Mz $\phi$	7.31	8.07	7.12	7.31	7.66	7.54
Clasificación	1.65	1.57	1.86	1.69	1.69	1.84
Asimetría	0.14	0.00	0.05	0.12	0.03	0.00
Curtósis	0.99	0.93	0.86	0.98	0.96	0.87
Núcleo no.	11			12		
Profundidad (m)	502			431		
Sección (cm)	1	30-31	310-311	1	30-31	320-321
Arena (%)	0.19	0.00	0.59	0.05	0.00	0.02
Limo (%)	66.52	51.61	57.85	65.30	47.80	52.20
Arcilla (%)	33.30	48.40	41.57	34.66	52.20	47.79
Mz $\phi$	7.68	7.98	7.53	7.45	8.08	7.89
Clasificación	1.68	1.61	1.86	1.64	1.64	1.72
Asimetría	0.11	0.01	0.00	0.11	-0.05	-0.03
Curtósis	0.98	0.93	0.87	0.97	0.96	0.92
Núcleo no.	13			14		
Profundidad (m)	455			249		
Sección (cm)	1	30-31	300-301	1	30-31	300-301
Arena (%)	0.07	0,00	0,00	0.26	0.00	0.00
Limo (%)	68.6	53,5	52,0	67.57	50.37	53.41
Arcilla (%)	31.3	46,5	48,0	32.18	49.63	46.59
Mz $\phi$	7.3	7,8	7,9	7.32	7.98	7.83
Clasificación	1.7	1,7	1,8	1.68	1.66	1.74
Asimetría	0.1	0,0	-0,1	0.11	-0.04	-0.04
Curtósis	1.0	0,9	0,9	0.99	0.94	0.91

**Tabla 5.** Continuación...

Núcleo no.	15			16		
Profundidad (m)	277			310		
Sección (cm)	1	30-31	310-311	1,00	30-31	331-332
Arena (%)	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00	4.08
Limo (%)	69.31	50.83	51.01	65.84	46.87	62.45
Arcilla (%)	30.63	49.18	48.99	34.12	53.13	33.48
Mz $\phi$	7.28	7.99	7.93	7.43	8.13	7.08
Clasificación	1.64	1.63	1.74	1.63	1.59	1.88
Asimetría	0.15	-0.01	-0.04	0.13	-0.04	0.04
Curtosis	0.99	0.93	0.89	0.97	0.96	0.88
Núcleo no.	18			20		
Profundidad (m)	469			666		
Sección (cm)	1	30-31	380-381	1	30-31	310-311
Arena (%)	0.15	0.00	0.23	0.19	0.00	0.00
Limo (%)	67.53	60.48	57.37	66.45	48.10	51.74
Arcilla (%)	32.32	39.42	42.41	33.36	51.90	48.27
Mz $\phi$	7.33	7.56	7.57	7.36	8.06	7.90
Clasificación	1.68	1.72	1.84	1.71	1.64	1.73
Asimetría	0.12	0.04	0.00	0.10	-0.05	-0.05
Curtosis	0.97	0.94	0.86	0.98	0.93	0.92

Los sedimentos de la sección profunda (>300 cm) son limo muy fino (valores de 7.08 a 7.93  $\phi$ ) y se encuentran mal clasificados (de 1.72 a 1.82  $\phi$ ). Muestran una tendencia predominante de valores simétricos ( $\sim -0.01 \pm 0.001$ ), y presentan curvas predominantemente platicúrticas. La proporción de arena es menor del 1%, con un 56% de limo y 43% de arcilla en promedio respectivamente.

Parámetros granulométricos de sedimentos de plataforma					
Sección (cm)		Mz ( $\varphi$ )	$\sigma$	Ski	K <sub>G</sub>
1	Máx.	8.06	1.69	0.15	0.99
	Mín.	7.28	1.63	-0.05	0.93
	Promedio $\pm$	7.44 $\pm$ 0.06	0.97 $\pm$ 0.0004	0.11 $\pm$ 0.003	0.97 $\pm$ 0.0003
30-31	Máx.	8.13	1.72	0.04	0.96
	Mín.	7.56	1.57	-0.05	0.91
	Promedio $\pm$	7.93 $\pm$ 0.04	0.94 $\pm$ 0.002	-0.01 $\pm$ 0.001	0.94 $\pm$ 0.003
Profundo	Máx.	7.93	1.88	0.05	0.92
	Mín.	7.08	1.72	-0.06	0.86
	Promedio $\pm$	7.62 $\pm$ 0.10	0.88 $\pm$ 0.003	-0.01 $\pm$ 0.001	0.88 $\pm$ 0.0004

Tabla 6. Valores promedio de los parámetros de tamaño de grano para los sedimentos de plataforma.

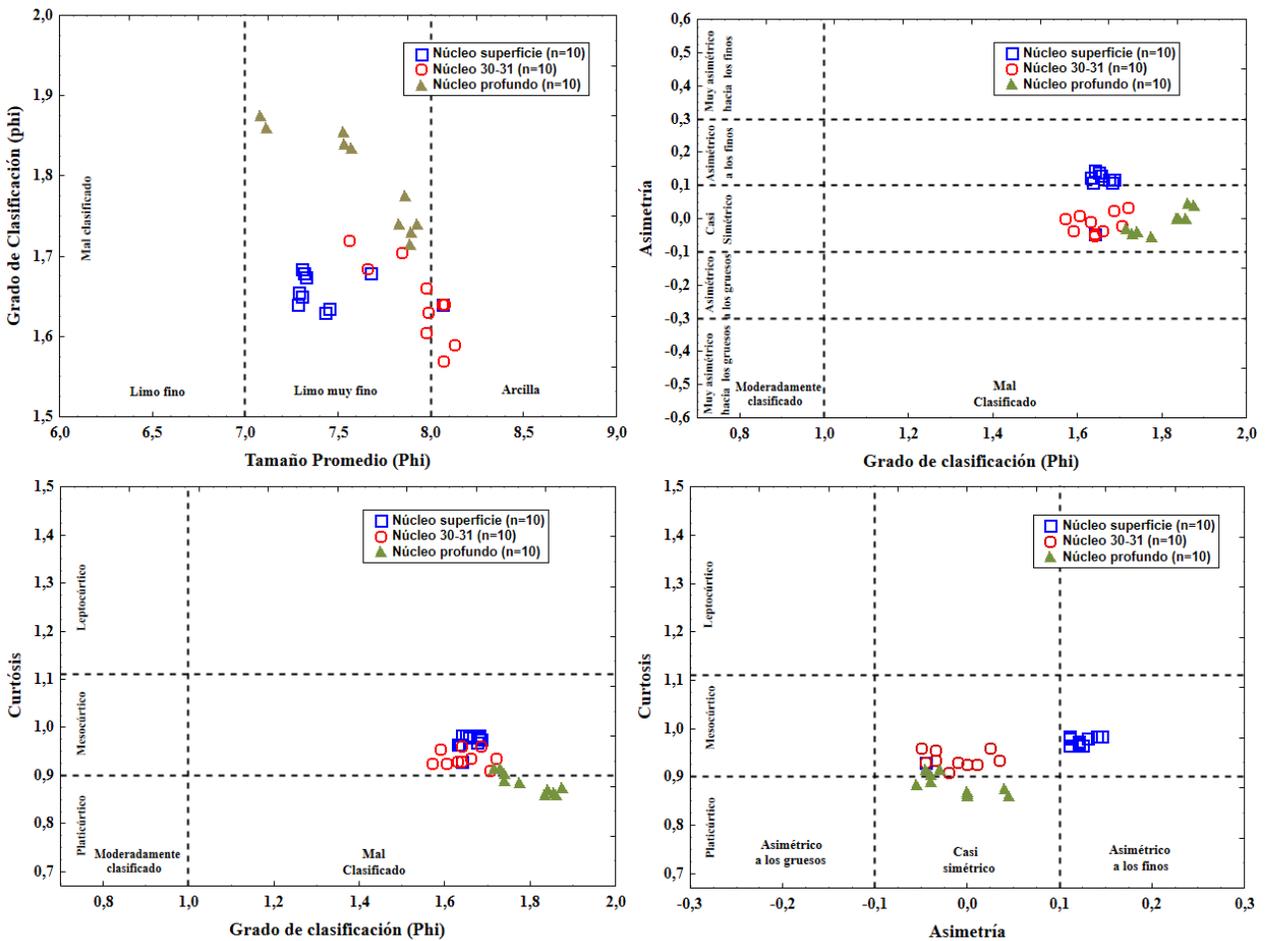
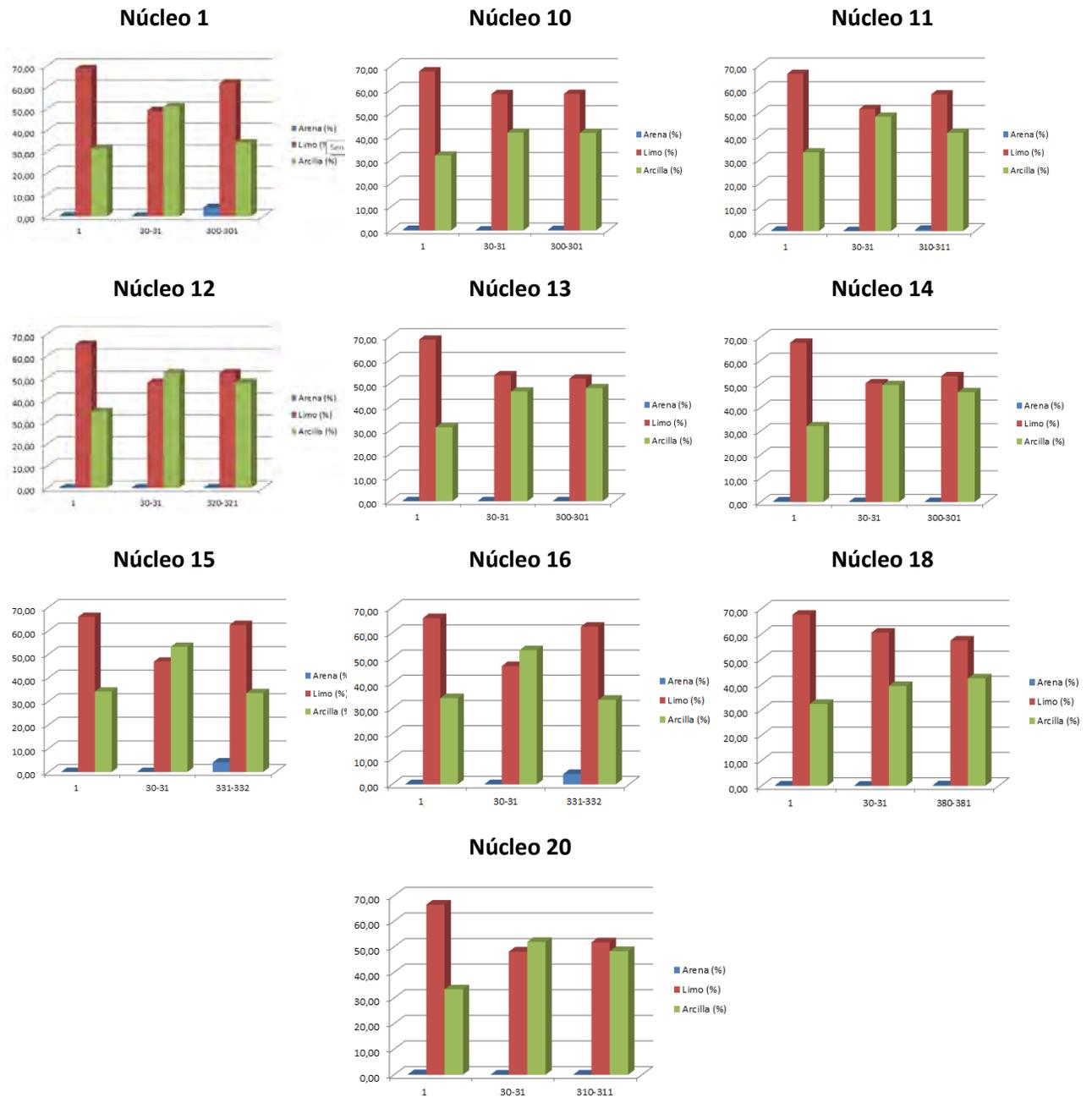


Figura 25. Diagramas binarios que muestran las relaciones por sectores entre (a) el tamaño promedio (phi) vs. grado de clasificación (phi); (b) grado de clasificación vs. asimetría; (c) grado de clasificación vs. curtosis; y (c) asimetría vs. curtosis, para los sedimentos de plataforma.



**Figura 26.** Proporciones en porcentaje (%) de arena, limo y arcilla de los sedimentos de plataforma del sur del Golfo de México.

## 5.2 Geoquímica

### 5.2.1 Elementos mayores

Los resultados de elementos mayores para las playas estudiadas se muestran a continuación:

**Tabla 7.** Elementos Mayores (%) en arenas de playa de Brujas (Bru), Nuevo Campechito (Nc), Miramar (Mr) y Zacatal (Zc); PXC = Pérdida por calcinación.

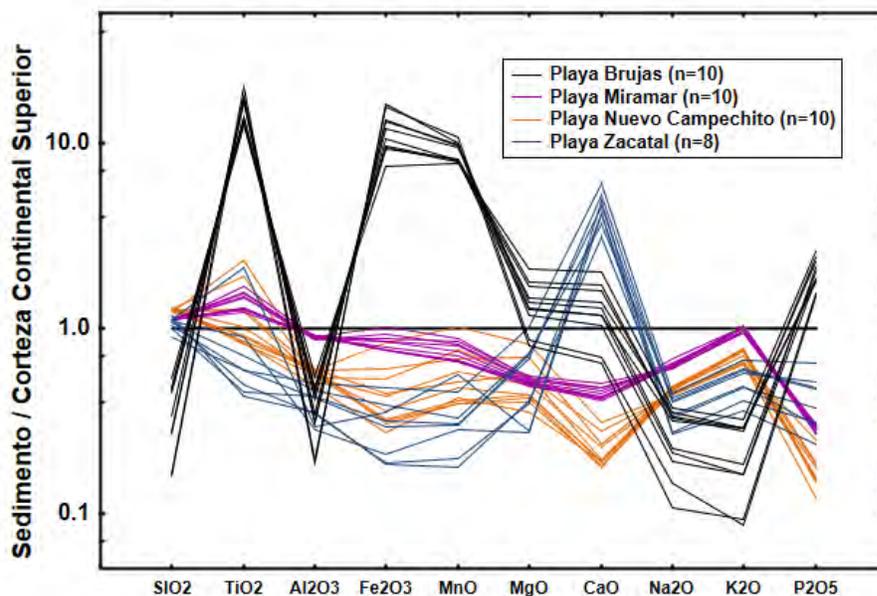
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	SUMA
<b>Bru1</b>	28.983	5.989	6.880	40.721	0.526	3.536	6.334	1.225	0.926	0.433	0.510	96.063
<b>Bru2</b>	28.901	6.521	6.836	39.750	0.544	3.731	6.810	1.205	0.894	0.459	0.340	95.991
<b>Bru3</b>	33.772	6.034	8.055	32.385	0.521	4.397	8.128	1.393	1.051	0.492	0.710	96.938
<b>Bru4</b>	16.590	8.125	4.389	56.562	0.638	2.411	4.100	0.704	0.517	0.344	0.740	95.120
<b>Bru5</b>	9.723	8.111	2.634	67.389	0.647	1.641	2.529	0.391	0.292	0.287	1.270	92.374
<b>Bru6</b>	9.807	9.281	2.743	65.317	0.697	1.750	2.712	0.526	0.272	0.277	1.000	92.382
<b>Bru7</b>	17.044	8.265	4.377	54.918	0.643	2.660	4.643	0.770	0.513	0.397	0.300	93.930
<b>Bru8</b>	20.773	7.876	4.970	51.217	0.630	2.869	5.065	0.826	0.594	0.378	0.450	94.748
<b>Bru9</b>	27.777	6.508	6.039	45.113	0.533	2.666	4.732	1.170	0.938	0.338	0.140	95.954
<b>Bru10</b>	29.874	6.516	6.416	41.679	0.538	3.056	5.524	1.308	0.934	0.355	0.170	96.370
<b>Nc2</b>	84.795	0.408	7.350	1.207	0.029	0.762	0.786	1.747	2.185	0.024	0.980	100.273
<b>Nc4</b>	82.328	0.500	8.327	1.583	0.033	0.947	0.792	1.811	2.496	0.030	1.270	100.117
<b>Nc6</b>	81.002	0.450	8.931	1.971	0.035	1.220	0.807	1.851	2.560	0.037	1.510	100.374
<b>Nc8</b>	81.299	0.936	8.092	2.344	0.052	1.167	1.140	1.658	2.123	0.035	1.310	100.156
<b>Nc10</b>	82.723	0.403	8.316	1.408	0.027	0.912	0.729	1.762	2.554	0.029	1.400	100.263
<b>Nc12</b>	82.022	0.442	8.648	1.423	0.028	0.943	0.793	1.827	2.547	0.030	1.500	100.203
<b>Nc14</b>	82.414	0.606	8.083	1.897	0.040	1.073	0.951	1.713	2.238	0.031	1.250	100.296
<b>Nc16</b>	78.217	1.135	8.815	3.682	0.070	1.777	1.286	1.658	2.167	0.049	1.400	100.256
<b>Nc18</b>	82.054	0.420	9.002	1.341	0.027	0.859	0.743	1.821	2.612	0.029	1.330	100.238
<b>Nc20</b>	79.676	0.618	8.800	2.636	0.047	1.511	0.968	1.784	2.363	0.036	1.430	99.869
<b>Mr2</b>	70.616	0.823	13.380	4.439	0.060	1.165	1.967	2.273	3.161	0.058	2.270	100.212
<b>Mr4</b>	71.674	0.729	12.922	4.060	0.056	1.136	1.898	2.408	3.196	0.059	2.130	100.268
<b>Mr6</b>	71.231	0.704	13.361	3.703	0.051	1.090	1.828	2.460	3.311	0.057	2.420	100.216
<b>Mr8</b>	71.845	0.621	13.219	3.460	0.048	1.071	1.735	2.355	3.333	0.055	2.320	100.062
<b>Mr10</b>	71.357	0.752	13.108	3.873	0.058	1.179	2.043	2.341	3.144	0.057	2.490	100.402
<b>Mr12</b>	71.660	0.760	12.998	3.733	0.055	1.126	1.966	2.344	3.122	0.055	2.230	100.049
<b>Mr14</b>	71.709	0.618	13.499	3.343	0.045	1.062	1.661	2.382	3.400	0.056	2.410	100.185
<b>Mr16</b>	72.021	0.618	13.384	3.310	0.045	1.040	1.717	2.391	3.325	0.052	2.270	100.173
<b>Mr18</b>	71.909	0.620	13.363	3.318	0.046	1.075	1.719	2.380	3.350	0.053	2.210	100.043
<b>Mr20</b>	71.663	0.595	13.389	3.306	0.045	1.089	1.685	2.578	3.380	0.055	2.290	100.075
<b>Zc1</b>	63.953	0.921	3.865	1.373	0.034	0.536	15.109	0.906	1.061	0.041	12.22	100.019
<b>Zc3</b>	61.076	0.384	3.664	0.795	0.017	0.512	17.267	0.910	1.173	0.053	14.38	100.231
<b>Zc5</b>	58.624	0.253	5.476	1.137	0.018	1.355	16.266	1.336	1.679	0.088	13.84	100.072
<b>Zc9</b>	68.880	0.190	4.740	0.743	0.011	0.795	11.647	1.190	1.467	0.053	10.31	100.026
<b>Zc13</b>	48.153	0.243	6.253	1.760	0.026	1.816	20.510	1.402	1.864	0.105	18.01	100.160
<b>Zc15</b>	63.259	0.214	4.514	0.735	0.012	0.740	15.060	1.113	1.399	0.064	12.59	99.700
<b>Zc17</b>	54.840	0.191	5.422	1.187	0.018	1.257	18.434	1.320	1.678	0.079	15.63	100.056
<b>Zc19</b>	62.098	0.309	6.177	1.509	0.020	1.410	13.295	1.433	1.802	0.084	11.78	99.917

## CAPITULO V

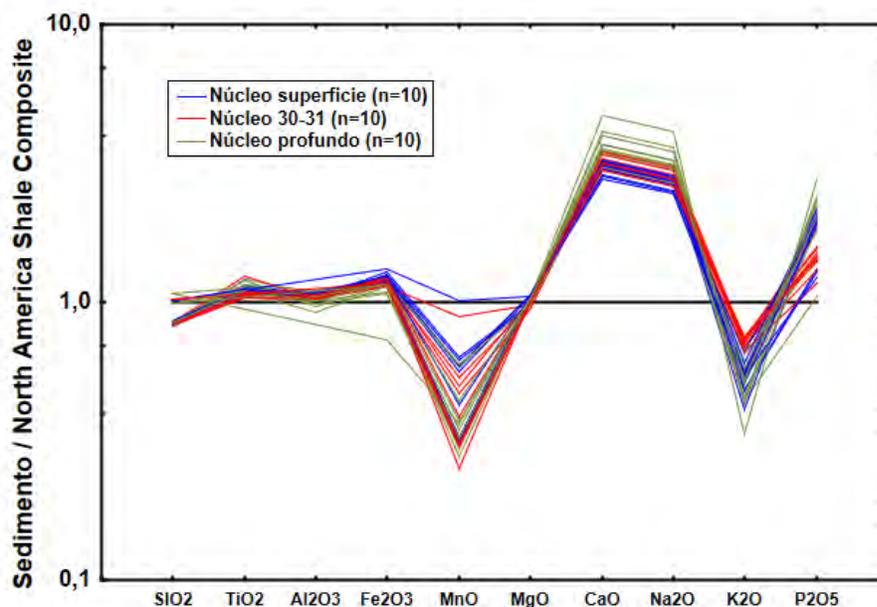
Crook (1974) subdivide a los sedimentos terrígenos en base al contenido de  $SiO_2$  y el cociente relativo de  $K_2O/Na_2O$  en tres clases: rico en cuarzo (promedio de  $SiO_2$  mayor a 74% y una relación  $K_2O/Na_2O > 1$ ), contenido intermedio de cuarzo (promedio de  $SiO_2$  entre 68-74% y una relación  $K_2O/Na_2O < 1$ ); y pobre en cuarzo (promedio de  $SiO_2$  menor a 68% y una relación  $K_2O/Na_2O < 1$ ).

**Tabla 8.** Elementos Mayores (%) en sedimentos de plataforma, nivel superficial (cm 0-1), intermedio (cm 30-31) y profundo (>300 cm).

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PXC	SUMA
<b>N1 0-1</b>	43.951	0.643	14.211	5.918	0.103	2.291	9.085	2.802	1.535	0.139	16.780	97.458
<b>N10 0-1</b>	45.704	0.631	14.949	5.887	0.099	2.545	8.726	2.622	2.206	0.210	16.350	99.929
<b>N11 0-1</b>	44.980	0.641	15.192	5.858	0.071	2.502	9.071	2.828	1.682	0.206	17.360	100.391
<b>N12 0-1</b>	45.313	0.629	15.107	5.646	0.054	2.518	9.446	2.684	1.802	0.217	17.200	100.616
<b>N13 0-1</b>	45.512	0.642	15.317	5.810	0.094	2.495	8.551	2.787	1.849	0.203	17.000	100.260
<b>N14 0-1</b>	45.049	0.659	14.990	5.647	0.052	2.453	9.328	2.727	1.345	0.214	17.900	100.364
<b>N15 0-1</b>	43.980	0.647	13.650	5.719	0.099	2.236	9.297	2.792	1.531	0.134	17.300	97.385
<b>N16 0-1</b>	45.233	0.658	14.605	5.593	0.054	2.465	9.771	2.437	1.851	0.225	17.090	99.982
<b>N18 0-1</b>	45.328	0.639	14.904	5.580	0.052	2.498	9.812	2.380	1.999	0.234	16.830	100.256
<b>N20 0-1</b>	45.557	0.641	14.080	6.178	0.166	2.478	8.325	2.855	1.767	0.131	15.890	98.068
<b>N1 30-31</b>	44.138	0.662	14.477	5.549	0.051	2.432	10.468	2.726	2.309	0.140	17.750	100.702
<b>N10 30-31</b>	46.474	0.734	14.737	5.962	0.052	2.397	9.323	2.524	2.241	0.128	15.370	99.942
<b>N11 30-31</b>	45.421	0.639	15.016	5.750	0.065	2.464	9.071	2.708	2.468	0.158	17.150	100.910
<b>N12 30-31</b>	45.535	0.637	14.784	5.782	0.084	2.466	9.170	2.931	2.491	0.172	16.600	100.652
<b>N13 30-31</b>	45.643	0.611	14.457	5.631	0.079	2.265	9.620	2.939	2.476	0.153	16.800	100.674
<b>N14 30-31</b>	44.521	0.606	14.403	5.502	0.090	2.333	10.613	2.728	2.431	0.170	17.420	100.817
<b>N15 30-31</b>	45.964	0.617	14.552	5.492	0.149	2.369	9.729	2.834	2.473	0.156	16.030	100.365
<b>N16 30-31</b>	44.596	0.633	15.200	5.427	0.050	2.423	9.869	2.650	2.280	0.163	16.290	99.581
<b>N18 30-31</b>	44.681	0.622	14.784	5.732	0.042	2.432	9.642	2.962	2.391	0.195	17.120	100.603
<b>N20 30-31</b>	44.567	0.620	14.494	5.553	0.050	2.380	10.255	2.811	2.359	0.159	17.320	100.568
<b>N1 300-301</b>	44.950	0.710	15.240	5.790	0.098	2.410	10.450	2.470	1.478	0.114	16.120	99.830
<b>N10 300-301</b>	47.055	0.679	15.043	5.625	0.101	2.360	9.338	2.594	1.493	0.204	15.330	99.822
<b>N11 310-311</b>	43.771	0.627	14.404	3.316	0.058	2.370	10.669	2.548	1.623	0.242	17.630	97.258
<b>N12 320-321</b>	42.721	0.611	13.832	4.952	0.048	2.321	11.999	2.249	1.443	0.251	19.060	99.487
<b>N13 300-301</b>	44.214	0.642	14.057	5.452	0.061	2.407	10.471	2.453	1.873	0.230	17.000	98.860
<b>N14 300-301</b>	45.430	0.691	13.526	5.442	0.058	2.489	11.088	2.135	1.688	0.240	15.870	98.657
<b>N15 310-311</b>	43.134	0.624	12.628	5.271	0.045	2.385	13.950	2.132	1.085	0.293	17.990	99.537
<b>N16 331-332</b>	43.430	0.621	13.698	5.172	0.048	2.198	13.141	2.586	1.962	0.176	17.260	100.292
<b>N18 380-381</b>	44.354	0.627	13.643	4.953	0.053	2.403	11.756	2.202	1.396	0.247	17.440	99.074
<b>N20 310-311</b>	44.878	0.635	13.721	5.393	0.073	2.423	10.613	2.559	1.727	0.218	17.070	99.310



**Figura 27.** Diagrama de elementos mayores para los sedimentos de Brujas, Miramar, Nuevo Campechito y Zacatal, normalizados con el promedio de Upper Continental Crust (Taylor y McLennan, 1985).



**Figura 28.** Diagrama de elementos mayores para los sedimentos de plataforma del Golfo de México normalizados con North America Shale Composite (Gromet et al., 1984).

CAPITULO V

El contenido promedio de  $SiO_2$  de las arenas de Nuevo Campechito es alto ( $83 \pm 1.7$ ) y presenta un cociente  $K_2O/Na_2O$  ( $1.35 \pm 0.07$ ) que tiene un valor mayor a 1; el contenido promedio de  $SiO_2$  de las arenas de Miramar es un poco menor ( $73 \pm 0.44$ ) y con un cociente  $K_2O/Na_2O$  ( $1.37 \pm 0.04$ ) que también presenta un valor mayor a 1, los cuales indican que estas arenas presentan un contenido intermedio de sílice. El contenido promedio de  $SiO_2$  de las arenas El Zacatal es menor ( $69 \pm 5.6$ ) y presenta un cociente  $K_2O/Na_2O$  ( $1.26 \pm 0.04$ ) que tiene un valor mayor a 1, de manera que presentan contenidos intermedios. El contenido de  $SiO_2$  para las arenas de Brujas es muy bajo ( $25 \pm 9.85$ ) y un cociente  $K_2O/Na_2O$  ( $1.41 \pm 0.03$ ).

El contenido promedio de  $SiO_2$  de los sedimentos superficiales (cm 0-1) es muy bajo ( $60 \pm 0.42$ ) y presenta un cociente  $K_2O/Na_2O$  ( $0.66 \pm 0.12$ ) que tiene un valor menor a 1; el contenido promedio de  $SiO_2$  de los sedimentos del nivel intermedio (cm 30-31) similar ( $59 \pm 0.45$ ) y con un cociente  $K_2O/Na_2O$  ( $0.86 \pm 0.03$ ) que también presenta un valor menor a 1, y finalmente el contenido promedio de  $SiO_2$  de los sedimentos de niveles profundos (>300 cm) también es bajo ( $61 \pm 0.81$ ) y presenta un cociente  $K_2O/Na_2O$  ( $0.66 \pm 0.09$ ) que también tiene un valor menor a 1 los cuales indican que estos sedimentos presentan un bajo contenido de sílice.

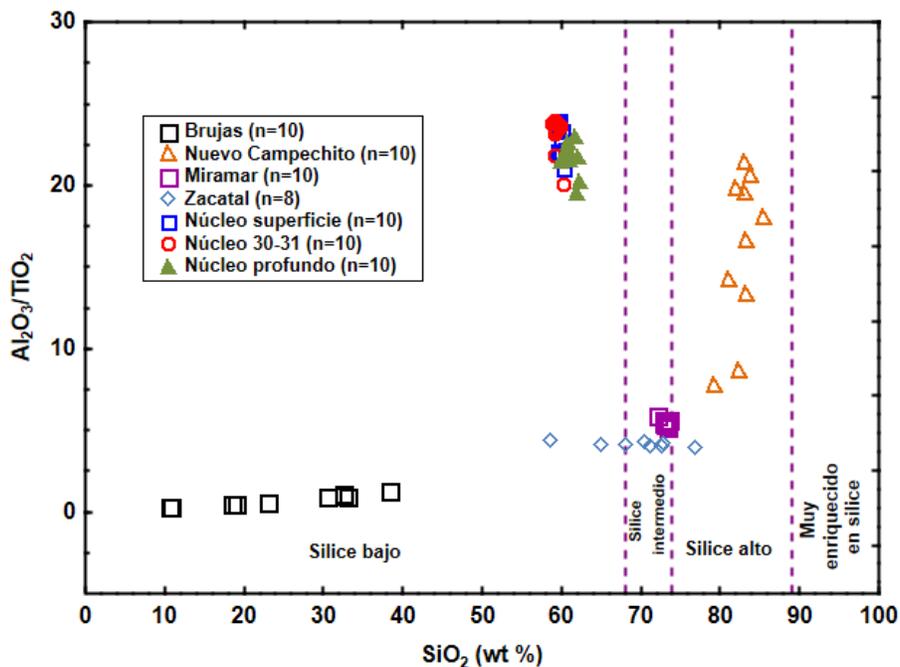


Figura 29. Relación entre  $Al_2O_3/TiO_2$  vs  $SiO_2$  para los sedimentos del sur del Golfo de México (Le Bas et al., 1986).

En la Figura 29 se muestra que la composición de los sedimentos de Brujas presentan bajos contenidos de sílice ( $SiO_2 = 11 - 38$ ), Nuevo Campechito alto contenido de silicio ( $SiO_2 = 79 - 85$ ), las de Miramar contenido intermedio ( $SiO_2 = 72 - 74$ ), y las de El Zacatal de contenidos bajos a intermedios ( $SiO_2 = 59 - 77$ ). Tanto las capas superficiales (cm 0-1;  $SiO_2 = 59 - 60$ ), intermedias (cm 30-31;  $SiO_2 = 58 - 60$ ) y profundas (>300 cm;  $SiO_2 = 60 - 62$ ) muestran valores muy bajos en contenido de sílice.

El contenido de  $Al_2O_3$ , es relativamente más alto en las arenas de Miramar ( $\sim 13.2 - 13.8$ ;  $13.55 \pm 0.21$ , n=10), que en las arenas de Nuevo Campechito ( $\sim 7.4 - 9.1$ ;  $8.53 \pm 0.53$ , n=10) y El Zacatal ( $\sim 4.3 - 7.6$ ;  $5.82 \pm 1.22$ , n=8). Sin embargo, el contenido de  $Al_2O_3$  en las arenas de Brujas es muy bajo ( $\sim 2.9 - 9.1$ ;  $5.9 \pm 3.85$ , n=10) con respecto a las demás playas. El contenido de  $Al_2O_3$  es similar en los sedimentos de plataforma, siendo un poco más alto en las capas superficiales (cm 0-1;  $\sim 18.5 - 20.0$ ;  $19.49 \pm 0.52$ , n=10), que en las intermedias (cm 30-31;  $\sim 18.9 - 20.1$ ;  $19.33 \pm 0.36$ , n=10) y profundas (>300cm;  $\sim 18.2 - 20.3$ ;  $19.24 \pm 0.71$ , n=10).

El contenido de  $Fe_2O_3$  se encuentra extremadamente empobrecido en los sedimentos de Nuevo Campechito y Zacatal. En los sedimentos de plataforma los contenidos de  $Fe_2O_3$  son altos y todas las muestras presentan contenidos similares. El contenido de  $TiO_2$  en las arenas de Miramar ( $\sim 2.3 - 2.6$ ;  $2.44 \pm 0.08$ , n=10) y el Zacatal ( $\sim 1.0 - 1.7$ ;  $1.40 \pm 0.26$ , n=8) es más alto que en las arenas de Nuevo Campechito ( $\sim 0.4 - 1.1$ ;  $0.60 \pm 0.25$ , n=10). El resto de los elementos mayores en los sedimentos de playa ( $MnO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  y  $P_2O_5$ ) se encuentran empobrecidos con excepción del Calcio en las arenas de El Zacatal. El contenido de  $TiO_2$  es similar en los sedimentos de plataforma, siendo un poco más bajo en las capas superficiales (cm 0-1;  $\sim 0.82 - 0.89$ ;  $0.85 \pm 0.02$ , n=10) e intermedias (cm 30-31;  $\sim 0.80 - 0.95$ ;  $0.84 \pm 0.05$ , n=10) que en las capas profundas (>300cm;  $\sim 0.86 - 0.95$ ;  $0.89 \pm 0.03$ , n=10). El resto de los elementos mayores en los sedimentos de plataforma presentan concentraciones similares donde ( $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  y  $P_2O_5$ ) se encuentran enriquecidos con excepción del  $MnO$  del  $K_2O$  los cuales se encuentran empobrecidos.

Los resultados de  $Fe_2O_3$  ( $\sim 36.75 - 73.96$ ;  $73.96 \pm 12.42$ , n =10) y  $TiO_2$  ( $\sim 6.71 - 10.23$ ;  $8.13 \pm 1.35$ , n =10) son muy altos para los sedimentos de Brujas, por lo cual estos datos sugieren que esta playa puede considerarse un depósito de placer (ver el análisis hidrodinámico del capítulo 6, y consultar Tapia-Fernández *et al.*, 2017 en el capítulo 7 de esta tesis).

### 5.2.2 Elementos traza

Los resultados de elementos traza (Tabla 9) para los lodos de plataforma estudiados se muestran a continuación:

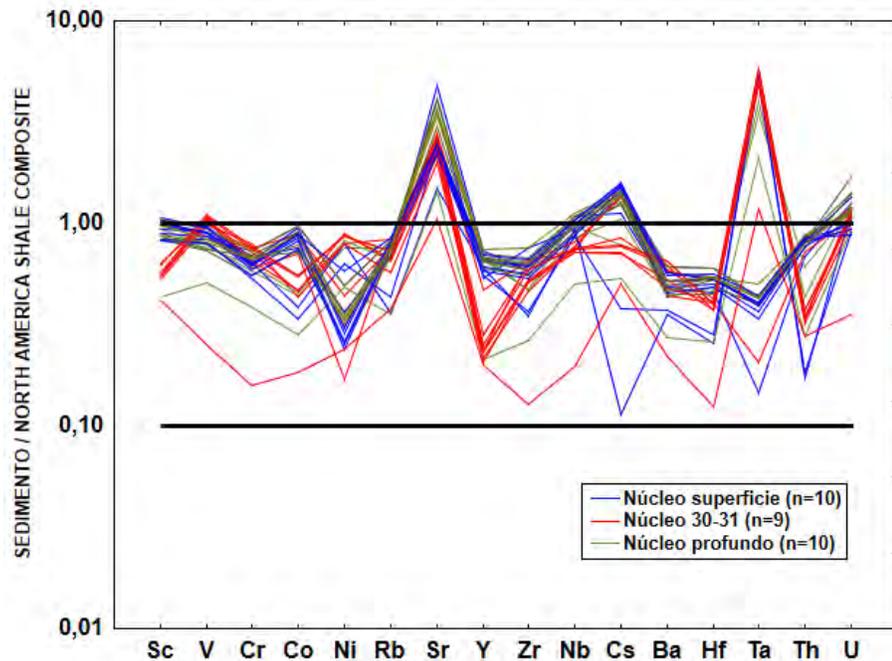
**Tabla 9.** Elementos traza (en ppm) de los sedimentos de plataforma, (s)= nivel superficial; (i)=nivel intermedio; (p)= nivel profundo.

	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y
<b>Superficie (cm 0-1)</b>								
N1 0-1	12.55	109.48	75.29	21.30	18.84	56.11	360.25	18.87
N10 0-1	15.06	125.65	80.85	24.32	16.63	105.32	352.61	23.73
N11 0-1	14.99	117.40	78.42	22.76	17.75	101.31	357.59	23.18
N12 0-1	13.40	112.94	77.97	21.94	13.79	97.81	333.49	21.47
N13 0-1	14.65	115.76	73.97	21.04	15.07	99.94	327.56	22.89
N14 0-1	15.86	122.98	82.36	21.04	16.22	108.32	402.67	25.60
N15 0-1	13.98	117.39	69.65	19.26	27.95	86.25	345.07	21.21
N16 0-1	12.25	105.40	74.82	18.23	9.89	99.61	336.15	19.34
N18 0-1	12.17	103.32	69.02	18.99	14.85	93.20	313.49	20.54
N20 0-1	15.30	123.57	77.52	22.72	33.98	106.26	347.54	24.39
<b>Intermedio (cm 30-31)</b>								
N1 30-31	9.43	135.38	84.62	11.36	47.66	76.14	358.91	9.82
N10 30-31	-	-	-	-	-	-	-	-
N11 30-31	9.19	143.59	95.19	14.24	50.22	91.41	367.57	8.79
N12 30-31	8.09	133.21	90.40	11.97	51.72	81.86	312.72	7.27
N13 30-31	8.44	142.26	92.27	14.12	50.75	83.92	337.16	8.19
N14 31-31	8.53	135.99	89.00	11.50	47.11	84.68	341.64	7.58
N15 30-31	7.88	128.61	79.34	11.12	44.43	74.53	331.03	8.19
N16 31-32	15.75	112.28	72.79	11.24	43.74	94.97	305.29	16.35
N18 30-31	8.15	139.40	80.68	12.02	46.01	71.09	284.70	8.15
N20 30-31	6.28	32.45	19.72	4.75	13.92	47.34	148.59	7.01
<b>Profundo (&gt;300 cm)</b>								
N1 300-301	14.55	118.91	81.07	21.85	19.06	99.69	337.17	22.42
N10 300-301	15.79	121.68	91.40	24.99	28.77	103.06	516.90	26.28
N11 310-311	14.79	109.17	83.60	22.59	19.47	95.52	477.97	23.55
N12 320-321	12.47	95.63	69.55	19.05	15.00	85.99	427.91	21.01
N13 300-301	14.68	109.14	87.30	23.28	20.46	99.18	580.53	24.92
N14 300-301	14.04	101.58	95.89	20.46	25.37	84.90	617.16	23.21
N15 310-311	13.29	98.96	85.55	19.45	21.35	86.12	677.53	23.93
N16 331-332	6.45	66.52	48.11	7.22	28.06	44.53	205.30	7.44
N18 380-381	12.78	96.66	85.66	18.39	19.72	87.16	580.14	22.79
N20 310-311	13.12	104.35	82.68	20.25	18.60	93.73	509.04	23.22

RESULTADOS

Continuación...

	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	U
<b>Superficie</b>								
<b>(cm 0-1)</b>								
N1 0-1	119.40	12.21	5.98	311.79	3.30	0.47	8.80	2.33
N10 0-1	126.73	13.44	8.12	363.62	3.35	0.46	10.20	2.61
N11 0-1	124.68	12.81	7.88	332.43	3.37	0.44	10.01	2.50
N12 0-1	111.82	11.89	7.59	307.47	3.16	0.41	10.05	3.58
N13 0-1	122.32	12.80	7.77	314.89	3.37	0.45	10.28	3.07
N14 0-1	141.50	14.25	8.06	338.77	3.58	0.44	10.15	2.88
N15 0-1	119.50	12.29	6.65	292.59	3.26	0.57	9.39	2.24
N16 0-1	91.87	11.15	7.17	278.86	2.57	0.23	8.86	2.82
N18 0-1	107.13	11.35	7.12	287.89	3.06	0.38	9.50	2.74
N20 0-1	131.88	13.57	8.25	355.25	3.56	0.49	10.51	2.33
<b>Intermedio</b>								
<b>(cm 30-31)</b>								
N1 30-31	96.07	9.45	3.95	336.11	2.37	5.85	5.13	3.98
N10 30-31	-	-	-	-	-	-	-	-
N11 30-31	118.93	9.83	4.02	412.60	2.53	6.39	4.56	2.90
N12 30-31	104.33	9.32	3.68	334.50	2.34	5.54	4.09	3.20
N13 30-31	105.87	9.67	3.97	395.98	2.34	5.51	4.26	3.03
N14 31-31	103.54	10.01	3.98	366.78	2.38	5.77	4.03	3.32
N15 30-31	94.30	9.67	3.64	331.25	2.32	6.21	4.05	2.97
N16 31-32	93.59	10.58	6.60	304.32	2.92	3.89	7.54	3.14
N18 30-31	102.86	9.39	3.71	306.41	2.60	5.73	4.24	2.91
N20 30-31	25.79	2.54	2.59	140.15	0.78	1.32	3.44	0.95
<b>Profundo</b>								
<b>&gt;300 cm</b>								
N1 300-301	118.75	12.65	7.47	309.96	3.21	0.44	9.74	2.89
N10 300-301	150.93	14.71	7.48	392.07	3.79	0.48	10.72	2.93
N11 310-311	130.47	13.79	7.08	330.51	3.44	0.56	10.44	3.15
N12 320-321	110.75	11.75	6.48	275.68	3.05	0.45	9.27	3.69
N13 300-301	134.63	14.22	7.14	365.48	3.41	0.48	10.52	3.77
N14 300-301	127.88	13.71	6.17	318.98	3.29	0.46	9.11	3.86
N15 310-311	116.95	11.05	5.77	304.00	2.89	0.17	8.41	3.34
N16 331-332	53.17	6.48	2.76	174.89	1.65	2.34	3.44	2.49
N18 380-381	118.74	12.57	6.42	296.39	3.31	0.50	9.97	4.53
N20 310-311	125.82	12.75	7.01	316.32	3.36	0.48	9.82	3.07



**Figura 30.** Elementos traza normalizados con North America Shale Composite (Gromet et al., 1984).

Los procesos que controlan la distribución de los elementos traza en los sedimentos pueden ser estudiados usando normalizaciones similares a los diagramas *spider* que se usan en petrología ígnea, aunque estos no se encuentran tan extensamente desarrollados (Figura 34). Cullers (1988) menciona que los feldespatos alcalinos controlan la concentración de Ba, Na, Rb y Ce, mientras que los minerales ferromagnesianos controlan las concentraciones de Ta, Fe, Co, Sc y Cr; el Hf es controlado por el zircón, mientras que las REE y el Th son controladas por la esfena.

### 5.2.2.1 Elementos traza litófilos de radio iónico grande.

El Rb, Ba, Sr, Th, U, se encuentran ligeramente empobrecidos en comparación con las concentraciones de Rb, Ba, Sr, Th y U de *Upper Continental Crust*. La concentración de U en la sección superior (cm 0-1) es más baja que la de la sección media (cm 30-31) y profunda (>300 cm). El análisis ANOVA revela una diferencia significativa en los contenidos de U entre las tres secciones ( $F_{\text{calc}}=4.19 > (F_{\text{crit}})_{95\%}=3.36$ ; Tabla 11). De manera similar el contenido de Th se encuentra empobrecido en la sección media ( $F_{\text{calc}}=27.79 > (F_{\text{crit}})_{95\%}=3.36$ ). La correlación entre  $Al_2O_3$  vs Th es baja para la sección superficial ( $r=0.32$ ,  $\rho<0.05$ ,  $n=10$ ), significativa para la sección media ( $r=0.76$ ,  $\rho<0.05$ ,  $n=9$ ), y baja para la sección profunda ( $r=0.41$ ,  $\rho<0.05$ ,  $n=10$ ), lo cual sugiere que la

distribución de estos elementos para la sección superficial y profunda no se encuentra controlada por la presencia de filosilicatos (López *et al.*, 2015). De manera similar, la baja correlación obtenida entre el  $K_2O$  y Rb para la sección superior ( $r=0.24$ ,  $\rho<0.05$ ,  $n=10$ ), alta para la sección media ( $r=0.65$ ,  $\rho<0.05$ ,  $n=9$ ), y baja para la sección profunda ( $r=-0.32$ ,  $\rho<0.05$ ,  $n=10$ ), lo cual indica que solo para la sección media esta distribución se encuentra relacionada por la presencia abundante de illita (Ali *et al.*, 2014).

### **5.2.2.2 Elementos traza de alto potencial de ionización.**

Los diagramas de elementos traza normalizados con *Upper Continental Crust* muestran que las concentraciones de Nb son similares a las de UCC. El Y se encuentra altamente empobrecido en la sección media ( $F_{\text{calc}}=28.43 > (F_{\text{crit}})_{95\%}=3.36$ ). Los contenidos de Zr y Hf se encuentran enriquecidos en la sección superior y profunda, pero empobrecidos en la sección media. En adición, el valor del coeficiente de correlación es estadísticamente significativo para la sección superior ( $r=0.90$ ,  $\rho<0.05$ ,  $n=10$ ) y profunda ( $r=0.64$ ,  $\rho<0.05$ ,  $n=10$ ), pero no lo es para la sección media ( $r=0.38$ ,  $\rho<0.05$ ,  $n=9$ ).

### **5.2.2.3 Elementos traza de transición.**

La concentración de los elementos traza de transición (Cr, Co, Ni, V, Sc) es bastante similar a UCC, con excepción del V. El Sc se encuentra muy empobrecido con respecto a UCC. Los contenidos de Cr, Co, y Ni es similar en todas las secciones. La correlación entre  $Al_2O_3$  vs V y Sc vs Cr para la sección superior ( $r=-0.20$ ,  $0.65$ , respectivamente  $\rho<0.05$ ,  $n=10$ ), media ( $r=-0.10$ ,  $0.20$ , respectivamente  $\rho<0.05$ ,  $n=10$ ) y profunda ( $r=-0.52$ ,  $0.10$ , respectivamente  $\rho<0.05$ ,  $n=10$ ), indican que estos elementos no se encuentran relacionados con filosilicatos (López *et al.*, 2005, Armstrong-Altrin *et al.*, 2014).

La distribución de elementos traza normalizados con NASC (Gromet *et al.*, 1984) muestra que en las muestras del sedimento una cantidad considerable de V que evidencia la presencia de minerales ferromagnesianos en el sedimento (Figura 58). El Ba y Rb se encuentran empobrecidos debido a la ausencia de feldespatos sódicos y potásicos, sin embargo, existe mica muscovita en el sedimento (Figura 57).

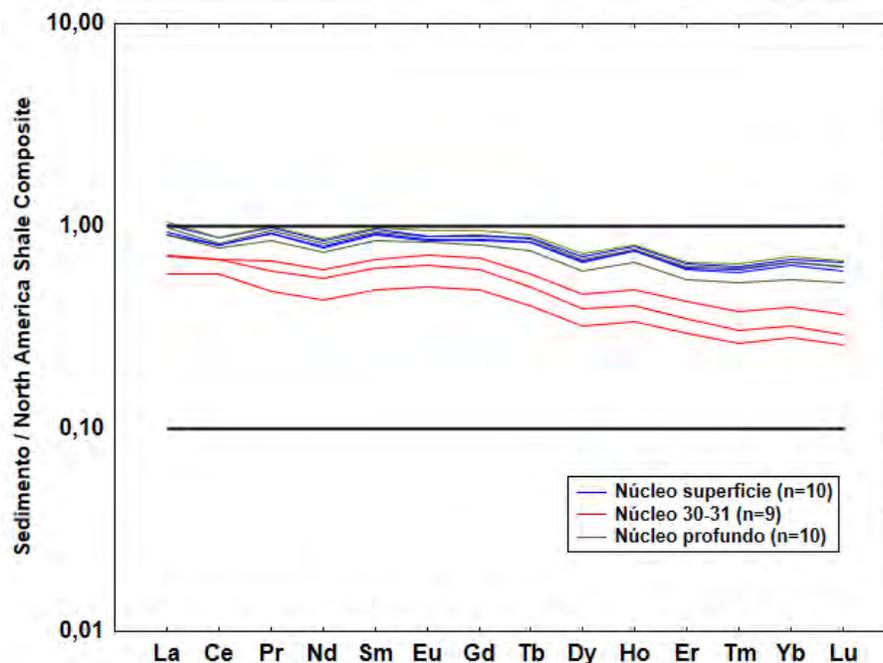
## 5.2.3 Tierras raras.

Las concentraciones de tierras raras (Tabla 10) de los lodos de plataforma escarpe y talud, fueron normalizadas con valores de North America Shale Composite (Gromet *et al.*, 1984) y se muestran en la Figura 31.

**Tabla 10.** Concentraciones de Tierras Raras (en ppm) de lodos de plataforma. (s)=superficial; (i)= intermedio; (p)= profundo.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<b>Superficie</b>														
<b>(cm 0-1)</b>														
<b>N1 0-1</b>	25.14	54.17	6.63	24.43	4.95	1.02	4.20	0.67	3.74	0.75	2.05	0.29	1.91	0.28
<b>N10 0-1</b>	33.05	64.77	7.92	28.09	5.54	1.09	4.67	0.75	4.05	0.83	2.22	0.32	2.14	0.31
<b>N11 0-1</b>	31.70	62.84	7.65	27.46	5.44	1.10	4.59	0.73	4.05	0.81	2.16	0.30	2.11	0.32
<b>N12 0-1</b>	30.24	59.46	7.21	26.01	5.19	1.07	4.51	0.71	3.90	0.79	2.07	0.31	2.04	0.31
<b>N13 0-1</b>	31.58	62.78	7.62	27.13	5.32	1.11	4.70	0.74	4.13	0.84	2.19	0.32	2.16	0.31
<b>N14 0-1</b>	34.61	67.96	8.33	29.77	5.92	1.20	5.00	0.79	4.37	0.88	2.33	0.34	2.25	0.33
<b>N15 0-1</b>	28.89	57.18	7.05	25.49	5.15	1.04	4.34	0.70	3.82	0.78	2.04	0.30	2.03	0.29
<b>N16 0-1</b>	28.42	57.17	7.01	25.33	5.05	1.05	4.21	0.66	3.57	0.72	1.87	0.26	1.72	0.25
<b>N18 0-1</b>	28.60	56.04	6.86	24.58	4.92	0.98	4.18	0.67	3.76	0.75	2.03	0.29	1.97	0.30
<b>N20 0-1</b>	32.80	64.74	7.92	28.24	5.64	1.12	4.78	0.76	4.24	0.85	2.24	0.32	2.17	0.33
<b>Intermedio (cm</b>														
<b>30-31)</b>														
<b>N1 30-31</b>	23.49	49.08	5.15	19.62	3.76	0.85	3.49	0.47	2.47	0.46	1.31	0.17	1.11	0.16
<b>N10 30-31</b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>N11 30-31</b>	27.42	57.80	5.02	19.14	3.66	0.81	3.26	0.44	2.34	0.43	1.24	0.16	1.04	0.15
<b>N12 30-31</b>	23.85	50.29	4.59	17.80	3.36	0.75	3.01	0.40	2.16	0.40	1.13	0.14	0.94	0.13
<b>N13 30-31</b>	22.94	52.78	4.92	18.93	3.61	0.80	3.20	0.42	2.25	0.42	1.17	0.15	0.97	0.13
<b>N14 31-31</b>	21.31	51.99	5.08	19.34	3.77	0.85	3.42	0.45	2.41	0.45	1.28	0.16	1.04	0.15
<b>N15 30-31</b>	23.12	48.05	5.07	19.27	3.73	0.84	3.36	0.46	2.42	0.45	1.23	0.16	1.02	0.14
<b>N16 31-32</b>	23.68	50.60	5.98	23.15	4.46	1.04	4.32	0.62	3.40	0.67	1.95	0.26	1.77	0.26
<b>N18 30-31</b>	21.06	46.90	4.81	18.56	3.66	0.81	3.26	0.45	2.39	0.45	1.29	0.17	1.09	0.15
<b>N20 30-31</b>	9.80	26.62	2.48	9.43	1.88	0.43	1.81	0.26	1.39	0.27	0.77	0.10	0.71	0.10
<b>Profundo (&gt;300</b>														
<b>cm)</b>														
<b>N1 300-301</b>	30.83	60.07	7.33	26.41	5.24	1.07	4.50	0.72	3.97	0.80	2.15	0.32	2.03	0.32
<b>N10 300-301</b>	35.11	68.02	8.35	29.94	5.88	1.26	5.19	0.82	4.46	0.90	2.42	0.35	2.38	0.36
<b>N11 310-311</b>	33.55	63.81	7.93	28.51	5.54	1.16	4.96	0.76	4.16	0.81	2.14	0.31	2.09	0.30
<b>N12 320-321</b>	29.44	56.69	6.97	25.27	5.03	1.03	4.26	0.69	3.72	0.75	2.02	0.29	1.93	0.28
<b>N13 300-301</b>	34.30	65.03	8.06	28.87	5.73	1.17	5.01	0.78	4.20	0.84	2.23	0.32	2.19	0.32
<b>N14 300-301</b>	31.62	60.71	7.55	27.30	5.36	1.20	4.84	0.75	3.99	0.82	2.14	0.31	2.02	0.30
<b>N15 310-311</b>	31.45	61.49	7.64	27.75	5.59	1.21	4.77	0.74	4.06	0.82	2.18	0.32	2.00	0.30
<b>N16 331-332</b>	12.43	28.06	3.18	12.32	2.37	0.58	2.30	0.33	1.76	0.35	1.01	0.14	0.89	0.13
<b>N18 380-381</b>	31.63	59.33	7.54	27.13	5.36	1.13	4.87	0.74	4.02	0.81	2.15	0.32	2.10	0.31
<b>N20 310-311</b>	31.00	60.16	7.53	27.36	5.37	1.11	4.77	0.73	4.03	0.82	2.18	0.31	2.09	0.31

. La concentración de  $\Sigma$ TR presenta el mismo comportamiento del resto de los elementos traza, los lodos superficiales (~ 130-164 ppm; n=10), y profundos (~ 138-165 ppm; n=10) presentan concentraciones mayores que los lodos intermedios (~ 56-123 ppm; n=9).



**Figura 31.** Elementos Tierras Raras normalizados con North America Shale Composite (Gromet et al., 1984).

El contenido total de tierras raras ( $\Sigma$ TR) en la sección superior (~136-164), media (~53-126) y profunda (~66-165) es significativamente diferente ( $F_{\text{calc}}=10.31 > (F_{\text{crit}})_{95\%}=3.36$ ). Los patrones de tierras raras normalizados con *North America Shale Composite* (Gromet et al., 1984) son similares para la sección superior y profunda y en ambas se encuentran ligeramente enriquecidas en Sm, Eu, y G con anomalías negativas de Ce ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* \sim 0.96 - 0.91$  y  $\sim 0.88 - 0.91$ ). Los patrones de tierras raras en la sección media muestran un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras (La, Ce, Pr, Nd, y Pm) con relación a las pesadas (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, y Lu) con anomalías positivas de Ce ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* \sim 1.06 - 1.23$ ). La anomalía de Eu presenta valores positivos en todas las secciones ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 1.07 - 1.01$ ;  $\sim 1.11 - 0.09$ ; y  $\sim 1.13 - 1.03$ , respectivamente).

La correlación entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\Sigma$  tierras raras es baja tanto para la sección superficial ( $r=0.17$ ,  $p<0.05$ ,  $n=10$ ), media ( $r=0.35$ ,  $p<0.05$ ,  $n=9$ ), y profunda ( $r=0.08$ ,  $p<0.05$ ,  $n=10$ ), lo cual no es estadísticamente significativo. Por otro lado, la correlación entre las concentraciones de  $\Sigma$  tierras

raras vs Zr es significativa tanto para la sección superficial ( $r=0.76$ ,  $p<0.05$ ,  $n=10$ ), media ( $r=0.94$ ,  $p<0.05$ ,  $n=9$ ), y profunda ( $r=0.96$ ,  $p<0.05$ ,  $n=10$ ). Esta correlación sugiere que las tierras raras se encuentran alojadas en minerales detríticos, probablemente zircón y los minerales arcillosos (Ali *et al.*, 2014). Estudios recientes (Armstrong-Altrin *et al.*, 2012, 2015; Natalhy-Pineda, 2013; Tapia-Fernández *et al.*, 2017), sobre la geoquímica de sedimentos costeros en el Golfo de México muestran que los minerales pesados como el zircón se encuentran concentrados en la fracción más fina del sedimento. Una correlación estadísticamente significativa entre  $TiO_2$  vs  $\Sigma$  tierras raras se presenta para los sedimentos de la sección media ( $r=0.74$ ,  $p<0.05$ ,  $n=10$ ) que sugiere la presencia de minerales que contienen Ti, como el rutilo.

#### 5.2.4 Difracción de rayos X (DRX).

El análisis por comparación con patrones de difracción de referencia, utilizando las bases de datos y el software del equipo de difracción empleado, se llegó a determinar la presencia de varias fases cristalinas.

Los resultados de DRX de la muestra de sedimento BR-6 (Figura 32) revela la presencia de cuarzo [ $SiO_2$ ], augita [ $(Ca, Mg, Fe)_2(Si, Al)_2O_6$ ], magnetita [ $Fe^{2+}(Fe^{3+})_2O_4$ ], anortita [ $CaAl_2Si_2O_8$ ], actinolita [ $Ca_2(Mg, Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_{22}$ ], y hematita ( $Fe_2O_3$ ).

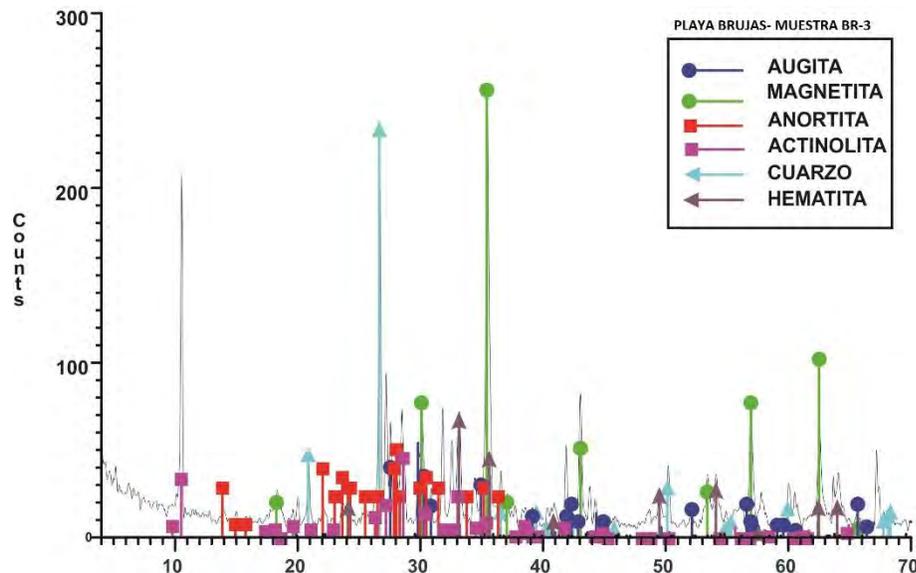


Figura 32. Difractograma de la muestra de sedimento de playa BR-3.

Castellanos-Trujillo (1993) reporta, a través de un estudio de cinco playas, la presencia de minerales pesados en playas del este de Tabasco y oeste de Campeche, entre los cuales reporta

## RESULTADOS

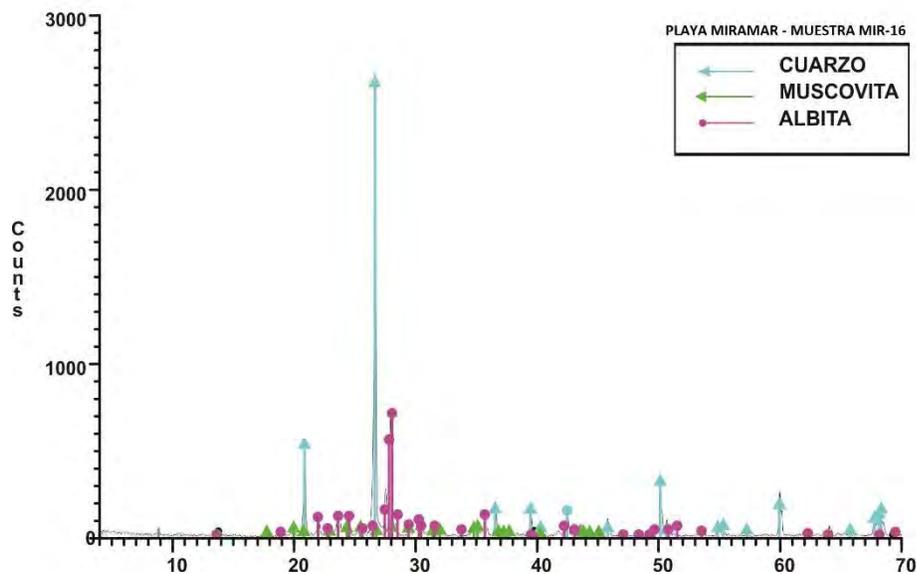
por difracción de rayos X la presencia de ilmenita, magnetita, piroxeno, cromita y zircón.

**Tabla 11.** Análisis de varianza (ANOVA). S= sección superior; M= sección media; P= sección profunda; v1, v2=grados de libertad. Subíndice  $NASC$  se refiere a North America Shale Composite. El software UDASYS (Verma et al., 2013) fue utilizado para la realización de un análisis de varianza de un factor.  $Eu/Eu^* = Eu_{NASC}/[(Sm_{NASC})(Gd_{NASC})]^{1/2}$ ;  $Ce/Ce^* = Ce_{NASC}/[(La_{NASC})(Pr_{NASC})]^{1/2}$ ; tierras raras ligeras = La, Ce, Pr, Nd, and Pm; tierras raras pesadas = Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, and Lu.

Elementos (% o ppm)	Total de grupos	v1	v2	F <sub>calc</sub>	F <sub>crit</sub>	Ho	Grupos sin diferencias significativas	Grupos con diferencias significativas
SiO <sub>2</sub>	3	2	27	23.076	3.354	Falsa		S, M, P
TiO <sub>2</sub>	3	2	27	5.4649	3.354	Falsa		S, M, P
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3	2	27	0.6645	3.354	Verdadera	S, M, P	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3	2	27	3.4513	3.354	Verdadera	S, M, P	
MnO	3	2	27	1.0339	3.354	Verdadera	S, M, P	
MgO	3	2	27	3.6048	3.354	Falsa		S, M, P
CaO	3	2	27	15.7558	3.354	Falsa		S, M, P
Na <sub>2</sub> O	3	2	27	14.8172	3.354	Falsa		S, M, P
K <sub>2</sub> O	3	2	27	40.8578	3.354	Falsa		S, M, P
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3	2	27	6.698	3.354	Falsa		S, M, P
ClA	3	2	27	17.5126	3.354	Falsa		S, M, P
Ba	3	2	26	0.4997	3.369	Verdadera	S, M, P	
Co	3	2	26	30.4139	3.369	Falsa		S, M, P
Cr	3	2	26	1.1538	3.369	Verdadera	S, M, P	S, M, P
Ni	3	2	26	19.7883	3.369	Falsa		S, M, P
Hf	3	2	26	11.2887	3.369	Falsa		S, M, P
Rb	3	2	26	3.1879	3.369	Verdadera	S, M, P	
Sr	3	2	26	25.6227	3.369	Falsa		S, M, P
Th	3	2	26	27.7988	3.369	Falsa		S, M, P
U	3	2	26	4.1949	3.369	Falsa		S, M, P
V	3	2	26	1.5085	3.369	Verdadera	S, M, P	
Y	3	2	26	28.4301	3.369	Falsa		S, M, P
Zn	3	2	26	2.0286	3.369	Verdadera	S, M, P	
Zr	3	2	26	5.4198	3.369	Falsa		S, M, P
Nb	3	2	26	15.8555	3.369	Falsa		S, M, P
Sc	3	2	26	10.5966	3.369	Falsa		S, M, P
Yb	3	2	26	25.9999	3.369	Falsa		S, M, P
Eu	3	2	26	15.341	3.369	Falsa		S, M, P
Ce	3	2	26	10.7356	3.369	Falsa		S, M, P
Rb/Sr	3	2	26	13.0728	3.369	Falsa		S, M, P
Rb/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3	2	26	3.3646	3.369	Verdadera	S, M, P	
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3	2	27	3.6241	3.354	Falsa		S, M, P
K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3	2	27	33.6598	3.354	Falsa		S, M, P
Σ total TR	3	2	26	1.5699	3.369	Verdadera	S, M, P	
(Ce/Ce*) <sub>NASC</sub>	3	2	26	29.7562	3.369	Falsa		S, M, P
(Eu/Eu*) <sub>NASC</sub>	3	2	26	20.2718	3.369	Falsa		S, M, P

Los altos contenidos de  $Fe_2O_3$  ( $\sim 36.75 - 73.96$ ;  $73.96 \pm 12.42$ ,  $n=10$ ) y  $TiO_2$  ( $\sim 6.71 - 10.23$ ;  $8.13 \pm 1.35$ ,  $n=10$ ) en los sedimentos de la playa Brujas sugieren que su concentración esta directamente relacionada con la presencia de estos minerales.

El difractograma de la muestra de sedimento MIR-16 (Figura 33), revela la presencia de cuarzo [ $SiO_2$ ], muscovita [ $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ ] y albita [ $NaAlSi_3O_8$ ]. El contenido de  $Al_2O_3$  ( $\sim 13.2 - 13.8$ ;  $13.55 \pm 0.21$ ,  $n=10$ ) y  $K_2O$  ( $\sim 3.1 - 3.4$ ;  $3.27 \pm 0.11$ ,  $n=10$ ) que es relativamente más alto en los sedimentos de la playa Miramar con respecto a las playas restantes puede deberse a la presencia de estos minerales.



**Figura 33.** Difractograma de la muestra de sedimento de playa MIR-6.

Asimismo, los resultados de DRX son congruentes con la composición petrográfica (ver resultados de análisis modal) de los sedimentos de la playa Miramar ( $Qz_{59}$ ;  $F_{11}$ ;  $L_{30}$ ), la presencia de mica puede estar relacionada directamente con la presencia de líticos metapelíticos en el sedimento (ver resultados de petrografía)..

El difractograma de la muestra de sedimento NC-6 (Figura 34), revela solo la abundancia de cuarzo [ $SiO_2$ ], y albita [ $NaAlSi_3O_8$ ]. De todos los sedimentos analizados geoquímicamente, las arenas de

la playa de Nuevo Campechito son las que presentan los contenidos más altos de  $SiO_2$  ( $83 \pm 1.7$ ). Asimismo, la composición modal es concordante con estos datos ( $Qz_{63}$ ;  $F_5$ ;  $L_{32}$ ). En esta playa existe una proporción más alta de líticos metapsamíticos.

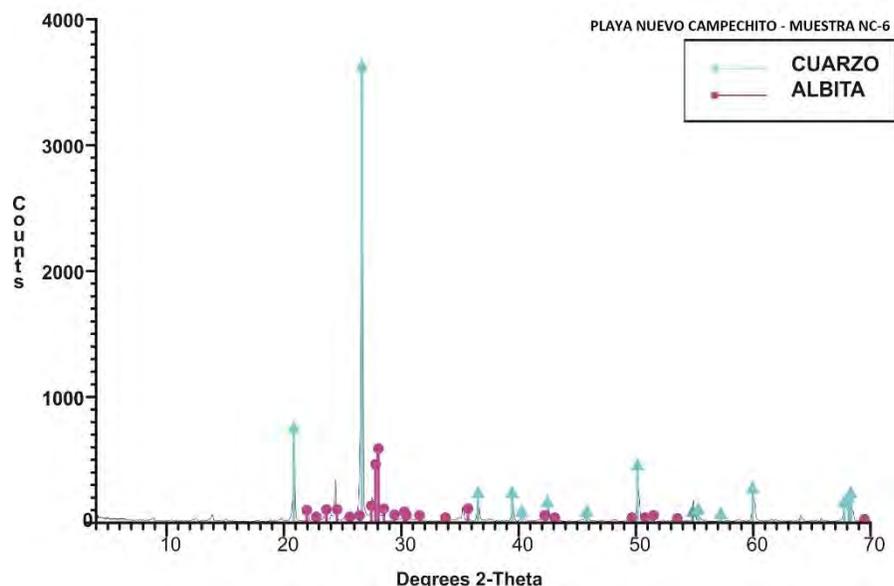


Figura 34. Diffractograma de la muestra de sedimento de playa NC-6.

### 5.3 PETROGRAFÍA (ANÁLISIS MODAL)

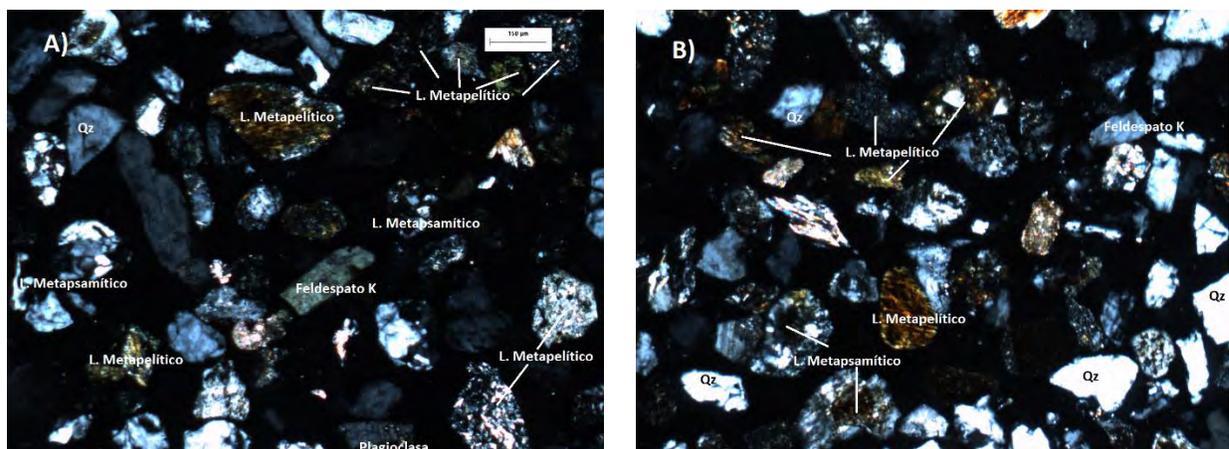
El análisis de varianza (Tabla 12) muestra que los sedimentos depositados en las playas de Miramar, Nuevo Campechito y Zacatal, presenta diferencias significativas en su composición.

**Tabla 12.** Análisis de varianza (ANOVA). M= Miramar, NC= Nuevo Campechito, Z= Zacatal;  $v_1$ ,  $v_2$ =grados de libertad. El software UDASY (Verma et al., 2013) fue utilizado para la realización de un análisis de varianza de un factor. Qz= cuarzo total, F= feldespatos totales, Lv= líticos volcánicos, Ls=líticos sedimentarios, Lm= líticos metamórficos, Mp= minerales pesados.

Framework	Total de grupos	$v_1$	$v_2$	$F_{calc}$	$F_{crit}$	$H_0$	Grupos sin diferencias significativas	Grupos con diferencias significativas
Qz	3	2	10	0.9361	4.1028	Verdadera	M, NC, Z	
F	3	2	10	6.9695	4.1028	Falsa		M, NC, Z
Lv	3	2	10	6.1888	4.1028	Falsa		M, NC, Z
Ls	3	2	10	290.8835	4.1028	Falsa		M, NC, Z
Lm	3	2	10	23.8289	4.1028	Falsa		M, NC, Z
MP	3	2	10	47.4615	4.1028	Falsa		M, NC, Z

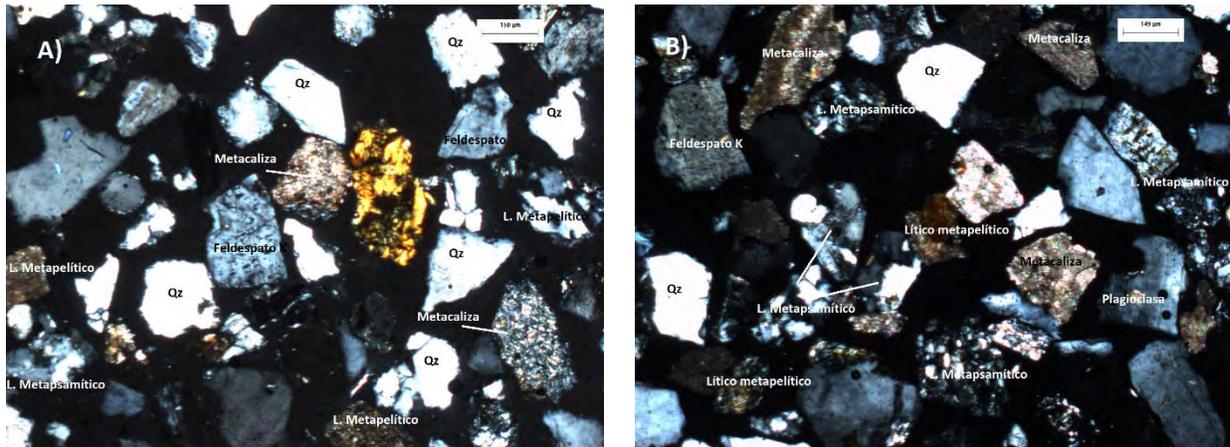
De manera general, el mineral más abundante es el cuarzo monocristalino subredondeado a redondeado, predominantemente con extinción ondulante. El cuarzo policristalino es poco frecuente (chert). Los cuarzos que se encuentran en los líticos metapsamíticos muestran textura tectónica caracterizada por contactos suturados y extinción individual. Los fragmentos de feldespatos son subangulosos a subredondeados, siendo más abundantes los feldespatos potásicos con maclado tipo Carlsbad que la plagioclasa con maclado polisintético. Los fragmentos líticos son subangulosos a subredondeados, siendo en orden de abundancia: fragmentos de metapsamitas de grano fino, fragmentos de metapelitas, líticos de metacaliza, algunos líticos de caliza con textura micrítica, y escasos fragmentos de líticos volcánicos con textura lathwork y plutónicos con texturas faneríticas de granitos y/o granodioritas. Los minerales accesorios incluyen zircón, augita, magnetita y actinolita.

Los sedimentos de Miramar (Qz<sub>59</sub>; F<sub>11</sub>; L<sub>30</sub>) consisten en arena compuesta predominantemente de fragmentos subangulosos de cuarzo monocristalino con extinción ondulante. Existe poco contenido de feldespatos, predominantemente mayoritario el feldespato con macla tipo Carlsbad a la plagioclasa con macla polisintética. Los fragmentos líticos son subangulosos y consisten de abundantes fragmentos líticos de metapelitas y, en menor proporción, líticos de metapsamitas (Figura 35). En los sedimentos de esta playa existen algunos fragmentos volcánicos con textura lathwork (Tabla 13).



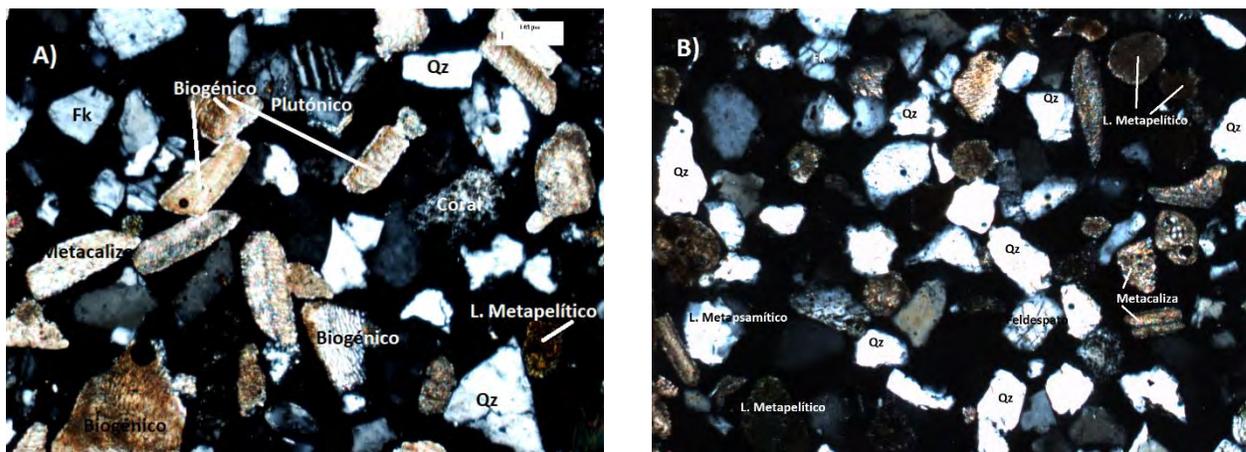
**Figura 35.** Fotografías de láminas delgadas de los sedimentos de la playa Miramar, se observan granos sub-angulares de líticos metapelíticos y metapsamíticos, cuarzo (Qz), y algunos granos de feldespato potásico y plagioclasa.

Las arenas de Nuevo Campechito (Qz<sub>63</sub>; F<sub>5</sub>; L<sub>32</sub>) consisten predominantemente en fragmentos subangulares de cuarzo monocristalino con extinción ondulante. Los líticos son subangulares a subredondeados y, se encuentran compuestos por una abundancia de fragmentos de metapsamitas y metacalizas, y algunos metapelíticos.



**Figura 36.** Fotografías de láminas delgadas de los sedimentos de la playa Nuevo Campechito, se observan granos sub-angulares de cuarzo (Qz), líticos metapsamíticos y metacaliza, en menor proporción líticos metapelíticos y feldespato potásico.

Las arenas de El Zacatal consisten preponderantemente en fragmentos subangulares y subredondeados de cuarzo monocristalino mezclado con una proporción importante de fragmentos biogénicos (corales y moluscos). Los líticos son subredondeados y consisten en metapelita y metacaliza.



**Figura 37.** Fotografías de láminas delgadas de los sedimentos de la playa El Zacatal, se observan abundantes fragmentos biogénicos, granos sub-angulares de cuarzo (Qz), líticos de metacaliza, en menor proporción líticos metapelíticos.

El diagrama ternario Lv-Ls-Lm (Figure 39b; Ingersoll *et al.*, 1984) revela que la composición de la arena de El Zacatal se encuentra dominada por detritos metamórficos, mientras que las arenas de Miramar se encuentran mezclados fragmentos predominantemente metamórficos (metapelita), y una pequeña proporción de volcánicos (Lathwork) y sedimentarios pelíticos; las arenas de Nuevo Campechito se encuentran enriquecidas en fragmentos de metapsamita. En los sedimentos de estas playas, los detritos metamórficos consisten enteramente por fragmentos líticos metasedimentarios de muy bajo a bajo rango (MI<180, Tabla 13; Figura 39c) reflejando rocas fuente que sufrieron condiciones de anquimetamorfismo (¿Evento Chiapaneco?). Los minerales pesados presentes en el sedimento incluyen granos reciclados de zircón, hornblenda y piroxeno (augita). Por otra parte, en el caso de la Playa de Brujas, la gran cantidad de fragmentos de minerales pesados en las playas de Brujas lo hacen un potencial depósito de placer ya que contiene grandes cantidades de magnetita, augita, hornblenda, zircón y apatito (ver el trabajo de Tapia-Fernández *et al.*, 2017, en el capítulo 7 de esta tesis).

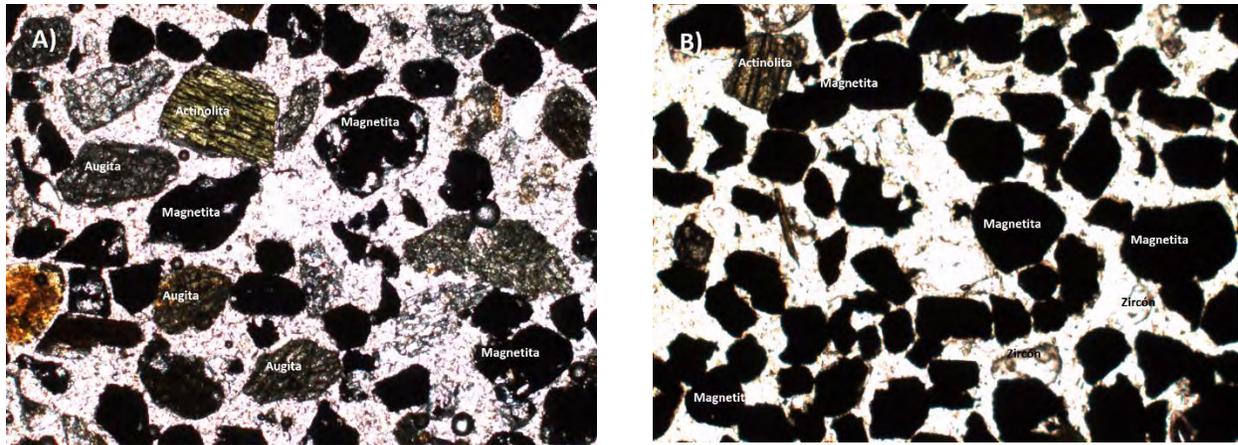
**Tabla 13.** Base de datos obtenida del conteo de puntos de los sedimentos de playa del sur del Golfo de México.

Muestra	MIR10	MIR6	MIR9	MIR15	MIR18	NC4	NC8	NC12	NC-16	NC20	ZAC4	ZAC13	ZAC17
<b>Qm</b> Cuarzo Monocristalino (Extinción ondulante)	64	51	82	69	92	52	77	73	83	57	103	130	136
<b>Qmb</b> Cuarzo con textura boundary (milonitizado)	5	5	6	4	5	1	2	1	3	2	0	0	0
<b>Qp</b> Cuarzo Policristalino (chert)	7	5	10	10	8	17	10	10	10	15	9	6	8
<b>Qlp</b> Cuarzo dentro de un lítico plutónico	4	3	2	2	2	0	2	2	2	3	1	1	1
<b>Qmps1</b> Cuarzo dentro de un lítico metapsamítico 1	32	38	37	35	32	36	37	39	37	59	21	16	19
<b>Qmps2</b> Cuarzo dentro de un lítico metapsamítico 2	46	42	43	41	38	52	42	45	43	68	25	19	22
<b>Qmps3</b> Cuarzo dentro de un lítico metapsamítico 3	2	3	1	2	1	3	4	5	3	8	0	0	0
<b>Qmps4</b> Cuarzo dentro de un lítico metapsamítico 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Fk</b> Un solo cristal de feldespatos	18	8	14	31	15	20	3	6	7	3	6	9	6
<b>Fkfp</b> Feldespato potásico en un lítico plutónico	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Pg</b> Un solo cristal de plagioclasa	12	8	6	7	5	7	5	3	2	2	4	2	3
<b>Pglv</b> Plagioclasa dentro de un lítico volcánico (lathwork)	5	5	3	4	3	5	1	2	1	1	0	0	0
<b>Pglp</b> Plagioclasa dentro de un lítico plutónico	1	3	3	1	0	2	0	1	0	2	0	0	0
<b>Lv</b> Lítico volcánico (Lathwork)	11	5	9	4	3	5	1	2	1	1	0	0	0
<b>Lslu</b> Lítico sedimentario - Pelita	4	0	2	1	3	2	1	1	1	0	2	3	1
<b>Lsa</b> Lítico sedimentario - Psamita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Lsc</b> Lítico sedimentario - Caliza	1	2	1	1	3	5	0	0	0	0	0	0	0
<b>Lmp1</b> Lítico metapelítico 1	19	30	18	19	21	22	29	25	24	22	9	7	5
<b>Lmp2</b> Lítico metapelítico 2	20	28	16	17	18	31	26	23	21	21	8	6	4
<b>Lmp3</b> Lítico metapelítico 3	8	16	9	10	11	3	15	13	13	12	5	4	2
<b>Lmp4</b> Lítico metapelítico 4	3	1	1	1	1	2	2	2	2	3	1	0	0
<b>Lmc</b> Lítico metacaliza	20	29	18	18	20	21	28	25	24	22	9	7	4
<b>IB</b> Intraclasto calcáreo (Biogénico)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	97	91	88
Augita	5	7	6	8	5	5	5	4	8	0	0	0	0
Hornblenda	2	5	4	9	6	7	4	7	7	0	0	0	0
<b>MP</b> Actinolita	4	3	4	1	5	1	3	3	4	0	0	0	0
Magnetita	4	2	2	1	2	1	1	3	4	0	0	0	0
Zircón	2	1	3	1	1	0	2	5	1	0	0	0	0
<b>Total</b>	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300

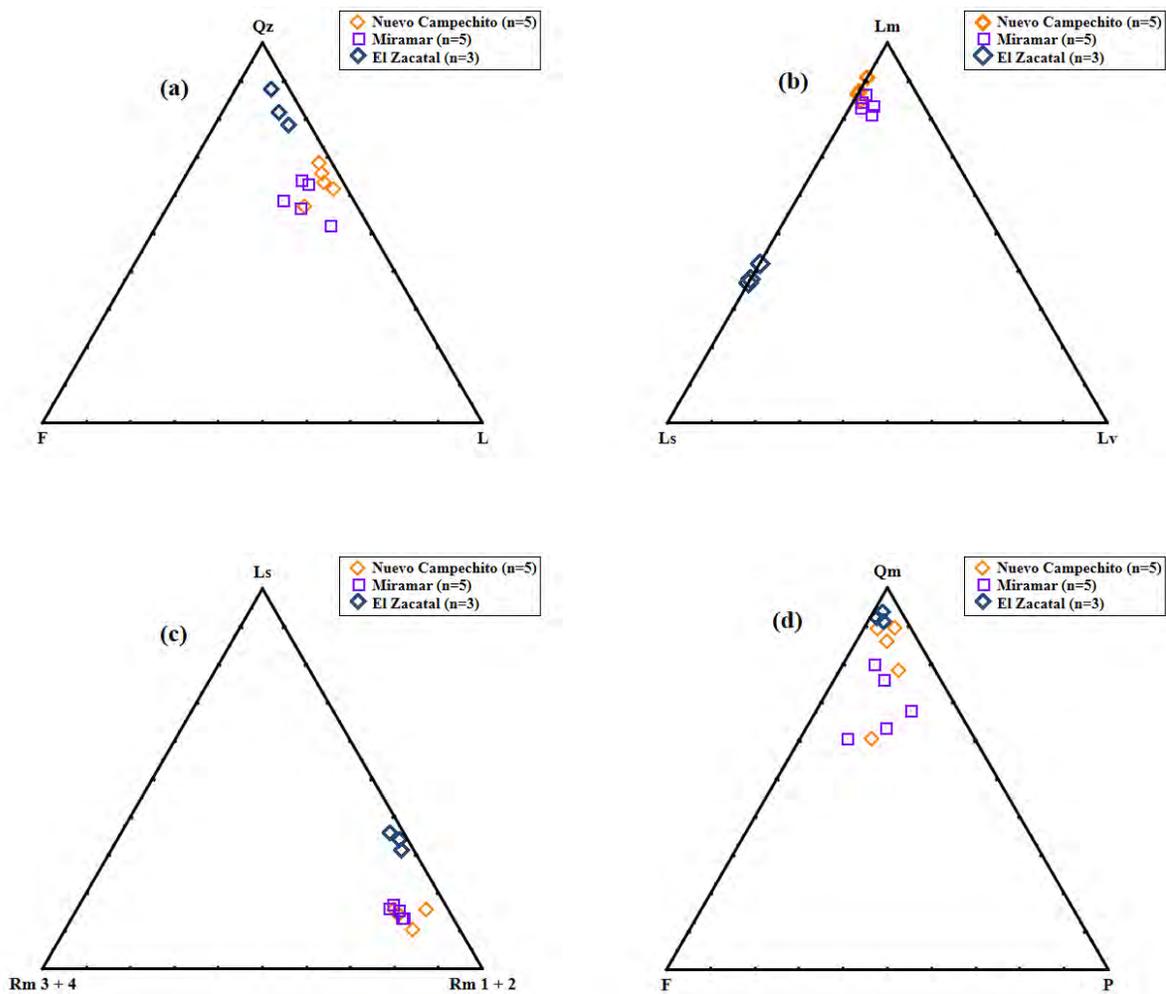
RESULTADOS

**Tabla 14.** Resultados del análisis petrográfico de las arenas de playa del sur del Golfo de México (el conteo de puntos fue recalculado para expresarlo en %).

Muestra	MIR6	MIR9	MIR10	MIR15	MIR18	NC4	NC8	NC12	NC16	NC20	ZAC4	ZAC13	ZAC17
<i>Framework</i>													
Q	49	53	60	55	59	54	58	59	60	62	53	57	62
F	8	12	9	15	8	11	3	4	3	4	3	4	3
Lv	1	4	3	1	1	1	0	0	0	0	-	-	-
Ls	10	8	7	7	9	9	10	9	8	7	36	33	31
Lm	25	17	15	16	17	19	24	21	20	19	8	6	4
MP%	6	6	6	7	6	5	5	7	8	8	-	-	-
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
<i>Líticos sedimentarios</i>													
Lp	0	2	1	0	1	0	1	1	0	0	1	1	0
Lc	10	6	6	7	8	9	9	8	8	7	35	32	31
<i>Granos metamórficos</i>													
Rm0	12	12	10	8	10	10	10	9	8	7	36	33	31
Rm1	10	6	6	6	7	7	10	9	8	7	3	2	2
Rm2	9	7	5	6	6	10	9	8	7	7	3	2	1
Rm3	5	3	3	3	4	1	5	4	4	4	2	1	1
Rm4	1	1	0	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0
Rm5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rm	25	17	15	16	17	19	24	21	20	18	8	6	4
MI	176	173	178	172	174	168	174	173	173	171	165	165	161
<i>Correlaciones</i>													
P/F	0.95	2.00	0.86	0.36	0.53	0.70	2.00	1.00	0.43	1.67	0.38	0.26	0.83
Qp/Q	0.04	0.03	0.05	0.06	0.05	0.10	0.06	0.06	0.05	0.08	0.06	0.04	0.04
<i>Minerales Pesados</i>													
ZTR&	2	1	2	1	1	0	1	3	2	2	-	-	-
Hb	1	2	1	3	2	2	1	2	2	3	-	-	-
&A	2	2	2	3	2	2	2	1	3	2	-	-	-
POS	1	1	1	0	2	0	1	1	1	1	-	-	-
DM%	6	6	6	7	6	5	5	7	8	8	-	-	-



**Figura 39.** Fotografías de láminas delgadas de los sedimentos de la playa Brujas, que contienen abundantes minerales pesados, como magnetita, zircón y apatito, además de augita y actinolita.



**Figura 38.** (a) Qz-F-L; (b) Lm-Ls-Lv; (c) Ls-Rm 1+2-Rm 1+3; (d) Qm-P-Fk; diagramas ternarios para las arenas de playa. Qz = todos los granos de cuarzo, F = feldespato potásico + plagioclasa, L = total de líticos, Lm = líticos metamórficos, Ls = líticos sedimentarios, Lv = líticos volcánicos, Rm 1 + 2 = fragmentos de roca de muy bajo y bajo rango-metamórfico, Rm 2 + 3= fragmentos de roca de medio a alto rango metamórfico, Qm= cuarzo monocristalino, Fk= feldespato potásico, P = plagioclasa.

# ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

# 6 |

## 6.2 Ambiente sedimentario.

Los diagramas binarios permiten interpretar el ambiente sedimentario de las arenas ya que permiten discriminar entre los ambientes de playa, río y duna (Friedman, 1961; Moiola y Weiser, 1968; Passega, 1964). El diagrama  $Sk_I$  contra  $\sigma_I\phi$  (Figura 40) planteado por Friedman (1967) así como Moiola y Weiser (1968), se utilizan para discriminar entre los ambientes sedimentarios de río y playa. El diagrama  $Mz\phi$  contra  $Sk_I$  (Figura 41) propuesto por Moiola y Weiser (1968) es utilizado para discriminar entre los ambientes sedimentarios litorales de playa y dunas continentales. En ambos casos, la mayor parte de las muestras evidencian que fueron depositadas en un ambiente costero. Esto es especialmente útil cuando se requiere de una interpretación al discriminar sobre el ambiente de depósito de rocas sedimentarias antiguas.

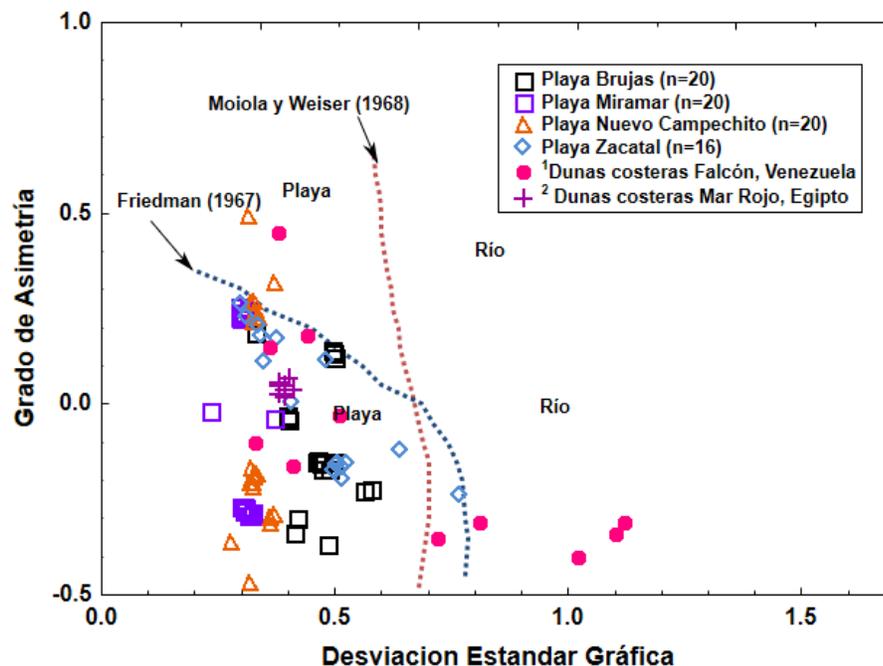
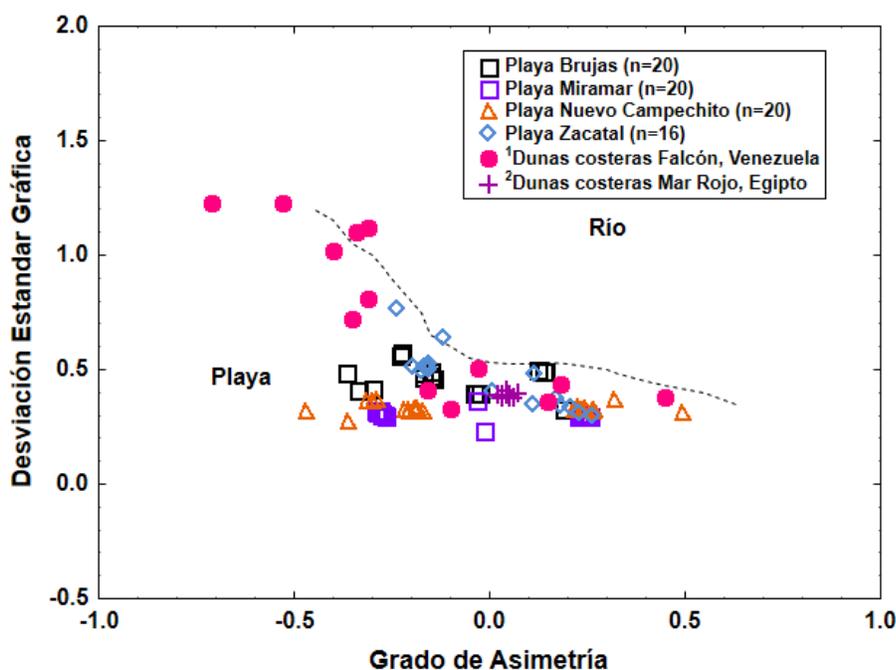


Figura 40. Diagrama  $Sk_I$  contra  $\sigma_I\phi$  (Friedman, 1967; Moiola y Weiser, 1968). <sup>1</sup> Camacho et al. (2011); <sup>2</sup> Zaid (2017)



**Figura 41.** Diagrama  $Mz\phi$  contra  $Sk_I$  (Moiola y Weiser, 1968) <sup>1</sup> Camacho et al. (2011); <sup>2</sup> Zaid (2017)

Friedman (1961, 1967) concluye que el graficar la asimetría vs. desviación estándar es la manera más efectiva para diferenciar entre las arenas de río y playa.

En los ambientes cercanos a la costa, las arenas pueden ser transportadas de la playa a las dunas y viceversa. Cada grano de arena puede ser depositado muchas veces ya sea por el agua o por el viento. Estos movimientos pueden ocurrir una y otra vez por un periodo considerable de tiempo, tal vez millones de años (Friedman, 1961; Garzanti, 2015). Para determinar el ambiente de depósito a partir de las características petrográficas de arenas y areniscas, se debe relacionar estas características con el ambiente final de depósito del sedimento.

Los parámetros texturales de las arenas reflejan el modo de transporte y la energía del medio de transporte. El oleaje puede depositar arenas en la playa debido a que tiene mejor competencia que el transporte por viento en las dunas o llanuras eólicas. El transporte eólico y fluvial resulta de un flujo unidireccional que puede ser responsable de la asimetría positiva que presentan las arenas de duna y río. El tamaño máximo de granos que pueden ser acarreados por suspensión y saltación se encuentran determinados por la competencia del medio de transporte (Friedman, 1961). En la

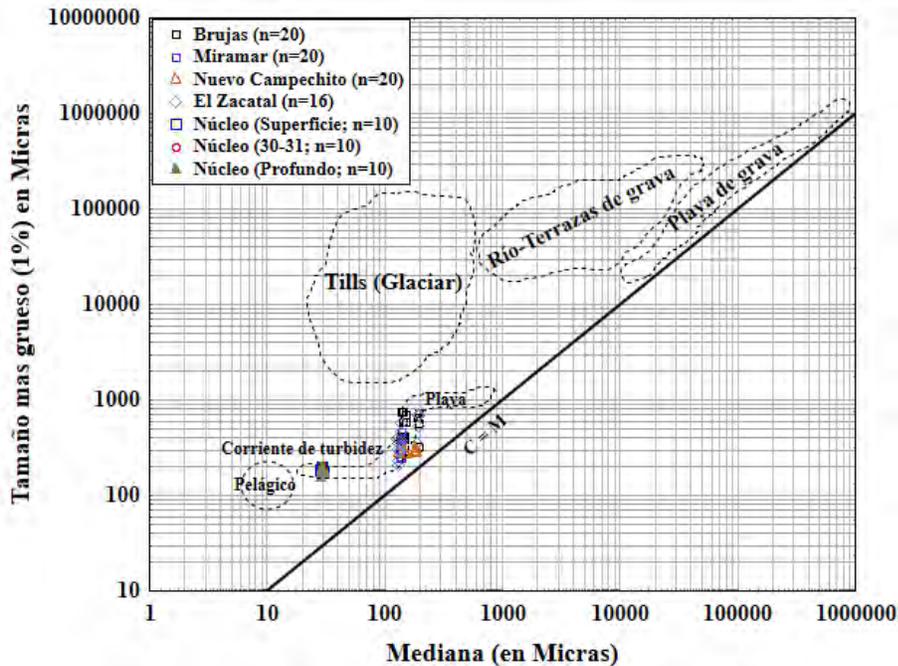
playa, la selectividad marina expone a la arena a procesos tales como el vaivén del oleaje, las corrientes litorales y las mareas, procesos que actúan en direcciones opuestas y que presenta energía diferente, dependientes de las condiciones climáticas (Hayls y Hoyt, 1969; Rajganapathi *et al.*, 2012). El rompiente del oleaje y el posterior regreso del agua remueven las partículas más finas. Además, el “*windowing*” es característico del ambiente de playa y actúa en sinergia con el oleaje. La interacción de estos procesos tiene como resultado que la distribución de partículas en arenas afectadas por este proceso hace que la asimetría que presenta la arena sea negativa. La aplicación de parámetros estadísticos para confirmar datos geológicos y geomorfológicos es considerada una técnica válida, aunque algunos investigadores consideran que esto es un método débil y que la importancia de la asimetría como un parámetro sensible a las condiciones del ambiente sedimentario es aparente en la interpretación de paleoambientes en el registro estratigráfico (Hayls y Hoyt, 1969). Sin embargo, para este estudio resultaron en interpretaciones válidas para confirmar el ambiente de depósito, al contrastarlas con estudios granulométricos en sedimentos costeros de Venezuela (Camacho *et al.*, 2011) y Egipto (Zaid, 2017).

#### **6.1.2 Modelos Coarse-Median (CM) para determinar ambientes sedimentarios.**

Los modelos Coarse-Median (CM) de Passega (1957) resultan muy significativos para poder reconocer entre diferentes ambientes sedimentarios y poblaciones de sedimentos con características hidrodinámicas distintas (Figura 43).

Los parámetros texturales obtenidos a partir de la distribución de tamaños de partícula permiten construir los modelos *Coarse-Median* (CM), que ayudan a distinguir entre los sedimentos que se depositan en diferentes ambientes sedimentarios (Passega, 1964; Visher, 1969; Rajganapathi, 2012). El diagrama CM (Passega 1957; 1977) combina una medida de la dispersión de los tamaños de grano contra otra de tendencia central (mediana). El parámetro C corresponde al percentil 1, o al valor de 1 % de la distribución en la curva acumulativa. Este valor es de gran importancia porque permite determinar en forma directa la competencia (mayor tamaño de partícula transportado) del agente de transporte. El parámetro M (mediana) corresponde al 50 % de la distribución de tamaños de partícula y es utilizado para la interpretación de los diferentes ambientes sedimentarios.

El diagrama de Passega (1957) confirma que los sedimentos analizados en los cuatro sitios del litoral del sur del Golfo de México se depositaron efectivamente en un ambiente de playa (Figura 42), mientras que los sedimentos de plataforma fueron depositados en ambientes con predominio de corrientes de turbidez.



**Figura 42.** Diagrama CM (Passega 1957) para discriminar entre ambientes sedimentarios para las arenas de playa y lodos de plataforma del sur del Golfo de México.

**6.2 Parámetros texturales y condiciones energéticas del ambiente sedimentario.**

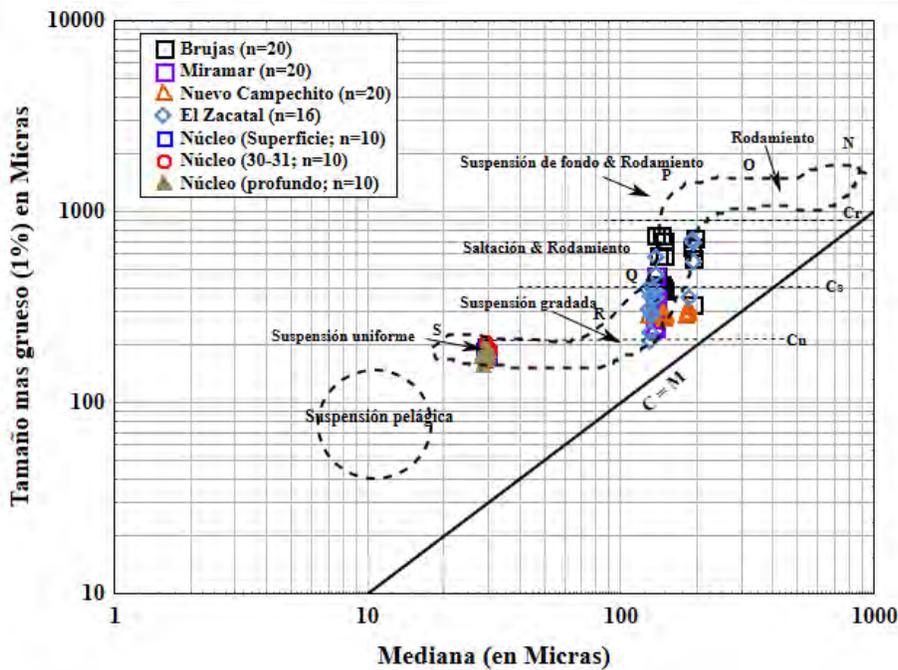
La correlación entre los parámetros granulométricos y los mecanismos de transporte/depósito han sido establecidos por varios estudios llevados a cabo tanto en ambientes sedimentarios antiguos como recientes (Folk y Ward, 1957; Mason y Folk, 1958; Friedman, 1961, 1962, 1967; Hails, 1967; Visher, 1967; Hails y Hoyt, 1969; Valia y Cameron, 1977; Ríos y Cisternas, 1998; Carranza-Edwards, 2001; Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005; FuYuan, *et al.*, 2012; Rajganapathi *et al.*, 2012; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2013, Singh y Chaudhri, 2013).

**6.2.1 Modelos Coarse-Median (CM) para determinar mecanismos de transporte.**

La relación entre los parámetros C y M resulta del efecto en el sorteo provocado por la turbulencia que se genera en el fondo del fluido que sirve como vehículo de transporte dominante, de esta

manera pueden discriminarse entre ambientes con dominio de suspensión pelágica, suspensión uniforme, suspensión gradada, saltación y rodamiento y rodamiento.

El diagrama CM de Passega (1964) permite inferir los mecanismos de transporte del sedimento (Figura 43). La relación entre los parámetros C y M resulta del efecto en el sorteo provocado por la turbulencia del fondo, de esta manera pueden discriminarse entre ambientes con dominio de suspensión pelágica (S), suspensión uniforme (RS), suspensión gradada (QR), saltación y rodamiento (OPQ) y rodamiento (NO). Las arenas de playa de Brujas y El Zacatal muestran predominio de rodamiento, con una mezcla de transporte por saltación y suspensión de fondo. Las arenas de Nuevo Campechito presentan predominio de transporte por suspensión. Las arenas de Miramar muestran una mezcla de procesos de transporte por dominado por suspensión gradada y en menor grado suspensión y rodamiento. (Figura 43).



**Figura 43.** Diagrama CM (Passega 1964) para discriminar entre mecanismos físicos de transporte en corrientes de tracción (arrastre) para las arenas de playa y lodos de plataforma del sur del Golfo de México.

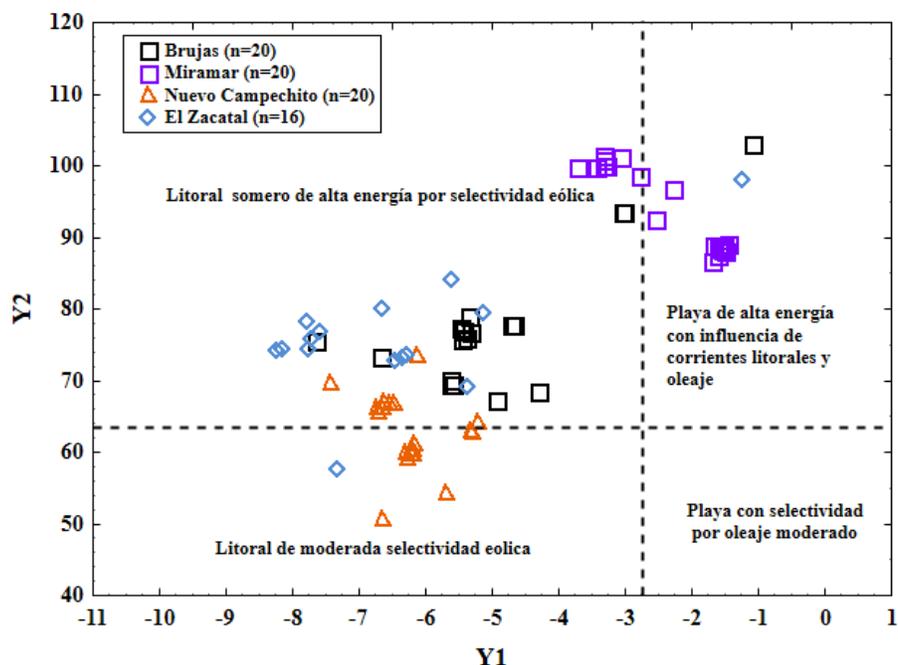
En el caso de los sedimentos de plataforma predomina la interacción entre procesos de suspensión gradada y uniforme.

### 6.2.2 Condiciones energéticas en la playa.

El tamaño promedio de las partículas del sedimento refleja las condiciones hidrodinámicas (energéticas) que actuaron en su transporte y depositación (Folk, 2002). Generalmente, las partículas más gruesas se asocian a un mayor nivel de energía durante el transporte, en cambio, las finas se encuentran en sitios con menor hidrodinamismo. De este modo, el reconocimiento de arenas más finas indica playas de energía relativamente baja, por el contrario, las playas conformadas de tamaños medios a gruesos, tendrían una alta energía asociada. En términos generales, el grado de clasificación de los sedimentos evidencia la eficacia del mecanismo de transporte que operó sobre el depósito del sedimento, es decir, una buena a muy buena clasificación del sedimento se logra cuando interactúan sobre la playa ya sea el oleaje, corrientes litorales o mareas (con alta o baja energía) que presentan una intensidad relativamente constante. Se observan malas clasificaciones cuando actúan procesos hidrodinámicos con amplia fluctuación (Folk, 2002). Griffiths (1967) menciona que tanto el tamaño promedio de partícula como el grado de clasificación son controlados por la hidrodinámica del mecanismo de transporte, de tal modo que, en todos los ambientes sedimentarios, los sedimentos que se encuentren muy bien clasificados siempre corresponden al rango del tamaño de arena fina. Sagga (1992) asocia las fluctuaciones del parámetro asimetría con las variaciones de la energía de los diferentes agentes de transporte (marino/eólico). Este indica la importancia de las “colas” en la distribución granulométrica, mostrando los excesos de partículas (finas o gruesas) en los extremos de la curva (Ríos y Cisternas, 1998). El significado hidrodinámico para las playas donde predominan valores negativos de asimetría, se puede atribuir a la existencia de corrientes litorales y oleaje intensos provocados por un viento con *fetch* dominante, que han operado durante periodos con una mayor energía a la normal, provocando el aporte de partículas más gruesas, mientras que las zonas donde predominan los valores positivos la energía del agente disminuye y por tanto permite la acumulación de partículas finas (Sahu, 1964). Del mismo modo, Duane (1964) relaciona las tendencias negativas de la asimetría con un alto nivel energético, lo que produciría la erosión de las partículas finas o de menor densidad (deflación). En cambio, los valores positivos indican bajos niveles de energía en el agente de transporte. El graficar la asimetría contra la curtosis (Figura 28), representa una herramienta importante para interpretar la génesis del sedimento, con la finalidad de cuantificar el grado de normalidad de la distribución de tamaños de partícula (Folk, 1962). Las

variaciones en los valores de la curtosis también son un reflejo de las características de la hidrodinámica en el ambiente sedimentario (Ray *et al.*, 2006). Friedman (1962) sugiere que las variaciones extremas en los valores del parámetro de la curtosis que presentan las playas, que van de valores muy altos a muy bajos, implica que una parte del sedimento alcanzó su madurez textural en un ambiente de alta energía. El predominio de tamaños finos en las playas es atribuido al hecho de que los sedimentos tengan naturaleza predominantemente platicúrtica, esto se debe al mediano a alto grado de madurez textural que el sedimento ha alcanzado. Aunque es importante mencionar que cuando existe enterramiento del sedimento, el promedio del tamaño de partícula puede verse afectado por efecto de la estratificación, ya que la compactación puede agregar partículas de diversas granulometrías provocando alteraciones en los valores de clasificación, y es probable que la adición continua de materiales finos y gruesos afecte las proporciones originales (Ramanathan *et al.*, 2009).

El análisis de función discriminante de Sahu (1964), graficando los valores  $Y_1$  y  $Y_2$ , muestra que la mayoría de las muestras de las arenas de las playas de Brujas y El Zacatal son depositados en un ambiente sedimentario de playa somera con oleaje fuerte provocado por fuertes vientos. Las arenas de la playa de Nuevo Campechito muestran una playa de alta selectividad eólica. Las arenas de Miramar muestran que los sedimentos fueron seleccionados en un ambiente de playa muy somera de alta energía de oleaje y con influencia de corrientes litorales y mareas (Figura 44). En todos los ambientes sedimentarios se puede asumir que las condiciones de energía y sus fluctuaciones cambian constantemente. La preservación de estas fluctuaciones depende de la disponibilidad de una cantidad suficiente de material de todos los tamaños procedente del área fuente. Asimismo, la redistribución y fraccionamiento de las partículas puede indicar fielmente el tipo de ambiente de depósito (Sahu, 1964), esto se debe a diferencias significativas en las condiciones energéticas para los diferentes ambientes sedimentarios y los mecanismos de depósito.



**Figura 44.** Gráfico del análisis de función discriminante de Sahu (1964) para las arenas de playa del sur del Golfo de México.

### 6.2.3 Condiciones energéticas en la plataforma continental

Desde el punto de vista sedimentológico, las plataformas continentales se encuentran estrechamente relacionadas con los ambientes costeros a través de la infraplaya, que es la zona donde el oleaje empieza a interactuar con el fondo oceánico, variando entre los niveles medios de base del oleaje de buen tiempo y de tormentas. De todos los ambientes sedimentarios, los de plataforma son los que en la actualidad acumulan mayores cantidades de sedimentos y en las series sedimentarias antiguas también forman la mayor parte del registro geológico (Selley, 1976). Para entender la sedimentología de las plataformas, los parámetros texturales pueden ser usados para obtener información sobre las condiciones energéticas preponderantes. Las plataformas o fondos marinos pueden ser sometidos a la acción de corrientes de alta energía de origen variado (geostróficas, de turbidez, etc.).

Swift y Thorne (1991) mencionan que el régimen sedimentario y la acumulación de sedimentos en la plataforma dependen de variables que están íntimamente relacionadas entre sí: el aporte, la acomodación y el transporte de sedimento y que son acordes a la energía del fluido. Estas variables son homeostáticas porque tienden a restablecer el equilibrio, aunque a corto plazo las condiciones

hidrodinámicas puedan ser cambiantes. El régimen sedimentario de la plataforma se define por el estado que presentan estas variables y tiende a mantener una superficie de equilibrio dinámico si dispone del tiempo suficiente y las condiciones se mantienen constantes. Para que esto sea posible se erosiona el fondo hasta alcanzar un perfil topográfico estable estrechamente controlado por la relación aporte/acomodación. La plataforma sólo puede crecer debido a la agradación vertical si se mantiene una relación constante entre el depósito y el transporte de sedimento hacia el talud. Además, la plataforma tiende a adquirir la típica configuración de plataforma y talud, independientemente de su origen. Los procesos de transporte más activos en la plataforma son las olas de tormenta y las corrientes litorales. Se deben, sobre todo, a causas meteorológicas (vientos y olas locales), a las mareas y a otras causas de mayor escala que se encuentran relacionados a la circulación atmosférica general. El transporte se produce en suspensión y carga de fondo, en respuesta a la energía del fluido producida por oleaje y corrientes. Durante el transporte se seleccionan los granos y van quedando en el fondo los que el agente de transporte no puede remover. La energía de flujo es el esfuerzo que ejercen sobre el fondo las olas, las corrientes de tormenta y de marea. El 80% de la plataforma está dominado por las olas y sufre varios eventos de erosión y transporte al año. El oleaje normal no suele afectar el fondo y sus efectos son mínimos, pero el de tormenta provoca erosión en grandes extensiones.

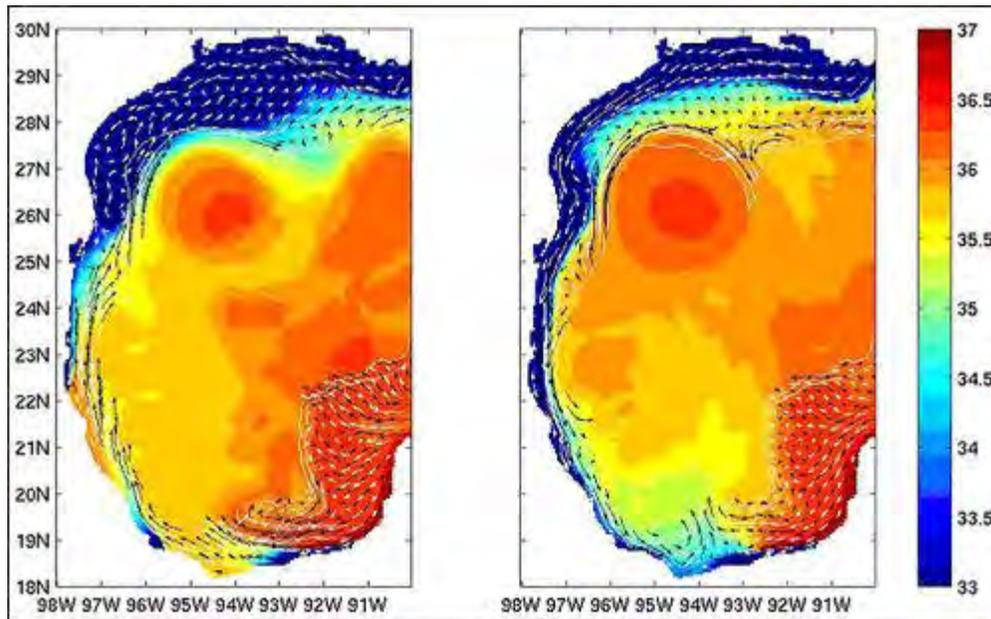
Swift *et al.*, 1972 mencionan que existen tres tipos principales de corrientes en la plataforma continental: de circulación oceánica semipermanente, meteorológicas, de marea y de densidad. Las más activas desde el punto de vista del transporte de sedimento son las de origen meteorológico, que son estacionales, y las mareales, que son regulares y actúan continuamente. El 15% de la plataforma se encuentra dominado por corrientes de marea cuya velocidad puede superar los 25 cm/s. Esto equivale a decir que la plataforma continental puede sufrir a diario dos eventos de efectos con efectos semejantes los de una tormenta.

#### **6.2.4 Características oceanográficas e hidrometeorológicas del Golfo de México y su relación con las condiciones de depósito.**

Para explicar las condiciones energéticas que permiten el depósito de los sedimentos en la zona costera, se explican a continuación los factores oceanográficos e hidrometeorológicos que afectan al litoral sur del Golfo de México.

CAPITULO VI

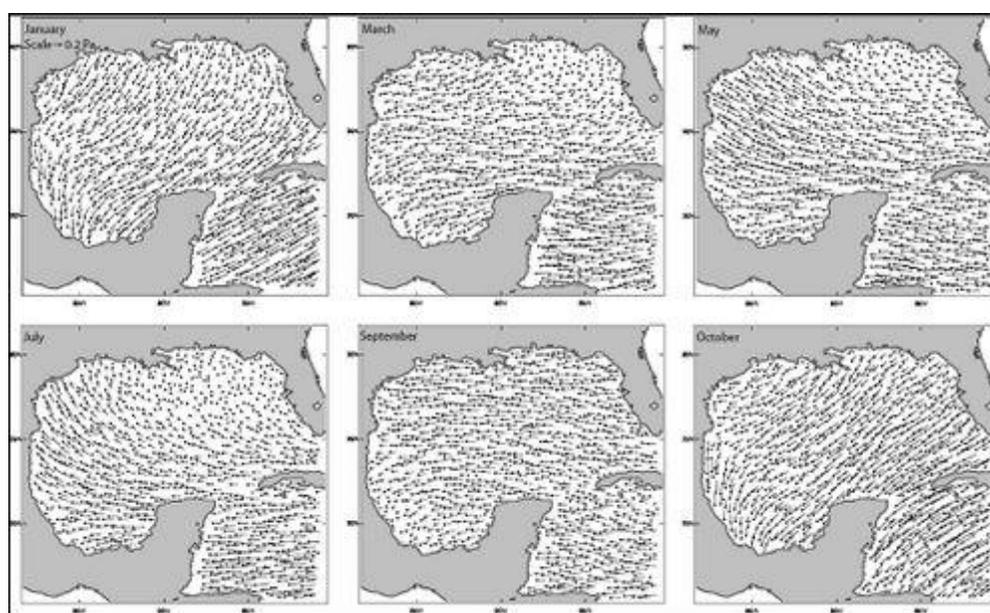
Los vientos tienen gran importancia en la mezcla vertical de la columna de agua del Golfo de México. En el invierno se presentan los “nortes”, y durante el verano las tormentas tropicales y los huracanes, y con su presencia hacen más profunda la capa mezclada, incorporando nutrientes a la zona fótica. En el Golfo de México son de particular relevancia los vientos sobre la plataforma continental. La dirección de los vientos y la forma cóncava del Golfo de México provocan que existan regiones en donde las corrientes estacionales van en el sentido de las manecillas del reloj, mientras que en otras van en la dirección contraria (Zavala Hidalgo *et al.*, 2003). Esto hace que durante el otoño e invierno (octubre-marzo) las corrientes a lo largo de las costas de Tamaulipas y Veracruz sean, en promedio, hacia el sur, yendo en sentido contrario a las manecillas del reloj, mientras que, en los estados de Tabasco, Campeche y Yucatán, van predominantemente en el sentido de las manecillas del reloj. Esto provoca que las corrientes confluyan en el extremo sur del Golfo de México produciendo flujos perpendiculares a la costa, de la zona de plataforma al interior del Golfo, que son importantes porque van acompañados de altos contenidos de materia orgánica y de aguas de baja salinidad (Figura 45).



**Figura 45.** Promedio de la circulación y salinidad superficial en el Golfo de México, primavera-verano (izquierda), otoño-invierno (derecha). Tomado de Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003.

Salas de León *et al.* (2004) sugieren la presencia de un giro anticiclónico de 70 Km de diámetro frente a las costas de Campeche, cuyo centro se localiza a 20° 39' N Y 93° 00' W y la presencia de

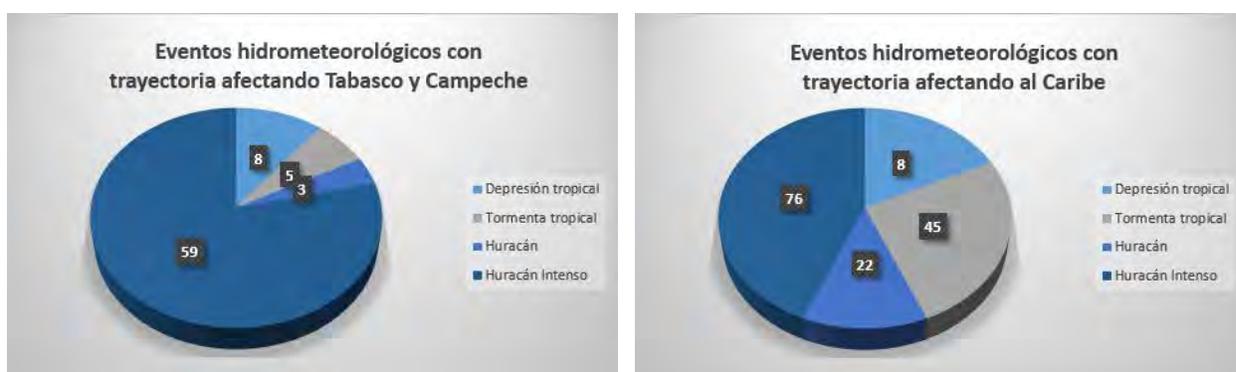
una surgencia subsuperficial en esa zona provocada por el choque de este giro con la plataforma continental que juegan un papel importante en la productividad biológica de la región y en el transporte de sedimentos. Zavala-Hidalgo y Fernández-Eguiarte, 2004 mencionan que la posición geográfica que presenta el Golfo de México ocasiona que durante el invierno éste se vea afectado por masas de aire frío y seco procedente de las montañas rocosas (Estados Unidos) que, al chocar con masas de aire tropical del Golfo, dan origen a la formación de frentes fríos principalmente entre los meses de octubre y abril. Éstos, al ingresar en el Golfo de México, favorecen el incremento de la velocidad del viento debido a un menor rozamiento o fricción (el viento corre libremente sobre una superficie lisa) y al aumento de presión (entre más cambia la presión en un área pequeña, es más fuerte el viento). La propia circulación del sistema origina la dirección característica procedente del norte, teniendo duraciones promedio de uno a dos días y, por momentos, rachas de 80 a 100 km/h. En la parte central del estado de Veracruz (Laguna Verde) se encuentra la confluencia de la Sierra Madre Oriental y la Faja Volcánica Transmexicana, que tiene una forma de gancho (orientada de noroeste a sureste) ocasionando que el viento se curve del norte al noroeste, combinándose con el viento propio de la alta presión sobre el mar. Esta situación se llama “represamiento del flujo” ya que sufre una acumulación en dicha zona. Se suma la intensidad del viento que “sale” de tierra con la del litoral intensificando el viento que en ocasiones oscila entre los 100 o 120 km/h.



**Figura 46.** Vientos promedio mensuales en el Golfo de México y Mar Caribe Noroccidental (Zavala-Hidalgo y Fernández-Eguiarte, 2004).

Posteriormente en el Istmo de Tehuantepec, donde se presenta el efecto Venturi (que da origen a La Ventosa, Oaxaca) el viento que procede del golfo de México se acumula en los límites entre la Sierra de Oaxaca y la de Chiapas existiendo un pequeño espacio libre donde el viento, al acumularse y aumentar su presión, saldrá hacia el Golfo de Tehuantepec donde le viento comúnmente puede alcanzar o superar los 150 km/h y, a veces, esta condición puede durar durante varios días (vientos Tehuanos). La presencia de estos frentes produce en el Golfo los vientos conocidos como “Nortes”, los cuales producen un descenso de la temperatura y, que al encontrar masas de aire cálido y húmedo pueden provocar intensas lluvias invernales. La intensidad y extensión de estos fenómenos varía según la época del año.

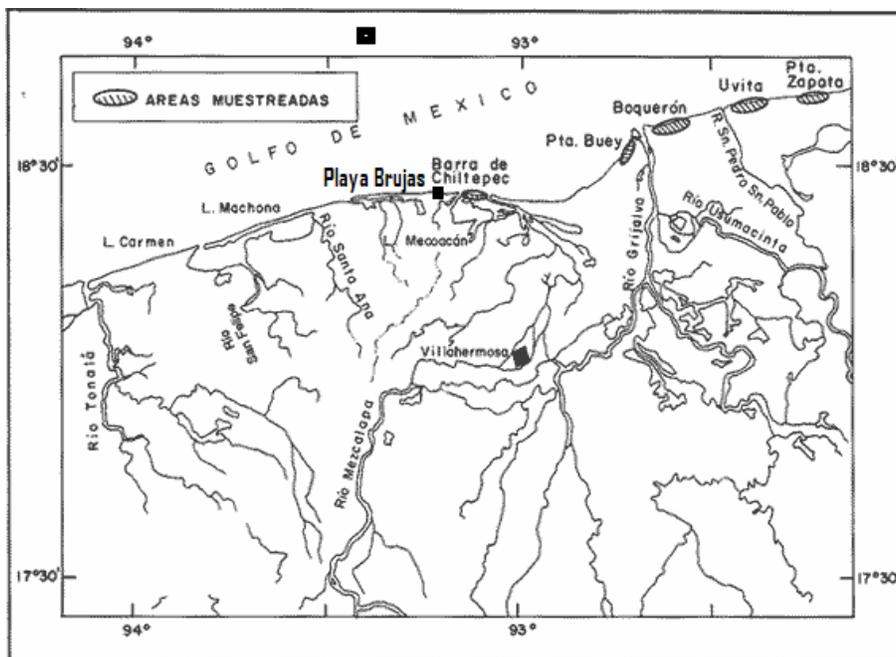
En el verano, el Golfo de México puede ser afectado por depresiones y tormentas tropicales, de las cuales el 60% alcanza la magnitud de huracán. Estas características meteorológicas afectan la zona costera debido a la descarga de agua dulce e influyen en la circulación oceánica en general del Golfo de México (Tamayo 1974; Monreal-Gómez *et al.* 2004). El número de huracanes en la zona de estudio se muestra en la Figura 47, en el período comprendido desde el año 1851 hasta el 2013 (NOAA, 2014). Se aprecia que la incidencia de huracanes es mucho mayor en el Caribe en comparación con el sur del Golfo de México



**Figura 47.** Huracanes ocurridos en el periodo comprendido entre 1851-2013 en la zona de estudio (NOAA, 2014). 95 eventos ocurridos con trayectoria pasando por Tabasco y Campeche y 174 eventos afectando al Caribe Mexicano.

En cuanto a la precipitación en tierra, es importante considerarla porque los ríos transportan sedimentos hacia las playas y en época de tormentas y huracanes, la carga de sedimentos fluviales es aún mayor que en condiciones normales (Carranza-Edwards *et al.*, 2015). La precipitación

pluvial puede tener un efecto en la composición de los sedimentos de las playas, ya que a mayor pluviosidad corresponderá una mayor carga de sedimentos terrígenos procedentes del continente por vía fluvial. Castellanos-Trujillo (1993) reporta, a través del análisis de cinco playas (desde barra Chiltepec, Tabasco, hasta Punta Emiliano Zapata, Campeche; Figura 48), la presencia de minerales pesados entre los cuales reporta por difracción de rayos X la presencia de ilmenita, magnetita, piroxeno, cromita, monacita y zircón.



**Figura 48.** Localización de las playas con reporte de minerales pesados, Playa Brujas (este estudio) Barra Chiltepec y Punta Buey, Tabasco; Boquerón, Uvita y Punta Zapata, Campeche. Modificado de Castellanos-Trujillo (1993).

Otro estudio llevado a cabo por Carranza-Edwards *et al.* (2013) en la playa El Limón, El Bosque, y El Pajonal (ubicadas entre Barra Chiltepec y Punta Zapata), presentan valores altos de minerales pesados (35 – 60 %) que se depositan en un alto nivel de energía, asociado probablemente a condiciones de tormentas. Esto sugiere que las condiciones de formación del depósito de placer de playa Brujas es similar. Ergin *et al.* (2007) mencionan que, en condiciones de alta energía, los minerales pesados pueden permanecer durante mayor tiempo en las playas, y lo relaciona con la erosión costera. Carranza-Edwards *et al.* (2015) mencionan que la erosión antropica que produce la escollera del Puerto de Dos Bocas (a 5 km al este de playa Brujas), desvía los sedimentos arenosos hacia el norte, y puede estar interactuando con el oleaje de tormenta dando lugar al

incremento en el el depósito de minerales pesados. El análisis de Passega (1964; Figura 43), de transporte de los sedimentos por saltación, rodamiento y suspensión de fondo, y Sahu (1964, Figura 44) en una playa de alta energía dominada por selectividad eólica, sugieren que estas condiciones de selectividad de minerales pesados son concordantes con lo reportado anteriormente por estas investigaciones.

Ayala-Pérez (2013) sugiere para esta porción del Golfo de México los factores que producen el transporte de sedimentos son: (1) corrientes litorales producidas por el esfuerzo cortante o de cizalla, los cuales, en conjunto con el oleaje, provocan la remoción y transporte de arena en la zona costera. (2) Las corrientes generadas por el oleaje de tormenta muestran una tendencia dominante de circulación hacia el noroeste, con zonas de convergencia próximas a la costa. Este oleaje intenso es el responsable de la mayor cantidad de transporte de sedimentos. (3) El oleaje predominante procede del norte (N), nor-noreste (NNE) y nor-noroeste (NNW) y llega de manera directa a la costa. En condiciones de norte el oleaje alcanza valores entre 2 y 3.5 m y vientos sostenidos entre los 7 y 15 m/s, coincidente con la dirección del viento. Mientras que las corrientes litorales alcanzan velocidades de entre 0.25 a 1 m/s.

**Tabla 15.** Tabla de comparación de los parámetros granulométricos entre El Limón/Brujas (pertenecientes a Barra Chiltepec), Miramar, Nuevo Campechito y Zacatal. <sup>1</sup> Datos obtenidos de un muestreo de 1981 (Carranza-Eduwards et al., 2015), <sup>2</sup> Datos obentidos de un muestreo de 2007 (Carranza-Edwards et al., 2015), <sup>3</sup> Datos de este estudio (2013).

Playa	$Mz\phi^1$	$Mz\phi^2$	$Mz\phi^3$	$\sigma\phi^1$	$\sigma\phi^2$	$\sigma\phi^4$	$Ski^1$	$Ski^2$	$Ski^3$	$K_G^1$	$K_G^2$	$K_G^3$
<b>El Limon/ Brujas</b>	2.02	1.54	2.74	0.36	0.62	0.46	-0.09	-0.23	-0.11	1.01	0.81	1.98
<b>(Barra Chiltepec)</b>												
<b>Miramar</b>	2.39	2.46	2.84	0.33	0.42	0.30	-0.04	0.14	-0.04	1.03	0.80	2.37
<b>Nuevo Campechito</b>	2.32	2.67	2.62	0.29	0.35	0.33	-0.10	-0.54	-0.04	1.00	3.68	0.83
<b>El Zacatal</b>	2.11	1.72	2.73	0.54	1.64	0.42	-0.12	-0.48	-0.01	1.03	0.69	0.97

Carranza-Edwards *et al.* (2015) realizaron un estudio sobre los cambios geomorfológicos que se presentan en zonas costeras en diversas playas del sur del Golfo de México y analizaron muestras de sedimento recolectadas en 1981 y 2007. En el caso de la playa Nuevo Campechito, la curtosis que reportan es variable entre los sedimentos recientes y antiguos, sin embargo, se presenta una tendencia hacia valores extremadamente leptocurticos para los sedimentos más recientes, que parecen indicar que hay un aporte muy selectivo de sedimentos o bien que existen condiciones de

muy alta energía en esa playa. Por tanto, determinan que Nuevo Campechito es una playa en retroceso debido a la alta erosión, Tanner y Stapor (1971) anteriormente habían reportado erosión costera en esta localidad. Esta tendencia parece mantenerse para los valores determinados de curtosis de los sedimentos de Nuevo Campechito en este estudio. El análisis de Passega (1964; Figura 43), de transporte dominadas saltación y, Sahu (1964, Figura 44) determina una playa de alta energía dominada por selectividad eólica para los sedimentos de Nuevo Campechito, sugieren que esta playa continua en el presente su proceso de retroceso debido a la erosión que causan las condiciones de alta energía.

Carranza-Edwards *et al.* (2015) determinan que la playa de Miramar es un litoral dominado por mareas, la cual le está ganando terreno al mar debido a la alta tasa de sedimentación producida durante la época de lluvias. El análisis de Passega (1964; Figura 43), de transporte por suspensión y, Sahu (1964, Figura 44) determina una playa de alta energía dominada por mareas, corrientes litorales y oleaje para los sedimentos de Miramar, sugieren que esta playa continua el proceso de progradación.

Carranza-Edwards *et al.* (2015) determinan que la playa Zacatal se encuentra conformada en su mayor parte por fragmentos biógenos carbonatados (37-47% de fragmentos de moluscos), y en menor proporción pellets y foraminíferos, los cuales son aportados desde la entrada de la boca occidental de la Laguna de Términos. Lo cual es concordante con la abundancia de fragmentos biogenos determinada para los sedimentos analizados en este estudio (31-36%, Tabla 13). En esta región hay alternancia del litoral rocoso con playas arenosas carbonatadas. El litoral rocoso está compuesto por sedimentos recientes, cementados por carbonato de calcio conocidos como roca de playa o *beach rock*. Al igual que en el análisis realizado en esta investigación se reportan sedimentos moderadamente clasificados posiblemente debido a la cantidad de fragmentos biógenos procedentes de la boca occidental de la Laguna de Términos.

Además, parece ser que existe también una tendencia en la disminución en el tamaño de grano para todas las localidades (ver Tabla 15; Carranza-Edwards *et al.* (2015) relacionan esta disminución de tamaño de grano a la construcción de la presa la Angostura (Alta cuenca del río Grijalva), la cual evita que el sedimento procedente del Complejo del Macizo de Chiapas llegue a la zona costera.

### 6.2.5 Condiciones para el depósito de sedimentos finos en la plataforma.

Cuando los sedimentos finos se encuentran en suspensión, principalmente limo y arcilla transportados por el río y entran al océano se activa el mecanismo de floculación. Aunque este proceso puede producirse ya en el río, se intensifica en la zona marina cuando se alcanza una salinidad entre 1 y 10%. El resultado es un aumento del tamaño de grano y esto tiene como consecuencia que también aumente la velocidad de sedimentación. La formación de pellets fecales por organismos también contribuye a este proceso, Carranza Edwards *et al.*, 2015, reportan contenidos entre 13 y 45% de pellets en sedimentos carbonatados de la región. Por ello, la sedimentación de la fracción limo-arcillosa se produce principalmente en la transición fluvial-marina. Esta serie de procesos hidrodinámicos favorece que los sedimentos finos queden atrapados en esta zona de transición, limitando su salida hacia cuencas más profundas (Dyer, 1995, 1997; Dalrymple y Choi, 2003). La concentración en el máximo de turbidez varía dependiendo del rango mareal, de las corrientes geostróficas y de las corrientes litorales que afectan a la plataforma (ver el apartado anterior).

La plataforma sur del Golfo de México tiene mucha influencia de las descargas fluviales por parte de los ríos Grijalva y Usumacinta. Al descargar los ríos aguas de muy baja salinidad éstas entran en contacto con el agua de mar, la cual es más pesada debido al contenido de sales. El agua dulce tiene una densidad aproximada de  $1000 \text{ kg/m}^3$ , mientras que la del agua de mar es de aproximadamente  $1025 \text{ kg/m}^3$ . Esto hace que el agua de los ríos flote y, cuando está en movimiento, tienda a moverse hacia la derecha por efecto de la fuerza de Coriolis (Zavala- Hidalgo y Fernández-Eguiarte, 2004). En esta porción del Golfo de México las mareas presentan amplitudes pequeñas, sin embargo, el desnivel de la superficie del mar genera transportes de masa relativamente fuertes, los cuales juegan un papel importante en el transporte de material en suspensión (Salas de Leon-Monreal-Gómez, 1997). En esta región las corrientes inducidas por los ríos y las producidas por los vientos tienen la misma dirección durante el otoño e invierno, pero los vientos del verano tienen una dirección contraria lo que provoca flujos complejos cerca de la desembocadura de los Grijalva-Usumacinta y Coatzacoalcos (Zavala-Hidalgo y Fernández-Eguiarte, 2004). La mezcla de agua dulce y marina es fundamental ya que la salinidad aumenta gradualmente desde el río vierte sus aguas hacia mar adentro. La zona de agua salobre depende de la intensidad de la mezcla mareal y del volumen de descarga fluvial (en el caso de las descargas

del sistema fluvial Grijalva-Usumacinta el frente costero se extiende por más de 40 km; Salas de León *et al.*, 1992).

Esta variación en la salinidad no sólo va a generar un gradiente de densidad que puede actuar como motor de la circulación marina, sino que condicionara una serie de procesos físico-químicos importantes en la plataforma. Es decir, la salinidad favorece los procesos fisicoquímicos que producen la floculación, aunque según Eisma (1986) la salinidad tiene un papel menor en la formación de flóculos. La floculación por sales es un proceso que tiene lugar cuando actúan las fuerzas de atracción de Van der Waals. Estas fuerzas no son particularmente fuertes, pero su intensidad varía inversamente al cuadrado de la distancia entre dos partículas de arcilla ( $\phi < 2 \mu\text{m}$ ), llegando a ser importante cuando dichas partículas están lo suficientemente cercanas entre sí. En agua dulce, la floculación no puede producirse porque las partículas de arcilla tienen cargas negativas y, cuando están próximas se repelen. Por el contrario, en agua salina, al tener cationes libres, éstos interactúan con las cargas negativas de las partículas de arcilla, disminuyendo la repulsión. En estas condiciones, las fuerzas de Van der Waals son capaces de superar a las fuerzas repulsivas. Si las partículas están lo suficientemente cercanas, entonces se formarán los flóculos (Val Olphen, 1997). La granulometría de los sedimentos que se depositan en la plataforma del sur del Golfo de México sugiere que estos fueron depositados por floculación.

La formación de flóculos no es un proceso exclusivamente físico-químico, sino que también es consecuencia de una dinámica activa y que fácilmente se modifica ante cambios en las condiciones hidrodinámicas oceánicas (Manning, 2001 2004; Manning y Bass, 2006). La floculación también puede producirse por mecanismos que ponen las partículas en contacto, tales como el movimiento browniano, la turbulencia (McCave, 1985), la sedimentación diferencial (Manning y Dyer, 1999) y de los mecanismos que las adhieren, que son la salinidad y el contenido de materia orgánica (Van Leussen, 1988). Y todo esto se vuelve más complicado aún con los gradientes máximos de turbidez que se presentan en la plataforma que provocan un incremento de la colisión entre partículas.

Los sedimentos lodosos se forman debido a la acumulación de agregados conocidos como flóculos (Nichols y Biggs, 1985). Aunque éstos son menos densos que las partículas que los constituyen, sedimentan más rápido. A medida que los flóculos aumentan de tamaño, su peso específico disminuye, pero su velocidad de sedimentación aumenta. Muchas veces las velocidades de marea,

corrientes geostróficas y litorales son lo bastante grandes e impiden la sedimentación de flóculos (Burban *et al.*, 1989). Sin embargo, la mayoría sedimentan en la transición fluvial-marina. Cuando los procesos oceánicos se ralentizan, el sedimento en suspensión se deposita, creando una lámina cercana al fondo de elevada concentración. Si la suspensión densa se mantiene estacionaria, la parte basal de esta lámina se consolida de tal forma que, cuando las corrientes vuelven a acelerarse no son capaces de erosionar este material. La abundancia y espesor de estas láminas de lodo está directamente relacionada con la variación longitudinal de la concentración de material disponible en suspensión. En la parte fluvial, la concentración es baja y las láminas de lodo son delgadas. Hacia el océano, estas láminas tienen mayor espesor y son más abundantes, debido al aumento en la concentración del material en suspensión, alcanzando el valor máximo justo debajo del pico de máxima turbidez (Dyer, 1995).

**Geoquímica y Geocronología U-Pb de zircones detríticos en las arenas de la playa de Brujas, Campeche, Sureste del Golfo de México, México.**

**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.**

***Héctor J. Tapia Fernandez, John. S. Armstron-Altrin, Kandasamy Selvaraj***

---



## Geochemistry and U–Pb geochronology of detrital zircons in the Brujas beach sands, Campeche, Southwestern Gulf of Mexico, Mexico



Hector J. Tapia-Fernandez <sup>a</sup>, John S. Armstrong-Altrin <sup>b, \*</sup>, Kandasamy Selvaraj <sup>c</sup>

<sup>a</sup> Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Ciudad Universitaria, Ciudad de México 04510, México

<sup>b</sup> Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Unidad de Procesos Oceánicos y Costeros, Ciudad Universitaria, Ciudad de México 04510, México

<sup>c</sup> Department of Geological Oceanography and State Key Laboratory of Marine Environmental Science, Xiamen University, Xiamen 361102, China

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 13 February 2017

Received in revised form

4 April 2017

Accepted 5 April 2017

Available online 6 April 2017

#### Keywords:

Zircon chemistry

Rare earth element

Beach sands

U–Pb geochronology

Provenance

### ABSTRACT

This study investigated the bulk sediment geochemistry, U–Pb ages and rare earth element (REE) geochemistry of one hundred detrital zircons recovered from the Brujas beach sands in southwestern Gulf of Mexico to understand the provenance and age spectra. The bulk sediments are high in Zr and Hf contents (~1400–3773 ppm and ~33–90 ppm, respectively) suggested the abundance of resistant mineral zircon. The chondrite normalized REE patterns of the bulk sediments are less fractionated with enriched low REE (LREE;  $La_{CN}/Sm_{CN} = -491-693$ ), depleted heavy REE (HREE;  $Gd_{CN}/Yb_{CN} = -44-69$ ) and a negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^* = -0.44-0.67$ ) suggested that the source rock is felsic type.

The results of this study revealed highly varied contents of Th (~4.2–321 ppm), U (~20.7–1680 ppm), and Hf (~6970–14,200 ppm) in detrital zircons compared to bulk sands. The total REE content (~75 and 1600 ppm) and its chondrite-normalized pattern with positive Ce and negative Eu anomalies as well as low Th/U ratio of zircon grains indicated that they were dominantly of magmatic origin.

U–Pb data of zircons indicated two age populations, with predominance of Permian-Triassic (~216–286 Ma) and Neoproterozoic (~551–996 Ma). The Permian-Triassic zircons were contributed by the granitoids and recycled metasedimentary rocks of the Chiapas Massif Complex. The major contribution of Neoproterozoic zircons was from the Chaucus, Oaxacan, and Chiapas Massif Complexes in Grenville Province, southern Mexico. U–Pb ages of zircons from the Brujas beach are consistent to the reported zircon ages from the drainage basins of Usumacinta, Coatzacoalcos, and Grijalva Rivers in southern Mexico, suggesting that the sediments delivered by the rivers to the beach area are vital in defining the provenance of placers.

© 2017 Elsevier Ltd. All rights reserved.

### 1. Introduction

The chemical composition of detrital sediments is controlled by various factors such as distance of transport, diagenesis, and climatic-tectonic interaction (Banerjee et al., 2016; Bassis et al., 2016; Kundu et al., 2016; Meinhold et al., 2016; Verma and Armstrong-Altrin, 2013, 2016). However, the chemical composition of detrital sediments has become a principle component in weathering and provenance studies in the last few decades (Rashid et al., 2015; Li et al., 2016; Selvaraj et al., 2016; Ali et al., 2017). The

immobile trace elements (Y, Th, Zr, Co, Nb, and Sc) and REEs are considered as potential indicators of the parent rocks, which is based on the assumption that these elements undergo little geochemical fractionation during chemical weathering and short residence time in sea water (Cullers et al., 1997; Selvaraj and Chen, 2006; Basu et al., 2016).

Zircon has played a significant role in interpreting the composition and history of ancient and modern sediments, including beach placers (Ireland et al., 1998; Sircombe and Freeman, 1999; Zhang et al., 2015). This is mainly because zircon is highly refractory at the Earth's surface condition and it occurs in almost all sedimentary deposits and thus provides a critical link in understanding the source history of a sedimentary deposit (Claiborne et al., 2010). Even though the depositional age of modern beach

\* Corresponding author.

E-mail addresses: [john\\_arms@yahoo.com](mailto:john_arms@yahoo.com), [armstrong@cmar.unam.mx](mailto:armstrong@cmar.unam.mx) (J.S. Armstrong-Altrin).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.04.003>

0895-9811/© 2017 Elsevier Ltd. All rights reserved.

sands around the world is thought to be younger than the Last Glacial Maximum (ca. 21,000 years), zircon ages in modern beach sands and placers are always older, as they highly depend on the age of erosional provenance rather than the age of deposition. For example, the youngest detrital zircon grains in Holocene beach sands in eastern Australia are Permian and ~250 million years (Ma) older than the age of deposition (Sircombe, 1999). Sircombe and Freeman (1999) found that the age distributions of zircons from placer deposits in Western Australia are dominated by Neoproterozoic and Mesoproterozoic ages. Although there are many limitations of age dating with zircon, the near ubiquitous presence of zircons in all sedimentary deposits, including beach sands, makes them an ideal target for precise U–Pb age dating and at the very least establishing the maximum age of deposition (Etemad-Saeed et al., 2016). Zircon also exerts significant control on the chemical properties of magmas and is highly resistant to both chemical and physical weathering (Fedo et al., 2003; Claiborne et al., 2010). As a result, zircon chemistry has been considered as a potential provenance indicator functioning on the notion that its chemistry is sufficiently variable in different source rocks to enable their identification (Weber et al., 2008; Fralick et al., 2009). Hence, determining U–Pb age on detrital zircon has become a universal method for tracing the source of detritus in sediments and sedimentary rocks (Mohammad and Qaradaghi, 2016; Yang and Chen, 2016), plate reorganization at continental margins, and crustal evolution (Ali, 2015; Nakhai et al., 2015; Terentiev and Santosh, 2016). Therefore, the combination of bulk sediment geochemistry, detrital zircon chemistry, and zircon geochronology is thought to provide better constraints on provenance and to understand the depositional history of a complex depositional environment (Albardeiro et al., 2014; Boger et al., 2016).

Previous studies on provenance of beach sands along the Gulf of Mexico are very few, which relied mostly on mineralogy, petrography, and geochemistry (Armstrong-Altrin and Natalhy-Pineda, 2014; Armstrong-Altrin et al., 2012, 2015a,b; Kasper-Zubillaga et al., 2013). Based on the mineralogy and petrography of Holocene sediments from the western Gulf of Mexico near Veracruz beach, Kasper-Zubillaga et al. (2013) interpreted the provenance and discussed the role of rivers in defining sediment composition. Armstrong-Altrin et al. (2012, 2015a) inferred the provenance by assessing the compositional differences among fine, medium, and coarse-grained sands from Nautla, Tecolutla, Veracruz, and Chalacac beach areas of the Gulf of Mexico. Furthermore, many researchers studied the U–Pb geochronology of zircons from different terrestrial terranes such as the Huiznopala (Lawlor et al., 1999), Xolapa Complex (Talavera-Mendoza et al., 2007), Oaxacan Complex (Keppie et al., 2003; Solari et al., 2007), Chiapas Massive Complex (Weber et al., 2008; Pack et al., 2016), north-western Sonora (González-León et al., 2009), and Zacatecas (Escalona-Alcázar et al., 2016).

Although these studies provide important constrains on the paleogeography and tectonic evolution of Mexico, REE geochemistry and U–Pb data of detrital zircons along the coastal areas of Gulf of Mexico have not been documented yet. In this study, the bulk sediment geochemistry, U–Pb age spectra and REE geochemistry of detrital zircons collected from the Burjas beach in the southwestern Gulf of Mexico were investigated to identify the provenance of sediments and to locate the source terranes that contributed sediments to the study area.

## 2. Study area

The study area, Brujas beach (Lat. 18° 44' 19" N and Long. 93° 10' 25" W) is located in the southwestern part of the Gulf of Mexico (Figs. 1 and 2). Fig. 1 illustrates the general geology of Mexico and

the major rivers traversing and supplying sediments to different beach areas, Coatzacoalcos, Usumacinta, and Grijalva, in southern Mexico. Fig. 2 depicts various metasedimentary terranes of the potential source areas, which supplied sediments and placers to the study area.

The Coatzacoalcos River drains between 17° 46'–18° 10' N and 92° 25'–94° 31' W. The river originates in the Oaxaca State (Sierra Atravesada) and drains 21,120 km<sup>2</sup> of catchment areas before reaching the Gulf of Mexico, with a mean annual discharge of 32,732 Hm<sup>3</sup> (Tamayo, 1991). The lithology of the Coatzacoalcos river catchment area consists mainly of volcanic and volcanic sedimentary rocks of the Oaxacan Complex. The Oaxacan Complex of southern Mexico represents the most extensive outcrop (~10,000 km<sup>2</sup>) of ~1 Ga basement, which was grouped into a terrane called Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995). The Oaxacan Complex in the north of Oaxaca State composed of anorthosite, garnet-bearing charnockite, gabbros (U–Pb protolith age of ~1230 Ma), diorite (~1.012 Ma), and syenite (~1130 Ma) (Solari et al., 2007). In general, the outcrops along the southwestern region of the Gulf of Mexico are composed of 1) Quaternary alluvium and soils, 2) Cenozoic volcanic rocks of mafic and intermediate types, 3) Cenozoic and Mesozoic clastic and calcareous sedimentary rocks, and 4) metamorphic rocks comprising schist and gneiss of Paleozoic and Precambrian ages (Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

The Usumacinta and Grijalva Rivers originate from the north-western Guatemala and Chiapas (Mexico), respectively, which are considered as the largest rivers of Mexico with ~1100 km and ~640 km length, respectively (Day et al., 2003). However, most of the flow region of Usumacinta River is in Mexico border with Guatemala, these rivers joined together at Tabasco-Campeche states just ~50 km off the coast of the Gulf of Mexico (Muñoz-Salinas and Castillo, 2015). The Usumacinta and Grijalva Rivers form a single basin of ~112,550 km<sup>2</sup> and rank second in fresh water discharge to the Gulf of Mexico that discharges annually ~4500 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> and 140 km<sup>3</sup> year<sup>-1</sup> (Hudson et al., 2005; Kemp et al., 2016). In general, the freshwater discharge is high from July to October. When combined with the nearby Coatzacoalcos River that discharges to the southern Veracruz coast, fluvial input to the Veracruz to Campeche “fertile crescent” rises to 200 km<sup>3</sup> year<sup>-1</sup> (Kemp et al., 2016). Carranza-Edwards et al. (1993) documented that compared with other regions, near to the Yucatan Peninsula; the total suspended matter in surficial water of the southern Gulf of Mexico is higher in the proximity of the Usumacinta and Grijalva River systems. Rivers runoff in the southwestern Gulf produces a strong stratification of salinity and density that reaches 42 km offshore from the river mouth, affecting the top 15 m of the water column in autumn (Monreal-Gomez et al., 1992; Salas de León et al., 1992).

## 3. Materials and methods

### 3.1. Geochemistry

Ten bulk sand samples collected from the Brujas beach were analyzed for major, trace and REE geochemistry. Major elements were analyzed by using conventional X-Ray Fluorescence (XRF) spectrometry at the Institute of Geology (UNAM), Mexico. Powdered samples were heated to 110 °C for 6 h followed by heating in a muffle furnace at 1000 °C for 2 h to determine LOI (loss on ignition). Lithium tetraborate was mixed with the samples and heated to 1000 °C to form a fused sample for XRF analysis with a Rigaku RIX-3000 equipped with a Rh tube. Calibration curves were prepared by using international reference materials (Lozano and Bernal, 2005). The geochemical standard JGB1 (GSJ) was used to determine data quality. Chemical analysis for major elements has

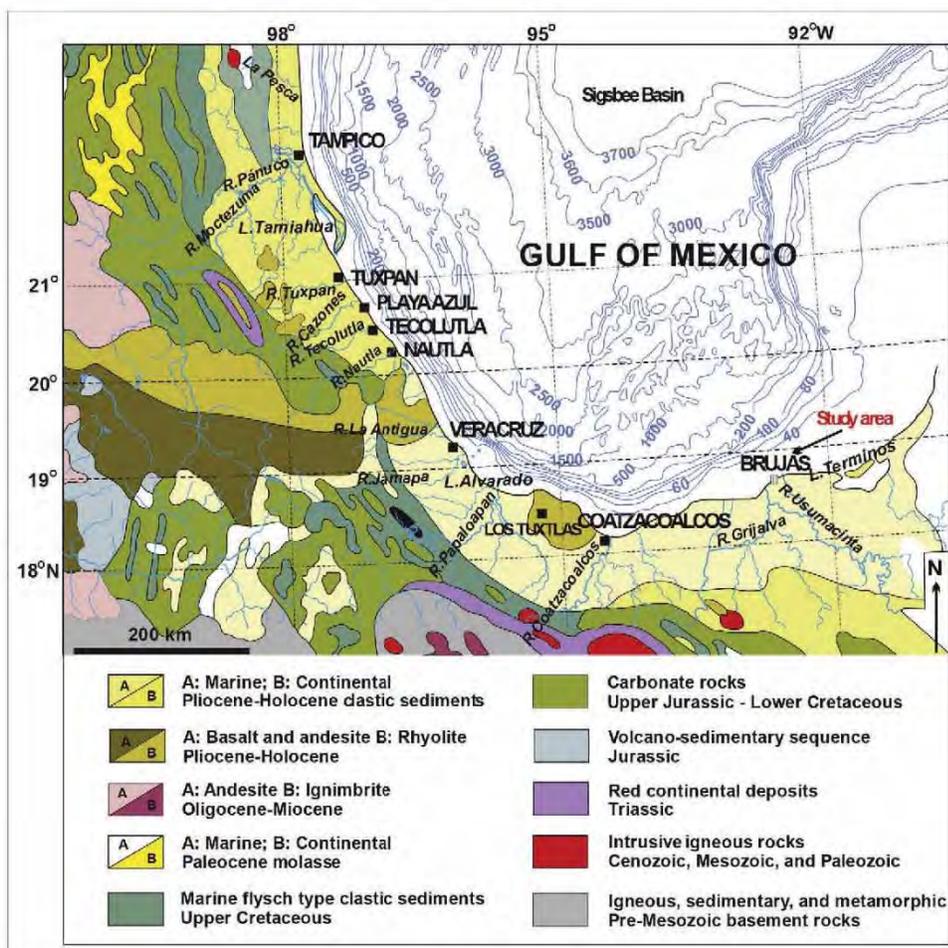


Fig. 1. Simplified geological map (source: Carta Geológica, Dirección General de Geografía del Territorio Nacional; scale 1:1,000,000) of southern Mexico showing Brujas beach (modified after Armstrong-Altrin, 2015).

precision better than 5%. Major-element concentrations were recalculated to an anhydrous (LOI-free) basis and adjusted to 100% before interpretation.

Trace element concentrations (Ba, Cr, Sc, Sr, V, Zn, and Zr) were determined using a Jobin Yvon 138 Ultrac Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer (ICP-AES). The REE, Co, Cs, Cu, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Th, U, and Y were analyzed by a VG Elemental PQII Plus Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS) using a method given by Jarvis (1988). The analytical precision for trace elements is better than 5%. The United States Geological Survey Standard, BCR-2 (Basalt, Columbia River) was used for calibration. Three analyses were made for each sample and averaged. The REE data were normalized against chondrite normalization factors listed in Taylor and McLennan (1985). Eu ( $Eu/Eu^*$ ) and Ce ( $Ce/Ce^*$ ) anomalies were calculated using the formula  $Eu/Eu^* = Eu_{CN}/[(Sm_{CN})(Gd_{CN})]^{1/2}$  and  $Ce/Ce^* = Ce_{CN}/[(La_{CN})(Pr_{CN})]^{1/2}$ , respectively, where  $CN$  is the chondrite normalized value. The upper continental crust (UCC) values of elements used for comparative study and discussion are taken from Taylor and McLennan (1985).

### 3.2. SEM-EDS

The semi-quantitative analysis of chemical composition for the beach sands was done by the PHILLIPS XL-30 scanning electron microscope (SEM) equipped with energy dispersive spectrometer (EDS) at the Petrology Laboratory, Institute of Geophysics, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

### 3.3. Geochronology

Around 5 kg of heavy minerals-enriched sands from the Brujas beach (BRU4) were separated for heavy mineral study, as described in Solari et al. (2007). Based on the morphology, shape and color, approximately 150–200 zircons were identified under a binocular microscope. The separated zircons were then mounted in an epoxy resin and imaged by cathodoluminescence using an ELM 3R luminescence (Marshall, 1988). About 100 zircon grains were analyzed for trace and REE geochemistry, and U-Pb geochronology; four of which were discarded due to their large discordance.

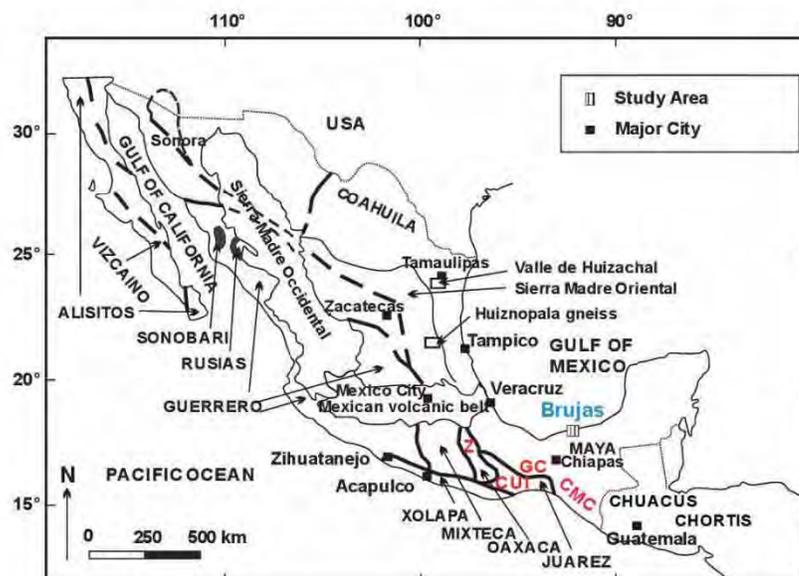


Fig. 2. Map showing the location of the study area and terranes of Mexico (Campa and Coney, 1983) discussed in this study (map modified after Armstrong-Altrin et al., 2016). Z = Zapoteco; GC = Guichicovi Complex; CUI = Cuicateco; CMC = Chiapas Massive Complex.

U–Pb analyses of all zircons were performed on LA-ICP-MS coupled with Thermo Xii Series quadrupole mass spectrometry following standard analytical techniques (Solari et al., 2010, 2011). 25s of gas background acquisition was followed by 30s of ablation, carried out in He atmosphere, employing 160mj laser energy, corresponding to an on-target fluence of 8 J/cm<sup>2</sup>, 34 μm diameter spot and a repetition rate of 5 Hz, generating a drill rate of ~0.7 μm/s. The background average was subtracted from net intensities measured for each isotope. Acquisition involved an alternance of 2 analyses of Plešovice reference zircon (~337Ma, Sláma et al., 2008), NIST 610 standard glasses and 5 unknown zircons, using standard-unknown bracketing method to allow downhole fractionation corrections to be performed using an in-house developed software (Solari et al., 2010, 2011). NIST 610 glass standard is used to recalculate the concentrations of interest, for instance U and Th, by normalizing

such elements with <sup>29</sup>Si. Other isotopes are observed during analysis; such as P, Ti, REE; to monitor the presence of inclusions (and in due case discard it) and to produce zircon REE patterns, which can be helpful to interpret the calculated ages. Precision on measured ratios of <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U, and <sup>208</sup>Pb/<sup>232</sup>Th was ~0.7% 1σ relative standard deviation. Replicate analyses of the Plešovice zircon indicate an external reproducibility of 0.8%, 0.7% and 1.6% on the measured <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U and <sup>208</sup>Pb/<sup>232</sup>Th ratios, respectively. These errors are quadratically included in the quoted uncertainties for individual analyses of the analyzed zircons. <sup>204</sup>Pb is not monitored during these analyses, because its signal is swamped by the <sup>204</sup>Hg contained in the carrier gases. Common Pb correction was thus performed employing the algebraic method of Andersen (2002). A filter was then applied to ensure the quality of selected analyses, consisting in evaluation of the concordance. For

Table 1

Major element concentrations in weight % of the Brujas beach sands, southwestern Gulf of Mexico.

Beach area	Brujas										Statistical parameters		
	Sample No.	BRU1	BRU2	BRU3	BRU4	BRU5	BRU6	BRU7	BRU8	BRU9	BRU10	n	mean
(SiO <sub>2</sub> ) <sub>adj</sub>	30.0	29.9	34.7	17.4	13.1	10.2	18.1	21.3	28.7	30.7	10	23.4	8.48
SiO <sub>2</sub>	29.0	28.9	33.8	16.6	12.8	9.81	17.4	20.8	27.8	29.87	10	22.7	8.24
TiO <sub>2</sub>	5.99	6.52	6.03	8.13	8.11	9.28	9.29	7.88	6.51	6.52	10	7.43	1.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.88	6.84	8.06	4.39	2.63	2.74	4.38	4.97	6.04	6.42	10	5.33	1.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>a</sup>	40.7	39.8	32.4	56.6	67.4	65.3	54.9	51.2	45.1	41.7	10	49.5	11.5
MnO	0.53	0.54	0.52	0.64	0.65	0.70	0.64	0.63	0.53	0.54	10	0.59	0.07
MgO	3.54	3.73	4.40	2.41	1.64	2.75	2.66	2.87	2.67	3.06	10	2.97	0.77
CaO	7.33	7.81	9.13	5.10	3.52	4.87	5.47	7.58	5.73	6.52	10	6.31	1.68
Na <sub>2</sub> O	1.23	1.21	1.39	0.70	0.39	0.53	0.77	0.83	1.17	1.31	10	0.95	0.35
K <sub>2</sub> O	0.93	0.89	1.05	0.52	0.29	0.27	0.51	0.59	0.94	0.93	10	0.69	0.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.46	0.49	0.34	0.29	0.28	0.40	0.38	0.34	0.36	10	0.38	0.07
LOI	2.51	2.64	1.98	3.74	2.27	2.64	2.98	1.45	2.84	2.57	10	2.56	0.61
Sum	99.1	99.3	99.2	99.1	99.9	99.2	99.5	99.2	99.7	99.8	10	99.4	0.30

std = standard deviation; n = total number of samples; (SiO<sub>2</sub>)<sub>adj</sub> = volatile free SiO<sub>2</sub>.

<sup>a</sup> Total Fe expressed as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

grains with ages of <1000 Ma, the analysis was considered concordant if the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  ages differed by less than 10%. For the grains with ages >1000 Ma, the same test was carried out considering  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages. The Concordia, the probability density distribution and histogram plots, as

well as age-error calculations were performed using Isoplot v. 3.70 Software. The Tuff-Zirc algorithm combined in the same software was used to calculate the mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages and their errors, as well as to filter outliers, which are preferred for grains younger than 1000 Ma (Ludwig, 1998). REE zircon patterns were normalized to chondrite values of Taylor and McLennan (1985).

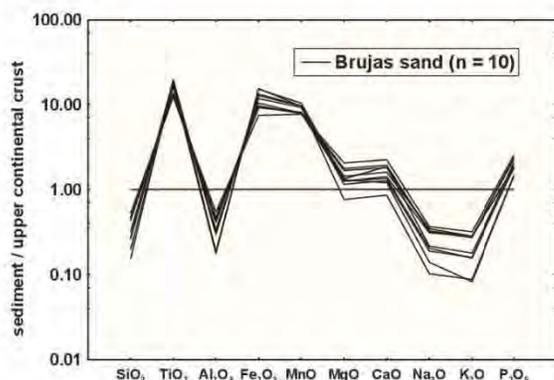


Fig. 3. Upper continental crust normalized major element composition for the Brujas beach sands, southwestern Gulf of Mexico. Normalized values are from Taylor and McLennan (1985).

## 4. Results

### 4.1. Bulk sediment geochemistry

The major element concentrations of the Brujas sands are listed in Table 1. The  $\text{SiO}_2$  content in the Brujas sand varies between 9 and 34 wt%, which is very low relative to sand composition. An anomalous enrichment in the  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (~32–67 wt%) content may responsible for the depletion in the  $\text{SiO}_2$  content. These concentrations suggest that there are less quartz grains and more heavy minerals among the Brujas sand. The  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content ranges from ~2.63 to 8.05 wt%, whereas the  $\text{TiO}_2$  content varies between ~6 and 9 wt%. The variation between  $\text{K}_2\text{O}$  and  $\text{Na}_2\text{O}$  contents is not significant. The CaO and MgO contents vary from ~3.52 to 9.13 wt% and ~1.64 to 4.40 wt%, respectively. The  $\text{P}_2\text{O}_5$  content is <0.5%. The correlation between CaO and LOI is statistically not significant ( $r = -0.46$ , number of samples  $n = 10$ ), suggesting that LOI is not incorporated into calcite (Zaid, 2016). Similarly, the correlation between  $\text{TiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  is also statistically not significant ( $r = -0.88$ ,  $n = 10$ ), whereas it is significant against  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $r = 0.86$ ,

Table 2

Trace and rare earth element concentrations (in ppm) of the Brujas beach sands, southwestern Gulf of Mexico.

Sample No.	BRU1	BRU2	BRU3	BRU4	BRU5	BRU6	BRU7	BRU8	BRU9	BRU10	n	mean	std
Ba	182	149	156	117	129	54.8	196	175	202	205	10	157	46.8
Co	43.5	52.5	54.9	53.9	48.7	54.3	52.6	48.8	42.9	43.3	10	49.5	4.84
Cr	1018	1256	1378	1615	1579	1737	1463	1125	1643	1340	10	1415	235
Cs	0.55	0.45	0.52	0.38	0.36	0.21	0.28	0.37	0.41	0.42	10	0.39	0.10
Cu	42.9	44.8	45.6	48.3	47.6	48.0	47.0	45.6	46.9	45.4	10	46.2	1.65
Hf	32.7	49.0	63.5	66.3	69.8	89.6	82.6	55.9	52.5	53.8	10	61.6	16.6
Mo	1.53	1.46	1.36	1.26	1.34	1.21	1.15	1.26	1.37	1.19	10	1.31	0.12
Nb	84.7	85.9	91.3	94.0	86.7	84.5	81.5	91.6	81.5	83.0	10	86.5	4.43
Ni	15.1	15.6	15.8	15.8	14.6	15.6	15.9	14.7	15.5	15.1	10	15.4	0.47
Pb	16.1	14.9	17.9	15.2	13.5	13.09	12.5	13.3	12.6	12.8	10	14.2	1.78
Rb	17.5	15.6	14.5	9.12	8.36	3.67	8.46	10.3	11.4	14.5	10	11.3	4.20
Sc	21.8	19.4	18.4	16.8	12.8	11.0	14.7	19.7	20.0	18.3	10	17.3	3.46
Sn	5.87	5.74	5.68	5.94	5.87	5.37	5.12	5.25	5.47	5.31	10	5.56	0.29
Sr	301	226	179	159	145	84.6	225	177	201	236	10	193	58.9
Ta	5.30	5.36	5.64	5.75	5.21	5.17	5.22	5.46	5.25	5.22	10	5.36	0.20
Th	79.7	71.3	68.7	74.6	75.7	61.2	55.7	63.8	72.9	41.1	10	66.4	11.5
U	9.94	10.65	9.78	10.87	9.36	9.68	10.4	8.35	9.73	7.01	10	9.58	1.15
V	905	1006	1124	1223	1298	1274	1075	957	973	923	10	1076	147
Y	92.4	82.5	85.6	88.6	78.5	63.8	81.7	76.9	71.7	82.3	10	80.4	8.26
Zn	282	298	325	432	411	387	269	277	311	295	10	329	59
Zr	1400	1542	1648	2896	2458	3773	2078	2347	2409	2337	10	2289	701
La	143	139	132	166	152	120	162	152	139	142	10	145	13.9
Ce	292	288	283	327	314	231	322	308	278	282	10	292	27.9
Pr	32.1	28.6	30.3	38.7	32.5	26.9	34.2	33.9	32.9	33.7	10	32.4	3.27
Nd	116	111	109	139	127	96.2	132	127	119	121	10	120	12.0
Sm	22.0	19.9	18.0	24.9	21.8	16.7	24.2	23.2	21.5	22.1	10	21.4	2.60
Eu	4.37	3.89	3.17	3.59	3.14	2.40	2.98	5.12	3.42	3.74	10	3.58	0.76
Gd	20.5	19.5	15.7	19.8	18.1	13.4	15.6	23.1	17.3	17.8	10	18.1	2.81
Tb	3.00	2.75	2.58	2.84	2.37	1.95	2.35	3.35	2.72	2.60	10	2.65	0.38
Dy	16.7	16.0	14.2	15.5	13.9	10.9	13.1	17.4	13.9	14.4	10	14.6	1.89
Ho	3.21	2.99	2.76	3.00	2.76	2.18	2.89	3.41	2.68	2.81	10	2.87	0.33
Er	9.25	8.89	8.12	8.85	7.62	6.72	8.22	10.5	7.79	8.27	10	8.42	1.02
Yb	8.05	7.97	7.12	9.22	8.06	7.73	8.92	9.76	7.59	8.56	10	8.30	0.81
Lu	1.26	1.14	1.08	1.43	1.17	1.28	1.33	1.41	1.14	1.31	10	1.25	0.12
LREE	605	586	571	694	647	491	674	644	589	601	10	610	58.0
HREE	62.0	59.2	51.5	60.6	54.0	44.1	52.5	68.9	53.0	55.8	10	56.2	6.84
TREE	672	649	626	758	704	538	729	718	646	661	10	43.1	5.43
Eu/Eu*	0.62	0.60	0.56	0.48	0.47	0.48	0.44	0.67	0.53	0.56	10	670	62.6

n = total number of samples.

$n = 10$ ) indicating that  $TiO_2$  is not associated with phyllosilicates, probably with accessory minerals rich in Fe (Madhavaraju and Lee, 2010; Etemad-Saeed et al., 2011; Madhavaraju et al., 2016a, b; Ramachandran et al., 2016). On the other hand, significant correlation between  $Al_2O_3$  and  $K_2O$  ( $r = 0.98$ ) indicates that K is hosted in K-feldspar (Benaafi and Abdullatif, 2015; Madhavaraju, 2015; Sahoo et al., 2015; Tobia and Aswad, 2015).

Fig. 3 shows the UCC-normalized major element patterns of the Brujas beach sands. In comparison with UCC, the Brujas sands are enriched in  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , MnO and  $P_2O_5$ , and depleted in  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ , and  $K_2O$  contents. This variation reflects the higher abundance of accessory minerals than other felsic components like quartz and k-feldspar (Ramos-Vázquez et al., 2017).

The trace and REE data are listed in Table 2. The transition trace elements Cr and V show a significant correlation against  $Fe_2O_3$  ( $r = 0.72$  and  $0.62$ , respectively,  $n = 10$ ) and  $TiO_2$  ( $r = 0.59$  and  $0.57$ , respectively), suggesting that these elements are concentrated in Fe- and Ti-bearing minerals like magnetite ( $Fe_3O_4$ ) and ilmenite ( $FeTiO_3$ ). The SEM-EDS and thin-section studies also reveals the existence of Fe and Ti rich opaque minerals in Brujas sands (Fig. 4A and B).

The Brujas sands are significantly enriched in V content, which varies from 905 to 1298 ppm (the mean with one-standard-deviation value being  $1076 \pm 147$ ,  $n = 10$ ). The Zr and Hf contents in the beach sands vary between ~1400 and 3773 ppm ( $2289 \pm 701$ ) and ~33–90 ppm ( $62 \pm 17$ ), respectively. This enrichment in Zr and Hf contents in beach sands could be the result of the abundance of highly resistant mineral zircon. The statistically significant correlation of  $K_2O$  versus Rb ( $r = 0.88$ ) and Ba ( $r = 0.65$ ) reflects that Rb and Ba are likely hosted in K-feldspar. In comparison with UCC, the concentrations of V, Cr, Co, Y, Zr, Nb, Hf, Th, U, and Zn in the Brujas sands are elevated, indicating the abundance of heavy minerals (Fig. 5). The correlation of V, Cr, Co, Zr, Nb, Hf, Th, and U against

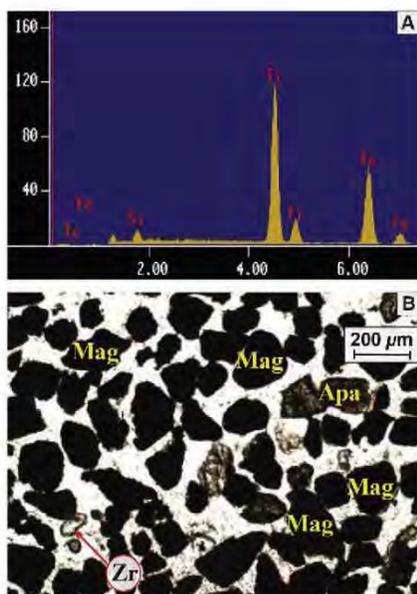


Fig. 4. SEM-EDS spectrum and thin-section microphotograph of beach sands A) sand grains rich in Fe (magnetite) and Ti (ilmenite) (sample no. BRU5); B) magnetite (Mag), zircon (Zr), apatite (Apa) (BRU4).

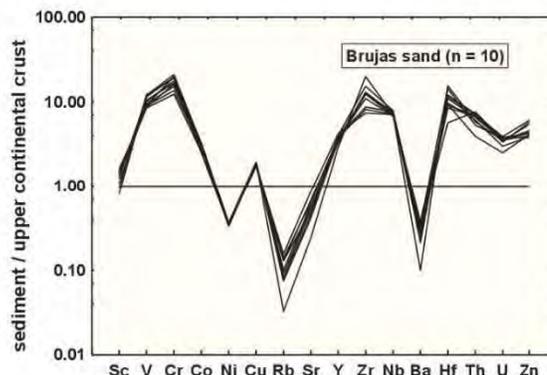


Fig. 5. Multi-element diagram for trace element concentrations normalized against upper continental crust values (Taylor and McLennan, 1985). A horizontal line for sand/upper continental crust value of 1 is included for reference.

$Al_2O_3$  is not significant ( $r = -0.70$ ,  $-0.59$ ,  $-0.24$ ,  $-0.77$ ,  $-0.04$ ,  $-0.70$ ,  $0.02$ , and  $-0.05$ , respectively,  $n = 10$ ), which also reveals the association of these elements with accessory minerals (Hu et al., 2015).

The  $\Sigma REE$  content ranges from ~538 to 758 (Table 2), which is higher relative to the average UCC ( $\Sigma REE = 146$ ; Taylor and McLennan, 1985). The chondrite normalized REE patterns of the beach sands are less fractionated with enriched LREE ( $La_{CN}/Sm_{CN} = -491-693$ ), depleted HREE ( $Gd_{CN}/Yb_{CN} = -44-69$ ) and characterized by a negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^* = -0.44-0.67$ ) (Fig. 6). The REE enrichment may indicate the depletion of quartz grains in the beach sands. An insignificant correlation between  $Al_2O_3$  and  $\Sigma REE$  ( $r = -0.08$ ,  $n = 10$ ) indicates that REE are not completely associated with phyllosilicates (Khan and Khan, 2015).

#### 4.2. Zircon chemistry

A total of 100 zircon grains collected from the Brujas beach was analysed for trace (Pb, Nb, Hf, Th, U, and Y) and REE concentrations and the results are listed in Table 3. In general, zircons are euhedral, elongated to oval in shape with polished surface similar to

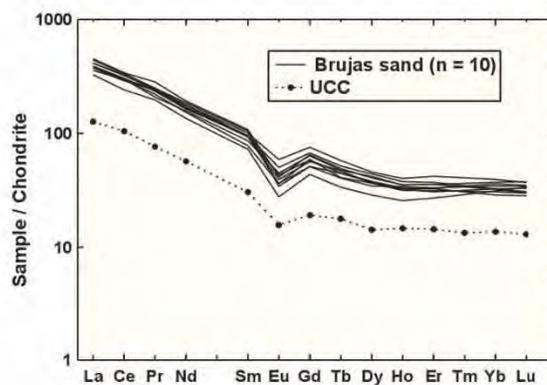


Fig. 6. Chondrite normalized REE patterns for the Brujas beach sands, southwestern Gulf of Mexico (chondrite normalization values are from Taylor and McLennan, 1985).

**Table 3**

Trace (Nb, Hf, Th, and U) and rare earth element concentrations (ppm) for zircon grains from the Brujas beach (sample no. BRU4), southwestern Gulf of Mexico.

zircon grain	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
1	0.017	22.1	0.142	2.89	7.0	2.41	33.1	10.4	115	42.3	174	292	61.9	2.24	8690	38.7	39.5
2	4	37.4	1.31	7.30	4.56	1.67	21.3	7.6	97	41.1	198	439	97	3.54	9220	63.4	97
3	-0.000000167	22.8	0.15	3.07	6.01	2.07	31.4	10.7	127	47.4	210	401	83.6	2.65	8880	91.1	105
4	0.0005	9.6	0.034	0.71	1.47	0.265	8.34	3.03	38.2	15.0	70.6	157	33.3	2.81	10530	57.7	301
5	0.0047	18	0.0134	0.39	1.19	0.45	7.09	2.66	33.8	14.8	75.5	195	46.1	2.44	11060	99.2	161
6	-0.000000219	5.83	0.044	0.89	2.09	0.223	9.98	3.28	38.9	14	61.5	118	24.7	3.03	9750	24.5	107
7	0.64	14.4	0.54	2.93	3.03	0.471	18.1	7.18	98.4	42.2	207	469	102	5.72	11680	321	839
8	8.2	39.3	6.08	33.8	11.6	2.8	25.3	7.1	77	31	134	259	57.2	1.55	10200	74	135
9	-0.000000239	18	0.022	0.67	1.72	0.752	11.3	4.15	56.1	24.9	128	321	80.5	3.31	10300	18.7	36.5
10	0.0033	10.3	0.029	0.42	1.2	0.292	8.93	3.81	55.4	24.5	132	337	78.9	4.92	11950	4.2	77.3
11	0.0031	30	0.0797	1.14	2.15	0.528	11.7	3.7	44.3	17.3	79.2	172	37.6	5.24	9880	19	40.7
12	0.009	7.44	0.015	0.43	1.23	0.301	7.01	2.45	30.3	13.1	64.2	142	32.6	1.82	9680	25.7	110
13	0.047	62.7	0.252	4.69	7.42	1.24	37	12.1	137	50.8	224	426	87.2	7.45	9570	232	561
14	0.0032	16.8	0.055	0.87	1.71	0.751	9.9	3.38	40.2	15.9	73.6	158	35.9	1.62	8320	45.2	58.5
15	-0.000000225	15.6	0.054	1.08	2.31	0.787	12.7	4.44	53.1	21.9	104	218	47.8	2.01	8090	34.5	52.4
16	0.0022	3.92	0.0031	0.05	0.121	0.071	0.73	0.274	3.81	1.98	11.7	40.8	12.1	1.013	12030	56.3	264
17	-0.000000229	7.11	0.042	0.74	1.7	0.497	9.35	3.2	37.1	14.7	70.9	158	37.5	1.341	9250	59	169
18	0.0038	4.05	0.016	0.50	1.65	0.005	11.3	5.89	88.1	42.8	233	532	111	29.2	14200	59.8	1680
19	0.023	30.5	0.048	0.88	1.89	0.401	10.4	4.02	47.2	18.4	84.4	179	38.4	3.96	9780	75.8	190
20	0.0034	41.9	0.069	2.26	4.7	1.07	21.8	6.76	75.6	27.5	118	222	47.6	1.89	7610	45.4	46.5
21	0.0043	12.4	0.0245	0.81	1.93	0.338	11.9	4.33	53.6	20.8	96.5	201	41.4	4.01	10670	72.2	268
22	0.07	66.4	0.075	1.37	4.73	0.692	34.2	14.0	185	75.5	358	715	145	5.97	13020	269	351
23	0.33	23.4	0.32	2.90	1.53	0.64	4.7	1.59	21.4	8.1	43.1	139	34.9	3.9	9500	80	250
24	-0.000000289	10.0	0.051	0.82	1.92	0.228	11.2	4.11	49.2	19.0	87.6	176	36.4	3.28	10460	42.9	162
25	0.35	9.56	0.117	1.06	1.43	0.204	8.9	3.15	41.9	17.8	91.2	225	51.6	1.84	9970	64.8	162
26	6.73	33.2	1.74	7.89	2.57	0.98	15.8	5.48	73.9	33.1	166	404	96.7	2.89	7960	173	174
27	-0.000000289	4.26	0.064	1.18	2.19	0.305	11.5	3.74	41.6	14.4	59	103	21.3	1.69	9100	7.76	21.2
28	0.0097	16.9	0.077	1.15	2.22	0.474	10.0	3.48	39	13.95	62	125	25.4	2.92	9920	7.53	24.9
29	-0.000000338	6.27	0.0137	0.28	1.26	1.046	12.5	5.74	86.4	41.8	226	610	149	6.05	8720	66.6	508
30	0.015	19.7	0.095	1.49	2.91	0.511	15.0	5.18	60.4	22.3	95.6	182	36.9	2.93	9620	78.3	151
31	-0.000000335	14.3	0.041	0.61	1.61	0.319	9.63	3.85	48.5	19.6	93.6	204	43	3.64	9990	81	102
32	-0.000000299	12.7	0.0084	0.41	1.25	0.343	7.75	3.67	53.1	25.2	136	357	83	3.32	11110	47	97.1
33	-0.000000347	4.9	0.009	0.16	0.534	0.294	3.24	1.56	22	9.66	50.6	141	33.9	3.22	10580	7.47	105
34	0.0032	7.21	0.0163	0.27	0.67	0.122	5.13	2.04	27.7	11.6	58.5	140	30.8	2.8	9920	7.59	30.2
35	0.063	29.3	0.209	4.00	8.08	3.36	46.3	14.9	167	58.7	246	437	88.2	2.66	10010	53.9	81.3
36	-0.000000358	19.3	0.048	0.99	1.76	0.545	7.91	1.99	18.3	5.52	19.5	26.6	4.84	2.9	10020	13.7	26.3
37	0.0122	10.5	0.0229	0.41	1.01	0.265	6.68	2.61	33.9	14.56	70.7	169	36.9	2.62	10880	32.7	88.6
38	-0.000000389	30.2	0.0163	0.58	1.28	0.468	9.15	3.65	47.6	20.35	97.9	228	51.3	3.36	9870	39.3	50.8
39	0.031	13.1	0.041	0.59	1.4	0.102	8.77	3.12	40	15.7	72.7	158	33.8	3.75	10240	73.7	332
40	0.138	32.6	0.127	2.07	3.49	1.43	20.8	7.33	86.6	35.2	166	354	78.2	2.6	8250	57.3	77.6
41	0.0033	13.5	0.0225	0.44	1.31	0.143	9.9	4.07	55.4	24.15	122	289	63.8	3.37	10260	78.1	184
42	0.0113	13	0.155	3.13	5.92	1.2	25.7	8.33	90.5	30.4	126	217	42.2	2.15	9270	44.2	75.4
43	0.88	14.9	0.254	1.43	1.66	0.314	8.85	3.32	39.3	14.42	63.8	129	25.9	2.39	9280	41.4	95.1
44	0.14	11.3	0.036	0.66	1.35	0.352	7.54	2.81	35.8	14.23	67.6	156	34.3	2.96	10460	24.8	73.1
45	0.041	21.4	0.12	2.04	3.71	0.64	17.1	5.74	65.2	24.4	112	220	46.5	3.35	10780	84.8	172
46	0.0015	9.53	0.0475	0.88	1.65	0.412	8.03	2.83	33.1	12.01	54.7	117	23.9	2.12	9610	23.3	69.8
47	0.012	19.8	0.0426	0.60	1.63	0.682	10.0	3.76	49.4	21.27	110	279	65.6	2.72	9740	98.5	139
48	0.0059	9.51	0.0258	0.61	1.2	0.587	7.13	2.42	28.9	12.15	58.4	140	33.5	1.13	8980	25.1	68.1
49	-0.000000452	6.36	0.029	0.63	1.14	0.201	6.82	2.45	30.4	11.8	56.3	124	26.9	2.4	9400	14.9	147
50	0.23	12.9	0.073	1.00	1.7	0.387	9.93	3.57	42.4	16.6	77.6	170	37.1	1.17	10550	92.4	180
51	-0.000000408	14.5	0.032	0.68	1.71	0.444	9.25	3.33	42.4	17.3	86.9	220	51.4	1.76	10330	110	202
52	0.0096	20.7	0.177	2.83	5.23	2.42	28	9.41	107	40.1	180	342	71.8	2.03	7610	44.7	52.1
53	0.0102	10.5	0.0329	0.80	1.87	0.248	10.2	3.8	47.1	18.34	81.6	172	34.9	2.94	10360	42.5	150.3
54	1.28	5.65	0.355	1.68	0.92	0.224	3.33	1.27	17.1	7.12	36.8	92.3	22.2	2.52	7580	15.4	76.2
55	0.0133	44.7	0.109	1.85	2.99	0.395	12.3	4.49	51.2	19.42	86.7	182	36.1	5.22	10640	62.0	48.9
56	0.027	24.6	0.157	2.40	3.86	1.72	19.6	6.4	71.7	27.0	127	287	63.4	2.24	13430	117	299
57	0.0017	11.9	0.0398	0.93	1.98	0.496	12.7	4.98	65.1	27.6	138	334	76.7	2.55	9110	63.5	149
58	0.0147	31.8	0.097	1.70	3.92	1.5	20.0	6.59	76.0	29.0	127	258	54.4	3.21	7760	98.5	88.9
59	-0.000000529	26.7	0.118	1.98	3.74	1.49	22.6	8.03	100	41.6	187	378	80.8	2.38	7950	187	199
60	0.0114	7.7	0.034	0.71	1.52	0.244	7.85	2.96	34.5	13.89	64	145	31.1	2.43	10390	28.5	175
61	0.035	11.6	0.037	0.34	1.16	0.34	7.14	2.79	36.2	15.22	75.9	191	42.6	2.81	10770	18.1	62.7
62	0.0275	38.7	0.051	0.87	2.37	0.529	15.4	6.24	81.8	35.5	180	408	89.9	6.33	10440	88.7	158.9
63	0.028	9.94	0.057	0.72	1.71	0.32	8.74	3.12	37.1	14.95	67	146	31.6	2.64	10640	27.8	146.7
64	-0.000000474	11.8	0.033	0.72	2.37	0.142	13.6	4.7	56.5	22.0	101	197	39.8	3.92	10900	51.5	178
65	0.0025	9.88	0.078	1.04	2.68	0.597	14.8	5.07	63.0	25.9	125	275	61.3	1.74	6970	34.9	73.0
66	-0.000000538	19.6	0.044	0.86	1.41	0.81	7.5	2.37	31.4	12.7	64.8	162	38.2	1.67	9520	138	90.0
67	0.0135	9.74	0.209	3.88	6.34	0.566	29.5	9.07	95.4	32.2	132	216	41.5	2.51	9800	37.1	82.4
68	0.0057	13.1	0.031	0.75	2.11	0.22	11.8	4.29	53.2	20.41	94.9	190	39.0	4.43	10110	47.8	147
69	-0.000000509	3.71	0.0058	0.22	0.54	0.069	4.44	1.77	24.1	9.67	48.6	121	28.3	3.26	11670	31.4	154
70	0.0154	22.5	0.161	2.19	3.66	0.415	14.8	4.19	41.1	13.76	58.7	121	24.7	1.98	10910	47.0	20.7
71	32.5	135	10.6	46.8	14.9	2.66	46	14.1	165	63.7	290	585	121	5.6	10510	165	210
72	8.7	43	3.6	18.4	7.1	1.02	21.9	7.13	85.7	35.2	174	420	92.3	3.41	9690	137	25

Table 3 (continued)

zircon grain	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Nb	Hf	Th	U
75	-0.000000525	17.9	0.069	1.39	2.98	0.637	16.1	5.68	65.1	23.86	106	208	42.6	2.16	10820	113	209
76	-0.000000525	14	0.074	1.48	2.43	1.28	12.5	4.29	51.6	20.0	94.1	199	42.2	1.14	8400	18.6	23.2
77	0.105	20.6	0.0181	0.29	0.73	0.145	5.62	2.61	36.8	16.51	91.9	261	58.2	7.32	13390	70.2	431
78	0.0067	20.9	0.096	1.88	3.53	1.33	18.2	5.93	70.8	26.9	121	231	48.5	1.59	7340	57.9	60.4
79	18.9	58.7	5.4	22.3	6.15	0.375	17	5.5	68.2	26.1	117	243	49.6	4.2	10180	173	382
80	0.0038	7.15	0.0231	0.54	1.38	0.21	7.81	2.75	31.9	12.17	55.7	107	22.3	4.06	9430	34.5	125
81	46.2	162	21.8	103	23.7	1.05	32.2	7.44	71.5	24.11	99.3	178	34.9	3.89	10010	44.2	129
82	0.032	9.41	0.033	0.64	1.59	0.22	8.96	3.18	38.9	15.32	72.3	153	32.4	5.15	10820	15.2	71.5
83	39	155	12.65	61.9	15.7	2.21	31.6	8.54	97.2	36.6	171	360	76.8	4.59	9910	259	214
84	-0.000000645	17.9	0.077	1.59	3.31	1.92	21.1	6.89	78.8	28.2	123	230	49.6	1.59	8510	79.5	127
85	-0.000000605	16.3	0.0138	0.27	0.66	0.192	4.56	2.07	27.9	12.55	64.8	175	40.5	2.59	11810	30.1	99.3
86	8.7	38.1	2.7	11.9	4.0	0.462	12.7	4.42	57.5	24.27	122	307	68.5	3.5	10220	101	214
87	0.028	42.9	0.058	1.12	3.23	0.648	23.6	8.92	117	48.0	228	466	97.3	5.15	11240	125	186
88	0.0122	23.0	0.033	0.47	1.84	0.319	11.1	4.19	57.9	25.21	125	301	66.8	3.55	10960	118	214
89	0.0154	17.9	0.0343	0.55	1.47	0.204	10.3	3.79	49.3	19.37	92	199	43.5	2.05	12120	104	232
90	0.0065	19.6	0.039	1.01	2.44	0.364	16.5	6.36	86.3	36.0	178	403	88.3	5.85	11550	157	367
91	0.0132	39.9	0.06	1.21	2.86	0.97	18.5	6.59	85.2	33.1	158	331	70.0	3.87	9950	95.4	127
92	0.0076	27.0	0.03	0.57	1.63	0.483	13.2	5.67	85.4	39.1	216	664	159	7.16	13290	257	1400
93	5.17	33.3	4.01	20.2	6.83	0.388	17.9	5.31	58.5	20.6	84.8	149	29.1	2.4	9350	23.4	53.8
94	0.056	10.1	0.021	0.38	1.32	0.463	6.37	2.14	26.4	10.9	53.9	141	33.5	1.19	9820	54.0	106
95	-0.000000653	28.6	0.026	0.76	2.25	0.64	12.3	4.67	63.2	25.7	123	269	59.3	3.84	10950	58.6	112
96	0.0028	33.9	0.081	1.88	3.93	1.40	22.3	7.51	91.5	35.5	163	323	67.5	2.8	8750	84.1	94.2
97	0.051	13.9	0.229	3.13	4.57	1.77	21.3	6.7	76.0	28.4	125	256	56.4	1.14	9170	40.2	50.8
98	-0.000000084	48.3	0.0342	0.73	1.73	0.59	11.3	4.53	63.2	29.1	162	467	114	7.39	10430	137	167
99	0.0008	32.3	0.051	1.47	2.94	0.999	16.9	6.24	77.3	31.2	152	334	71.8	3.54	9060	130	151
100	0.018	31.6	0.114	1.87	3.21	0.77	19.3	6.0	73.5	26.7	120	244	49.5	2.75	9690	87.3	99.5

magmatic origin. Under cathodoluminescence, zircon grains show a complex oscillatory zoning with inherited cores surrounded by variably luminescent overgrowths, indicating a magmatic origin (Fig. 7).

Concentrations of Nb, Hf, Th, U, and Y in zircon show a wide variation (Table 3). Particularly, the Th, U, and Hf contents vary from -4.2 to 321 ppm, -20.7–1680 ppm, and 6970–14,200 ppm, respectively. U correlated significantly with Th ( $r = 0.52$ ,  $n = 100$ )

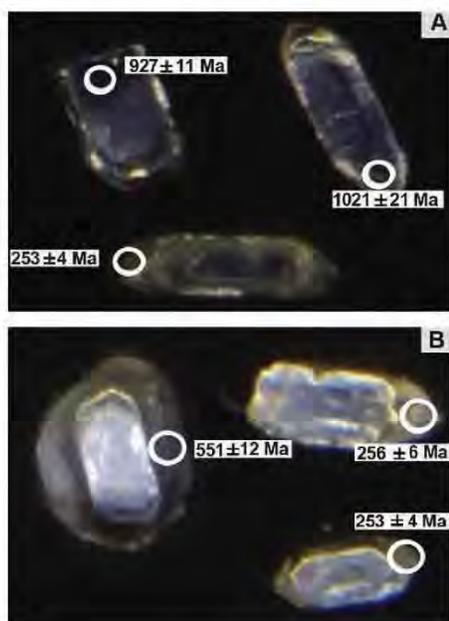


Fig. 7. Cathodoluminescence images of selected detrital zircons from the Brujas Beach. The circles on the images represent analytical sites for U–Pb dating.

and all zircons are characterized by low average Th/U ratio ( $0.53 \pm 0.33$ ), indicating an igneous origin (Rubatto, 2002). The Pb concentrations also follow a similar trend like other elements and show a wide variation (-0.77–273 ppm; Table 3).

The REE geochemistry of zircons and its chondrite normalized REE patterns with respect to age populations show depleted light REE and enriched heavy REE, as well as with positive Ce and negative Eu anomalies (Table 3; Fig. 8A–D). Although very few zircons did not show positive Ce anomaly, they still exhibit a distinct Eu anomaly. The  $\Sigma$ REE content ranges between 75 and 1600 ppm. The HREE content is >237 ppm, except in two grains (16 and 39; Table 3), which are <100 ppm. These two zircons are also depleted in  $\Sigma$ REE content. Among Permian zircons, few are higher in HREE content and showed a variation in their REE pattern (Fig. 8C). The differences in REE patterns among zircons may demonstrate the variations in source materials (Fig. 8A–D).

#### 4.3. Zircon geochronology

The detrital zircon age spectrum for the Brujas beach placers shows two significant populations: Permian–Triassic (216–286 Ma) and Neoproterozoic (551–996 Ma) (Fig. 9A and B).

Among sixty one zircon grains of Palaeozoic–Mesozoic age cluster (Fig. 9A), a large number is represented by the Permian age (ca. 251–286 Ma,  $n = 32$ ) and the remaining by the Triassic age (-216–249 Ma,  $n = 28$ ), except one zircon of Lower Jurassic age (184 Ma).

The majority of Proterozoic zircons are from Neoproterozoic (-551–996 Ma,  $n = 27$ ) and only five zircons corresponds to the Mesoproterozoic age (1012–1392 Ma; Table 4). Two zircons with younger ages, Lower Oligocene ( $30.6 \pm 1.0$  Ma) and Pliocene ( $11.3 \pm 0.4$  Ma), were also identified (Table 4).

## 5. Discussion

### 5.1. Provenance implication from bulk sediment geochemistry

The immobile elements such as REE, Zr, Nb, Y, Th, Sc, and U and

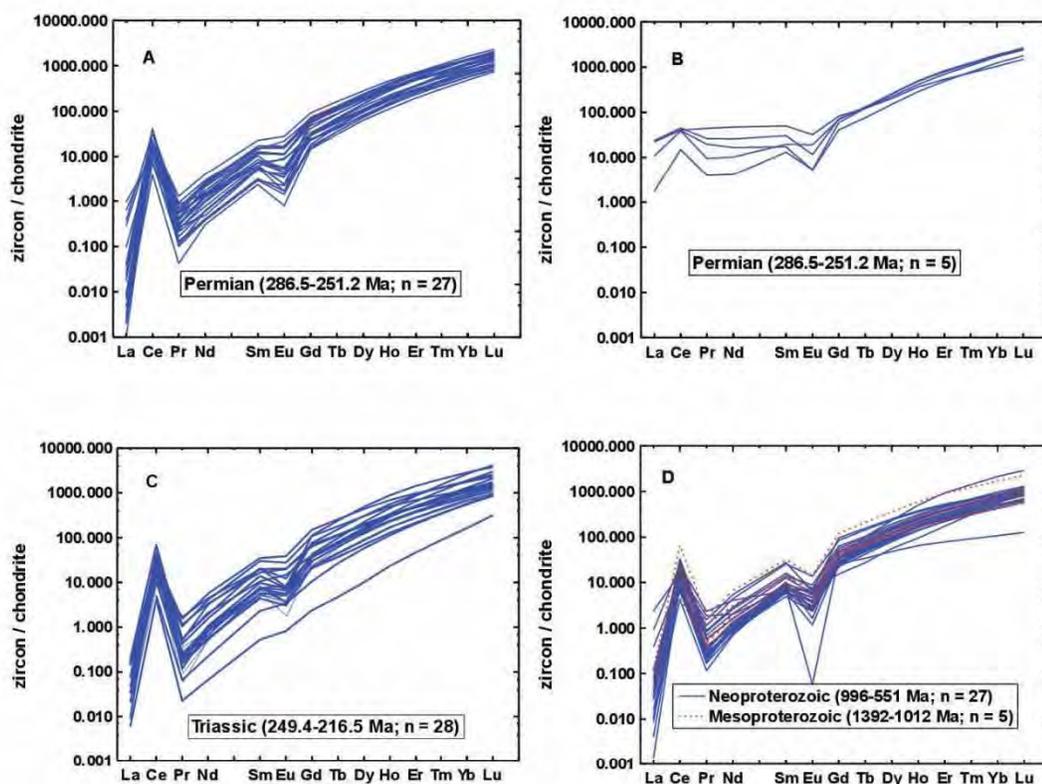


Fig. 8. Chondrite normalized REE patterns for zircons from the Brujas beach. A) Permian age ( $n = 27$ ), B) Permian zircons enriched in HREE content ( $n = 5$ ), C) Triassic age ( $n = 28$ ), and D) Neoproterozoic ( $n = 27$ ) and Mesoproterozoic ages ( $n = 5$ ). The chondrite values are from Taylor and McLennan (1985).

their elemental ratios have proven to be most useful to infer sediment provenance, because their proportions will not modify much during transportation and weathering processes (Cullers, 2000; Basu, 2016). The geochemical composition will vary between felsic and mafic igneous rocks (Verma et al., 2015; Verma, 2017). For instance, the Zr, Nb, Y, Th, and U are concentrated in felsic igneous rocks, whereas the Cr, Sc, Ni, Co, and V are concentrated in mafic igneous rocks (Cullers et al., 1997; Armstrong-Altrin et al., 2015a, 2016). Hence, elemental ratios based on these immobile elements are highly efficient to discriminate sediment provenance. On the La/Sc–Co/Th bivariate diagram (Fig. 10), the Brujas sands were plotted together with the average composition of basalt, andesite, and rhyolite located along the Gulf of Mexico coastal areas (Verma, 2001a, 2001b). The Brujas sands plot very near to the average rhyolite composition, indicating that the sediments were derived from the felsic source rocks. The ferromagnesian trace elements like Cr, Co, and V are enriched and Ni content is depleted in the Brujas sand relative to the average UCC concentration. Many studies documented that high concentration of Cr, Co, V, and Ni in detrital sediments is suggestive of the derivation of sediments from mafic rocks (Armstrong-Altrin et al., 2014). In addition, Garver et al. (1996) suggested that the high abundance of Cr and Ni (>150 ppm and >100 ppm, respectively) and low Cr/Ni ratios (~1.3–1.5) in sediments are indicative of ultramafic rocks in the source area. In the Brujas sands, the average Cr and Ni contents are 1415 ppm and

15 ppm, respectively, and the Cr/Ni ratio varies from 67 to 111. Although Cr content is anomalously high, the low concentration of Ni and high Cr/Ni ratio in the Brujas sand are not indicative of ultramafic source. It seems that the alone enrichment of Cr content is most likely due to the concentration of the accessory mineral, such as magnetite, which is common along the Gulf of Mexico coastal areas (Armstrong-Altrin et al., 2012, 2015a).

The chondrite normalized REE patterns and the size of the Eu anomalies can provide important clues regarding the type of source rocks (Nagarajan et al., 2015, 2016). The felsic igneous rocks are characterized by high LREE/HREE ratio with negative Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$ ), while mafic igneous rocks are low in LREE/HREE ratio with little or no negative Eu anomaly (Cullers et al., 1997). The REE patterns of the Brujas sands are similar to the average UCC concentration with distinct negative Eu anomaly. A significant enrichment in LREE and the flat HREE patterns suggest that the source rock is felsic type. The higher  $\Sigma\text{REE}$  content relative to UCC is due to the enrichment of heavy minerals such as zircon and magnetite, as addressed in various studies (Armstrong-Altrin et al., 2012, 2014; Zaid, 2015a,b).

## 5.2. Provenance implications from detrital zircon ages

The major detrital zircon age population (~216–286 Ma and ~551 to 996 Ma) determined in the Brujas beach and its most

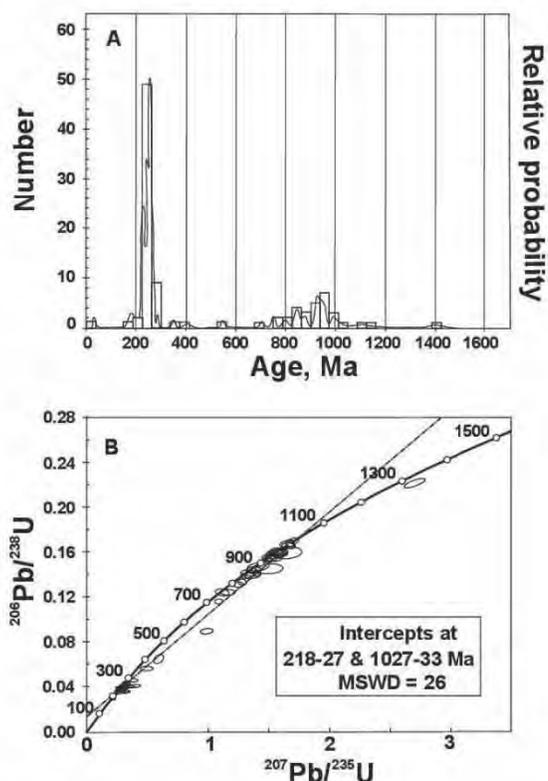


Fig. 9. U–Pb age histograms and Concordia of U–Pb ages of the detrital zircons from the Brujas beach, southwestern Gulf of Mexico ( $n = 96$ ).

probable source areas are briefly discussed below:

#### 5.2.1. Permian to Triassic (216–286 Ma)

Zircon ages between 216 and 286 Ma are related to the intrusion of the Permian granitoids and metasedimentary rocks of the Chiapas Massif Complex (Weber et al., 2008; Godínez-Urban et al., 2011). Witt et al. (2012) reported similar zircon ages of ~230–270 Ma for the Paleocene and Neogene metasedimentary rocks of the Chiapas fold-and-thrust belt (Chiapas Massif Complex). In addition, the Permian–Triassic zircon ages in Mexico were reported mostly from the southern Mexico States such as Veracruz (~241–252 Ma; Torres et al., 1999), Oaxaca (~245–278 Ma; Keppie et al., 2003), and Chiapas (~239–271 Ma; Pack et al., 2016) that occupied the major part of the Chiapas Massif Complex (Fig. 2). These previous studies provide a clue that the Chiapas Massif Complex may be the potential source area, which supplied sediments to the Brujas beach.

Furthermore, the Brujas beach represents zircon ages that are closely similar to the Paleocene–Eocene terrigenous facies outcropping at the northern section of the Sierra Madre de Chiapas (Witt et al., 2012). Such a similarity in zircon age population between the southwestern Gulf of Mexico and the Sierra Madre de Chiapas in Southern Mexico indicates that Grenville basement is the key supplier of zircons to the beaches of southwestern Gulf.

Other than Chiapas Massif Complex, the possibility of source area to contribute Permian–Triassic zircons to the Brujas coastline is probably by the sandstones and red beds at the Valle de Huizachal

(Sierra Madre Oriental), Tamaulipas State, northeastern Mexico. The Permian–Triassic (296–222 Ma) zircons were reported by Rubio-Cisneros and Lawton (2011) in sandstones from the Guacamaya Formation of the Valle de Huizachal. These authors also reported zircon age populations of 300–430 Ma (early-middle Paleozoic) and 164–199 Ma (early-middle Jurassic) for other different sedimentary formations from the Valle de Huizachal. However, other than Permian–Triassic zircons, similar age populations in the Brujas coastline, as claimed by Rubio-Cisneros and Lawton (2011) were not identified. Assuming that this scenario is correct, we argue that the derivation of sediments from the northeastern to the southern part of the Gulf of Mexico is meagre and therefore the Chiapas Massif Complex is the potential contributor of zircons with ages ~230–270 Ma for the Brujas beach. The Grijalva River originates from the Chiapas State might have played a significant role in transporting sediments to the Brujas beach.

#### 5.2.2. Proterozoic (551–1392 Ma)

The Proterozoic zircons were mostly derived from the Grenville-type outcrops from the Oaxacan (Oaxaca) and Guichicovi (Maya terrane) Complexes and meta-sediments from the north and southern areas of the Sierra Madre de Chiapas (Fig. 2; Chiapas Massif Complex; Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Weber et al., 2008). Because, these areas contain extensive outcrops of the Grenville basement in the southern Mexico (Keppie et al., 2003; Solari et al., 2011). Similarly, the Cuicatenco terrane (Oaxaca), the Sepultura unit (northwestern Chiapas Massif), and the Todos Santos Formation (western central Chiapas) are the regions where from Meso- and Neoproterozoic (551–1392 Ma) zircon age spectra have been reported (Ortega-Gutiérrez et al., 2007; Weber et al., 2008; Pérez-Gutiérrez et al., 2009; Torres-de León et al., 2012). In addition, the Grenville zircons (~950–1250 Ma) have also been reported as protoliths in the Chaucus complex (Guatemala) that likely transported to the Brujas coastline by the Usumacinta River, which originates from the Guatemala (Solari et al., 2011).

#### 5.3. Regional constraints on provenance

In Fig. 11, we compared the integrated cumulative age patterns of zircons of this study with the literature data of other potential source areas. This comparison reveals that the Chaucus complex together with the Oaxaca and the Chiapas Massif complexes, located in the river drainage basins of Coatzacoalcos and Grijalva Rivers are considered as the potential source areas that supplied sediments to the Brujas beach (Figs. 1 and 2). The Coatzacoalcos River originates in the Oaxaca State and the lithology of the catchment area consists mainly of volcanic and volcanic sedimentary rocks of the Oaxacan Complex. At the upper part of the Sierra Madre de Chiapas, the Grijalva River incise into crystalline rocks of Paleozoic diorites and granites (Tamayo, 1991; Muñoz-Salinas and Castillo, 2015). Similarly, the Usumacinta River originates from the Guatemala also covers the Sierra de Chuacús and the Chiapas Massif Complexes of the southern Mexico (Solari et al., 2011). The age spectra comparison (Fig. 11A,B,C, and D) further reveals the possibility of spatial connection among these three source terranes in the Central America.

#### 5.4. Maximum depositional age

The distribution of U–Pb analyses along the Concordia provides a mean of assessing the reliability of a maximum age determined by the U–Pb dating of detrital zircons. The idea behind this is that the depositional age must be younger than the age of the youngest detrital zircon (Fedó et al., 2003; Nelson, 2001). Both the

**Table 4**  
 U–Pb geochronological results for zircons in the Brujas beach (sample no. BRU4), southwestern Gulf of Mexico.

zircon grain	Corrected ratios						Corrected ages (Ma)						Best age (Ma)	±2σ	Disc %
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2s abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ			
1	0.0625	0.0061	0.3140	0.0330	0.0391	0.0011	247	7.1	291	24.0	660	12.0	247.0	7.1	15.1
2	0.0526	0.0026	0.2930	0.0140	0.0405	0.0007	256	4.4	260	11.0	336	72.0	256.0	4.4	1.54
3	0.0533	0.0040	0.2870	0.0210	0.0388	0.0008	246	4.9	256	16.0	480	100	245.6	4.9	4.06
4	0.0707	0.0016	1.4980	0.0270	0.1546	0.0019	927	11.0	929	11.0	942	35.0	927.0	11.0	0.22
5	0.0522	0.0024	0.2770	0.0120	0.0387	0.0006	245	3.6	248	9.6	336	49.0	244.6	3.6	1.25
6	0.0691	0.0030	1.3340	0.0510	0.1412	0.0022	851	13.0	859	22.0	900	46.0	851.0	13.0	0.93
7	0.0517	0.0012	0.2943	0.0060	0.0413	0.0006	261	3.4	262	4.7	270	33.0	260.7	3.4	0.46
8	0.0547	0.0033	0.3080	0.0200	0.0408	0.0010	258	6.1	272	15.0	454	68.0	258.0	6.1	5.15
9	0.0660	0.0062	0.3240	0.0280	0.0354	0.0011	224	6.8	282	22.0	810	120	224.2	6.8	20.5
10	0.0615	0.0047	0.3860	0.0290	0.0454	0.0011	287	6.9	329	21.0	679	74.0	286.5	6.9	12.9
11	0.0720	0.0033	1.5570	0.0630	0.1578	0.0028	944	16.0	954	24.0	968	51.0	944.0	16.0	1.05
12	0.0568	0.0054	0.3250	0.0280	0.0425	0.0009	269	5.3	292	22.0	450	100	268.6	5.3	8.01
13	0.0729	0.0016	1.7080	0.0300	0.1699	0.0021	1011	12.0	1011	11.0	1021	24.0	1021.0	24.0	0.00
14	0.0553	0.0036	0.2960	0.0200	0.0398	0.0010	252	6.5	262	15.0	446	53.0	251.7	6.5	3.93
15	0.0566	0.0038	0.3150	0.0180	0.0426	0.0011	269	6.6	277	14.0	477	92.0	268.8	6.6	2.96
16	0.0511	0.0022	0.2620	0.0100	0.0366	0.0007	231	4.2	236	8.4	290	58.0	231.4	4.2	1.87
17	0.0518	0.0026	0.2850	0.0130	0.0400	0.0007	253	4.0	256	10.0	314	54.0	253.1	4.0	1.13
18	0.0734	0.0014	1.5850	0.0250	0.1566	0.0020	938	11.0	964	9.7	1023	23.0	938.0	11.0	2.74
19	0.0703	0.0019	1.4210	0.0340	0.1462	0.0020	879	11.0	897	14.0	968	30.0	879.0	11.0	2.01
20	0.0534	0.0061	0.2780	0.0380	0.0365	0.0012	231	7.5	262	29.0	450	120	231.3	7.5	11.7
21	0.0729	0.0017	1.4040	0.0270	0.1407	0.0020	849	11.0	890	11.0	990	21.0	849.0	11.0	4.61
22	0.0508	0.0023	0.2740	0.0120	0.0390	0.0006	247	3.6	246	9.1	265	61.0	246.6	3.6	−0.37
23	0.0701	0.0031	1.3470	0.0670	0.1390	0.0024	839	14.0	865	29.0	950	39.0	839.0	14.0	3.01
24	0.0723	0.0018	1.6750	0.0300	0.1680	0.0024	1001	13.0	995	12.0	1012	26.0	1012.0	26.0	−0.20
25	0.0527	0.0024	0.3140	0.0130	0.0433	0.0008	273	4.6	276	9.7	332	54.0	273.0	4.6	1.23
26	0.0537	0.0046	0.2190	0.0180	0.0290	0.0007	184	4.3	201	15.0	490	150	184.0	4.3	8.46
27	0.0758	0.0049	1.6520	0.0990	0.1593	0.0044	953	24.0	985	37.0	1093	49.0	1093.0	49.0	3.25
28	0.0714	0.0037	1.5270	0.0680	0.1549	0.0027	928	15.0	941	28.0	1009	65.0	928.0	15.0	1.38
29 <sup>a</sup>	0.7500	0.2700	0.0077	0.0013	0.0001	0.0000	0.5	0.1	7.8	1.3	4840	240	4840.0	240	93.19
30	0.0718	0.0020	1.5330	0.0370	0.1553	0.0023	931	13.0	943	15.0	980	29.0	931.0	13.0	1.27
31	0.0532	0.0032	0.2820	0.0160	0.0384	0.0008	243	4.8	252	13.0	412	48.0	243.1	4.8	3.53
32	0.0569	0.0036	0.3200	0.0200	0.0383	0.0008	242	5.0	281	16.0	528	78.0	242.1	5.0	13.84
33	0.0545	0.0029	0.2740	0.0130	0.0365	0.0007	231	4.2	245	10.0	445	65.0	231.0	4.2	5.71
34	0.0557	0.0061	0.3080	0.0320	0.0411	0.0011	259	6.8	274	25.0	550	120	259.8	6.8	5.18
35	0.0537	0.0049	0.2630	0.0220	0.0357	0.0010	226	6.0	236	18.0	400	150	226.6	6.0	4.07
36	0.0685	0.0039	1.4150	0.0740	0.1468	0.0033	883	19.0	892	31.0	922	61.0	883.0	19.0	1.01
37	0.0560	0.0090	0.3010	0.0470	0.0392	0.0008	248	5.0	266	36.0	560	160	247.8	5.0	6.84
38	0.0649	0.0050	0.3180	0.0240	0.0356	0.0011	225	6.8	283	18.0	820	90.0	225.4	6.8	20.4
39	0.0700	0.0019	1.4900	0.0370	0.1534	0.0021	920	12.0	926	15.0	939	34.0	920.0	12.0	0.65
40	0.0548	0.0036	0.2960	0.0190	0.0401	0.0008	253	4.9	266	14.0	535	89.0	253.2	4.9	4.81
41	0.0529	0.0022	0.3020	0.0120	0.0417	0.0007	263	4.1	268	9.1	385	47.0	263.3	4.1	1.61
42	0.0717	0.0022	1.5360	0.0420	0.1569	0.0025	939	14.0	944	17.0	975	32.0	939.0	14.0	0.53
43	0.0725	0.0028	1.5870	0.0590	0.1594	0.0024	954	14.0	964	22.0	1008	58.0	954.0	14.0	1.04
44	0.0800	0.0038	0.9890	0.0430	0.0892	0.0020	551	12.0	703	22.0	1186	84.0	551.0	12.0	21.6
45	0.0646	0.0026	1.1180	0.0460	0.1239	0.0024	753	14.0	762	21.0	816	62.0	753.0	14.0	1.18
46	0.0710	0.0023	1.5620	0.0460	0.1592	0.0024	952	13.0	954	19.0	980	38.0	952.0	13.0	0.21
47 <sup>b</sup>	0.1470	0.0190	0.0338	0.0044	0.0017	0.0001	10.9	0.6	34.0	4.3	2370	120	2370.0	120	67.57
48	0.0527	0.0053	0.2760	0.0270	0.0383	0.0012	242	7.3	251	21.0	427	82.0	242.3	7.3	3.47
49	0.0715	0.0019	1.6400	0.0390	0.1671	0.0023	996	12.0	984	15.0	973	36.0	996.0	12.0	−1.22
50	0.0534	0.0022	0.3090	0.0110	0.0422	0.0006	266	3.9	273	8.5	388	51.0	266.3	3.9	2.45
51	0.0530	0.0025	0.3040	0.0130	0.0421	0.0007	266	4.3	269	10.0	352	62.0	265.5	4.3	1.30
52	0.0575	0.0058	0.3180	0.0300	0.0412	0.0013	260	7.8	278	23.0	486	78.0	260.4	7.8	6.33
53	0.0697	0.0020	1.2830	0.0280	0.1330	0.0022	805	12.0	838	13.0	944	30.0	805.0	12.0	3.94
54 <sup>a</sup>	0.1840	0.0130	1.2200	0.0670	0.0478	0.0012	301	7.3	809	31.0	2695	68.0	2695.0	68.0	62.82
55	0.0637	0.0055	0.4940	0.0430	0.0560	0.0016	351	9.8	405	29.0	818	87.0	351.4	9.8	13.23
56	0.0517	0.0029	0.2610	0.0140	0.0364	0.0006	230	3.8	237	12.0	392	75.0	230.4	3.8	2.78
57	0.0544	0.0025	0.3140	0.0150	0.0433	0.0008	273	5.2	279	11.0	328	46.0	272.9	5.2	2.19
58	0.0546	0.0040	0.3000	0.0190	0.0409	0.0011	258	6.6	266	16.0	460	99.0	258.2	6.6	2.93
59 <sup>a</sup>	0.0820	0.0210	0.0194	0.0047	0.0018	0.0001	11	0.4	19	4.8	1470	200	11.3	0.4	41.86
60	0.0685	0.0033	1.1650	0.0490	0.1240	0.0021	754	12.0	784	23.0	890	35.0	754.0	12.0	3.83
61	0.0728	0.0093	0.3880	0.0460	0.0403	0.0012	255	7.7	332	33.0	970	190	254.7	7.7	23.28
62	0.0520	0.0028	0.2700	0.0130	0.0377	0.0007	238	4.1	244	10.0	336	64.0	238.4	4.1	2.30
63	0.0692	0.0023	1.2520	0.0340	0.1307	0.0019	792	11.0	824	16.0	889	32.0	792.0	11.0	3.88
64	0.0679	0.0019	1.0880	0.0270	0.1158	0.0018	706	10.0	747	13.0	870	32.0	706.0	10.0	5.49
65	0.0569	0.0047	0.3080	0.0240	0.0405	0.0009	256	5.8	271	19.0	580	100	256.0	5.8	5.54
66	0.0542	0.0049	0.2980	0.0270	0.0397	0.0012	251	7.2	264	22.0	461	83.0	251.2	7.2	4.85
67	0.0705	0.0025	1.5810	0.0500	0.1602	0.0028	958	15.0	965	20.0	970	46.0	958.0	15.0	0.73
68	0.0708	0.0020	1.5260	0.0360	0.1544	0.0021	926	12.0	940	14.0	953	30.0	926.0	12.0	1.49
69	0.0524	0.0024	0.2890	0.0140	0.0403	0.0008	255	5.0	258	11.0	278	72.0	254.6	5.0	1.32
70	0.0776	0.0060	1.5050	0.0920	0.1450	0.0036	873	20.0	928	38.0	1132	68.0	1132.0	68.0	5.93
71	0.0518	0.0028	0.2750	0.0140	0.0381	0.0007	241	4.4	246	11.0	314	61.0	241.2	4.4	1.95
72	0.0518	0.0022	0.3020	0.0120	0.0418	0.0006	264	3.8	267	9.4	281	66.0	263.7	3.8	1.27
73	0.0533	0.0043	0.2960	0.0220	0.0388	0.0009	245	5.6	261	17.0	402	77.0	245.1	5.6	6.09

Table 4 (continued)

Sam. zircon grain	Corrected ratios						Corrected ages (Ma)								
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$	Disc %
74	0.0530	0.0030	0.2750	0.0120	0.0374	0.0007	237	4.3	246	9.7	366	56.0	236.6	4.3	3.78
75	0.0886	0.0023	2.7010	0.0710	0.2214	0.0034	1289	18.0	1331	20.0	1392	44.0	1392.0	44.0	3.16
76	0.0562	0.0082	0.2670	0.0480	0.0342	0.0015	217	9.4	239	34.0	550	15.0	216.5	9.4	9.41
77	0.0505	0.0019	0.2772	0.0090	0.0397	0.0006	251	3.5	248	7.2	255	43.0	251.2	3.5	-1.21
78	0.0531	0.0043	0.3000	0.0220	0.0410	0.0009	259	5.7	265	17.0	458	92.0	258.9	5.7	2.30
79	0.0522	0.0070	0.0349	0.0043	0.0048	0.0002	31.0	1.0	35	3.8	540	14.0	30.6	1.0	12.13
80	0.0699	0.0029	1.3750	0.0490	0.1439	0.0024	867	13.0	878	21.0	914	62.0	867.0	13.0	1.25
81	0.0728	0.0022	1.6630	0.0440	0.1655	0.0022	987	12.0	996	16.0	995	38.0	987.0	12.0	0.90
82	0.0671	0.0034	0.5940	0.0340	0.0644	0.0033	402	20.0	473	22.0	904	51.0	402.0	20.0	15.01
83	0.0559	0.0028	0.2770	0.0150	0.0360	0.0007	228	4.6	248	12.0	457	80.0	227.9	4.6	8.10
84	0.0543	0.0039	0.3020	0.0200	0.0407	0.0007	257	4.2	267	16.0	389	78.0	257.3	4.2	3.63
85	0.0526	0.0037	0.2980	0.0190	0.0408	0.0010	258	6.4	267	15.0	346	61.0	257.5	6.4	3.56
86	0.0519	0.0022	0.2910	0.0120	0.0407	0.0006	257	3.9	259	9.7	285	60.0	256.9	3.9	0.77
87	0.0524	0.0023	0.2790	0.0110	0.0390	0.0007	247	4.1	250	8.4	332	54.0	246.7	4.1	1.12
88	0.0528	0.0023	0.2700	0.0100	0.0372	0.0006	236	3.7	242	8.6	279	46.0	235.7	3.7	2.76
89	0.0512	0.0020	0.2840	0.0100	0.0401	0.0006	253	3.9	254	8.1	265	43.0	253.4	3.9	0.16
90	0.0543	0.0022	0.2990	0.0110	0.0397	0.0006	251	3.9	266	8.5	430	50.0	251.2	3.9	5.46
91	0.0534	0.0023	0.2980	0.0120	0.0403	0.0007	255	4.3	264	8.9	415	54.0	254.7	4.3	3.63
92	0.0511	0.0015	0.2598	0.0064	0.0367	0.0005	232	3.1	235	5.2	231	45.0	232.4	3.1	0.90
93	0.0721	0.0033	1.5810	0.0610	0.1593	0.0025	953	14.0	972	25.0	984	51.0	953.0	14.0	1.95
94	0.0559	0.0030	0.2930	0.0170	0.0393	0.0008	249	5.1	266	13.0	378	84.0	248.7	5.1	6.50
95	0.0543	0.0033	0.2770	0.0160	0.0370	0.0007	234	4.5	247	13.0	411	70.0	234.1	5	5.22
96	0.0513	0.0032	0.2910	0.0170	0.0401	0.0007	253	4.4	259	13.0	408	86.0	253.4	4	2.16
97	0.0647	0.0051	0.3670	0.0270	0.0395	0.0010	249	6.0	315	19.0	800	120	249.4	6	20.83
98	0.0516	0.0023	0.2550	0.0110	0.0356	0.0007	226	4.3	230	8.6	361	45.0	225.5	4	1.83
99	0.0522	0.0025	0.2920	0.0130	0.0405	0.0007	256	4.4	260	10.0	345	63.0	255.8	4	1.62
100	0.0696	0.0019	1.3420	0.0310	0.1392	0.0021	840	12.0	863	14.0	930	28.0	840.0	12	2.67

<sup>a</sup> Strikethrough data were discarded from calculations because > 10% < -5% discordant.

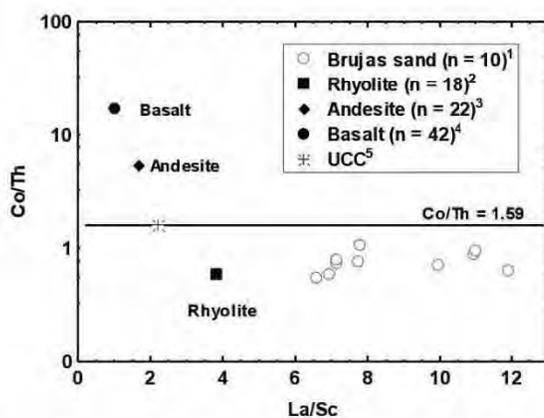


Fig. 10. La/Sc-Co/Th bivariate plot for the Brujas beach sands (average source rock compositions are from Verma, 2001a, 2001b).

probability density distribution plot and Concordia diagram reveal the presence of a cluster of five grains of Triassic age at around 224–228 Ma (Fig. 9). The coincidence of three youngest zircon grains at ca. 225 Ma may place an upper limit on the depositional age (Table 4). All modern beach sands are believed to be deposited after the Last Glacial Maximum (ca.  $21 \pm 2$  thousand years before present). Given this, the next four youngest zircon grains found in the spectrum can help to accurately constrain the maximum age of the deposition. However, single grain age of younger than Triassic grains (i.e.,  $11.3 \pm 0.4$  Ma,  $30.6 \pm 1.0$  Ma, 184 Ma, and 216.5 Ma; Table 4) is a potentially misleading, because any single data point in any analytical matrix will be false and not producible (Nemchin and

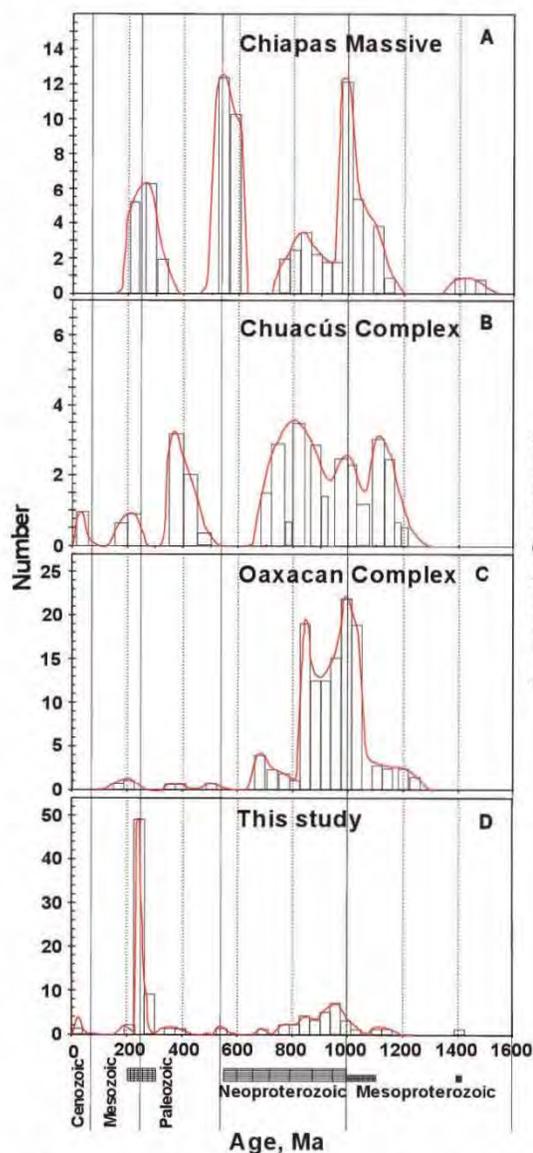
Cawood, 2005). Therefore, the maximum depositional age should likely be placed at ca. 225 Ma, which is far older than the true depositional age of Brujas beach sands.

##### 5.5. Tectonic implication based on bulk sediment geochemistry

The chemical composition of clastic sediments is widely used in various studies to infer the tectonic setting of the sedimentary basins (Cullers, 2000; Kelepile et al., 2017; Pandey and Parcha, 2017). In this study, in order to infer the probable tectonic environment, we utilized the recently proposed discriminant function diagrams of Verma and Armstrong-Altrin (2013, 2016). These diagrams were constructed based on the worldwide examples of the Neogene-Quaternary siliciclastic sediments by the application of linear discriminant analysis of the  $\log_e$ -transformed ratio data (Verma et al., 2016, 2017) and are efficient to classify the active (island or continental arc and collision) and passive margin (continental rift) settings. The discriminant function diagrams (Figs. 12 and 13A,B) consistently reveal a passive margin setting for the Brujas beach sands, which is consistent with the regional geology of the Gulf of Mexico.

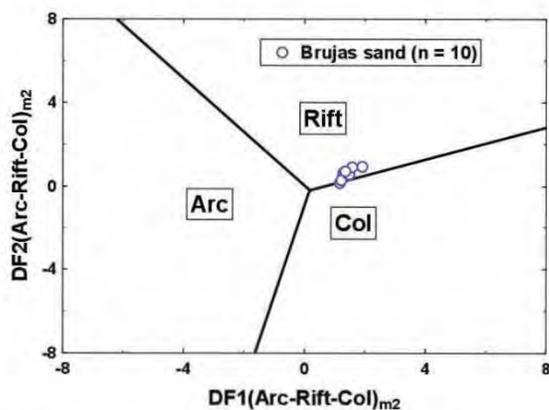
## 6. Conclusions

The low  $\text{SiO}_2$  content, high  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , V, Cr, Co, Y, Zr, Nb, Hf, Th, U, and Zn contents in the bulk sediments revealed the abundance of heavy minerals in the Brujas beach. The REE patterns of the bulk sediments indicated a felsic origin. The zircons are euhedral, elongated with polished surface, similar to magmatic zircons. The paucity of rounded zircon grains revealed a short transportation history. The zircon trace element chemistry and its chondrite normalized REE patterns with positive Ce and negative Eu anomalies indicated that they are predominantly of magmatic origin.



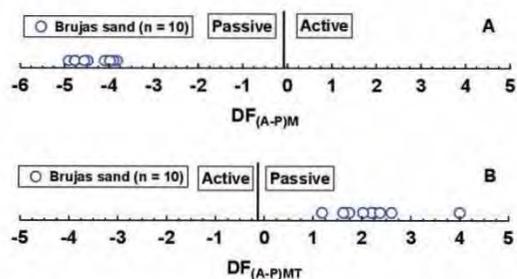
**Fig. 11.** Histogram, relative age probability distribution plot and comparison of detrital zircon age population of this study with probable source areas discussed in this study. A) Chiapas Massive Complex (data from Weber et al., 2008), B) Chuacús Complex (Solari et al., 2011), C) Oaxacan Complex (Talavera-Mendoza et al., 2013; Torres-de León et al., 2012), and D) Brujas beach (this study). Two shaded boxes at the bottom of the diagram represent two dominant detrital zircon U–Pb age populations Permo-Triassic (~216–286 Ma) and Neoproterozoic (~551–996 Ma) inferred from the Brujas beach.

U–Pb analyses on detrital zircons from the Brujas coastline indicated that they were contributed by rocks of age groups dominated with the Mesozoic–Paleozoic and Proterozoic. The Mesozoic–Paleozoic was represented by Permian (~251–286 Ma) and Triassic (~216–249 Ma), and the Proterozoic was represented by Neoproterozoic (~551–996 Ma). The zircon age populations



**Fig. 12.** Discriminant-function multi-dimensional diagram for low-silica clastic sediments (Verma and Armstrong-Altrin, 2013). The subscript  $m_2$  in DF1 and DF2 represents the low-silica diagram based on  $\log_2$ -ratio of major elements. Discriminant function equations are:  $DF1_{Arc-Rift-Col}m_2 = (0.608 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-1.854 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.299 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-0.550 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.120 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.194 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.510 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (1.941 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.003 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 0.294$ .  $DF2_{Arc-Rift-Col}m_2 = (-0.554 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-0.995 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (1.765 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.391 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (-1.034 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.225 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (0.713 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.330 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.637 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 3.631$ .

Relative age probability



**Fig. 13.** Multidimensional discriminant function diagrams for the discrimination of active (AM) and passive (PM) margin settings (Verma and Armstrong-Altrin, 2016). A) Tectonic discrimination based on major element (M) composition. The function  $(DF_{(A-P)M})$  is to be calculated from an equation:  $DF_{(A-P)M} = (3.0005 \times ilr1_{TM}) + (-2.8243 \times ilr2_{AM}) + (-1.0596 \times ilr3_{PM}) + (-0.7056 \times ilr4_{MM}) + (-0.3044 \times ilr5_{MM}) + (0.6277 \times ilr6_{CAM}) + (-1.1838 \times ilr7_{NAM}) + (1.5915 \times ilr8_{KM}) + (0.1526 \times ilr9_{PM}) - 5.9948$ . B) Tectonic discrimination based on major and trace element (MT) concentrations. The function  $(DF_{(A-P)MT})$  is to be calculated from an equation:  $DF_{(A-P)MT} = (3.2683 \times ilr1_{MT}) + (5.3873 \times ilr2_{AMT}) + (1.5546 \times ilr3_{FeMT}) + (3.2166 \times ilr4_{MnMT}) + (4.7542 \times ilr5_{MgMT}) + (2.0390 \times ilr6_{CaMT}) + (4.0490 \times ilr7_{NaMT}) + (3.1505 \times ilr8_{KMT}) + (2.3688 \times ilr9_{FMT}) + (2.8354 \times ilr10_{CMT}) + (0.9011 \times ilr11_{NbMT}) + (1.9128 \times ilr12_{NiMT}) + (2.9094 \times ilr13_{VMT}) + (4.1507 \times ilr14_{VMT}) + (3.4871 \times ilr15Z_{MT}) - 3.2088$ .

inferred that the granitoids and meta-sedimentary rocks of the Chaucus, Oaxacan, and Chiapas Massive Complexes are the potential contributors of sediments to the southwestern Gulf of Mexico and were transported to the study area by the Usumacinta, Coatzacoalcos, and Grijalva Rivers. The results confirmed that the river sediment supply to the coastal areas is crucial in defining the provenance and composition of sediments, than offshore factors such as longshore currents.

## Acknowledgments

Hector Tapia-Fernandez wishes to acknowledge CONACyT, Mexico for the Ph.D Scholarship (No. 512011431). JSA appreciate the financial assistance provided by the Programa de Apoyo a proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica Project (PAPIIT; no: IN106117). JSA also acknowledge the "Cordinación de la Investigación Científica-UNAM" for a support to stay at the Department of Geological Oceanography and State Key Laboratory of Marine Environmental Science, Xiamen University, China through an exchange program (COIC/STIA/7989/2016). KS thanks the National Natural Science Foundation of China (41273083) and Open Funds of First Institute of Oceanography (0050-K2015003 and 0050-K2016008), China, for the financial support. We are also grateful to the ICML, UNAM Institutional project (no. 616) for travel assistance and analytical support.

The authors are thankful to the laboratory technicians Susana Santiago-Perez, Eduardo Morales de la Garza, Ricardo Martínez, Arturo Ronquillo Arvizu, and Hector Mauricio Alexander Valdez for their help in the laboratory. We thank the staffs Patricia Girón García, Carlos Linares-López, Rufino Lozano SantaCruz, and Teodoro Hernández Treviño for XRD, SEM-EDS, XRF, and mineral identification studies, respectively. Special thanks to Lic. Arturo Ferrer Méndez Flores, librarian, UNAM for his explanation to understand the geology of the Gulf of Mexico. We would like to thank Dr. Luigi Solari, Centro de Geociencias for his help in LA-ICP-MS, U-Pb zircon dating. Comments raised by the editor Dr. Francisco J. Vega and two anonymous reviewers are gratefully acknowledged.

## References

- Albardeiro, L., Pereira, M.F., 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). *Sediment. Geol.* 307, 47–58.
- Ali, B.H., 2015. SHRIMP U-Pb zircon geochronology: evidence for emplacement time of some granitoids north Eastern Desert. *Egypt. Arab. J. Geosci.* 8, 5465–5474.
- Ali, S.A., Sleabi, R.S., Talabani, M.J.A., Jones, B.G., 2017. Provenance of the walash-naopurdan back-arc-arc clastic sequences in the iraqi zagros suture zone. *J. Afr. Earth Sci.* 125, 73–87.
- Andersen, T., 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report <sup>204</sup>Pb. *Chem. Geol.* 192, 59–79.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2015. Evaluation of two multi-dimensional discrimination diagrams from beach and deep sea sediments from the Gulf of Mexico and their application to Precambrian clastic sedimentary rocks. *Int. Geol. Rev.* 57, 1446–1461.
- Armstrong-Altrin, J.S., Nataly-Pineda, O., 2014. Microtextures of detrital sand grains from the Tecolutla, Nautla, and Veracruz beaches, western Gulf of Mexico, Mexico: implications for depositional environment and palaeoclimate. *Arab. J. Geosci.* 7, 4321–4333.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.L., Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., García, D., Eby, N., Balaram, V., Cruz-Ortiz, N.L., 2012. Geochemistry of beach sands along the Western Gulf of Mexico, Mexico: implication for provenance. *Chem. Erde Geochem.* 72, 345–362.
- Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Lee, Y.L., Kasper-Zubillaga, J.J., Córdoba-Saldaña, L.P., 2014. Geochemistry of sands along the San Nicolás and San Carlos beaches, Gulf of California, Mexico: implication for provenance. *Turk. J. Earth Sci.* 23, 533–558.
- Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Balaram, V., Nataly-Pineda, O., 2015a. Petrography and geochemistry of sands from the Chachalacas and Veracruz beach areas, Western Gulf of Mexico, Mexico: constraints on provenance and tectonic setting. *J. S. Am. Earth Sci.* 64, 199–216.
- Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J.A., Ruiz-Fernández, A.C., 2015b. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Cont. Shelf Res.* 95, 15–26.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.L., Kasper-Zubillaga, J.J., Trejo-Ramírez, E., 2016. Mineralogy and geochemistry of sands along the Manzanillo and El Carrizal beach areas, southern Mexico: implications for palaeoweathering, provenance, and tectonic setting. *Geol. J.* <http://dx.doi.org/10.1002/gj.2792>.
- Banerjee, S., Bansal, U., Pande, K., Meena, S.S., 2016. Compositional variability of glauconites within the upper Cretaceous Karai shale Formation, Cauvery Basin, India: implications for evaluation of stratigraphic condensation. *Sediment. Geol.* 331, 12–29.
- Bassis, A., Hinderer, M., Meinhold, G., 2016. Petrography and geochemistry of Palaeozoic quartz-rich sandstones from Saudi Arabia: implications for provenance and chemostratigraphy. *Arab. J. Geosci.* 9, 400. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-016-2412-z>.
- Basu, A., Bickford, M.E., Deasy, R., 2016. Inferring tectonic provenance of siliciclastic rocks from their chemical compositions: a dissent. *Sediment. Geol.* 336, 26–35.
- Basu, A., 2016. Evolution of siliciclastic provenance inquiries: a critical appraisal (Chapter 2). In: Mazumder, Rajat (Ed.), *Sediment Provenance*. Elsevier Amsterdam, Netherlands, pp. 5–23. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-803386-9.00007-1>.
- Benaafi, M., Abdullatif, O., 2015. Sedimentological, mineralogical, and geochemical characterization of sand dunes in Saudi Arabia. *Arab. J. Geosci.* 8 (12), 11073–11092.
- Boger, S.D., Spelbrink, L.G., Lee, R.I., Sandiford, M., Maas, R., Woodhead, J.D., 2016. Isotopic (U-Pb, Nd) and geochemical constraints on the origins of the Aileu and Gondwana sequences of Timor. *J. Asian Earth Sci.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2016.11.026>.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.* 20, 1040–1051.
- Carranza-Edwards, A., Rosales-Hoz, L., Monreal-Gómez, 1993. Suspended sediments in the Southeastern Gulf of Mexico. *Mar. Geo.* 112, 257–269.
- Claiborne, L.L., Miller, C.F., Wooden, J.L., 2010. Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 160, 511–531.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian - Permian age, Colorado, U.S.A.: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51, 181–203.
- Cullers, R.L., Bock, B., Guidotti, C., 1997. Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: Redistribuition of the rare earth elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 1847–1861.
- Day, J.W., Yáñez-Arancibia, A., Mitsch, W.J., Lara-Dominguez, A.L., Day, J.N., Ku, J.-Y., Lane, R., Lindsey, J., Zarate-Lomeli, D., 2003. Using ecotechnology to address water quality wetland habitat loss problems in Mississippi basin (and Grijalva/Usamacinta basin), a hierarchical approach. *Biotechnol. Adv.* 22, 135–159.
- Escalona-Alcázar, F.J., Solari, L., García y Barragán, J.C., Carrillo-Castillo, C., Bluhm-Gutiérrez, J., García-Sandoval, P., Nieto-Samaniego, A.F., Núñez-Peña, E.P., 2016. The Palaeocene early Oligocene Zacatecas conglomerate, Mexico: sedimentology, detrital zircon U-Pb ages, and sandstone provenance. *Int. Geol. Rev.* 58 (7), 826–848.
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Armstrong-Altrin, J.S., 2011. Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidence for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-e-badam block, Central Iran. *J. Afr. Earth Sci.* 61, 142–159.
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Adabi, M.H., Miller, N.R., Sadeghi, A., Houshmandzadeh, A., Stockli, D.F., 2016. Evidence for ca. 560 ma ediacaran glaciation in the kahar formation, central alborz mountains, Northern Iran. *Gond. Res.* 31, 164–183.
- Fedo, C.M., Sircombe, K.N., Rainbird, R.H., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Rev. Mineral. Geochem.* 53, 277–303.
- Fralick, P.W., Hollings, P., Metsaranta, R., Heaman, L.M., 2009. Using sediment geochemistry and detrital zircon geochronology to categorize eroded igneous units: an example from the Mesoproterean Birch-Uchi greenstone belt, Superior Province. *Precambrian Res.* 168, 106–122.
- Garver, J.I., Royce, P.R., Smick, T.A., 1996. Chromium and nickel in shale of the Taconic Foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *J. Sediment. Res.* 66, 100–106.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Garza, R.S.M., Iriondo, A., Weber, B., López-Martínez, M., 2011. Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico. *Geosphere* 7 (1), 121–144.
- González-León, C.M., Valencia, V.A., Lawton, T.F., Amato, J.M., Gehrels, G.E., Leggett, W.J., Montijo-Contreras, O., Fernández, M.A., 2009. The lower Mesozoic record of detrital zircon U-Pb geochronology of Sonora, Mexico and its paleogeographic implications. *Rev. Mex. Cien. Geol.* 26 (2), 301–314.
- Hu, J., Li, Q., Fang, N., Yang, J., Ge, D., 2015. Geochemistry characteristics of the Low Permian sedimentary rocks from central uplift zone, Qiangtang Basin, Tibet: insights into source-area weathering, provenance, recycling, and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 8 (8), 5373–5388.
- Hudson, P., Hendrickson, D., Benke, A.C., Varela-Romero, A., Rodiles-Hernández, R., Minckley, W.L., 2005. Rivers of Mexico. In: Benke, S.C., Cushing, C.E. (Eds.), *Rivers of North America*. Academic Press, California, CA.
- Ireland, T.R., Flöttmann, T., Fanning, C.M., Gibson, G.M., Preiss, W.V., 1998. Development of the early Paleozoic Pacific Margin of Gondwana from detrital-zircon ages across the Delamerian orogeny. *Geology* 26, 243–246.
- Jarvis, K.E., 1988. Inductively coupled plasma mass spectrometry: a new technique for the rapid or ultra level determination of the rare-earth elements in geological materials. *Chem. Geol.* 68, 31–39.
- Kasper-Zubillaga, J.J., Armstrong-Altrin, J.S., Carranza-Edwards, A., Merton-Bermea, O., Lozano-Santa-Cruz, R., 2013. Control in beach and dune sands of the Gulf of Mexico and the role of nearby rivers. *Int. J. Geosci.* 4, 1157–1174.
- Kelepeli, T., Betsi, T.B., Franchi, F., Shemang, E., Suh, C.E., 2017. Provenance and tectonic setting of the Neoproterozoic clastic rocks Hosting the Banana Zone Cu-ag Mineralisation, Northwest Botswana.
- Kemp, G.P., Day Jr, J.W., Yáñez-Arancibia, A., Peyronnin, N.S., 2016. Can continental

- shelf river plumes in the northern and southern Gulf of Mexico promote ecological resilience in a time of climate change? *Water* 8, 83. <http://dx.doi.org/10.3390/w8030083>.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxaca Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Res.* 120, 365–389.
- Khan, T., Khan, M.S., 2015. Clastic rock geochemistry of Punagarh basin, Trans-Aravalli region, NW Indian shield: implications for paleoweathering, provenance, and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 8, 3621–3644.
- Kundu, A., Matin, A., Eriksson, P.G., 2016. Petrography and geochemistry of the Middle Siwalik sandstones (Tertiary) in understanding the provenance of sub-Himalayan sediments in the Lish River Valley, West Bengal, India. *Arab. J. Geosci.* 9, 162. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-015-2261-1>.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., Sampson, D.E., 1999. U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Res.* 94, 73–99.
- Li, B., Zhuang, X., Liu, X., Wu, C., Zhou, J., Ma, X., 2016. Mineralogical and geochemical composition of Middle Permian Lucaogou Formation in the southern Junggar Basin, China: implications for paleoenvironment, provenance, and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 9, 174. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-015-2154-3>.
- Lozano, R., Bernal, J.P., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 22, 329–344.
- Ludwig, K.L., 1998. On the treatment of concordant Uranium-Lead ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62 (4), 665–676.
- Madhavaraju, J., 2015. Geochemistry of late Cretaceous sedimentary rocks of the Cauvery Basin, south India: constraints on paleoweathering, provenance, and end Cretaceous environments. *Chemostratigr. Concepts, Tech. Appl.* 185–214. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-419968-2.00008-X>.
- Madhavaraju, J., Lee, Y.I., 2010. Influence of Deccan volcanism in the sedimentary rocks of Late Maastrichtian-Danian age of Cauvery basin Southeastern India: constraints from geochemistry. *Curr. Sci.* 98, 528–537.
- Madhavaraju, J., Ramirez-Montoya, E., Monreal, R., Gonzalez-León, C.M., Pi-Puig, T., Espinoza-Maldonado, I.G., Grijalva-Noriega, F.J., 2016a. Paleoclimate, paleoweathering and paleoredox conditions of lower Cretaceous shales from the Mural Limestone, Tuape section, northern Sonora, Mexico: constraints from clay mineralogy and geochemistry. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 33 (1), 34–48.
- Madhavaraju, J., Loser, H., Lee, Y.I., Santacruz, R.L., Pi-Puig, T., 2016b. Geochemistry of lower Cretaceous limestones of the Alistos Formation, baja California, Mexico: implications for REE source and paleo-redox conditions. *J. S. Am. Earth Sci.* 66, 149–165.
- Marshall, D.J., 1988. Cathodoluminescence of Geological Materials. Unwin Hyman, Boston, Sydney, Wellington, 146pp.
- Meinhold, G., Le Heron, D.P., Elgady, M., Abutarruma, Y., 2016. The search for 'hot shales' in the western Kufra Basin, Libya: geochemical and mineralogical characterization of outcrops, and insights into latest Ordovician climate. *Arab. J. Geosci.* 9, 62. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-015-2173-0>.
- Mohammad, Y.O., Qaradaghi, J.H., 2016. Geochronological and mineral chemical constraints on the age and formation conditions of the leucogranite in the Mawat ophiolite, Northeastern of Iraq: insight to sync-subduction zone granite. *Arab. J. Geosci.* 9, 608. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-016-2630-4>.
- Monreal-Gomez, M.A., Salas de León, D.A., Padilla Pilotze, A.R., Alatorre-Mendieta, M.A., 1992. Hydrography and estimation of density currents in the southern part of the Bay of Campeche, Mexico. *Cienc. Mar.* 18 (4), 115–133.
- Munoz-Salinas, E., Castillo, M., 2015. Streamflow and sediment load assessment 1950 to 2006 in the Usumacinta and Grijalva Rivers (southern Mexico) and the influence of ENSO. *Catena* 127, 270–278.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Kessler, F.L., Hidalgo-Moral, E.L., Dodge-Wan, D., Taib, N.I., 2015. Provenance and tectonic setting of Miocene siliciclastic sediments, Sibuti Formation, Northwestern Borneo. *Arab. J. Geosci.* 8, 8549–8565.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Kessler, F.L., Jong, J., 2016. Petrological and geochemical constraints on provenance, paleo-weathering and tectonic setting of clastic sediments from the Neogene Lambir and Sibuti Formations, Northwest Borneo (Chapter 7). In: Mazumder, Rajat (Ed.), *Sediment Provenance*. Elsevier Amsterdam, Netherlands, pp. 123–153. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-803386-9.00007-1>.
- Nakhaei, M., Mazaheri, S.A., Karimpour, M.H., Stern, C.R., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Shahr, M.R.H., 2015. Geochronologic, geochemical, and isotopic constraints on petrogenesis of the dioritic rocks associated with Fe skarn in the Bisheh area, Eastern Iran. *Arab. J. Geosci.* 8 (10), 8481–8495.
- Nelson, D.R., 2001. An assessment of the determination of depositional ages for precambrian clastic sedimentary rocks by U–Pb dating of detrital zircons. *Sediment. Geol.* 141–142, 37–60.
- Nemchin, A.A., Cawood, P.A., 2005. Discordance of the U–Pb system in detrital zircons: implication for provenance studies of sedimentary rocks. *Sediment. Geol.* 182, 143–162.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to north America during the late paleozoic. *Geology* 23, 1127–1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Moral-Icál, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., Torres de León, R., Schaaf, P., 2007. The Maya-Chortis boundary: a tectonostratigraphic approach. *Int. Geol. Rev.* 49, 996–1024.
- Pack, B., Schmitt, A.K., Roberge, J., Tenorio, F.G., Damiata, B.N., 2016. Zircon xenocryst resorption and magmatic regrowth at El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 311, 170–182.
- Pandey, S.P., Parcha, S.K., 2017. Provenance, tectonic setting and source-area weathering of the lower Cambrian sediments of the Parahio valley in the Spiti basin, India. *J. Earth Syst. Sci.* 126, 27. <http://dx.doi.org/10.1007/s12040-017-0803-5>.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Valencia, 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. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 26, 222–242.
- Ramachandran, A., Madhavaraju, J., Ramasamy, S., Lee, Y.I., Rao, S., Chawngthu, D.L., Velmurugan, K., 2016. Geochemistry of proterozoic clastic rocks of the kerur Formation of Kaladgi-Badami basin, north Karnataka, south India: implications for paleoweathering and provenance. *Turk. J. Earth Sci.* 25, 126–144.
- Ramos-Vázquez, M., Armstrong-Altrin, J.S., Rosales-Hoz, L., Machain-Castillo, M.L., Carranza-Edwards, A., 2017. Geochemistry of deep-sea sediments in two cores retrieved at the mouth of the Coatzacoalcos river delta, Western Gulf of Mexico, Mexico. *Arab. J. Geosci.* 10, 148. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-017-2934-z>.
- Rashid, S.A., Ganai, J.A., Masoodi, A., Khan, F.A., 2015. Major and trace element geochemistry of lake sediments, India: implications for weathering and climate control. *Arab. J. Geosci.* 8 (8), 5677–5684.
- Rubio-Cisneros, I.L., Lawton, T.F., 2011. Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension. *Geosphere* 7 (1), 159–170.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* 184, 123–138.
- Sahoo, P.K., Souza-Filho, P.W.M., Guimaraes, J.T.F., Silva, M.S., Costa, F.R., Manes, C.-L.O., Oti, D., Junior, R.O., Dall'Agnol, R., 2015. Use of multi-proxy approaches to determine the origin and depositional processes in modern lacustrine sediments: Carajas Plateau, Southeastern Amazon, Brazil. *Appl. Geochem.* 52, 130–146.
- Salas de León, D.A., Monreal-Gomez, M.A., Colunga-Enriquez, G., 1992. Hidrografía y circulación geostrofica en el sur de la Bahía de Campeche. *Geofísica Int.* 31 (3), 315–323.
- Selvaraj, K., Chen, C.T.A., 2006. Moderate chemical weathering of subtropical Taiwan: constraints from solid-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks. *J. Geol.* 114, 101–116.
- Selvaraj, K., Lin, B.Z., Lou, J.-Y., Xia, W.L., Huang, X.T., Chen, C.-T.A., 2016. Lacustrine sedimentological and geochemical records for the last 170 years of climate and environmental changes in Southeastern China. *Boreas* 45, 165–179.
- Sircombe, K.N., 1999. Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, Eastern Australia. *Sediment. Geol.* 124, 299–307.
- Sircombe, K.N., Freeman, M.J., 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, 879–882.
- Sláma, J., Kosler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249, 1–35.
- Solari, L.A., Torres de León, R., Hernández-Pineda, G., Solé, J., Hernández-Treviño, T., Solís, G., 2007. Tectonic significance of Cretaceous Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorado area, southern México. *Geol. Soc. Am. Bull.* 119, 1265–1279.
- 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. *Geostand. Geoanal. Res.* 34 (1), 5–18.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Obregón, C., 2011. The Chuacús Metamorphic Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on its Palaeozoic-Mesozoic evolution. *Geol. Acta* 9 (3–4), 329–350.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Centeno-García, E., 2007. Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): new insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 119 (9/10), 1052–1065.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Corona-Chavez, P., Gehrels, G.E., Sarmiento-Villagrana, A., García-Díaz, J.L., Salgado-Souto, S.A., 2013. Origin and provenance of basement metasedimentary rocks from the Xolapa Complex: new constraints on the Chortis-southern Mexico connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 369–370, 188–199.
- Tamayo, J.L., 1991. Geografía Moderna de México, eleventh ed. (Trillas, México City).
- 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. *Int. Geol. Rev.* 58, 1108–1126.
- Tobia, F.H., Aswad, K.J., 2015. Petrography and geochemistry of Jurassic sandstones, Western Desert, Iraq: implications on provenance and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 8 (5), 2771–2784.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999. Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: tectonic implications for reconstructions of Southern North

- America. In: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-central Mexico*: Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., vol. 340, pp. 191–196.
- Torres-de León, R., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Martens, U., 2012. The Chortés Block - southwestern México connections: U–Pb zircon geochronology constraints. *Am. J. Sci.* 312, 288–313.
- Verma, S.P., 2001a. Geochemical evidence for a rift-related origin of bimodal volcanism at meseta río San Juan, north-Central Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.* 43, 475–493.
- Verma, S.P., 2001b. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acoculco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.* 43, 31–51.
- Verma, S.K., 2017. Precambrian plate tectonic setting of Africa from multidimensional discrimination diagrams. *J. Afr. Earth Sci.* 125, 137–150.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem. Geol.* 355, 117–180.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2016. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sediment. Geol.* 332, 1–12.
- Verma, S.K., Oliveira, E.P., Verma, S.P., 2015. Plate tectonic settings for Precambrian basic rocks from Brazil by multidimensional tectonomagmatic discrimination diagrams and their limitations. *Int. Geol. Rev.* 57, 1566–1581.
- Verma, S.P., Díaz-González, L., Armstrong-Altrin, J.S., 2016. Application of a new computer program for tectonic discrimination of Cambrian to Holocene clastic sediments. *Earth Sci. Inf.* 9, 151–165.
- Verma, S.P., Rivera-Gómez, M.A., Díaz-González, L., Pandarinath, K., Amezcua-Valdez, A., Rosales-Rivera, M., Verma, S.K., Quiroz-Ruiz, A., Armstrong-Altrin, J.S., 2017. Multidimensional classification of magma types for altered igneous rocks and application to their tectonomagmatic discrimination and igneous provenance of siliciclastic sediments. *Lithos* 278–281, 321–330.
- Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V., Ruiz, J., 2008. Significance of provenance ages from the Chiapas Massif complex (southeastern Mexico): redefining the paleozoic basement of the Maya Block and its evolution in a Peri-Gondwanan realm. *J. Geol.* 116, 619–639.
- 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, TC6001. <http://dx.doi.org/10.1029/2012TC003141>.
- Yang, F., Chen, G., 2016. The basement property and evolution of the northern Junggar basin—evidence from zircon U–Pb chronology and trace element. *Arab. J. Geosci.* 9, 353. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-016-2367-0>.
- Zaid, S.M., 2015a. Geochemistry of sands along the ain soukhna and ras gharib beaches, Gulf of suez, Egypt: implications for provenance and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 8, 10481–10496.
- Zaid, S.M., 2015b. Integrated petrographic, mineralogical, and geochemical study of the Late Cretaceous–Early Tertiary Dakhla shales, Quseir-Nile valley Province, central Egypt: implications for source area weathering, provenance, and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 8, 9237–9259.
- Zaid, S.M., 2016. Geochemistry of shales from the Upper Miocene Samh Formation, north Marsa Alam, Red Sea, Egypt: implications for source area weathering, provenance, and tectonic setting. *Arab. J. Geosci.* 9, 593. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-016-2623-3>.
- Zhang, Y., Wang, D., Yang, H., Xin, B., Fu, J., Yao, J., 2015. Provenance analysis of Nanyinger group in the north Qilian Belt: constraints from zircon U–Pb geochronology. *Arab. J. Geosci.* 8 (6), 3403–3416.

# ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

# 8 |

La composición de los sedimentos se encuentra determinada por la litología presente el área fuente y puede experimentar diversas modificaciones físicas y químicas durante el ciclo sedimentario, como las que pueden sufrir en el ambiente sedimentario, durante el depósito, y finalmente durante la diagénesis. Los procesos químicos y físicos producen diferentes efectos en la composición del sedimento. La abrasión mecánica producto del transporte afecta selectivamente a los fragmentos de rocas sedimentarias que son menos durables y consolidados (ej. Lutita, caliza), pero no significativamente a otros granos de mayor dureza (McBride y Picard, 1987; Garzanti *et al.*, 2015). El sorteo hidrodinámico por tamaño, densidad y forma controlan la variabilidad en la composición, con efectos tan extremos como en el caso de los depósitos de placer (Garzanti *et al.*, 2009).

El intemperismo químico, es casi despreciable en climas fríos y áridos (Nesbitt y Young, 1996; Potter *et al.*, 2001; Garzanti *et al.*, 2003), mientras que en climas templados y tropicales promueve el desarrollo de gruesas capas de suelo, lo cual tiene un efecto significativo sobre la composición del sedimento (Garzanti *et al.*, 2013). La corrosión que sufren los minerales detríticos ofrece pruebas importantes sobre su resistencia relativa al intemperismo (Verver, 2007; Ando *et al.*, 2012), y se puede identificar el estado de lo que se ha preservado y, con un poco de dificultad lo que se ha perdido por efecto de intemperismo. Los efectos post-depósito de los lixiviados del suelo, pueden producir reacciones químicas durante periodos de tiempo más largos, y las temperaturas intraestratales son significativamente más altas conforme aumenta la profundidad (gradiente geotérmico). Muchos de los minerales pesados más comunes son químicamente inestables durante la diagénesis de enterramiento y se disuelven completamente en las areniscas más antiguas de edades del Plio-Pleistoceno (Garzanti, 2015). La disolución de muchos de los granos originales puede ser tan extensa, que puede llegar inclusive al remplazamiento total de los minerales clásticos en casos extremos (McBride, 1985).

Najman (2006) menciona que la mejor estrategia para abordar la complejidad composicional de los sedimentos se encuentra en combinar y contraponer diversos métodos y trazadores de

procedencia. Diferentes técnicas proveen diferentes puntos de vista, pueden revelar desde los detalles más dispares hasta la descripción general. Solo con una cuidadosa integración de las diversas partes se puede complementar toda la información y se puede llegar a un modelo que describa de manera integral una cuenca sedimentaria.

Los sedimentos terrígenos varían en rangos de tamaño que van desde la arcilla hasta los cantos, abarcando diferentes órdenes de magnitud (desde unos pocos micrones hasta varios metros). Muchas de las técnicas funcionan bien en arenas solamente (eg. petrografía de laminas delgadas). Las gravas generalmente pueden ser abordadas en campo, pero al limitarse a ambientes sedimentarios continentales, se obtiene solo una parte de la interpretación de la sedimentación de una cuenca. Los lodos y lodolitas, que representan la mayor parte del registro sedimentario (Blatt, 1985), apenas pueden ser estudiadas mediante métodos ópticos, técnicas de grano individual, o geoquímica (eg. Difracción de Rayos X; Bangs Rooney y Basu, 1994; Andò *et al.*, 2011; Bouchez *et al.*, 2011). Aunque von Eynatten *et al.* (2012) sugieren que la geoquímica parece ser la técnica mas apropiada estudiar sedimentos de granulometría fina.

Por otra parte, Garzanti (2015) menciona que con la llegada de las técnicas de geocronología y termocronología ahora se pueden investigar las diferentes estructuras en distintos tiempos de los terrenos fuente (Vermeesch *et al.*, 2009), como un poderoso complemento a los enfoques de la petrografía tradicional o a la geoquímica, y proveen información relevante sobre la estructura litológica de la roca fuente. El zircón, se encuentra muy extendido en areniscas recicladas y sedimentos debido a su durabilidad, es uno de los minerales más comunes que se usan con este objetivo. El espectro de edades U-Pb de los zircons detríticos refleja la edad de cristalización de rocas magmáticas y metamórficas, mientras que las edades de las trazas de fisión y su distribución si no se resetea después del depósito, reflejan el modo y el tiempo de exhumación de los terrenos fuente del sedimento. El zircón es abundante en rocas félsicas, de cualquier modo, pueden destacarse sobre zircons en las cuales su área expuesta a la erosión se encuentra limitada, o aquellos que proceden de rocas con poco contenido de este mineral, como basaltos, serpentinitas, carbonatitas o pedernal. Debido a la durabilidad del zircón, el espectro de edades permanece sin cambios a través de diferentes episodios de reciclamiento y consecuentemente se homogeneiza a través del tiempo, dejando de ser útiles como marcadores de procedencia (Garzanti *et al.*, 2013).

Además de que las poblaciones de zircons pueden ser fraccionadas por los procesos hidrodinámicos (Lawrence *et al.*, 2011).

Lo mencionado precede a la interpretación de los datos de investigaciones precedentes en la zona de estudio, así como los presentados en este trabajo, para poder contextualizar la evolución de la sedimentación durante el presente en la porción sur del Golfo de México a través de petrografía y geoquímica.

### 8.1 Procedencia de los sedimentos costeros.

La preponderancia de composiciones metamorfolíticas y sedimentoclasticas para todas las arenas de playa sugiere que la composición del sedimento revela la erosión de niveles muy someros de la corteza. Los minerales de alta presión no se encuentran presentes en el sedimento, aunque Castellanos-Trujillo (1993) reporta la presencia de cromita y monacita en arenas de la Barra de Chiltepec, donde se encuentra la playa Brujas.

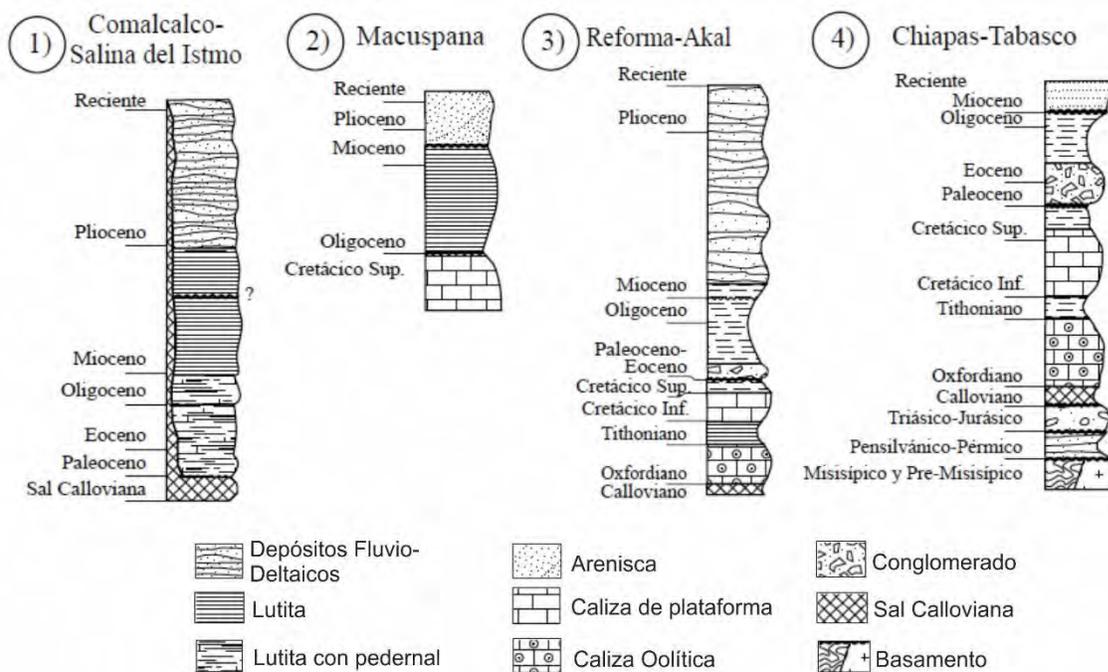
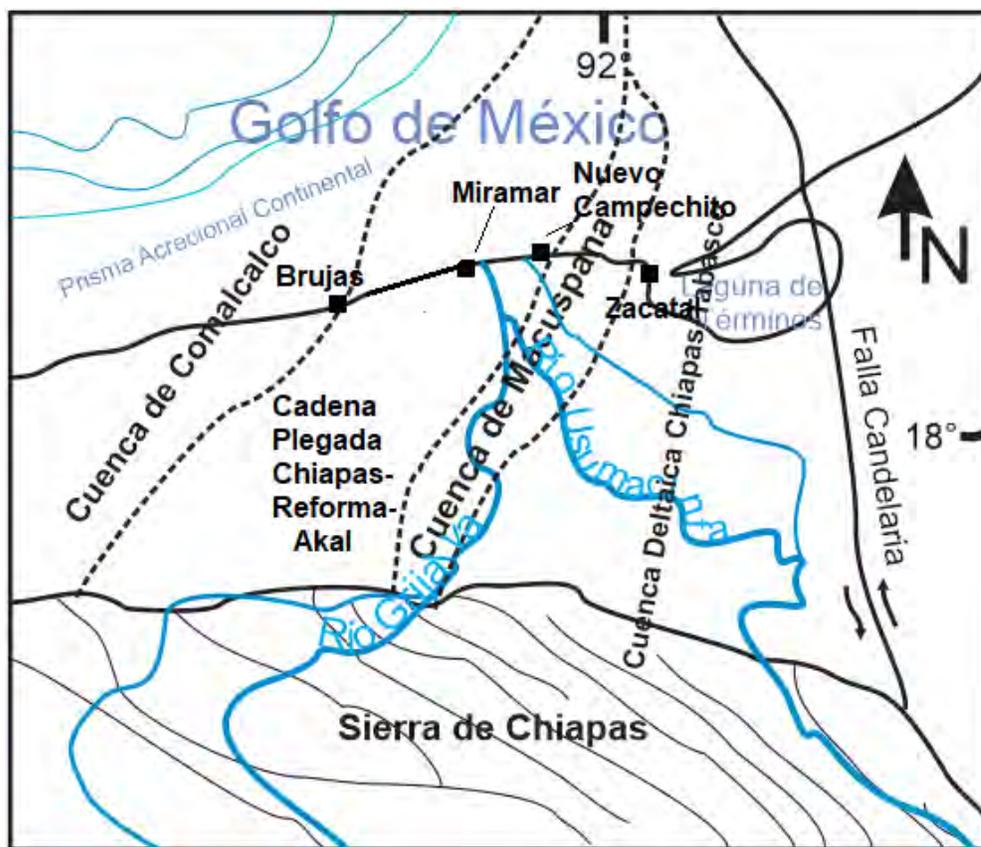
El gran sistema fluvial Grijalva-Usumacinta drena por la Sierra de Chiapas, el Complejo del Macizo de Chiapas, la cadena Chiapas-Reforma-Akal y las cuencas del sureste (Macuspana y Comalcalco) acarreado sedimentos hacia la zona costera donde abundan fragmentos líticos dominados por pelitas, metapelitas, metapsamitas, metacarbonatos y granos de cuarzo con extinción ondulante (posiblemente originados en fragmentos de metagranitos desintegrados por el transporte fluvial). Las rocas que se encuentran en el cinturón de pliegues y cabalgaduras de Chiapas presentan un metamorfismo muy uniforme de facies esquistos verdes (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000). Además, durante el Mioceno medio (Serravaliano, 12.0 Ma) ocurrió la máxima etapa de deformación que produjo plegamiento y cabalgamiento de las rocas de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal. Sánchez-Montes de Oca (1980) denominó a esta orogenia como Evento Chiapaneco. Hacia fines del Mioceno e inicios del Plioceno, después de la deformación compresiva del Evento Chiapaneco. El evento termo-tectónico de Chiapas fue muy importante para el desarrollo de las estructuras geológicas actuales (Abdullin, 2016). Este evento fue detectado en toda la Sierra de Chiapas usando métodos termocronológicos (Ratschbacher *et al.*, 2009; Witt *et al.*, 2012; Abdullin *et al.*, 2016). El evento chiapaneco fue acompañado de magmatismo a lo largo de la Zona de Cizalla de Tonalá (Witt *et al.*, 2012; Molina-Garza *et al.*, 2015), y fue la causa de una

intensa erosión y por tanto, de un aporte importante de sedimentos siliciclásticos a la Planicie Deltaica de Tabasco (Abdullin, 2016). El gran aporte de clásticos provenientes del Complejo del Macizo de Chiapas durante el Plioceno y el Pleistoceno, causó el depósito de varios kilómetros de espesor de sedimentos, cuya sobrecarga empezó a generar grandes fallas de crecimiento orientadas NE-SW, con sus bloques caídos hacia el norte. Las mayores fallas lístricas normales del Plio-Pleistoceno formaron las cuencas de Macuspana y de Comalcalco-Salina del Istmo. Las secuencias depositadas en la cuenca de Macuspana estuvieron bajo un régimen de extensión desde el Mioceno tardío hasta el Pleistoceno, tiempo en el que sufrieron una inversión tectónica (Ciclo Cascadiano, Sánchez-Montes de Oca, 1980). En los fragmentos líticos en los sedimentos de playa se presenta un *Metamorphic Index* ~161-178, y sugiere que los líticos metamórficos se originaron de rocas relacionadas con los eventos mencionados previamente (anquimetamorfismo debido el Evento Chiapaneco).

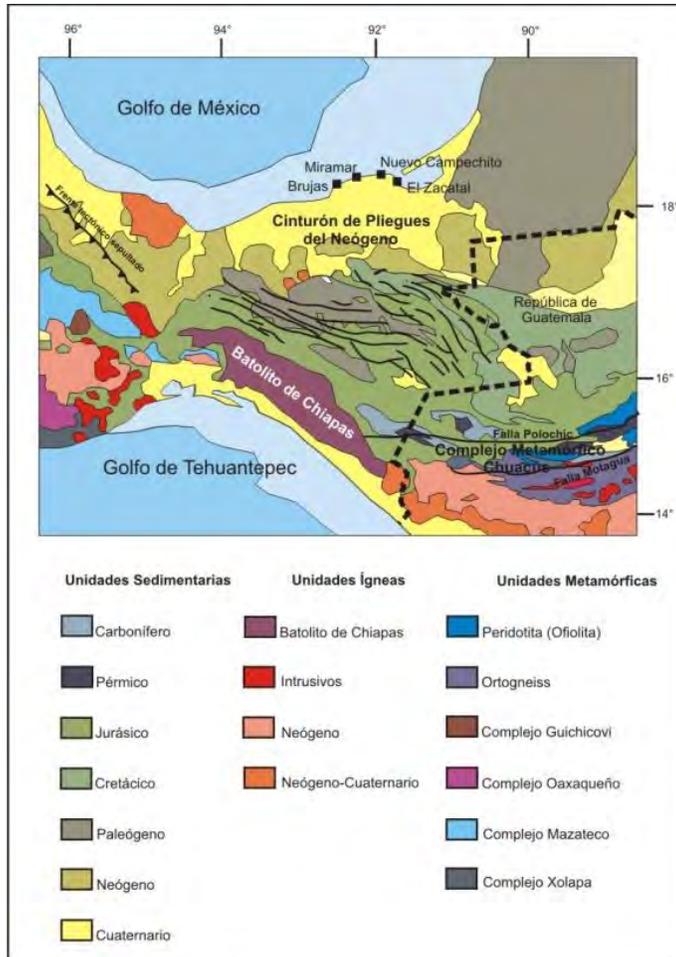
La presencia de un mayor contenido de fragmentos de metapelitas en la playa de Miramar puede estar relacionado a que el río Grijalva en su trayecto final, recorre una extensión importante de la cuenca de Macuspana, donde existen gruesas secuencias de lutitas del Oligoceno (Padilla y Sánchez, 2007). El mayor contenido de metapsamitas y cuarzo en la playa de Nuevo Campechito puede deberse (1), a que el río Usumacinta recorre la planicie deltaica Chiapas-Tabasco erosionando secuencias de siliciclásticos (areniscas y conglomerados del Paleoceno y Eoceno), (2) al reciclamiento de las secuencias fluvio-deltaicas arenosas de la cadena plegada Chiapas-Reforma-Akal; (3) puede ser que exista la mezcla de estas dos fuentes (arenas híbridas; Zuffa, 1980), sin embargo, para determinar de manera precisa esta problemática se requiere del análisis de la composición de los sedimentos que acarrear tanto el río Grijalva como el Usumacinta en sus respectivas cuencas. Sin embargo, cualquiera de las tres procedencias es muy cercana al área de depósito. La presencia de fragmentos volcánicos lathwork en las arenas de Brujas y Miramar puede estar relacionada debido a la cercanía del Complejo Volcánico de Los Tuxtlas, conformado en su mayor parte por vulcanismo de composición basáltica (Verma *et al.*, 1993; Verma, 2006), sin embargo, se encuentran ausentes en las arenas de Nuevo Campechito y Zacatal. Los fragmentos volcánicos Lathwork en las arenas pueden estar presentes debido a: (1) la resistencia natural de los fragmentos volcánicos a la abrasión y (2) la poca distancia de transporte desde la fuente volcánica

## ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

hacia la zona de playa (Marsaglia, 1993). La playa de Miramar es la mas cercána a la provincia ígnea del Complejo Volcánico de Los Tuxtlas.



**Figura 49.** Provincias geológicas del sur del Golfo de México y su respectiva litoestratigrafía. (Modificado de Aguayo-Camargo (2005); Padilla y Sánchez (2007).



**Figura 50.** Mapa geológico simplificado del sur de México (Modificado de Padilla y Sanchez, 2007; Silva-Romo y Mendoza Rosales, 2009; Solari *et al.*, 2011).

En el caso de las arenas de Brujas, enriquecidas en minerales pesados, Kasper Zubillaga *et al.* (2013) sugieren que los valores altos de estos minerales en arenas de playa posiblemente deriven de terrenos sedimentarios expuestos a lo largo de la costa (p. e. lutitas y areniscas). La playa de Brujas se encuentra entre los límites de la cuenca de Comalcalco y la cadena plegada de Chiapas-Reforma-Akal, donde existen grandes espesores de arenisca del Plioceno y Mioceno respectivamente (Figura 49). Por tanto las arenas de la playa Brujas enriquecidas en minerales pesados probablemente sean un remanente de constantes aportes fluviales y/o redistribución/deflación, y reciclamiento de estos sedimentos antiguos y/o, (2) la acumulación de minerales pesados en arenas finas puede ser causada por la deflación y “*windowing*” de minerales ligeros debido a que la acción del viento toma lugar en la playa deja los minerales pesados en la cubierta más superficial de arena, condiciones ya discutidas en el capítulo del análisis sedimentológico. Garzanti *et al.* (2015b) sugieren que los depósitos de placer de magnetita se forman a lo largo de playas que

sufren una erosión intensa o en el barlovento de dunas costeras donde la velocidad del viento es intensa.

Castellanos-Trujillos (1993) reporta la presencia de cromita y monacita (hasta un 3%) en los placeres de la Barra de Chiltepec (donde se ubica playa Brujas). La cromita es un mineral común en rocas ultramáficas, donde la única zona cercana que contiene estas rocas son las peridotitas y serpentinitas que forman parte del Complejo Metamórfico Chuacus (Solari *et al.*, 2011). Abdullin *et al.*, 2016 y Meneses-Rocha (1991, 2001) mencionan que los sedimentos del Paleoceno y Eoceno no se originaron del Complejo del Macizo de Chiapas, según sus modelos paleogeográficos y de procedencia, estas rocas sedimentarias se originaron en áreas fuentes de Guatemala (Chuacús). Asimismo, el río Usumacinta se origina en los altos cuchumatanes, donde se encuentra el Complejo Metamórfico Chuacús. Esto plantea dos interrogantes, (1) este mineral se concentra en la zona costera debido al reciclamiento de las rocas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno, o (2) el mineral se origina por el intemperismo de rocas ultramáficas del Complejo Metamórfico Chuacús, y soporta todo el trayecto del transporte fluvial hasta la costa, ya que la cromita es un mineral de alta resistencia al intemperismo químico y alta durabilidad mecánica. Para validar cualquiera de estas hipótesis, se requiere de un análisis de la composición de los sedimentos fluviales en la cuenca del Usumacinta.

El contenido de monacita en los placeres reportados por Castellanos-Trujillos (1993) es muy escaso, y lo considera como trazas. La monacita se origina en pegmatitas y rocas graníticas, lo cual sugiere que esta procede por intemperismo de estas rocas, que son comunes en el Complejo del Macizo de Chiapas. Según el modelo de procedencia propuesto por Abdullin *et al.* (2016), las rocas del Paleoceno y Eoceno no proceden del Macizo de Chiapas, por lo tanto, la monacita en la actualidad parece proceder directamente del Complejo del Macizo de Chiapas, aunque para validar esta hipótesis se requiere de un análisis de la composición de los sedimentos fluviales del río Grijalva, que nace en las partes altas de este complejo ígneo.

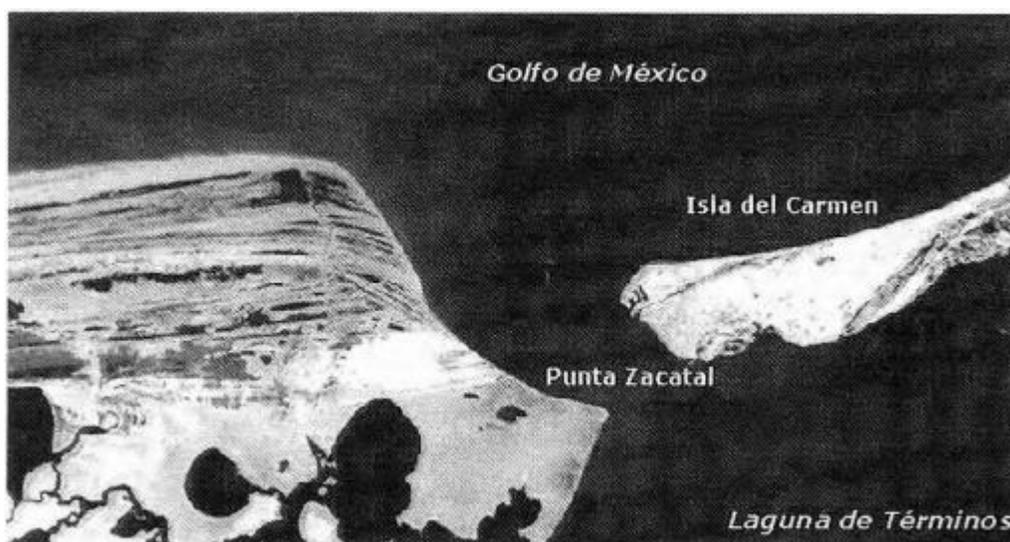
La anortita reportada en el análisis de los sedimentos de las playas de Brujas, parece sugerir la presencia de un basamento tipo macizo anortosítico (posiblemente de edad grevilliana) aflorando en alguna parte del trayecto del río Grijalva. Cisneros de León *et al.* (2017) han reportado complejos anortosíticos (Complejos Mariscal y Soconusco) a lo largo de la zona de cizalla de Tonalá,

cerca del poblado de Motozintla (donde nace el alto Grijalva), y es posible que en otros sitios aflore este tipo de litologías.

En el caso de la magnetita, albita, actinolita y hematita, Carriedo y Tornos (2009) mencionan que esta mineralización aparece como reemplazamientos lenticulares de albita + actinolita + magnetita + hematita desarrollados por metasomatismo en condiciones de metamorfismo de alta temperatura y baja presión, asociada al emplazamiento de rocas máficas en rocas carbonatadas. Lo cual sugiere la posible presencia de un yacimiento tipo IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*), en alguna parte del Complejo del Macizo de Chiapas. Cisneros de León *et al.* (2017) y Weber *et al.* (2015, 2018) han reportado metabasitas en diques y sills deformados afectando paragneises de calcosilicatos en la Unidad Candelaria (de edad grenvilliana) del Complejo Metamórfico el Triunfo, metabasitas grenvillianas del Gneiss Chipilin (Gonzalez-Guzmán *et al.*, 2016) y, diques gabroicos paleozoicos de la Unidad Custepec (Weber *et al.*, 2007) afectando el basamento metasedimentario La Sepultura (rocas calcosilitacatas y mármoles; Weber *et al.*, 2002. Asimismo, esto sugiere que estos minerales proceden del Complejo del Macizo de Chiapas, a través del transporte fluvial del río Grijalva.

Por otro lado, los sedimentos de la playa de Zacatal se encuentran compuestas por granos subredondeados a subangulosos enriquecidos en cuarzo monocristalino predominantemente con extinción ondulante. Estudios de sistemas naturales modernos y experimentos de laboratorio han establecido desde hace mucho tiempo que los procesos mecánicos durante el transporte fluvial en largas distancias, es incapaz de afectar considerablemente la composición de la arena y la redondez de la partícula sedimentaria cuando esta llega a la costa (Russell y Taylor, 1937; Kuenen, 1959; Nesbitt y Young, 1996). La disminución en la concentración de feldespatos y fragmentos de roca en relación con el cuarzo ha sido reportada en entornos costeros, y es atribuida a ruptura mecánica (Savage *et al.*, 1988; McBride *et al.*, 1996). Sin embargo, la arena costera raramente es transportada por cientos de kilómetros sin mezclarse con detritos procedentes de fuentes adicionales. Debido a esto, el progresivo decremento observado en la abundancia de minerales detríticos derivados de una fuente específica puede ser causado por dilución desde zonas generalmente enriquecidas en cuarzo más que por ruptura mecánica (Blatt, 1978; Ingersoll *et al.*, 1993; Mehring y McBride, 2007). La redondez de los granos se produce en ambientes afectados

por mareas debido al continuo movimiento de vaivén de los sedimentos con el retroceso de las mareas (Balazs y de Vries Klein, 1972). Los efectos de la abrasión mecánica en la forma de los granos de diferentes litologías y tamaños durante la acción del oleaje han sido estudiados en laboratorios (Kuenen, 1964b). La abrasión eólica ha sido mostrada como particularmente efectiva (Kuenen, 1959) en la generación de arenas ricas en cuarzo a través de la pulverización del feldespato por impactos eólicos, esto ha sido soportado teóricamente por Dutta *et al.* (1993). Sin embargo, estudios en ambientes naturales han producido resultados ambiguos (Eisma, 1965; Johnson, 1993), porque las fuentes de los sedimentos pueden ser múltiples e indeterminadas. Garzanti *et al.* (2015a) menciona el caso de las dunas costeras donde la arena consiste generalmente en cuarzo, el grado de clasificación y la redondez de los granos puede ser resultado de la abrasión eólica pero también del reciclado de granos de cuarzo de areniscas antiguas (Dott, 2003; Garzanti *et al.*, 2003; Muhs, 2004; Mehring y Mc Bride, 2007).



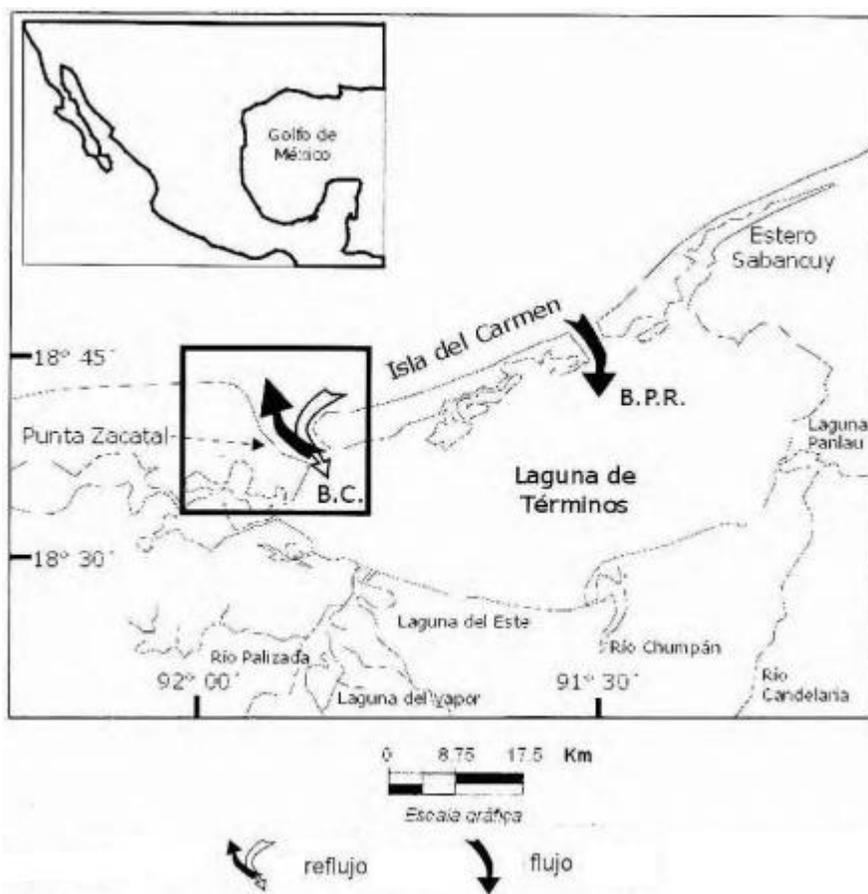
**Figura 51.** Fotografía de la punta Zacatal y la boca de la Laguna de Términos. Se observa la presencia de cordones litorales (dunas antiguas) progradando en dirección a la costa. Tomado de Palacio-Aponte (2001).

El transporte litoral de sedimentos es el proceso mediante el cual el material es removido mediante el tren de oleaje que produce corrientes litorales (Marín-Guzmán y Carranza-Edwards, 2011). El viento es el responsable de producir corrientes dominantes a lo largo de la costa, las cuales presentan una dirección igual a la de la componente del vector viento a lo largo de la costa. Tomando en cuenta que los vientos cambian de dirección, estas corrientes pueden presentar

variaciones a lo largo del año (Zavala-Hidalgo *et al.*, 2003). Se ha observado que a lo largo de márgenes continentales pasivos (en el caso del Golfo de México), las rocas sedimentarias son abundantes y proveen de cuarzo; además de que el clima preponderante permite el rápido intemperismo de minerales inestables como el feldespato potásico. Las arenas que se van enriqueciendo en cuarzo es debido a la alta durabilidad de este mineral (Armstrong-Altrin *et al.*, 2004). Otros orígenes propuestos para las arenas ricas en cuarzo son: 1) la abrasión eólica, que es responsable no solo de la pérdida de feldespatos y fragmentos líticos, sino también del excelente redondeo de los granos de cuarzo (Kuenen, 1959; Dott, 2003); 2) la abrasión prolongada del oleaje en la playa (Krynine, 1940; Folk, 1960, 1980); 3) la prolongada abrasión en un sistema de corrientes provocadas por mareas (Swett *et al.*, 1971); 4) un intenso intemperismo químico provocado en ambientes húmedos/tropicales (Folk, 1980; Suttner *et al.*, 1981; Chandler, 1988; Ferree *et al.*, 1988; Johnsson *et al.*, 1988; Johnsson, 1991); 5) un reciclamiento de areniscas antiguas (Krynine, 1940; Pettijohn, 1963; Suttner *et al.*, 1981; Ferre *et al.*, 1988); 6) un prolongado reciclamiento de depósitos litorales durante múltiples eventos progradantes (Ferree *et al.*, 1988; Garzanti *et al.*, 2015) y 7) una pérdida sindiagenética de feldespatos y fragmentos líticos en areniscas ricas en cuarzo (cuarzoarenitas diagenéticas de McBride, 1985; Lewis, 1984; McBride, 1987; Chandler, 1988). La base de datos de Potter (1994) acerca de la composición de 350 muestras de ríos modernos y 250 muestras de arenas de playas de Sudamérica muestra que el 28% por ciento de las muestras de río y el 30% de las muestras de playa son arenas ricas en cuarzo. Para las muestras de arenas ricas en cuarzo, 85% de las de río y 92% de las de playa ocurren al norte del Trópico de Capricornio (en la zona tropical). Potter (1993) sugiere que las arenas modernas ricas en cuarzo son producto de un largo intemperismo producido ya sea causado por el clima tropical o de un intemperismo químico intenso seguido de un enriquecimiento en cuarzo por la abrasión de las olas (Franzinelli y Potter, 1983, Potter, 1985; Johnsson, 1988, Ferre *et al.*, 1988, Johnsson *et al.*, 1991).

Punta El Zacatal (donde se ubica playa Zacatal), ha progradado durante el Cuaternario, por los procesos sedimentarios fluvio-deltáicos de los ríos Grijalva y Usumacinta; de acuerdo con Putsy (1965), cubre un área de 13,300 millas cuadradas (aproximadamente 34,500 km<sup>2</sup>). En la porción occidental del estado de Campeche, las características geomorfológicas de la llanura costera del Golfo de México, se relaciona con el desarrollo de las planicies deltaicas de los ríos Grijalva y Usumacinta y han estado influenciadas por las variaciones glacioeustáticas pleistocénicas del nivel

del mar. La Laguna de Términos, se ha formado debido al aporte de sedimentos terrígenos, los movimientos laterales del río Usumacinta, y a la formación de una barrera litoral constituida por varias series de cordones litorales que progradan por el aporte de sedimentos terrígenos aportados al Golfo de México por el río Usumacinta, distribuidos por el oleaje y por las corrientes litorales (Figura 51). El extremo oriental de estos antiguos cordones de playa de punta Zacatal ha sido estudiado por Phleger y Ayala-Castañares (1971), en relación a los procesos sedimentarios y a la historia de la Laguna de Términos, Campeche y, por Yáñez (1971) en cuanto a los procesos costeros y de la plataforma continental al sur de la Bahía de Campeche. Gutiérrez-Estrada *et al.* (1981) reporta una abundancia en los sedimentos de fragmentos de conchas de almeja y ostión, además, mencionan que la fracción siliciclástica de las arenas de Zacatal proceden de los remanentes de los antiguos cordones de playa, erosionados por el oleaje lagunar, y de una importante dinámica de flujo y reflujo entre la boca de la laguna de términos con el Golfo de México (Palacio-Aponte, 2001). Estas características del área de Punta Zacatal sugieren que la cantidad de cuarzo monocristalino y de sedimentos biogénicos en los sedimentos de playa Zacatal se deben a estas condiciones oceanográficas y geomorfológicas.



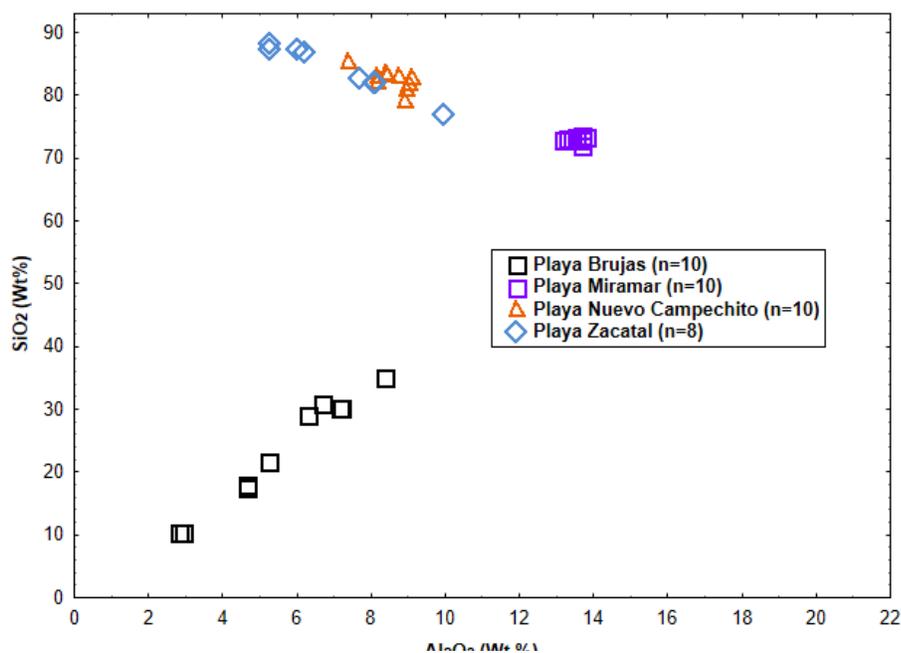
**Figura 52.** Dinámica de intercambio entre la Laguna de Términos y el Golfo de México en el área de Punta Zacatal (Modificado de Palacio-Aponte, 2001).

### 8.1.2 Complemento de la procedencia aportado por los datos geoquímicos.

La composición geoquímica de los sedimentos también puede ser utilizada como indicador de procedencia, y también se utiliza para identificar las condiciones de intemperismo y, en algunos casos para discriminar entre ambientes tectónicos (Cullers, 1994a, 1994b; Cox y Lowe, 1996; Cullers, 2000; Armstrong-Altrin *et al.*, 2004; Carranza-Edwards *et al.*, 1998; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2008; Verma y Armstrong, 2013). Sin embargo, la composición de los sedimentos se encuentra influenciada por los procesos sedimentarios dentro de la cuenca de depósito, así como del tipo de transporte que dispersa el sedimento dentro de la misma cuenca (Etemad-Saeed *et al.*, 2011; Armstrong-Altrin y Verma, 2005; Gosen *et al.*, 2009).

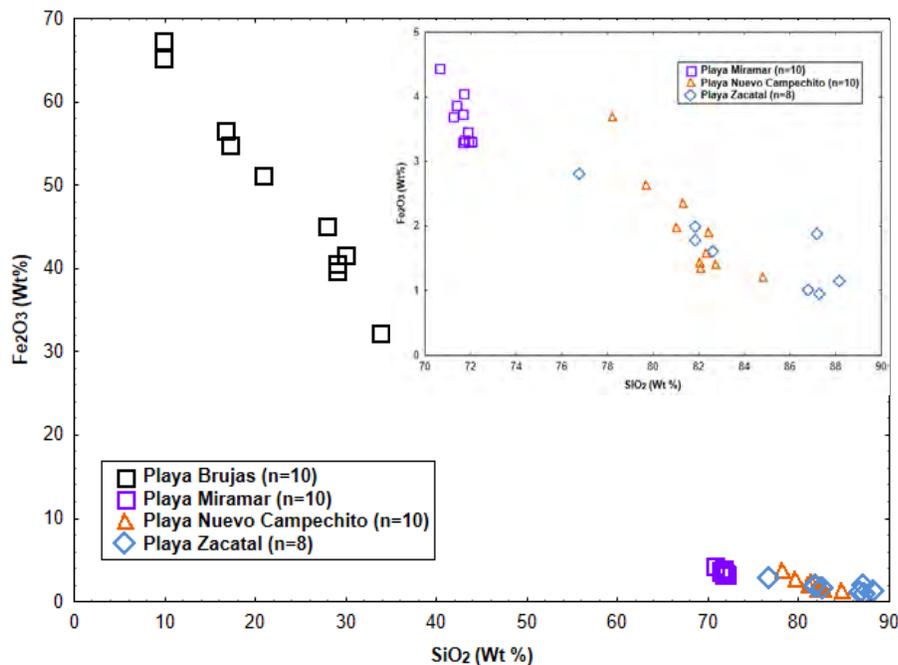
Garzanti (2015), menciona que la geoquímica de todo el sedimento (*bulk*) representa un enfoque complementario muy conveniente, debido al amplio espectro de elementos químicos y su diferente comportamiento provee de información invaluable sobre los estudios acerca de la generación del sedimento. La abundancia de especies ultradensas (ej. zircón) puede ser calculada aproximadamente con la concentración de los elementos almacenados en este mineral (Zr, Hf), que hacen de la geoquímica una herramienta muy eficiente para evaluar entre las diferentes fuentes del sedimento (Dickinson, 2008), sin embargo, los efectos del sorteo por los procesos hidráulicos conducen a concentraciones anómalas de este mineral en muestras de diferentes tamaños de partícula (Garzanti *et al.*, 2010a, 2011). Muchos de los elementos químicos, sin embargo, se encuentran almacenados en otras proporciones significativas de diversos minerales detríticos, que difuminan la señal geoquímica de fuentes muy específicas mientras estos minerales van siendo progresivamente homogeneizados durante el transporte río abajo por las diferentes redes fluviales hacia el mar (Ingersoll, 1990; Garzanti *et al.*, 2014). Además, la señal original de las rocas fuente pueden ser borradas en diferentes órdenes de magnitud debido a los efectos de los procesos hidrodinámicos, sin embargo, la geoquímica del *bulk* del sedimento generalmente ha sido hasta ahora una herramienta muy contundente en la diagnosis de la procedencia sedimentaria. Una excepción la representan los elementos almacenados en minerales originados en rocas máficas y ultramáficas (ej. Cr y Ni; von Eynatten *et al.*, 2012), los cuales contienen una firma geoquímica fuerte de su respectiva roca fuente y pueden sobrevivir a la homogeneización y a las condiciones del ambiente sedimentario (Amorosi, 2012; Garzanti *et al.*, 2012).

La variación en la relación  $Al_2O_3/TiO_2$  es más amplia en los sedimentos de Nuevo Campechito ( $\sim 7.77 - 21.43$ ;  $21.43 \pm 7.77$ ;  $n=10$ ), que en los de Miramar ( $\sim 5.19 - 5.89$ ;  $5.55 \pm 0.19$ ,  $n=10$ ) y El Zacatal ( $\sim 3.98 - 4.40$ ;  $4.16 \pm 0.15$ ,  $n=8$ ), pero muy baja para los sedimentos de Brujas ( $\sim 0.29 - 1.33$ ;  $0.77 \pm 0.35$ ,  $n=10$ ). Estas diferencias observadas en la relación  $Al_2O_3/TiO_2$  entre las entre los sedimentos de playa se debe a las diferencias en el tamaño de grano, donde los sedimentos más finos tienden a concentrar la mayor parte de aluminosilicatos y minerales pesados, como es el caso de la playa Brujas (Bakkiaraj *et al.*, 2010). Las relaciones entre  $SiO_2/Al_2O_3$  y  $K_2O/Al_2O_3$  dependen de la madurez de los sedimentos (Le Maitre, 1976). La relación  $SiO_2/Al_2O_3$  tiende a incrementarse cuando mejora la clasificación de los sedimentos; los valores promedio de  $SiO_2/Al_2O_3$  son de  $\sim 3$  en rocas máficas (basaltos); para las rocas ígneas intermedias van de 3 a 5 y en rocas ácidas el valor se aproxima a  $\sim 5$ , tales como riolitas y granitos, mientras que valores mayores a 5 se presentan en rocas sedimentarias. Por otra parte, la relación  $K_2O/Al_2O_3$  tiene un decremento cuando disminuye el tamaño de grano (Armstrong-Altrin *et al.*, 2012), como resultado del efecto de dilución del cuarzo, y a su vez, las relaciones promedio  $K_2O/Al_2O_3$  de un sedimento tienden a incrementarse cuando cambia la composición de la roca fuente en el orden de máfica<intermedia<félsica.



**Figura 53.** Diagrama binario  $SiO_2$  vs  $Al_2O_3$  para los sedimentos de playa del sur del Golfo de México.

La relación  $SiO_2/Al_2O_3$  de las arenas de Nuevo Campechito es alta ( $10 \pm 1$ ) que en Miramar ( $5 \pm 1$ ), mientras que el valor más alto se encuentra en la playa de Zacatal ( $13 \pm 3$ ). El incremento en las relaciones  $SiO_2/Al_2O_3$  de Zacatal con respecto de Nuevo Campechito y Miramar indica que la madurez sedimentaria aumenta conforme los sedimentos se alejan de la desembocadura del sistema fluvial Grijalva-Usumacinta a través del transporte litoral. Lo cual es concordante con el análisis petrográfico, en el caso de los sedimentos de Nuevo Campechito la alta relación  $SiO_2/Al_2O_3$  se debe a la abundancia de fragmentos de metapsamitas, para Miramar es mas baja por la presencia de líticos de metapelitas (que aportan el aluminio), y para los sedimentos de Zacatal es muy alta, ya que el cuarzo monocristalino presente en los sedimentos se debe reciclamiento de los cordones litorales presentes en la punta Zacatal; y en el caso de los sedimentos de Brujas esta es baja ( $4 \pm 0.35$ ), debido a la abundancia de minerales pesados. La relación  $K_2O/Al_2O_3$  es más alta en las arenas de Zacatal ( $0.302 \pm .009$ ) que en las arenas de Nuevo Campechito ( $0.283 \pm .019$ ) y las de Miramar ( $0.247 \pm .0006$ ) esto puede deberse a la dinámica más energética del transporte eólico dominante que afectan a los sedimentos de Zacatal y Brujas, mientras que para los de Miramar y Nuevo Campechito hay influencia de mareas y corrientes litorales.



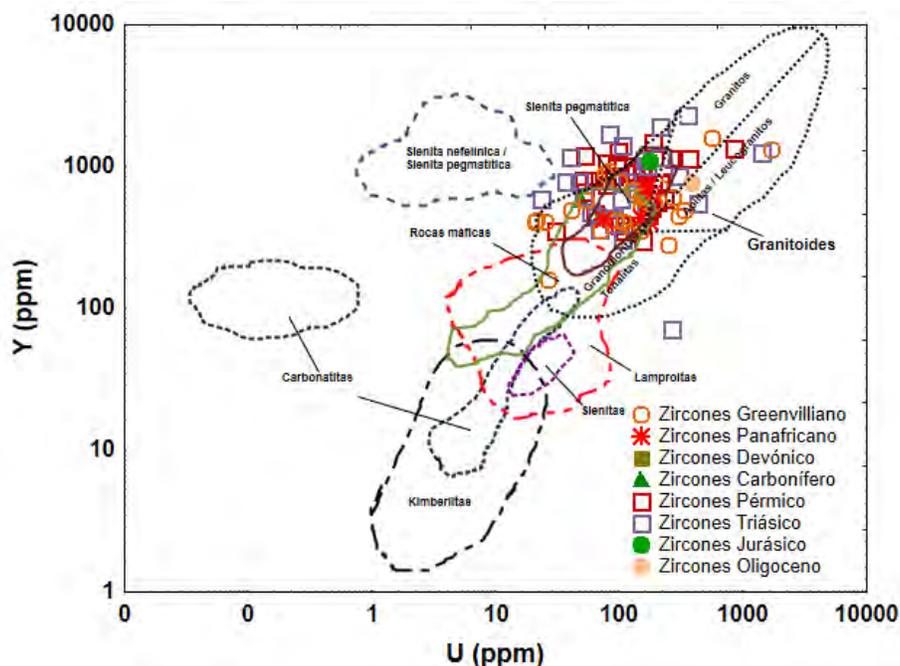
**Figura 54.** Diagrama binario  $SiO_2$  vs  $Fe_2O_3$  para los sedimentos de playa del sur del Golfo de México.

Las mediciones de correlación entre  $TiO_2$  vs  $Al_2O_3$  en los sedimentos de Nuevo Campechito ( $r=-0.11$ ,  $n=10$ ) es nula, mientras que los de Miramar es baja y de valor positivo ( $r=0.23$ ,  $n=10$ ), pero muy buena en los sedimentos de El Zacatal ( $r=0.98$ ,  $n=8$ ) y Brujas ( $r=-0.98$ ,  $n=10$ ), la buena correlación negativa en los sedimentos de Brujas se debe a la presencia de la augita. El valor del coeficiente de correlación para  $TiO_2$  vs  $Fe_2O_3$  es muy alto en los sedimentos de Brujas ( $r=0.91$ ,  $n=10$ ) y Nuevo Campechito ( $r=0.89$ ,  $n=10$ ), mientras que es más bajo en las arenas de Miramar y de valor negativo ( $r=-0.59$ ,  $n=10$ ) y relativamente alto para las arenas de El Zacatal ( $r=0.60$ ,  $n=8$ ), estos valores se debe a la presencia de minerales pesados reportados en el análisis petrográfico (hornblenda, actinolita, augita, magnetita). Los buenos valores de correlación entre  $SiO_2$  vs  $Fe_2O_3$  (Figura 36) para los sedimentos de Brujas ( $r=-0.99$ ,  $n=10$ ), Nuevo Campechito ( $r=-0.92$ ,  $n=10$ ), Miramar ( $r=-0.89$ ,  $n=10$ ), y El Zacatal ( $r=-0.76$ ,  $n=8$ ), esta correlación esta relacionada con la presencia de silicatos (augita y actinolita) como minerales accesorio, aunque se encuentran en grandes proporciones en los sedimentos de Brujas. El valor del coeficiente de correlación para  $TiO_2$  vs  $SiO_2$  es alto en los sedimentos de Brujas ( $r=-0.94$ ,  $n=10$ ) y de Nuevo Campechito ( $r=-0.75$ ,  $n=10$ ), y El Zacatal ( $r=-0.68$ ,  $n=8$ ) y relativamente bajo para las arenas de Miramar ( $r=0.36$ ,  $n=10$ ), lo cual sugiere que esta relacionado con que la augita sea de carácter titanífera. El calcio se encuentra empobrecido en las arenas de Nuevo Campechito ( $0.91 \pm 0.19$ ,  $n=10$ ) y en las arenas de Miramar ( $1.86 \pm 0.13$ ,  $n=10$ ), la baja concentración de  $CaO$  y el alto contenido de  $SiO_2$  se relaciona a la gran depositación de terrígenos y una ausencia de plagioclasa cálcica (rocas máficas y ultramáficas) en la región donde se encuentra la roca fuente (Bhatia, 1983), aunque en el caso de los sedimentos de Brujas, el contenido es relativamente alto ( $5.05 \pm 1.74$ ,  $n=10$ ) debido a la presencia de anortita. Las arenas de El Zacatal también presentan un alto contenido de  $CaO$  ( $18.54 \pm 3.79$ ,  $n=8$ ) debido a la presencia de conchas de moluscos (biogénicos). Las concentraciones del resto de los elementos mayores de las arenas de playa y lodos de plataforma no son significativas; en cuanto a los contenidos de  $MnO$  y  $P_2O_5$  estudios geoquímicos sugieren que la concentración de manganeso y fósforo está restringida por la concentración de carbonato (Barber, 1976), el cual se encuentra ausente en los sedimentos de playa, con excepción de la plata Zacatal.

### 8.1.3 Geoquímica de zircones detríticos

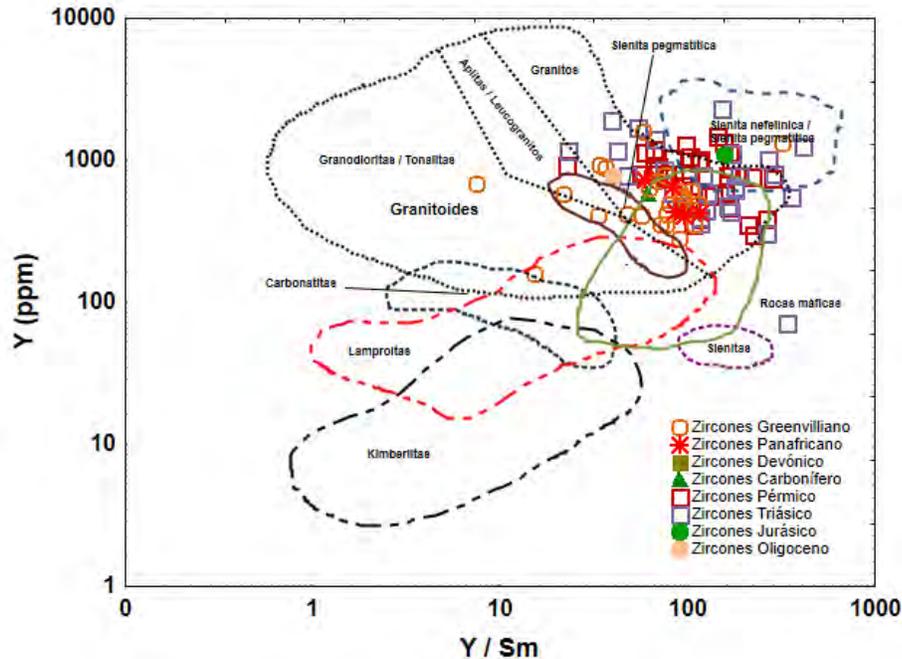
El zircon es un mineral muy importante ya que se encuentra en muchos tipos de roca, desde rocas de la corteza a xenolitos del manto, rocas lunares, meteoritos y tectitas (Speer, 1980). Su resistencia al ataque químico y el hecho de ser refractario, le permite sobrevivir al intemperismo y a los procesos de transporte, así como al metamorfismo de alta temperatura e incluso la anatexis (Belousova *et al.*, 2002). Por lo tanto, puede ser encontrado en rocas ígneas, metamórficas, sedimentarias y, además, es particularmente común en rocas plutónicas. El zircon generalmente se presenta como cristales pequeños, aunque se pueden formar cristales grandes bien desarrollados en granitos, pegmatitas y particularmente en sienitas (Deer *et al.*, 1966) y carbonatitas, los grandes cristales de zircon son comunes en kimberlitas y basaltos alcalinos. La importancia de este mineral accesorio se encuentra en la tendencia a incorporar elementos traza (incluyendo radioisótopos). La estabilidad química y la durabilidad física hace que este mineral sea particularmente resistente al re-equilibrio por difusión en altas temperaturas (Cherniak *et al.*, 1997, Watson y Cherniak, 1997). A pesar de que la abundancia del zircon es relativamente baja, este puede afectar fuertemente el comportamiento de muchos elementos traza durante la cristalización del magma, por ende, el entender estas variaciones composicionales es importante, ya que permite realizar modelos petrológicos (Nagasawa, 1970; Watson, 1979; Hoskin *et al.*, 2000). Por estas razones, el uso del zircon ha sido extensamente utilizado en estudios de procedencia, usando la composición de los elementos traza y las edades U-Pb. La abundancia o escases de elementos traza (como el Y, Th, U, Nb y Ta), puede ser utilizado para distinguir zircones de diferentes fuentes (Chyi, 1986; Heaman *et al.*, 1990). Belousova *et al.* (2002) proponen el uso de diagramas de discriminación para distinguir zircones de diferentes fuentes magmáticas utilizando estos elementos traza. A su vez, estos diagramas pueden ser aplicados para estudios de procedencia en zircones detríticos en sedimentos y rocas sedimentarias. Según los datos ploteados en el diagrama de Belousova (2002; Figuras 55 y 56), los zircones de edades entre 216 y 286 Ma fueron originados en granitoides (granitos, tonalitas, leucogranitos). Esto sugiere que los zircones de estas edades proceden de los granitoides Permo-Triásicos del Complejo del Macizo de Chiapas (Weber *et al.*, 2008; Godinez-Urban *et al.*, 2011). Witt *et al.* (2012) y Abdullin (2016) reportan edades similares en zircones entre 230 y 270 Ma en las rocas metasedimentarias en la Sierra de Chiapas. El Complejo del Macizo de Chiapas puede ser un área potencial que contribuye con un

aporte importante de sedimentos hacia la zona costera. Además, las edades de los zircones son similares a las de las facies terrígenas del Paleoceno-Eoceno que afloran en la porción norte de la Sierra de Chiapas (Witt *et al.*, 2012).



**Figura 55.** Diagrama binario U vs Y para los zircones detríticos (Belousova, 2002).

Los zircones del Meso-Neoproterozoico (551-996 Ma), también fueron originados en granitoides (Figuras 55 y 56), posiblemente derivados de los afloramientos de granulitas Grenvillianas, del Complejo Guichicovi y del Complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Weber *et al.*, 2008), algunas muestras son ploteadas dentro del campo de rocas máficas, lo cual sugiere una pequeña contribución de los complejos anortosíticos grenvillianos que afloran en el Complejo del Macizo de Chiapas (Cisneros de León *et al.*, 2017). Se han reportado edades similares (551-1392 Ma) en el terreno Cuicateco, la Unidad la Sepultura, y la formación Todos Santos (Ortega Gutiérrez *et al.*, 2007; Schaff *et al.*, 2002; Weber *et al.*, 2008). Asimismo, se han reportado zircones de edad Grenvilliana (950-1250 Ma) en protolitos del Complejo Metamórfico Chuacus (Guatemala), zircones de esta zona pudieron haber llegado a la zona costera a través del transporte por el río Usumacinta.



**Figura 56.** Diagrama binario U vs Y para los zircones detríticos (Belousova, 2002).

## 8.2 Procedencia de los sedimentos de plataforma.

La concentración de elementos traza tales como el Y, Sc, Cr, Th, Zr, Hf, Nb, es usualmente utilizada para determinar la procedencia, así como el ambiente tectónico de sedimentos finos, debido a su baja movilidad durante los procesos sedimentarios. Estos elementos se concentran preferentemente en minerales resistentes, y no son liberados a causa del intemperismo ni por los procesos de transporte, por lo que reflejan claramente el material parental del cual se originaron (McLennan *et al.*, 1993). Debido a estas razones, los elementos traza resultan más útiles en estudios de procedencia que los elementos mayores (Cullers, 1994a, 1994b; Bakkiaraj *et al.*, 2010; Armstrong-Altrin *et al.*, 2012, 2013).

Diversas investigaciones han sido realizadas utilizando la geoquímica de sedimentos con la finalidad de poder determinar la procedencia y discriminar entre contextos tectónicos de cuencas sedimentarias en diferentes partes del mundo (Armstrong-Altrin., 2004; Nagarajan *et al.*, 2007a, 2007b; McLennan *et al.*, 1993; Ryan y Williams, 2007; Kasper-Zubillaga *et al.*, 1999, 2008, 2009,

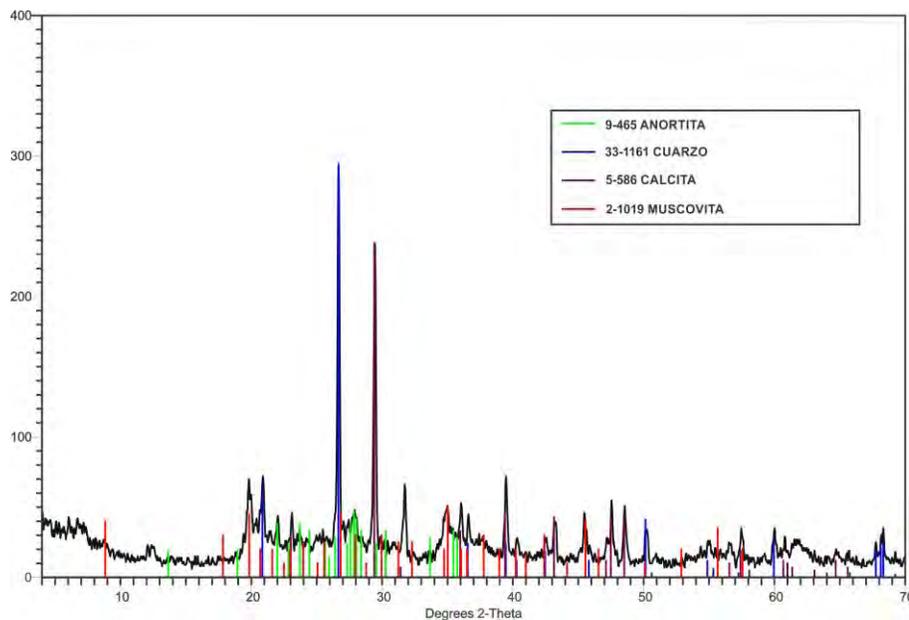
Carranza-Edwards *et al.*, 2001, 2009, Verma y Armstrong, 2013). Se ha observado que la distribución de elementos inmóviles tales como es La y Th (enriquecidos en rocas félsicas) así como el Sc, Cr, Co (enriquecidos en rocas básicas) han sido utilizados para discriminar entre sedimentos de origen de rocas con carácter félsico o máfico de diferentes ambientes tectónicos (Borges y Huh, 2007; Borges *et al.*, 2008). Cullers *et al.* (1988) han demostrado que el Ba y Co son abundantes en sedimentos terrígenos, los cuales son utilizados como proxy diagnóstico para diferenciar entre una fuente félsica de una máfica, respectivamente. La proporción La/Lu y también otras proporciones de elementos traza, pueden utilizarse para determinar la procedencia de sedimentos finos debido a que la mayoría de las rocas básicas contienen una baja proporción de la relación La/Lu, mientras que rocas más félsicas tienen proporción más alta de La/Lu.

### 8.2.1 Geoquímica de elementos mayores.

La variación en la relación  $Al_2O_3/TiO_2$  es similar en los sedimentos de plataforma, siendo un poco más baja en la sección de sedimentos superficiales (cm 0-1;  $\sim 21.10 - 24.02$ ;  $22.87 \pm 0.99$ ,  $n=10$ ), que en la sección intermedia (cm 30-31;  $\sim 20.08 - 24.01$ ;  $23.08 \pm 1.21$ ,  $n=10$ ), pero más alta que en la sección de sedimentos profundos ( $>300$  cm;  $\sim 19.57 - 22.97$ ;  $21.67 \pm 1.03$ ,  $n=10$ ). Las relaciones entre  $SiO_2/Al_2O_3$  y  $K_2O/Al_2O_3$  dependen de la madurez de los sedimentos (Le Maitre, 1976). La relación  $SiO_2/Al_2O_3$  tiende a incrementarse cuando mejora la clasificación de los sedimentos; los valores promedio de  $SiO_2/Al_2O_3$  son de  $\sim 3$  en rocas máficas (basaltos); para las rocas ígneas intermedias van de 3 a 5 y en rocas ácidas el valor se aproxima a  $\sim 5$ , tales como riolitas y granitos, mientras que valores mayores a 5 se presentan en rocas sedimentarias. Por otra parte, la relación  $K_2O/Al_2O_3$  tiene un decremento cuando disminuye el tamaño de grano (Armstrong-Altrin *et al.*, 2012), como resultado del efecto de dilución del cuarzo, y a su vez, las relaciones promedio  $K_2O/Al_2O_3$  de un sedimento tienden a incrementarse cuando cambia la composición de la roca fuente en el orden de máfica < intermedia < félsica.

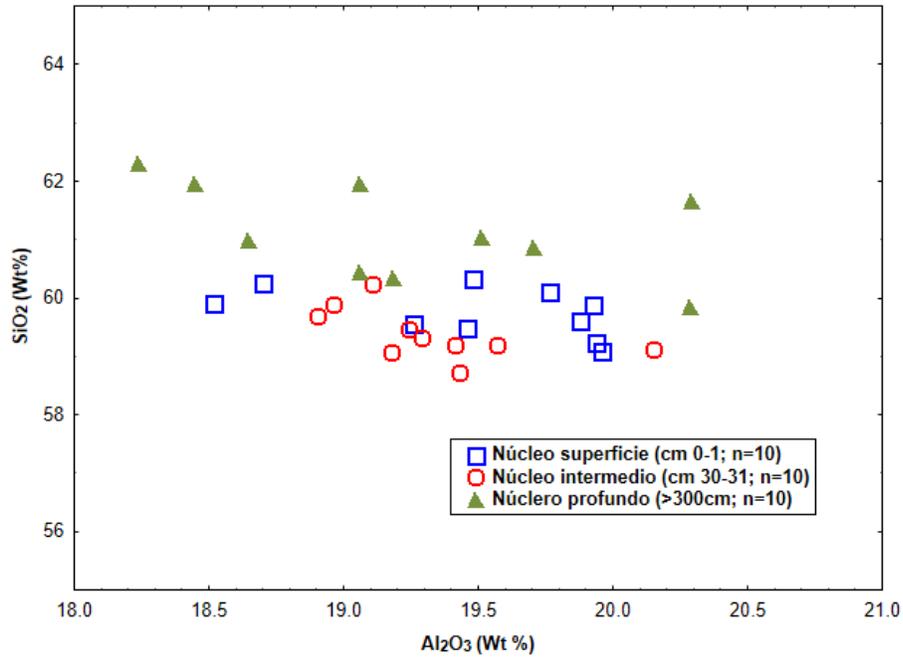
La variación en la relación  $SiO_2/Al_2O_3$  es similar en los sedimentos de plataforma, siendo baja en la sección de sedimentos superficiales (cm 0-1;  $3.07 \pm 0.1$ ) e intermedios (cm 30-31;  $3.07 \pm 0.7$ ), pero más alta que en la sección de sedimentos profundos ( $>300$  cm;  $3.18 \pm 0.14$ ), lo cual sugiere un origen de rocas ígneas máficas. Sin embargo la buena correlación entre  $SiO_2$  y  $Al_2O_3$  para estos

sedimentos estadísticamente significativa ( $r=0.99$ ), indicando que el  $SiO_2$  se encuentra presente en los granos detríticos de cuarzo y el aluminio en la muscovita (Figura 57).

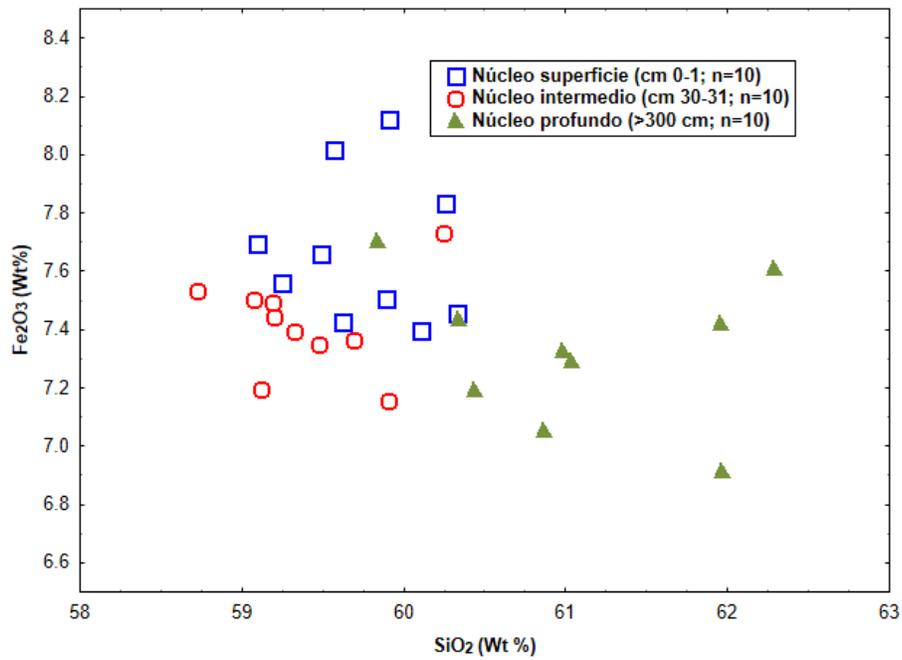


**Figura 57.** Diffractograma del sedimento a nivel superficie de la muestra N11 0-1.

La variación en la relación  $K_2O/Al_2O_3$  es baja tanto los sedimentos superficiales (cm 0-1;  $0.119 \pm 0.016$ ) y profundos (>300 cm;  $0.113 \pm 0.018$ ), pero más alta que los sedimentos intermedios (cm 30-31;  $0.163 \pm 0.018$ ), esto puede deberse al nulo contenido de arena en el sedimento de esta sección. Las mediciones de correlación entre  $TiO_2$  vs  $Al_2O_3$  en sedimentos superficiales (cm 0-1;  $r = -0.29$ ,  $n=10$ ) es muy baja y negativa, mientras que en sedimentos de la sección intermedia es nula (cm 30-31;  $r = 0.19$ ,  $n=10$ ), pero alta en la sección de sedimentos profundos ( $r=0.98$ ,  $n=8$ ). El valor del coeficiente de correlación para  $TiO_2$  vs  $Fe_2O_3$  es muy bajo para en la sección de sedimentos superficiales (cm 0-1;  $r = -0.29$ ,  $n=10$ ), mientras que es más alta en la sección intermedia (cm 30-31;  $r = -0.67$ ,  $n=10$ ) y relativamente alta para la sección profunda (>300cm;  $r = 0.51$ ,  $n=8$ ). Los valores de correlación altos entre Ti y Fe, sugieren que existe una cantidad importante de minerales pesados en el sedimento, esto también ha sido reportado en estudios de sedimentos del talud del sur del Golfo de México por Ramos-Vázquez *et al.* (2017) y Marca-Castillo (2018).

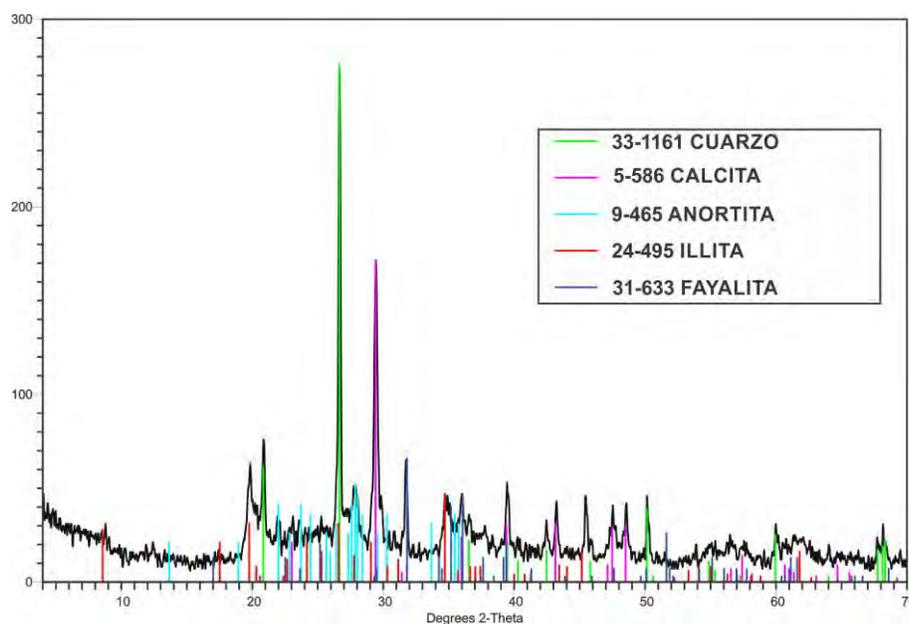


**Figura 58.** Diagrama binario  $SiO_2$  vs  $Al_2O_3$  para los sedimentos de plataforma del sur Golfo de México.



**Figura 59.** Diagrama binario  $SiO_2$  vs  $Fe_2O_3$  para los sedimentos de plataforma del sur del Golfo de México.

La concentración de  $CaO$  es similar tanto en la sección de sedimentos superficiales (cm 0-1;  $9.14 \pm 0.49$ ,  $n=10$ ), como en la sección intermedia (cm 30-31;  $9.77 \pm 0.53$ ,  $n=10$ ), aunque un poco más alta en la sección de sedimentos profundos (>300cm;  $11.35 \pm 1.38$ ,  $n=10$ ), debida a la presencia de calcita. En cuanto a los contenidos de  $MnO$  y  $P_2O_5$  estudios geoquímicos sugieren que la concentración de manganeso y fósforo está restringida por la concentración de carbonato (Barber, 1976), estos se encuentran en concentración importante en los lodos de plataforma por la presencia de calcita; la presencia de magnesio en todas las muestras se debe a la existencia de minerales de origen máfico en las arenas (Fayalita; Figura 60).



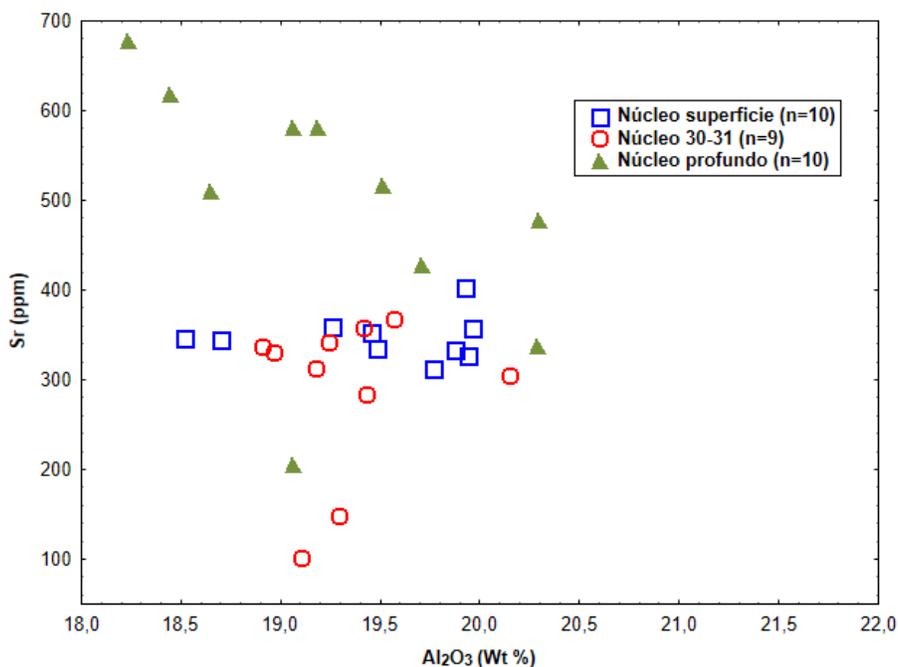
**Figura 60.** Diffractograma del sedimento a nivel profundo de la muestra N11 210-211.

## 8.2.2 Geoquímica de elementos traza

### 8.2.2.1 Elementos litófilos de radio iónico grande (LILE): Rb, Ba, Sr, Th y U.

La buena correlación entre  $Al_2O_3$  vs.  $Sr$  ( $r=-0.68$ ,  $n=29$ ; Figura 38) indica que mientras aumenta la cantidad Al disminuye la concentración de Sr, y también existe una buena correlación entre  $CaO$  vs.  $Sr$  ( $r=0.61$ ,  $n=29$ ; Figura 38) que indica que mientras más aumenta el contenido de Ca así lo hace también el de Sr, estas dos correlaciones indican que en los sedimentos superficiales e intermedios existe mayor concentración de terrígenos mientras que en los profundos existe una

mayor presencia de carbonatos, probablemente de origen autigénico (Cullers, 2000). Los bajos contenidos Ba y Rb, sugieren que la naturaleza de la roca fuente de los sedimentos terrígenos es máfica. Los valores de Th son más altos en la sección de sedimentos superficial ( $9.77 \pm 57$ ) y profunda ( $9.14 \pm 2$ ), que en la sección intermedia ( $4.59 \pm 1.06$ ), el mismo comportamiento se observa para el U, la concentración de U y Th se encuentra determinada por el zircón (Belousova *et al.*, 2002).



**Figura 61.** Diagrama binario  $Al_2O_3$  vs.  $Sr$  para los lodos de plataforma.

#### 8.2.2.2. Elementos de alto potencial de ionización (HFSE): Y, Zr, Nb, Hf.

Los elementos de alto potencial de ionización se encuentran sumamente empobrecidos con excepción del Nb. Se presenta el mismo comportamiento que el resto de los elementos traza, donde los sedimentos de la sección superficial y profunda presentan mayores concentraciones que los de la sección intermedia. Existe una buena correlación positiva observada entre el Hf y Zr ( $r=0.94$ ,  $n=29$ ; Figura 63), para las muestras estudiadas, lo cual indica que ambos elementos tienen un origen común en el mineral zircón.

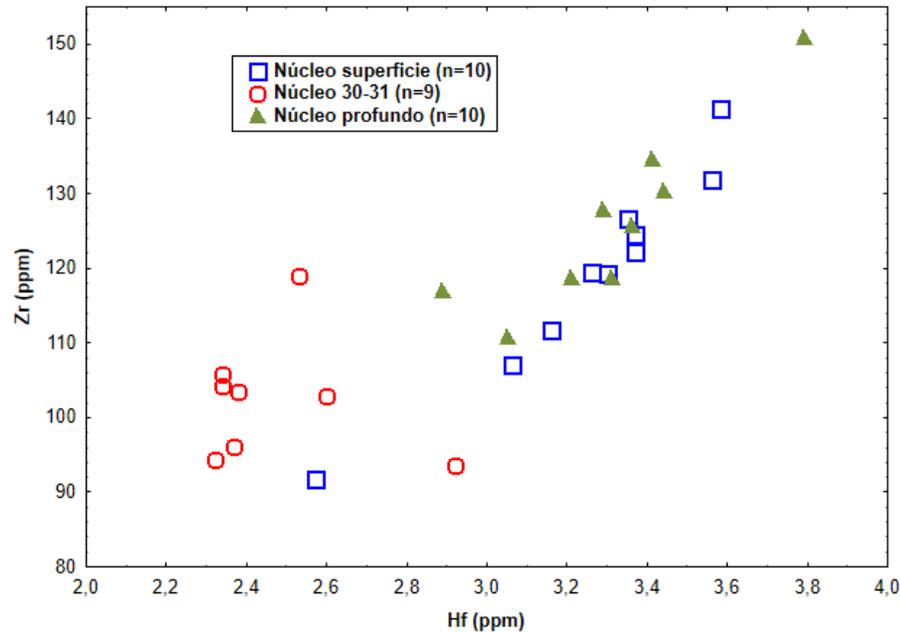


Figura 62. Diagrama binario *Hf* vs. *Zr* de los lodos de plataforma.

### 8.2.2.3 Elementos traza de transición (TTE): V, Cr, Co, Cu, Ni y Sc

Estos elementos tienen un comportamiento similar tanto en la sección superficial como profunda de los sedimentos, pero difiere en la sección intermedia, donde se encuentran una concentración mucho mayor, con excepción del Cr y Sc. La concentración de Ni (~43-51) son más altas para los sedimentos de la sección intermedia que la de los sedimentos de la sección superficial y profunda (~10-34); así también para las concentraciones de V, de los sedimentos de la sección intermedia presentan una mayor concentración (~129-140) que la de los sedimentos de la sección superficial y profunda (~67-125). Los contenidos de Cr son similares entre las tres zonas (~69-96); un patrón similar se presenta por los contenidos de Sc (~6-16). Las concentraciones altas de Ni, Cr y V, sugieren una naturaleza máfica para la roca fuente de los sedimentos (Taylor y McLenna, 1985). Ramos-Vázquez *et al.* (2017) y Marca-Castillo reportan la presencia de augita en sedimentos colectados en la plataforma del sur del Golfo de México, y sugieren una fuente máfica.

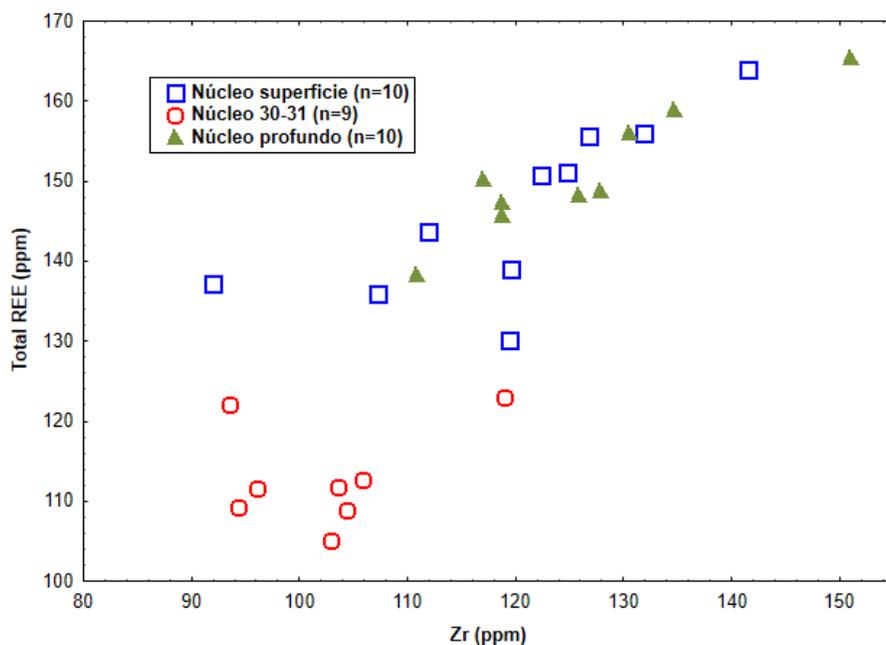
### 8.2.3 Geoquímica de Tierras Raras

Los elementos lantánidos así como el Sc e Y comprenden el grupo de las “tierras raras” (REE por sus siglas en inglés) y no se encuentran como metales libres en la naturaleza. En la mayoría de los

casos se encuentran presentes en las estructuras cristalinas de los minerales en forma covalente o iónica, bordeados por otras tierras raras y elementos no metálicos. Minerales como la monacita, zircón, xenotima y esfena son minerales accesorios muy comunes en rocas graníticas y metamórficas (gneis). Debido a su resistencia al intemperismo químico y a su alta densidad, estos minerales son muy estables en ambientes cercanos a la superficie y son frecuentemente encontrados en depósitos de placer. Las tierras raras en sedimentos terrígenos se encuentran esencialmente en la fracción limosa (Cullers, 1988) y representan un buen indicador sobre la procedencia de los sedimentos (McLennan *et al.*, 1990, 1993; McLennan, 2001). Las diferencias en las concentraciones de tierras raras en los sedimentos dependen de la composición de la roca fuente, de la adición de minerales accesorios y algunas veces de los procesos de intemperismo químico en el área donde se originan (Banfield y Eggleton, 1989). El fraccionamiento que puede afectar la distribución de tierras raras en los sedimentos fue discutido por McLennan (1989), donde sugiere que algunos minerales tales como el zircón, monazita y allanita, son concentrados durante la sedimentación, debido a su alta densidad.

Las anomalías positivas de Eu se deben a la presencia de la plagioclasa anortita en los sedimentos (Figuras 57 y 60), Ramos-Vázquez *et al.* (2017) reporta fragmentos volcánicos tipo lathwork en sedimentos de los núcleos (Gm42 y Gm44) colectados en el talud del sur del Golfo de México (los cuales contienen cristales aciculares), aunque no se descarta que esta anortita pueda proceder de los sedimentos aportados a la costa por el río Grijalva, desde los complejos anortosíticos grenvillianos de Mariscal y Soconusco (Cisneros de León *et al.*, 2017) u otra posible fuente aún no reportada del Complejo del Macizo de Chiapas. Las variaciones de la anomalía positiva de Eu son más altas en los sedimentos de la sección intermedia (Eu/Eu\* de 1.02 a 1.04) y todas las muestras la presentan, lo que indica fuentes ígneas intermedias a máficas del sedimento. Los lodos superficiales (Eu/Eu\* de 0.94 a 1.0) y profundos (Eu/Eu\* de 0.96 a 1.03) muestran tanto anomalías negativas y positivas de Eu, sin embargo, los valores de la anomalía negativa son cercanos a 1, que confirma la fuente máfica del sedimento. Las diferencias entre los patrones de TR son más notables a diferentes niveles de profundidad lo que puede indicar variaciones en la la intensidad intemperismo de las rocas parentales más que aportes de diferentes rocas fuente (Cullers, 1988).

Existe una buena correlación positiva entre Zr y  $\Sigma$ TR (Figura 41) en las arenas de Tamiagua ( $r=0.92$ ;  $n=29$ ) que sugiere que el zircón esta controlando la distribución de tierras raras.

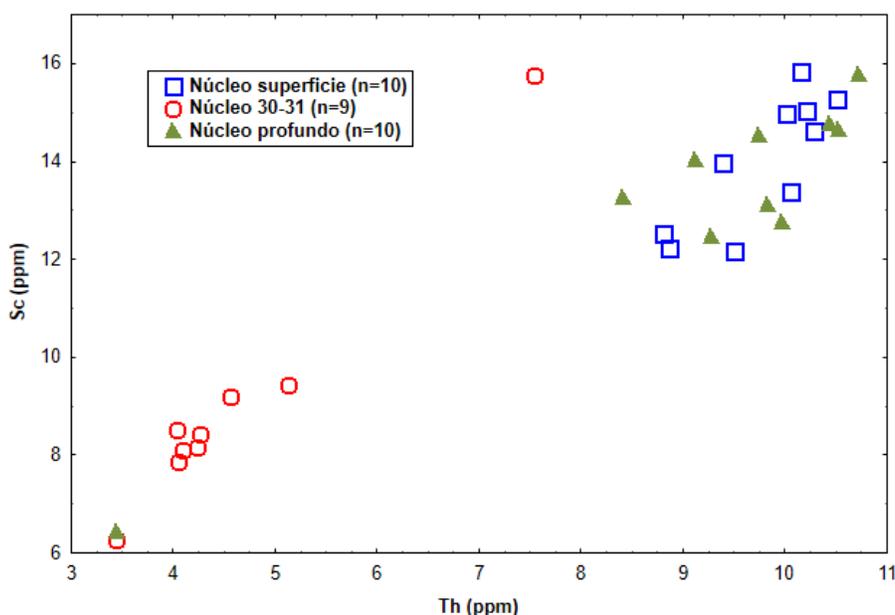


**Figura 63.** Diagrama binario Zr vs.  $\Sigma$ REE de los lodos de plataforma.

Taylor y McLennan (1985) sostienen que el factor determinante en la composición de los sedimentos es la roca fuente. Sin embargo, procesos secundarios (intemperismo, procesos hidrodinámicos, procesos diagenéticos, etc.) también pueden alterar la composición química de los mismos (Wronkiewicz y Condie, 1987, Cullers *et al.*, 1988) y debido a esto, en geoquímica de sedimentos es recomendable utilizar elementos que presenten baja movilidad bajo estas condiciones geológicas, y que presenten bajos coeficientes de fraccionamiento y tiempos de residencia tanto en la corteza y océano cortos (Taylor y McLennan, 1985).

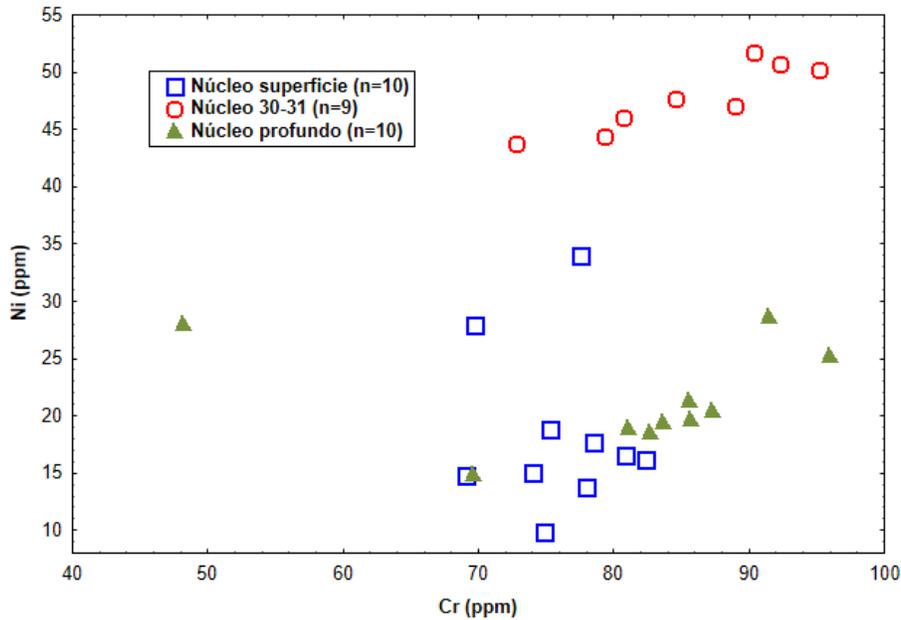
Las tierras raras, el Th y Sc son útiles para inferir sedimentos procedentes de la corteza, debido a que no son afectados significativamente por procesos secundarios como la diagénesis y metamorfismo, y son menos afectados por el fraccionamiento de minerales pesados que otros elementos como el Zr, Hf y Sn (McLennan, 2001). La abundancia de tierras raras y Th es mayor en rocas ígneas félsicas que en rocas ígneas máficas, y a su vez esta abundancia se reproduce en sus productos de intemperismo. Mientras que el Co, Sc, V, Ni y Cr se encuentran más concentrados en

rocas ígneas máficas que en félsicas y en sus productos de intemperismo. Se cree que estos elementos son transportados exclusivamente en el componente terrígeno de los sedimentos y por tanto puede reflejar la química de la roca fuente (McLennan *et al.*, 1980; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2008; Veizer, 1978). En los sedimentos de plataforma estudiados, lo se la sección superficial y profunda presentan una mayor concentración de Th y Sc que los sedimentos de la sección intermedia (Figura 65), que indica que los primeros tienen una fuente de naturaleza ígnea intermedia-máfica mientras que los últimos tienen una procedencia netamente máfica.



**Figura 64.** Diagrama binario *Th vs. Sc* para los sedimentos de plataforma.

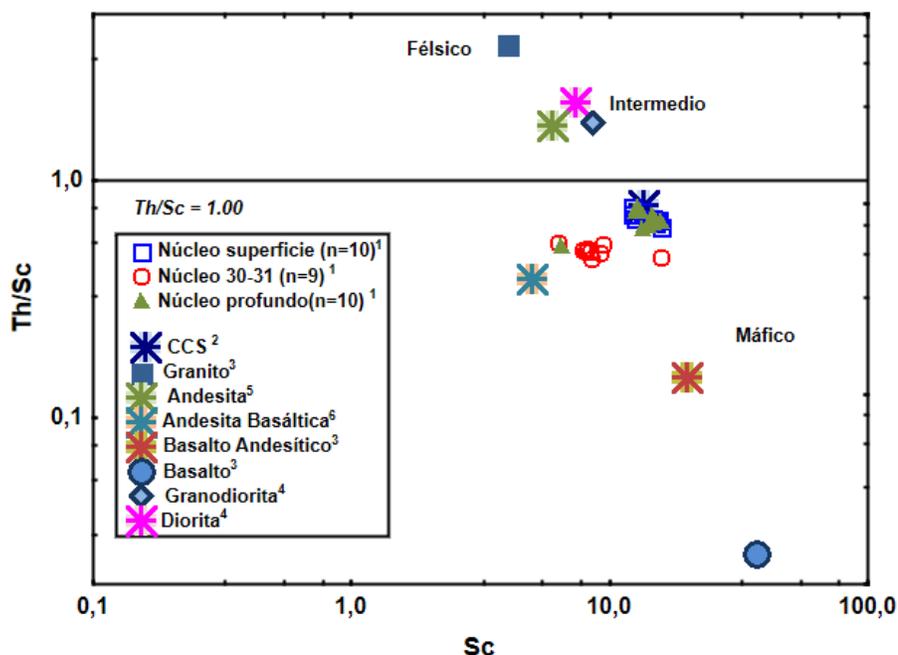
Diversos estudios han utilizado las concentraciones de Cr y Ni para inferir la procedencia ultramáfica de los sedimentos. Además, el enriquecimiento inusual de Ni sin acompañamiento de otros elementos traza ferromagnesianos (e.g. Cr) fue observado por Armstrong-Altrin *et al.* (2004) y Garver *et al.* (1996), donde sugieren que las altas concentraciones de Cr (>150 ppm) y Ni (>100 ppm), con un coeficiente de correlación elevado entre Cr y Ni y una proporción Cr/Ni de aproximadamente 1.4 son indicativos de una fuente ultramáfica. En este estudio, los contenidos de Cr son similares tanto en los sedimentos superficiales ( $76 \pm 4$ ), intermedios ( $86 \pm 7$ ) y profundos ( $81 \pm 13$ ). Los contenidos de Ni en los sedimentos superficiales ( $19 \pm 7$ ) y profundos ( $22 \pm 4$ ) son más bajos que los de los sedimentos intermedios ( $48 \pm 3$ ), lo que indica que estos últimos tienen una fuerte influencia de rocas máficas (Figura 66).



**Figura 65.** Diagrama binario *Cr vs. Ni* para los sedimentos de plataforma.

Para los lodos superficiales existe además una mala correlación negativa entre Cr con Ni ( $r = -0.1$ ,  $n=10$ ) y un coeficiente Cr/Ni de 4.6; pero hay buena correlación positiva Cr/Ni ( $r = 0.9$ ,  $n=9$ ) y buen coeficiente de correlación es de 1.8 para los sedimentos de la intermedia; finalmente para los sedimentos de la sección profunda no existe correlación Cr/Ni ( $r = -0.1$ ,  $n=10$ ) y un coeficiente de 3.9, lo cual sugiere que estos elementos tanto en lodos superficiales y profundos fueron aportados por sedimentos originados en rocas ígneas de composición intermedia-máfica, y los intermedios (30-31) proceden de fuentes máficas.

Del mismo modo, las concentraciones de V y Sc pueden ser usadas para inferir la roca fuente del sedimento. McLennan y Taylor (1991) indican que la concentración de V en sedimentos es de aproximadamente 20 ppm. En este estudio, los sedimentos de la sección superficial muestran altas concentraciones de V ( $102 \pm 0.6$ ) y Sc ( $14 \pm 1.3$ ), estos valores ponen de manifiesto la naturaleza máfica de la roca fuente. Los sedimentos de la sección intermedia muestran concentraciones más altas de V ( $134 \pm 9$ ), pero valores más bajos de Sc ( $9 \pm 2.5$ ). Los sedimentos de la sección profunda tienen un comportamiento geoquímico similar a los de la sección superficial, con concentraciones elevadas de V ( $102 \pm 15$ ) y Sc ( $13 \pm 2.4$ ).

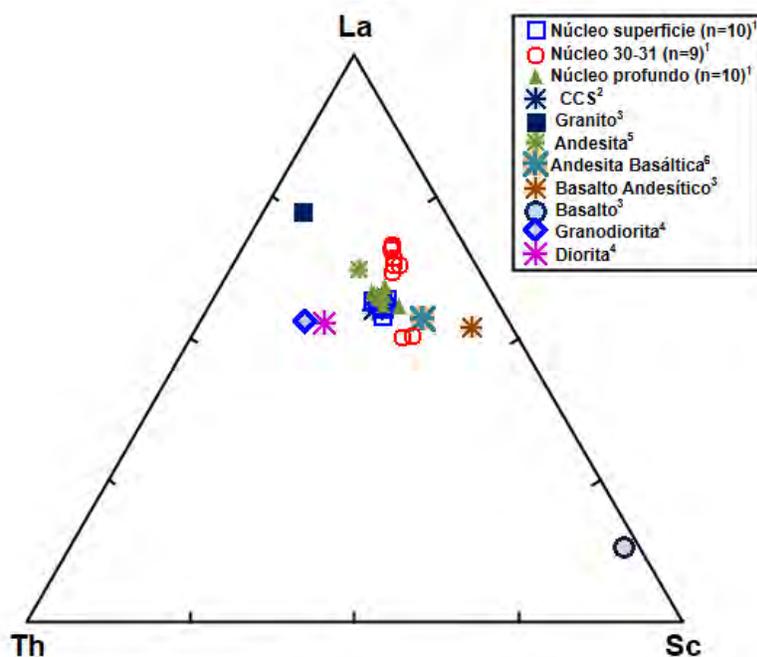


**Figura 66.** Diagrama binario  $Th/Sc$  vs.  $Sc$  para muestras de lodo. <sup>1</sup> este estudio, <sup>2</sup> corteza continental superior (CCS, McLennan, 2001); <sup>3</sup> granito, andesita basáltica y basalto (Condie, 1993); <sup>4</sup> diorita y granodiorita (Wang et al., 2003, <sup>5</sup> andesita (Mora et al., 2007), andesita basáltica (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

Los diagramas binarios y ternarios ( $Th/Sc$  vs.  $Sc$  y  $La-Th-Sc$ ) otorgan información relevante acerca de las características de la roca fuente (McLennan y Taylor, 1991; Cullers, 2002). La relación  $Th/Sc$  vs.  $Sc$  respectivamente, para discernir entre las posibles roca fuente del sedimento (Figura 67). En los diagramas se observa que todas las muestras de lodos tienen similitudes geoquímicas con las composiciones de rocas que van de intermedias (andesitas) a intermedias-máficas (andesitas basálticas-basaltos andesíticos).

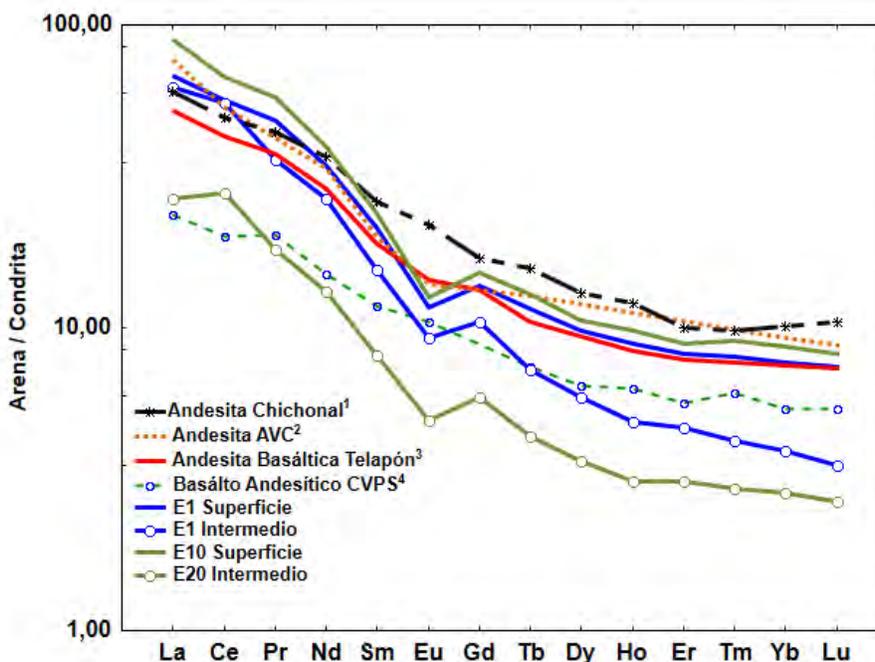
### 8.2.3.1 Probable roca fuente

Con la finalidad de identificar la procedencia de los lodos en estudio, fueron localizadas bases de datos de tierras raras de rocas relativamente cerca del área de estudio, las cuales fueron comparadas con datos obtenidos en la presente investigación; los patrones de tierras raras fueron normalizados con condrita (Taylor y McLennan, 1985).



**Figura 67.** Diagrama ternario *La – Th - Sc* para muestras de lodo. <sup>1</sup> este estudio, <sup>2</sup> corteza continental superior (CCS, McLennan, 2001); <sup>3</sup> granito, basalto andesítico y basalto (Condie, 1993); <sup>4</sup>diorita y granodiorita (Wang et al., 2003, <sup>5</sup>andesita (Mora et al., 2007), andesita basáltica (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

Los patrones relativos de tierras raras, así como el tamaño de la anomalía de Eu (positivo o negativo) han sido usados para inferir la roca fuente de los sedimentos (Cullers y Graf, 1984; Taylor y McLennan, 1985; Wronkiewicz y Condie; 1989; Cullers, 1994; 2000). En este estudio, el cociente entre TR Ligeras/TR Pesadas es similar para los sedimentos de la sección superficial ( $8.23 \pm 0.24$ ) y profunda ( $8.13 \pm 0.15$ ) pero más altos para los sedimentos de la sección intermedia ( $9.81 \pm 1.15$ ). Las anomalías positivas de Eu se deben a la presencia de anortita en el sedimento (Figuras 57 y 60); las variaciones de la anomalía positiva de Eu son más mayores a 1 en sedimentos intermedios (Eu/Eu\* de 1.02 a 1.04) y todas las muestras la presentan, lo que indica una fuente máfica del sedimento. Los sedimentos de la sección superficial (Eu/Eu\* de 0.94 a 1.0) y profunda (Eu/Eu\* de 0.96 a 1.03) muestran tanto anomalías negativas y positivas de Eu, sin embargo, los valores de la anomalía negativa son cercanos a 1, que confirma la fuente intermedia-máfica del sedimento.

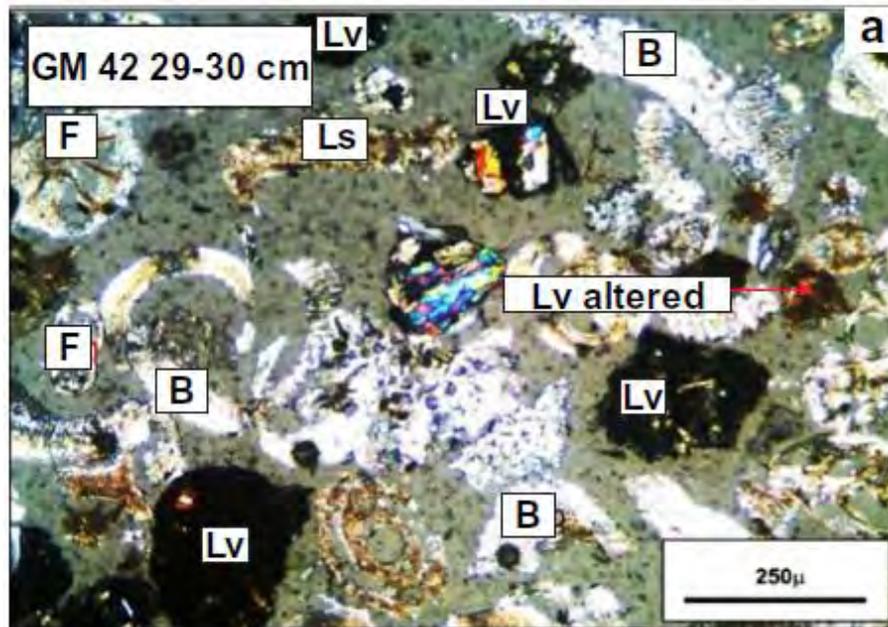


**Figura 68.** Patrones de TR normalizados con condrita (Taylor y McLennan, 1985); <sup>1</sup>Andesitas del Volcán Chichonal (Morton-Bermea et al., 2010), <sup>2</sup>Andesitas del Arco Volcánico de Chiapas (Mora et al., 2007), <sup>3</sup>Andesitas basálticas del Volcán Telapón (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011), <sup>4</sup>Basalto andesítico (Condie, 1993).

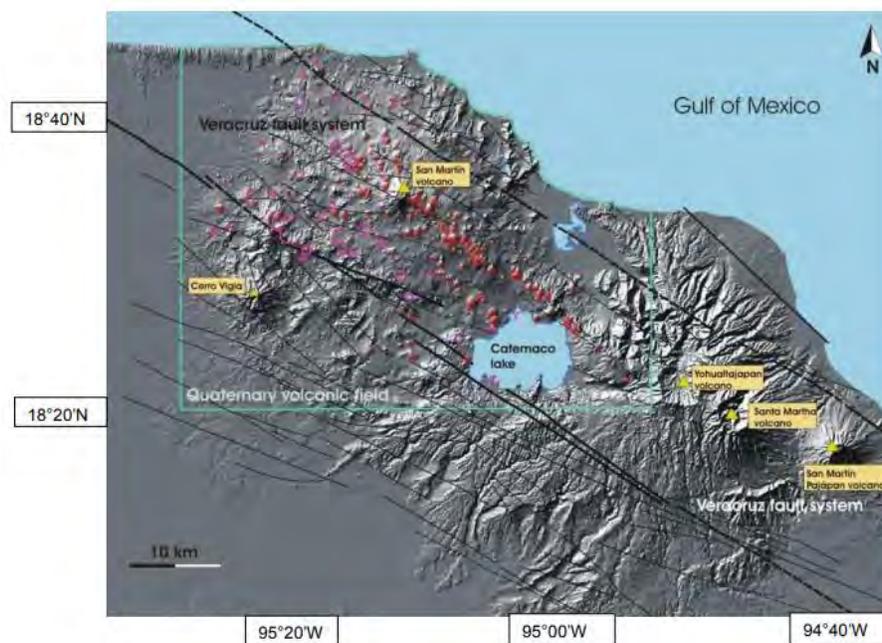
En la Figura 69 se muestra que los lodos superficiales y profundos parecen proceder de rocas andesitas y andesitas basálticas mientras que la roca fuente de los lodos intermedios parecer ser basaltos andesíticos.

Con base en los patrones observados tanto en elementos mayores, traza y tierras raras, se concluye que la procedencia de los sedimentos terrígenos despositados en la plataforma sur del Golfo de México es muy diferente a los de la zona costera, y sugieren que los sedimentos proceden de las rocas basálticas y basáltico-andesíticas del Complejo Volcánico de Los Tuxtlas. Esta conclusión es soportada con otros estudios de procedencia de sedimentos de esta zona; Ramos-Vazquez et al. (2017), concluyen que la intensa erosión causada por el río Coatzacoalcos en la porción oriental del Volcán Santa Martha acarrea fragmentos de rocas basálticas a la plataforma sur del Golfo de México. Marca-Castillo (2018) concluye que las condiciones oceanográficas y climáticas producen un intenso intemperismo en los volcánes de San Martín y Santa Martha, lo

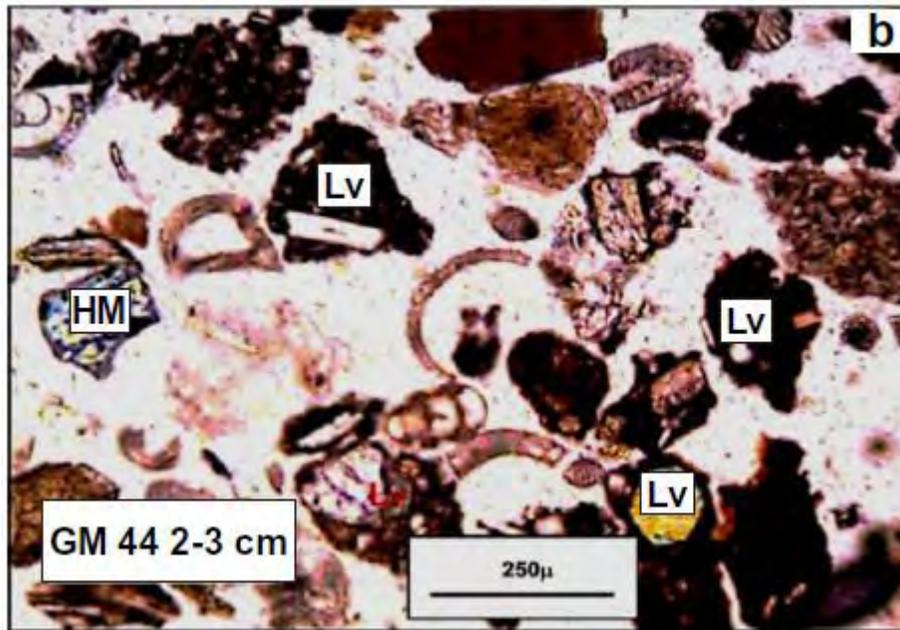
cual produce un aporte significativo de fragmentos de rocas volcánicas hacia la plataforma sur del Golfo de México.



**Figura 69.** Microfotografía de lamina delgada del núcleo de sedimento GM42 del sur del Golfo de México, sección 30-31, se observan fragmentos biogénicos (B), feldspatos (F), lítico sedimentario (LS) y líticos volcánicos tipo lathwork (Lv) (Tomado de Ramos-Vázquez et al., 2017).

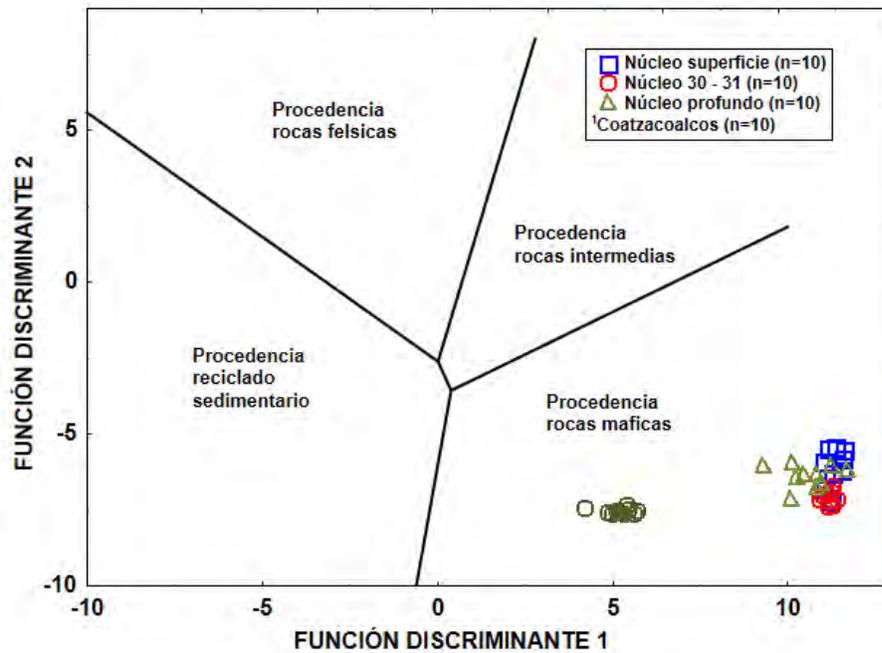


**Figura 70.** Campo Volcánico de los Tuxtlas. Circulo Rojo= cono de escorias, líneas rosadas= cráteres de explosión, línea negra=fallas, cuadro azul=vulcanismo activo. Se indican edificios volcánicos adyacentes (Andreani et al., 2008)



**Figura 71.** Microfotografía de lamina delgada del núcleo de sedimento GM44 del sur del Golfo de México, sección 0-1, se observan, lítica volcánica tipo lathwork (Lv) y minerales pesados (HM) (Tomado de Ramos-Vázquez *et al.*, 2017).

De manera similar, en los estudios de procedencia, el diagrama de discriminación propuesto por Roser y Korsh (1988) es frecuentemente utilizado para determinar la procedencia de los sedimentos (ej. Armstrong-Altrin y Machain-Castillo, 2016; Nagarajan *et al.*, 2017). Este diagrama ayuda a discriminar entre cuatro tipos de procedencia, (P1) máfica, (P2) intermedia, (P3) félsica, (P4) reciclado sedimentario. En este diagrama de discriminación, los sedimentos de plataforma se plotean en el campo de procedencia ígnea máfica, lo cual implica los sedimentos son originados de rocas ígneas máficas como los basaltos. Para comparar, los sedimentos costeros de la playa Coatzacoalcos (Pérez-Alvarado, 2014) fueron incluidos en este diagrama, lo que revela una similitud en la procedencia entre ellos. Pérez-Alvarado, 2014 reporta un aproximado de 54% de fragmentos lítica volcánica tipo lathwork en las playas de Coatzacoalcos y trazas de olivino.



**Figura 72.** Diagrama de función discriminante para procedencia de sedimentos usando elementos mayores (Roser y Korsh, 1988). Las funciones discriminantes son: Función discriminante 1=  $(-1.773 \text{TiO}_2) + (0.607 \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \text{MgO}) + (0.616 \text{CaO}) + (0.509 \text{Na}_2\text{O}) + (-1.224 \text{K}_2\text{O}) + (-9.090)$ . Función discriminante 2=  $(0.445 \text{TiO}_2) + (0.070 \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \text{MgO}) + (0.438 \text{CaO}) + (1.475 \text{Na}_2\text{O}) + (-1.426 \text{K}_2\text{O}) + (-6.681)$ . <sup>1</sup> Pérez-Alvarado (2014).

# INTEMPERISMO Y CONDICIONES

## PALEO-REDOX

9 |

### 9.1 Condiciones de intemperismo químico.

Las variaciones en la composición geoquímica de los sedimentos, reflejan cambios en la composición mineralógica debido a los efectos conjuntos del intemperismo y los procesos diagenéticos (Nesbitt *et al.*, 2006; Selvaraj y Chen, 2006. Mientras que algunos elementos se muestran inestables y solubles durante el intemperismo; otros elementos son químicamente inmóviles (REE, Th, Cr, Sc), y son preservados en los sedimentos terrígenos. La geoquímica de sedimentos también ha sido extensamente utilizada para inferir las condiciones de intemperismo químico (Nesbitt y Young, 1982; Price y Vevel, 2003; Borges *et al.*, 2008; Shao *et al.*, 2012). Sin embargo, debe ser intemperismo evaluado con sumo cuidado para no llegar a interpretaciones erróneas (Bloemsma *et al.*, 2012; Garzanti y Resentini, 2015; von Eynatten *et al.*, 2015). La extensiva disolución de minerales inestables y la precipitación masiva de cementantes y material autigénico durante la diagénesis de enterramiento pueden reducir considerablemente la utilidad de la geoquímica en el estudio de la procedencia de areniscas antiguas, sin embargo, esto queda excluído al analizar sedimentos recientes.

El grado de alteración y transformación de los feldespatos a arcillas indica el grado de intemperismo de la roca fuente, así como la diagénesis experimentada por los sedimentos durante posterior al depósito (Nesbitt *et al.*, 2006; Selvaraj y Chen, 2006). Diversos índices de intemperismo químico han sido desarrollados y se han utilizado ampliamente (e.g., Price y Velbel, 2003; Armstrong-Altrin *et al.*, 2004; Borges y Huh, 2007; Varga *et al.*, 2007; Nagarajan *et al.*, 2007a, 2007b; Pe-Piper *et al.*, 2008; Viers *et al.*, 2008; Lee, 2009; Etemad-Saed *et al.*, 2011) para identificar la intensidad del intemperismo químico en la fuente del sedimento. Algunos ejemplos de estos índices son: el índice de intemperismo de Parker (WIP; Parker, 1970); índice de intemperismo químico (CIW; Harnois, 1988), índice de alteración química (CIA; Nesbitt y Young, 1982) y el índice

de alteración de las plagioclasas (PIA; Fedo *et al.*; 1995). Entre estos el índice de alteración química (CIA=  $[Al_2O_3/Al_2O_3 + Na_2O + CaO^* + K_2O]x100$ ) (Nesbitt y Young, 1982) y el índice de intemperismo químico (CIW= $[Al_2O_3/Al_2O_3 + Na_2O + CaO^*]x100$ ) (Harnois, 1988) son los más ampliamente utilizados.

Los valores promedio de CIA son altos para los sedimentos de Brujas (~58-64), lo cual indica que existe un intemperismo de moderado a intenso en esta playa, pero son más bajos para los sedimentos de Nuevo Campechito (~50-56) y son similares a los de Miramar (~55-58) y Zacatal (~49-51). Que indica de moderado a bajo intemperismo. Sin embargo, los sedimentos plataforma presentan valores de intemperismo más altos con valores de (~ 59-63) para los sedimentos superficiales (cm 0-1), de (~57-61) para los intermedios (cm 30-31), y de (~59-64) para los sedimentos profundos (>300 cm). Estos valores son un más altos que el promedio de *North America Shale Composite* (~ 58; Gromet *et al.*, 1984). Lo que sugiere un intemperismo químico de moderada intensidad en la zona fuente del sedimento. Un índice de alteración química con valores >70 sugieren un intenso intemperismo químico (Amrstrong-Altrin *et al*, 2013; Zaid 2013, 2015).

El índice de variabilidad composicional (ICV=  $[Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO^* + MgO + MnO + TiO_2]/Al_2O_3$ ; Cox *et al.*, 1996) puede ser usado para evaluar la variabilidad de la composición geoquímica durante e la selectividad hidráulica (Cullers, 2000). Los valores de ICV para los sedimentos de las playas de Nuevo Campechito (~ 0.87-1.33), Miramar (~ 0.92-1.04) y Zacatal (~ 3.20-5.74) indica que los sedimentos costeros son geoquímicamente maduros y derivan de una fuente con un intemperismo moderado. Los valores de ICV para los sedimentos de la sección superior (cm 0-1; ~ 1.45-1.62), intermedia (cm 30-31; ~ 1.53-1.68) y profunda (>300 cm; ~1.47-2.02) son más altos que el promedio de *North America Shale Composite* (ICV=1.00). Esto sugiere que los lodos de plataforma son geoquímicamente inmaduros y parecen derivar de fuentes con un intemperismo moderado. Este índice es especialmente alto para los sedimentos de las playas de Brujas (~ 6.62-30.50) lo cual indica un intemperismo intenso, lo cual determina en parte la acumulación de minerales pesados en esta playa, los cuales son estables en estas condiciones (magnetita, ilmenita, zircón, apatito, etc).

Además, para el caso de los sedimentos de plataforma, la intensidad de intemperismo y diagénesis frecuentemente puede inferirse comparando los contenidos de Sr y Rb (Nesbitt y Young, 1982).

Estos procesos geoquímicos incrementan la relación Rb/Sr, valores altos de esta relación (>1) son indicadores de un fuerte intemperismo (McLennan *et al.*, 1993). Los valores de la relación Rb/Sr para los sedimentos de la sección superficial, intermedia y profunda (~ 0.156-0.306, ~ 0.212 – 0.319, ~ 0.127- 0.296, respectivamente) son mucho más bajos que el valor promedio de *North America Shale Composite* (ICV=1). Esto soporta la observación del moderado intemperismo y además indica condiciones relativamente húmedas en el área fuente.

En el caso de los sedimentos de playa, el índice semicuantitativo (WI) de intemperismo propuesto por Weltje (1994) se utiliza para tener una aproximación del intemperismo sufrido por sedimentos del tamaño de arena.

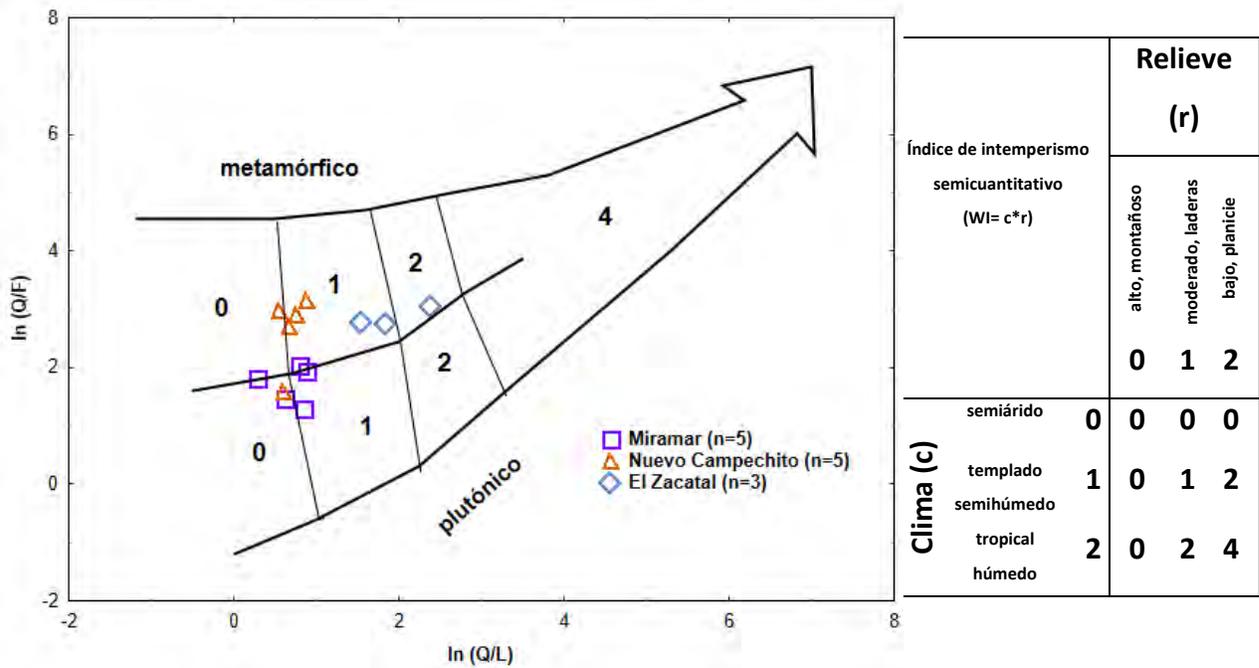


Figura 73. Índice semicuantitativo de intemperismo para arenas. Modificado de Weltje (1994).

Los sedimentos de playa que fueron analizados mediante microscopio óptico relevan índices de intemperismo entre 0 y 1 lo que soporta la observación del intemperismo moderado determinado mediante la geoquímica. La cercanía de la fuente (cuenca de Macuspana y cadena plegada de Reforma-Akal), en conjunto con el relieve abrupto del sur de México y la gran envergadura del sistema fluvial Grijalva-Usumacinta producen este tipo de intemperismo.

## 9.2 Condiciones paleo-redox del ambiente de depósito (plataforma).

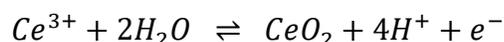
Las relaciones elementales tales como U/Th, V/Cr t el contenido de U autigénico en los sedimentos (Wignall y Myers, 1988) puede ser usada para inferir las condiciones del agua del fondo marino en el ambiente de depósito (Jones y Manning, 1994; Pattan *et al.*, 2005; Nagarajan *et al.*, 2007b; Madhavaraju y Lee, 2009). La relación U/Th con valores altos ( $>1.25$ ) sugieren un ambiente anóxico, mientras que valores bajos ( $<0.75$ ) se encuentran asociados a condiciones oxicas. De manera similar la relación V/Cr  $>4.5$  y  $<2$  se asocian a condiciones anóxicas y oxicas respectivamente (Jones y Manning, 1994). En el presente estudio, los sedimentos de plataforma de la sección superficial, media y profunda muestran bajas correlaciones U/Th ( $\sim 0.22-0.36$ ,  $\sim 0.28-0.82$  y  $\sim 0.27-0.72$  respectivamente) lo que sugiere un ambiente de depósito generalmente óxico. La correlación V/Cr soporta la observación del ambiente óxico con valores de ( $\sim 1.41-1.69$ ,  $\sim 1.47-1.73$  y  $\sim 1.06-1.47$  respectivamente). Además, la relación Ni/Co por debajo de 5 indica un ambiente de depósito óxico, mientras que un valor  $>5$  sugiere condiciones subóxicas a anóxicas (Jones y Manning, 1994). La correlación Ni/Co en los sedimentos de la sección superficial ( $\sim 0.54-1.50$ ), intermedia ( $\sim 2.93-4.32$ ) y profunda ( $\sim 0.79-3.89$ ) es  $<5$ , lo que soporta las observaciones con las correlaciones anteriores (ambiente óxico). El contenido de U autigénico (AU; Wignall y Myers, 1988) en los sedimentos clásticos puede ser calculado como  $AU=(U \text{ total})- Th/3$ . Valores de U autigénico  $<5$  son característicos de condiciones óxicas (Jones y Mannig, 1994). El bajo contenido de U autigénico en los sedimentos superficiales ( $\sim 2.93-3.50$ ), intermedios ( $\sim 1.15-2.51$ ) y profundos ( $\sim 1.15-3.57$ ) también indican condiciones óxicas.

La anomalía de Ce en los sedimentos marinos es considerada una herramienta muy confiable para inferir condiciones paleo-redox (Toyoda *et al.*, 1990; Nagarajan *et al.*, 2011; Birgel *et al.*, 2011). Una anomalía negativa de Ce es común en los sedimentos profundos del océano, porque el agua marina típicamente se encuentra empobrecida en Ce debido a la remoción de la forma  $Ce^{4+}$  de la columna de agua debido a las condiciones oxidantes (Elderfield y Greaves, 1981). Sin embargo, Tlig y Steinberg (1982) identificaron una anomalía positiva de Ce en sedimentos finos y documentaron que esto se encuentra relacionado a la alteración submarina de materiales volcánicos, esto soporta la conclusión de la procedencia del Complejo Volcánico de los Tuxtlas. En este estudio, existe una variación en la anomalía de cerio entre los tres niveles estudiados, los sedimentos de la sección

superficial presentan una anomalía negativa ( $Ce/Ce^* = \sim 0.91-0.96$ ), los de la intermedia anomalía positiva ( $Ce/Ce^* = \sim 1.01$  a  $1.23$ ), y los sedimentos de la sección profunda de negativas a positivas ( $Ce/Ce^* = \sim 0.88-1.06$ ), esto puede deberse a dos procesos (1) la variación en la tasa de sedimentación o (2) la variación en el tipo litológico de la fuente (Nath *et al.*, 1997; Madhavaraju *et al.*, 2010).

### 8.3 Controles termodinámicos y cinéticos que controlan la especiación de tierras raras en el océano.

En el caso del cerio y a diferencia de otras tierras raras existe una clara dependencia de la especiación a las condiciones redox del ambiente marino. Aunque se desconocen la mayoría de las condiciones químicas que dominan al Cerio en solución acuosa, se sabe que la especie  $Ce^{3+}$  es más estable en condiciones alcalinas, y esto sucede generalmente en los ríos, en las zonas estuarinas y de desembocadura (Elderfield *et al.*, 1990). Debido a esto existe una fuerte anomalía negativa de Ce (especie  $Ce^{3+}$  dominante) en las aguas epicontinentales así como en la columna de agua oceánica, y solo cuando las condiciones redox cambian a ser oxidantes, se produce una fuerte anomalía positiva de cerio en la zona intersticial y en los sedimentos oceánicos (especie  $Ce^{4+}$  en forma de óxido dominante), debido a esto el cerio es utilizado como trazador para determinar condiciones redox en el océano así también de condiciones paleoceanográficas (ya que la forma oxidada de  $Ce^{4+}$  es abundante en los sedimentos). Dada por la siguiente reacción:

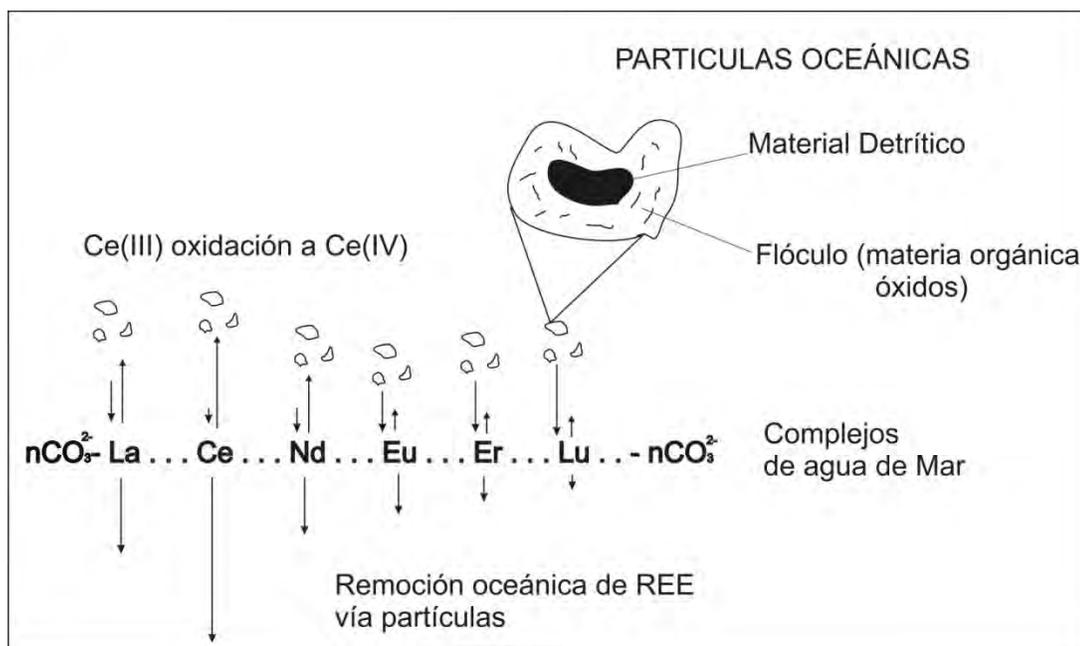


El complejo de Cerio más abundante en el océano es en forma de fosfato y por tanto la más importante en el caso del agua de mar y estable en las condiciones de pH dominantes en todos los océanos.

### 8.4 Formación de complejos de tierras raras con partículas suspendidas.

El fraccionamiento de las tierras raras ocurre a causa de la relativa de afinidad de las especies trivalentes por las superficies adsorbentes, las partículas y la formación de complejos en el agua marina (Elderfield y Greaves, 1981). Las tierras raras pueden sufrir un proceso de floculación al entrar en contacto con materia orgánica y con óxidos de Mn y Fe, que juegan un papel importante en el transporte de estos elementos hacia el océano profundo. Por esta razón la capa superficial

del océano tiende a estar empobrecida en tierras raras mientras que el océano profundo tiende a concentrar grandes cantidades, y esto tiene gran relevancia, ya que estas partículas floculadas tienen a formar posteriormente los nódulos polimetálicos (Byrne y Kim, 1990; Elderfield *et al.*, 1991).



**Figura 74.** Modelo esquemático de fraccionamiento de las tierras raras en el agua de mar. Incluye la afinidad relativa de las formas trivalente para formar complejos en solución con carbonatos o acoplarse con partículas, muestra como sucede la oxidación del  $\text{Ce}^{3+}$  a  $\text{Ce}^{4+}$ , además de la presencia de formas floculadas de tierras raras en las superficie de partículas detríticas. Modificado de Elderfield *et al.* (1990).

# CONCLUSIONES

# 7 |

(1) Los sedimentos de las playas Brujas y El Zacatal son de geomorfología estrecha donde se presenta oleaje fuerte provocado por fuertes vientos, y que depositan arena fina a muy fina de moderado a buen sorteo. La playa de Nuevo Campechito es amplia y presenta alta selectividad predominantemente eólica donde se deposita arena fina muy bien clasificada. Miramar es un litoral somero afectado por la alta energía de oleaje, con influencia de corrientes litorales y mareas, donde se deposita arena fina muy bien clasificada.

(2) El proceso de transporte dominante que remueve sedimentos en las playas de Brujas y El Zacatal es rodamiento, con una mezcla de transporte por saltación y suspensión de fondo. En la playa de Nuevo Campechito presenta predominio de transporte por suspensión. La playa de Miramar muestra una mezcla de procesos de transporte por dominado por suspensión gradada y en menor grado suspensión y rodamiento. El sur del Golfo de México es un litoral donde convergen diversos fenómenos meteorológicos (huracanes y tormentas tropicales) y oceanográficos que propician condiciones de alta energía.

(3) Los sedimentos de la sección superficial (cm 0-1), media (cm 30-31) y, profunda (>300 cm) son limos de mal a moderadamente clasificados. Con un porcentaje importante de material arcilloso y un casi nulo contenido de arena.

(4) La sedimentación en sur del Golfo de México se encuentra dominada por la circulación estacional que produce corrientes litorales en dirección NE-SW durante el otoño-invierno, y en dirección W-E durante la primavera-verano; oleaje intenso provocado por tormentas y mareas que son responsables de la remoción y transporte de sedimento tanto en la zona costera como en la plataforma.

(5) El proceso de transporte dominante en el fondo marino en la porción sur de la plataforma del Golfo de México son corrientes de tracción generadas por las descargas intensas del sistema fluvial Grijalva-Usumacinta. A su vez, las descargas fluviales producen la floculación de los limos y arcillas a causa de la disminución de la salinidad, y posteriormente su decantación hacia el fondo marino y la consecuente disminución de la energía en el medio de transporte.

(6) Los parámetros texturales resultaron sumamente útiles para determinar la granulometría del sedimento y determinar las condiciones energéticas en el ambiente sedimentario estudiado. La

sedimentología de arenas y lodos es sumamente útil en entender como los procesos hidrodinámicos puede causar modificaciones a la composición original de los sedimentos.

(7) La preponderancia de composiciones metamorfolíticas y sedimentoclasticas para todas las arenas de playa sugiere que, debido a esta composición, el sedimento procede de la erosión de niveles corticales someros (*Metamorphic Index* ~161-178). Las arenas de Miramar proceden de la erosión de las rocas de la cuenca de Macuspana; las de Nuevo Campechito de la cadena plegada de Reforma-Akal y de la Sierra de Chiapas, las de Zacatal por la erosión de los cordones litorales que se presentan en la punta Zacatal, con un importante aporte de bioclastos procedentes de la laguna de términos.

(8). La acumulación de minerales pesados (magnetita) en la Playa de Brujas se debe a la combinación de oleaje de tormenta y vientos fuertes (nortes). La presencia de anortita en los sedimentos parece estar relacionada con la exposición de un posible macizo anortosítico grenvilliano, aflorando en alguna parte del Complejo del Macizo de Chiapas. La presencia de abundante magnetita, augita, actinolita, hematita, se encuentra asociada al metasomatismo por el emplazamiento de rocas máficas en rocas carbonatadas (de los basamentos del Meso-Neoproterozoico y Paleozoico). Lo cual sugiere la posible presencia de un yacimiento tipo IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*), en alguna parte del Complejo del Macizo de Chiapas.

(9) El progresivo decremento observado en la abundancia de fragmentos poliminerales y el consecuente aumento de cuarzo conforme la arena se aleja de la desembocadura del sistema fluvial Grijalva-Usumacinta es causado por los efectos hidrodinámicos del ambiente costero (condiciones de alta energía) que producen ruptura mecánica. En el caso de la playa de Brujas, la convergencia de los “nortes”, corrientes litorales y mareas han producido la formación de un depósito de placer de ilmenita y magnetita por efecto de “windowing” y deflación. Además, el reciclamiento de rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas del Paleógeno y Neógeno del cinturón contribuye al aumento significativo de cuarzo, lo cual se ve reflejado en la geoquímica de los sedimentos.

(10) La variación entre anomalías positivas y negativas de Eu para los lodos de la sección superficial (0-1) y profunda sugiere una fuente intermedia-máfica, mientras que los de la sección intermedia (30-31) sugiere fuentes netamente máficas, las correlaciones Th/Sc, Cr/Ni, Zr/REE, Zr/Hf y la anomalía positiva de Ce son concordantes con esta interpretación. Estos sedimentos parecen ser derivados de andesitas y andesitas basálticas expuestas a lo largo del sur del Golfo de México, específicamente del Campo Volcánico de los Tuxtles.

(9) El índice de intemperismo químico (CIA) y el índice de variabilidad composicional (ICV) muestran que el intemperismo en el área fuente tanto en los sedimentos de playa y plataforma fue moderado, con excepción de la playa Brujas, donde ha sido intenso. El índice semicuantitativo

de intemperismo (petrográfico) para los sedimentos de playa es concordante con un intemperismo moderado en el área fuente.

(10) Las correlaciones U/Th, V/Cr y Ni/Co sugieren que las condiciones paleo-redox en durante el depósito de los sedimentos de plataforma fueron óxicas, la anomalía positiva de Ce es concordante con estas condiciones.

(11) Los patrones normalizados de tierras raras y la anomalía positiva de Ce en los zircones indican un origen predominantemente magmático. Las edades U-Pb de los zircones detríticos de la playa de Brujas indican contribuciones de rocas de edades Paleozoicas-Mesozoicas y Proterozoicas. Las de edad paleozoica representan edades de entre 251-286 Ma. (Pérmico) y las mesozoicas de entre 216-249 Ma. (Triásico), las del proterozoico del Neoproterozoico (551-996 Ma.).

(12) Las poblaciones de edades de los zircones detríticos infieren un origen de granitoides y rocas metasedimentarias del Complejo Oaxaqueño y del Complejo del Macizo de Chiapas, que son potenciales contribuidores de sedimentos al sureste del Golfo de México y que son transportados por el sistema fluvial Grijalva-Usumacinta.

(13) El modelo dinámico de análisis de procedencia actualizado permite evaluar los cambios progresivos en la mineralogía del sedimento en el espacio y tiempo durante la evolución de la erosión de la misma área fuente. En adelante, los estudios sedimentológicos complementarios (sedimentología, petrografía, geoquímica, geocronología de zircones) en ambientes modernos deberán servir como marco de referencia para los estudios llevados a cabo en rocas sedimentarias antiguas. Sin embargo, hay que recalcar que falta complementar en tratar de entender como la diagénesis de enterramiento puede afectar a todas estas variables.

## REFERENCIAS

- Abdullin, F., 2016, Estudio termo-tectónico y procedencia de sedimentos de la Sierra de Chiapas mediante trazas de fisión y geoquímica de en apatitos: [Tesis Doctoral], Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 113p.
- Abdullin, F., Solé, J., Meneses-Rocha, J.J., Solari, L., Shchepetilnikova, V., Ortega-Obregon, C., 2016 a, LA-ICM-MS-based apatite fission track dating of the Todos Santos Formation Sandstones from the Sierra de Chiapas (SE Mexico) and its tectonic significance: *International Geology Review*, 58, 32-48.
- Abdullin, F., Solé, J., Solari, L., Shchepetilnikova, V., Meneses-Rocha, J.J., Pavlinova, N., Rosales-Trejo, A., 2016b, Single-grain apatite geochemistry of Permian-Triassic granitoids and Mesozoic and Eocene sandstones from Chiapas, SE Mexico: implications for sediment provenance: *International Geology Review*, 58, 1132-1157.
- Aguayo-Camargo, J.E., 2005, Neotectónica y facies sedimentarias cuaternarias en el suroeste del Golfo de México, dentro del marco tectono-estratigráfico regional evolutivo del Sur de México: *Ingeniería, Investigación y Tecnología*, 1, 19-45.
- Ali, S., Stattegger, K., Garbe-Shöngerg, D., Frank, M., Kraft, S., Kuhnt, W., 2014, The provenance of cretaceous to quaternary sediments in the Tarfaya basin, SW Morocco: evidence from trace element geochemistry and radiogenic Nd-Sr isotopes: *Journal of African Earth Sciences*, 90, 64-76.
- Allen, P.A., y Allen, J.R., 2005, *Basin Analysis: Principles and Applications*, Blackwell Publishing, 549 p.
- Alvarez, W., Smit, J., Lowrie, W., Asaro, F., Margolis, S.V., Claeys, P., Kastner, M., Hildebrand, A.R., 1992, Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A restudy of Deep Sea Drilling Project Leg 77 Sites 536 and 540: *Geology*, 20, 697-700.
- Ambrose, W. A., T. F. Wawrzyniec, K. Fouad, S. C. Talukdar, R. H. Jones, D. C. Jennette, M. H. Holtz, S. Sakurai, S. P. Dutton, D. B. Dunlap, E. H. Guevara, J. Meneses-Rocha, J. Lugo, L. Aguilera, J. Berlanga, L. Miranda, J., Ruiz-Morales, R. Rojas, Solís, H., 2003, Geologic framework of upper Miocene and Pliocene gas plays of the Macuspana Basin, southeastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87, 1411-1435
- Amorosi, A., 2012, Chromium and nickel as indicators of source to sink sediment transfer in a Holocene alluvial and coastal system (Po Plain, Italy): *Sedimentary Geology*, 280, 260-269.
- Andersen, T., 2002, Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report <sup>204</sup>Pb: *Chemical Geology*, 192, 59-79.

- Andò, S., Vignola, P., Garzanti E., 2011, Raman counting: a new method to determine provenance of silt: *Rendiconti Lincei*, 22, 327-347.
- Andreani, L., Gloaguen., R., 2016, Geomorphic analysis of transient landscapes in the Sierra Madre de Chiapas and Maya Mountains (northern Central America): implications of the North American-Caribbean-Cocos plate boundary: *Earth Surface Dynamics*, 4 (1), 71 p.
- Angeles Aquino, F.J., Reyes Núñez, J., Quezada-Muñetón, J.M., 1992, Evolución tectónica de la Sonda de Campeche, estilos estructurales resultantes y su implicación en la generación y acumulación de hidrocarburos: II Simposio de Exploración Petrolera, Instituto Mexicano del Petróleo, México, D.F.
- Ayala-Pérez, M.P., 2013, Morfodinámica y vulnerabilidad costera por erosión en playas de Tabasco, México, Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, 161 p.
- Ayala-Castañares, A, Gutiérrez-Estrada, M., 1990, Morfología y sedimentos superficiales de la plataforma continental frente a Tabasco y Campeche, México: *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*, UNAM, 17 (2), 163-190.
- Armstrong-Altrin, J.S., 2009, Provenance of sands from Cazonas, Acapulco and Bahía Kino beaches, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 764-782.
- 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, 1446-1461.
- Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P., 2005, Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic setting: *Sedimentary Geology*, 177(1-2), 115-129.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Ramasamy, S., 2004, Geochemistry of sandstones from upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for provenance, weathering, and tectonic setting: *Journal of Sedimentary Research*, 74, 285-297.
- Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., García, D., Nelson-Evy, G., Balaram, V., Cruz-Ortiz, N.L., 2012, Geochemistry of beach sands along the western Gulf of México, México: Implication of provenance: *Chemie Der Erde*, 72, 345-362.
- Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosalez-Hoz, L., Lee, Y.I., Balaram, V., Cruz-Martinez, A., Avila-Ramirez, G., 2013, Geochemistry of the Jurassic and upper Cretaceous shales from the Molango Region, Hidalgo, Eastern Mexico: Implications of source-area weathering, provenance, and tectonic setting: *Comptes Rendus Geoscience*, 345(4), 185-202.

- Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J.A., Ruíz-Fernández, A.C., 2015, Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis: *Continental Shelf Research*, 95, 15-26.
- Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Simon-Labric, T., Guttiérrez, A., Chiquín, E., Morán, S., 2011, The Caribbean-North America-Cocos Triple Junction and the dynamics of the Polochic-Motagua fault systems: pull-up and zipper models: *Tectonics* 30.
- Baas, J.H., 2004, Conditions for formation of massive turbiditic sandstones by primary depositional processes: *Sedimentary Geology*, 166, 293-310.
- Bangs Rooney, C., Basu, A., 1994, Provenance analysis of muddy sandstones: *Journal of Sedimentary Research*, 64, 2-7.
- Banfield, J.F., Eggleton, R.A., 1989, Apatite replacement and rare earth mobilization, fractionation, and fixation during weathering: *Clays and Clay Mineralogy*, 37, 113-127.
- Basu, A., 1985, Influence of climate relief on composition of sands released at source areas. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*, Dordrecht Reidel Publishing, Dordrecht, 1-18.
- Barboza-Gudino, J.R., 1994, Regionalgeologische Erkundungen entlang der GEOLIMEX-Traverse in Süd Mexiko, unter besonderer Berücksichtigung der Sierra de Juarez, Oaxaca: Ph.D. thesis, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der TU Clausthal, 105 p.
- Bahena-Manjarrez, Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, 2002, Spatial and temporal variation of heavy metals in a tropical estuary: *Environmental Geology*, 42, 575-582.
- Bakkaraj, D., Nagendra, R., Nagarajan, R. y Armstrong-Altrin, J.S., 2010, Geochemistry of sandstones from the Upper Cretaceous Sillakkudi Formation, Cauvery Basin, Southern India: Implication for provenance: *Journal of the Geological Society of India*, 76, 453-467.
- Balazs, R.J., de Vries Kleim, G., 1972, Roundness-mineralogical relations of some intertidal sands: *Journal of Sedimentary Research*, 42, 425-433
- Barber, C., 1976, Major and trace element associations in limestones and dolomites: *Chemical Geology*, 14, 273-28.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Really, S.Y., Fisher, N.Y., 2002, Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 602-622.
- Bhatia, M.R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: *Journal of Geology*, 91, 611-627.

- Birgel, D., Fend, D. Roberts, H.H., Peckman, J., 2011, Changing redox conditions at cold seeps as revealed by authigenic carbonates from Alaminos Canyon, northern Gulf of Mexico: *Chemical Geology*, 285, 82-96.
- Blair, T.C., 1987, Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic – lowermost Todos Santos Formation, Chiapas, México: *Journal of Sedimentary Research*, 57, 845-862.
- Blatt, H., 1978, Sediment dispersal from Vogelsberg Basalt, Hessen, West Germany: *Geologische Rundschau*, 67, 1009-1015.
- Blatt, H., 1985, Provenance studies and mudrocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 69-75.
- Bloemsma, M.R., Zabel, M., Stuut, J.B.W., Tjallingii, R., Collins, J.A., Weltje, G.J., 2012, Modeling the joint variability of grain size and chemical composition in sediments: *Sedimentary Geology*, 280, 135-148.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001, Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments: *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Botz, R., Faber, E., Whiticar, M.J., Brooks, J.M., 1988, Authigenic carbonates in sediments from the Gulf of Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, 88, 263-272.
- Boillot, S., 1984, *Geología de los márgenes continentales*, Editorial Mason, 220 p.
- Bouchez, J., Lupker, M., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L., 2011, How important is it to integrate riverine suspended sediment chemical composition with depth? Clues from Amazon River depth-profiles, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 6955-6970.
- Bouma, A.H., Coleman, J.M., Meyer, A.W., 1986, *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*, 96, Washington, U.S. Government Printing Office.
- Borges, J.B., Huh, Y., 2007, Petrography and chemistry of the bed sediments of the Red River in China and Vietnam: provenance and chemical weathering: *Sedimentary Geology*, 194 (3-4), 155-168.
- Borges, J.B., Huh, Y., Moon, S., Noh, H., 2008, Provenance and weathering control on river bed sediments of the eastern Tibetan Plateau and the Russian Far East, *Chemical Geology*, 254 (1-2), 52-72.
- Bryant, W.R., Lugo, J., Córdova, C., y Salvador, A., 1991, Physiography and Bathymetry, In: Salvador, A. (Ed), *The Gulf of México Basin*, Boulder, Colorado, Geological Society of America: *The Geology of North America*, v. J, 13-30.

## REFERENCIAS

- Brueckner, H.K., Avé Lallemant, H.G., Sisson, V.B., Harlow, G.E., Hemming, S.R., Martens, U., Tsujimori, T., Sorensen, S.S., 2009, Metamorphic reworking of a high pressure–low temperature mélange along the Motagua fault, Guatemala: A record of Neocomian and Maastrichtian transpressional tectonics: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 284(1-2), 228-235.
- Burban, P.Y., Lick, W., Lick, J., 1989, The flocculation of fine-grained sediments in estuarine waters: *Journal of Geophysical Research*, 94, 8323-8330.
- Buffler R.T.S., Watkins J.S., Worzel J.L., Shaub F.J., 1980, Structure and Early Geologic History of the Deep Central Gulf of México, in Pilger, R.H., ed., *Proceedings of a Symposium on the Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic*: Baton Rouge, Louisiana State University, 3-16.
- Buffler R.T., Sawyer D.S., 1985, Distribution of Crust and Early History, Gulf of Mexico Basin: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 35, 333-334.
- Byrne, R. H., Kim, K.H., 1990, Rare earth element scavenging in seawater: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 2645-2656.
- Camacho, R., Salazar, S., González, L., Pacheco, H., Suarez, C., 2011, Caracterización geomorfológica de las dunas del Istmo de Mérida, estado de Falcón, Venezuela: *Investigaciones Geográficas*, 76, 7-19.
- Carranza-Edwards, A., 1975, Unidades morfo-tectónicas continentales de las costas mexicanas: *Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM*, 2 (1), 81-88.
- Carranza-Edwards, A., 2001, Grain size and sorting in modern beach sands: *Journal of Coastal Research*, 17(1), 38-52.
- Carranza-Edwards, A., Caso-Chávez, M., 1994, Zonificación del perfil de playa: *Geo-UNAM*, 2(2), 26-32.
- Carranza-Edwards, A., Rosales-Hoz, L., 1995, Grain-size trends and provenance of Southwestern Gulf of Mexico beach sands: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, 2009-2014.
- Carranza-Edwards A, Rosales Hoz, L., Monreal Gómez, M.A., 1993, Suspended sediments in the southeastern Gulf of México: *Marine Geology*, 112, 257-259.
- Carranza-Edwards, A., Rosales-Hoz, L., Santiago-Pérez, S., 1995, A reconnaissance study of carbonates in Mexican beach sands: *Sedimentary Geology*, 101, 261-268.
- Carranza-Edwards, A., Bocanegra-García, G., Rosales-Hoz, L., Galán, L.P., 1998, Beach sands from Baja California Peninsula, México: *Sedimentary Geology*, 119, 263-274.

- Carranza-Edwards, A., Rosales-Hoz, L., Urrutia-Fucugauchi, J., Sandoval-Fortadel, A., Morales-De la Garza, E., Lozano-Santa Cruz, R., 2005, Geochemical distribution pattern of sediments in an active continental shelf in Southern Mexico: *Continental Shelf Research*, 25, 521-537.
- Carranza-Edwards, A., Kasper-Zubillaga, J.J., Rosales-Hoz, L., Morales-De la Garza, E., Santa-Cruz, R.L., 2009, Beach sand composition and provenance in a sector of the southwestern Mexican Pacific: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 433-447.
- Carranza-Edwards, A., Márquez-García, A.Z., Tapia-González, C.I., Rosales-Hoz, L., Alatorre-Mendieta, M.A., 2015, Cambios morfológicos y sedimentológicos en el sur del Golfo de México y del Caribe Noroeste: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(1), 21-43.
- Carriedo, J., Tornos, F., 2009, Diversos orígenes para los depósitos tipo magnetita – (Cu-Au) en la zona de Ossa, Morena: *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, 11, 51-52.
- Castillo, M.L. M., Gupta, B.K.S., Alcalá-Herrera, J.A., 1998, Late Quaternary change in deep-bathyal and abyssal waters of the Gulf of Mexico: Preservation record of the foraminifer *Biloculinella Irregularis*: *Journal of Foraminiferal Research*, 28(2), 95-101.
- Castellanos-Trujillo, L., 1993, Concentración teórica de ilmenita contenida en playas de Tabasco y Campeche: *Anales Instituto Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 19 (2), 131–135.
- Castro-Mora, J., 1999, Monografía Geológico-Minera del Estado de Chiapas: Consejo de Recursos Minerales, 178 pp.
- Cserna, Z. de, 1989, An outline of the geology of Mexico: *The Geology of North America – An overview: The Geological Society of America*, A, 233-264.
- Chandler, F.W., 1988, Quartz arenites: review and interpretation: *Sedimentary Geology*, 58, 105-126.
- Cherniak, D.J., Hanchar, J.M., Watson, E.B., 1997, Rare-earth diffusion in zircon: *Chemical Geology*, 134, 289–301.
- Chyi, L.L., 1986, Characteristics and genesis of zirconium and hafnium deposits. in: *Mineral parageneses. Theophrastus Publications S.A., Atenas*, 387–408.
- Cisneros de León, A., Weber, B., Ortega-Gutiérrez, F., González, R., Maldonado, R., Solari, L., Schaaf, P., Manjarrez-Juárez, R., 2017, Grenvillian massif-type anorthosite suite in Chiapas, Mexico: magmatic to polymetamorphic evolution of anorthosites and their Ti-Fe ores: *Precambrian Research* 295, 203-226.
- Condie, K.C., 1993, Chemical composition and evolution of upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales: *Chemical Geology*, 104, 1-37.

- Cox, R., Lowe, D.R., 1996, Quantification of the effects of secondary matrix on the analysis of sandstone composition, and a petrographic-chemical technique for retrieving original framework grain modes of altered sandstones: *Journal of Sedimentary Research*, 66, 548-558.
- Cullers, R.L., 1988, Mineralogical and chemical changes of soil and stream sediment formed by intense weathering of the Danburg Granite, Georgia, USA: *Lithos*, 21, 301-314..
- Cullers, R.L., 1994a, The chemical signature of source rocks in size fraction of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, USA: *Chemical Geology*, 113, 327-343.
- Cullers, R.L., 1994b, The controls on the major and trace element variation of shale, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 4955-4972.
- Cullers, R.L., 2000, The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications of provenance and metamorphic studies: *Lithos*, 51, 181-203.
- Cullers, R.L., 2002, Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA: *Chemical Geology*, 191, 305-327.
- Cullers, R.L., y Graf, J.L., 1984, Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. In: P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, pp. 275-316.
- Cullers, R.L., Basu, A., Suttner, L.J., 1988, Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA: *Chemical Geology*, 70, 335-348.
- Czitrom, S .P. R, Ruíz, F., Alatorre, M.A. Padilla, A.R., 1986, Preliminary study of a front in the Bay of Campeche, México, In: Nihoul, J. C. J. (Ed.), *Marine Interfaces Ecohydrodynamics*, Elsevier, Amsterdam, 301-311.
- Dallmeyer, R.D., 1982, Pre-Mesozoic basement of the southeast Gulf of Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 14, 471.
- Dalrympl, R.W., Choi, K., 2003, Sediment transport by tidal currents. In G.V. Middleton (ed.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 606-609.

- Dalziel, W.D.I., 1993, Tectonic Tracer and the origin of the Proto-Andean margin, Institute for Geophysics, The University of Texas: XII Congreso Geológico Argentino y II, Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas T'III, 367–374.
- Damon, P., Montesinos, L., 1978, Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, México: Arizona Geological Society Digest, 11, 155-168.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1981 Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 5, 223-238.
- Day, J.W., Yñez-Arancibia, A., Mitsch, W.J., Lara-Domínguez, A.L., Day, J.N., Ko, J.Y., Lane, R., Lindsey, J., Zárate Lomelí, D., 2003, Using ecotechnology to address water quality and wetland habitat loss problems in the Mississippi basin (and Grijalva/Usumacinta basin): A hierarchical approach: Biotechnology Advances, 22(1–2), 135–159.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1966, An introduction to the rock-forming minerals: Longman Group Limited, Londres, R.U.
- De Ignacio, C., Márquez, A., Oyarzun, R., Lilio, J., López, I., 2003, El Chichón volcano (Chiapas Volcanic Belt, Mexico) transitional calc-alkaline to adakitic-like magmatism: petrologic and tectonic implications: International Geology Review, 43, 1020-1028.
- De La Rosa, Z.J.L., Ebo, M.A., Dávila, S.M., 1989, Geología del Estado de Chiapas, Comisión Federal de Electricidad, Editorial Haría, SA. de C.V.
- Dengo, G., 1969, Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean, *in*: Geology of the American Mediterranean: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 19, 311-320.
- Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Journal of Sedimentary Petrology, 40, 695–707.
- Dickinson W.R., 1979, Cenozoic Plate Tectonics Setting of the Cordilleran Region in the United States, *in*: Armentrout J.M., Cole M.R. and Terbest H., eds., Cenozoic Paleogeography of the Western United States, Pacific Coast Symposium: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 3, 1-3.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones: In Zuffa, G.G. (ed), Provenance of arenite, NATO Advanced Study Institute Series, Dordrecht Reidel Publishing Company, 333-363.

## REFERENCIAS

- Dickinson, W.R., 2008, Impact of differential zircon fertility of granitoid basement rocks in North America on age populations of detrital zircons and implications for granite petrogenesis: *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 80-92.
- Dickinson, W., Lawton, T., 2001, Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160.
- Dickinson, W.R., Suczek, C.A., 1979, Plate tectonics and Sandstone Compositions: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63(12), 2164-2182.
- Dickinson W.R., Coney P.J., 1980, Plate Tectonic Constraints on the Origin of the Gulf of Mexico, *in: Pilger R.H., (ed): The Origen of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic: Symposium, Baton Rouge, Louisiana, 27-36.*
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Rybeg, P.T., 1983, Provenance of Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222-235.
- Dott, R.H., 2003, The importance of eolian abrasion in supermature quartz sandstones and the paradox of weathering on vegetation-free landscapes: *Journal of Geology*, 111, 387-405.
- Dutta, P.K., Zhou, Z., dos Santos, P.R., 1993, A theoretical study of mineralogical maturation of eolian sand: *Geological Society of America Special Paper*, 284, 203-209.
- Duane, D.B., 1964, significance of skewness in recent sediments, western Pamlico Sound, North Carolina: *Journal of Sedimentary Petrology*, 34(4), 864-874.
- Duffield, W.A., Tilling, R.L., Canul, R., 1984, Geology of El Chichon Volcano, Chiapas, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20, 117-132.
- Dyer, K.R., 1995, Sediment transport processes in estuaries, In G.M.E. Perillo (ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*: Elsevier, Amsterdam, 423-449.
- Dyer, 1997, *Estuaries: A Physical Introduction*, 2.<sup>a</sup> edición John Willey & Sons, Chichester.
- Eisma, D., 1965, Eolian sorting and roundness of beach and dune sands: *Netherlands Journal of Sea Research*, 2/4, 541-555.
- Eisma, D., 1986, Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries: *Netherlands Journal of Sea Research*, 20, 182-199.
- Elderfield, H., Greaves, J., 1982, The rare earth elements in seawater: *Nature* 296(2) 14-2 19.
- Elderfield, H., Upstill-Goddard, R., Sholkovitz, E. R., 1990, The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 971-991.

- Ergin, M., Keskin, Ş., Doğan, A. U., Kadioğlu, Y. K., Karakaş, Z., 2007, Grain size and heavy mineral distribution as related to hinterland and environmental conditions for modern beach sediments from the Gulfs of Antalya and Finike, eastern Mediterranean: *Marine Geology*, 240, 185-196.
- Escobar-Briones, E.G., Díaz, C., Legendre, P., 2008a, Meiofaunal community structure of the deep-sea Gulf of Mexico: Variability due to the sorting methods: *Deep-Sea Research II*, 55, 2627-2633.
- Escobar-Briones, E.G., Gaytán-Caballero, A., Legendre, P., 2008b, Epibenthic megacrustaceans from the continental margin, slope and abyssal plain of the Southwestern Gulf of Mexico: Factors responsible for variability in species composition and diversity: *Deep-Sea Research II*, 55, 2667-2678.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Hecht, L., Martens, U., 2009, PT trajectory of metamorphic rocks from the central Chiapas Massif Complex: the Custepec Unit, Chiapas, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 243-259.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., López-Martínez, M., 2012, Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: Relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana: *International Geology Review*, 54, 1918-1943.
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Armstrong-Altrin, J.S., 2011, Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidences for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Poshtebadam block, Central Iran: *Journal of African Earth Sciences*, 61, 142-159.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. y Young, G.M., 1995, Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance: *Geology*, 23(10), 921-924.
- Ferree, R.A., Jordan, D.W., Kertes, R.S., Savage, K.M., Potter P.E., 1988, Comparative petrographic maturity of river and beach sand, and origin of quartz arenites: *Journal of Geological Education*, 36, 79-87.
- Folk, R.L., 1960, Petrography and origin of the Tuscarora, Rose Hill and Keefer Formations, Lower a Middle Silurian of western West Virginia: *Journal of Sedimentary Petrology*, 25, 297-301.
- Folk, R.L., 1962, A review of the grain size parameters: *Sedimentology*, 6, 73-93.
- Folk, R.L., 1980, *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill Publishing Co, Austin, Texas, 179 p.

## REFERENCIAS

- Folk, R.L., 2002, *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill Publishing Co, Austin, Texas, 179 p.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957, Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters: *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Franzinelli, E., Potter, P.E., 1983, Petrology, chemistry, and textures of modern river sands, Amazon River System: *Journal of Geology*, 91, 23-39.
- Friedman, G.M, 1961, Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics: *Journal of Sedimentary Petrology*, 31(4), 514-519.
- Friedman, G.M., 1962, On sorting, sorting coefficient and the lognormality of the grain size distribution of sandstones: *The Journal of Geology*, 70, 734-753.
- 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.
- Fries, C., Rincón-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría: Universidad Nacional Autónoma de México, *Boletín del Instituto de Geología*, 73 (2), 57-133.
- FuYuan, A., HaiZhou, Ma., HaiCheng, W., ZhongPing, L., 2012, Distinguishing aeolian signature from lacustrine sediments of the Quaidam Basin in northeastern Qinghai-Tibetan plateau and its palaeoclimatic implications: *Aeolian Research*, 4, 17-30.
- García-Molina, G., 1994, Structural evolution of SE México (Chiapas- Tabasco-Campeche) offshore and onshore: [Tesis Doctoral], Rice University 161 p.
- García-Tovar, G.P., Martínez-Serrano, R.G., 2011, Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(2), 301-322.
- Garzanti, E., 1986, Source rocks versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenites (Upper Triassic, Northern Italy): *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 267-275.
- Garzanti, E., 2015, From static to dynamic provenance analysis-Sedimentary petrology upgraded: *Sedimentary Geology*, 336, 3-13.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., 2003, A classification of metamorphic grains in sandstones based on their composition and grade: *Journal of Sedimentary. Research*, 73, 830–837.
- Garzanti, E., Resentini, A., 2015, Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands): *Sedimentary Geology*, 336, 81-95.

- Garzanti, E., Canclini, S., Moretti Foggia, F., Petrella, N., 2002, Unraveling magmatic and orogenic provenances in modern sands: the back-arc side of the Apennine thrust-belt (Italy): *Journal of Sedimentary Research*, 72, 2-17.
- Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Vezzoli, G., Galy, V., Najman, Y., 2010a, Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments, 1, Bedload sand (Ganga-Brahmaputra, Bangladesh): *Earth and Planetary Science Letters*, 299, 368-381.
- Garzanti, E., Resentini, A., Vezzoli, G., Andò, S., Malusà, M.G., Padoan, M., Paparella, P., 2010b, Detrital fingerprints of fossil continental-subduction Zones (axial belt provenance, European Alps): *The Journal of Geology*, 118, 341-362.
- Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Galy, V., Censi, P., Vignola, P., 2011, Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments, 2, Suspended-load silt (Ganga-Brahmaputra, Bangladesh): *Earth and Planetary Science Letters*, 302, 107-120.
- Garzanti, E., Resentini, A., Vezzoli, G., Andò, S., Malusà, M.G., Padoan, M., 2012, Forward compositional modelling of Alpine orogenic sediments: *Sedimentary Geology*, 280, 149-164,
- Garzanti, E., Padoan, M., Andò, S., Resentini, A., Vezzoli, G., Lustrino M., 2013, Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: sand petrology and geochemistry in the East African Rift, *Journal of Geology*, 121, 547-580.
- Garzanti, E., Vermeesch, P., Padoan, M., Resentini, A., Vezzoli, G., Andò S., 2014, Provenance of passive margin sand (south Africa): *The Journal of Geology*, 122, 17-42.
- Garzanti, E., Resentini, A., Andó, S., Vezzoli, G., Pereira, A., Vermeesch, P., 2015, Physical controls on sand composition and relative durability of detrital minerals during ultra-long distance litoral and aeolian transport (Namibia and southern Angola): *Sedimentology*, 62, 971-996.
- Garver, J.J., Royce, P.R., Smick, T.A., 1996, Chromium and nickel in shale of the Taconic Foreland: a case of study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source: *Journal of Sedimentary Research*, 66, 100-106.
- Gazzi, P., 1966, Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modense: Correlazioni con il flysch di Monghidoro: *Mineralogica e Petrografica Acta*, 12, 69-97.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Garza, R.S.M., Iriondo, A., Weber, B., Lopez- Martínez, M., 2011, Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: record of Nazas arc magmatism and riftbasin formation prior to opening of the Gulf of Mexico: *Geosphere*, 7 (1), 121-144.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico: in C. Bartolini, J.L. Wilson, and T.F. Lawton (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper*, 340, 1-58.

- González-Guzmán, R., Weber, B., Manjarrez-Juárez, R., Hecht, L., Solari, L., 2014, Petrogenesis of basement rocks in the Southern Chiapas Massif: Implications on the tectonic evolution of the Maya block: *Goldschmidt Abstracts*, p. 839.
- González-Guzmán, R., 2016, Estudio petrogenético del basamento cristalino de la porción sureste del Macizo de Chiapas: implicaciones tectónicas del Bloque Maya Sur, Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Mexico, 302 p.
- Gordon, E.S., Goñi, M.A., 2004, Controls on the distribution and accumulation of terrigenous organic matter in sediments from the Mississippi and Atchafalaya river margin: *Marine Chemistry*, 92, 331-352.
- Gosen, W., Von, Buggish, W., Prozzi, C., 2009, Provenance and geotectonic setting of Late Proterozoic – Early Cambrian metasediments in the Sierras de Córdoba and Guasayán (western-argentina): geochemical approach: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 251(3), 257-284.
- Gutiérrez-Estrada, M., Malpica-Cruz, V., Martínez-Reyez., J., 1981, Geomorfología y sedimentos recientes del sistema lagunar Atasta-Pom, Campeche, México: *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*, UNAM.
- Griffths, J.C., 1967, *Scientific methods in the analysis of sediments*: New York, McGraw-Hill, 508 p.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984, The North American Shale Composite: Its compilation, major and trace elements: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Guzmán-Speziale, M., Meneses-Rocha, J.J., 2000, The North America– Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: A fault jog in southeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 459–468.
- Hails, J.R., 1967, Significance of statistical parameters for distinguishing sedimentary environments in New South Wales, Australia: *Journal of Sedimentary Petrology*, 37(4), 1059-1069.
- 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: *Journal of Sedimentary Petrology*, 39(2), 559-580.
- Hall D.J., Cavanaugh T.D., Watkins J.S., McMillen K.J., 1982, The Rotational Origin of the Gulf of Mexico Based on Regional Gravity data, *in*: Watkins J.S., Drake C.I. (eds): *Studies in Continental Margin Geology: The American Association Petroleum Geologists, Memoir*, 34, 115-126.
- Ham-Wong, J.M., 2007, *Libreto Guía. Para el proyecto de caracterización de sistemas de fracturas del Mesozoico del área de Chiapas-Tabasco, México: Petróleos Mexicanos.*

- Harnois, L., 1988, The CIW Index: A new chemical index of weathering: *Sedimentary Geology*, 55(3-4), 319-322.
- Heaman, L.M., Bowins, R., Crocket, J., 1990, The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies: *Geochimica Cosmochimica Acta*, 54, 1597-1607.
- Hernández-García, R., 1973, Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 25, 73-113.
- Hoskin, P.W.O., Kinny, P.D., Wyborn, D., Chappell, B.W., 2000, Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach: *Journal of Petrology*, 41, 1365-1396.
- Hudson, P.F., Hendrickson, D.A., Benke, A.C., Varela-Romero, A., Rodiles-Hernández, R., Minckley, W.L., 2005, Rivers of Mexico: *Rivers of North America*, 1031-1074.
- Humphris C.C. Jr., 1978), Salt Movement on Continental Slope, Northern Gulf of Mexico: *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 782-798.
- Ingersoll, R.V., 1978, Petrofacies and petrology evolution of the Late Cretaceous fore-arc basin northern and central California: *Journal of Geology*, 86, 335-352.
- Ingersoll, R.V., 1990, Actualistic sandstone petrofacies: discriminating modern and ancient source rocks: *Geology*, 18, 733-736.
- Ingersoll, R. V., Kretchmer, A. G., Valles, P. H, 1993, The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies: *Sedimentology*, 40, 937-953.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J., Sares, S., 1984, The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 102-116.
- Inman, D. L, Nordstrom, C.R., 1971, On the tectonic and morphologic classification of coasts: *Journal of Geology*, v. 79 (1), 1-21.
- Jarvis, K.E., 1988, Inductively coupled plasma mass spectrometry: a new technique for the rapid or ultrarapid level determination of the rare-earth elements in geological materials: *Chemical Geology*, 68, 31-39.
- Johnsson, M.J., 1988, First-cycle quartz arenites in the Orinoco River Basin, Venezuela and Colombia: *Journal of Geology*, 96, 263-277.
- Johnson, M.J., 1993, The system controlling the composition of clastic sediments. In: *Processes controlling the Composition of Clastic Sediments* (Eds. Johnsson M.J., Basu, A.): *Geological Society of America Special Paper*, 284, 1-19.

- Johnsson, M.J., Stallard, R.F., Lundberg, N., 1991, Controls on the composition of fluvial sand from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco River drainage river, Venezuela and Colombia: Geological Society of America Bulletin, 103, 1622-1647.
- Jones, B., Manning, D.C., 1994, Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleo-redox conditions in ancient mudstones: Chemical Geology, 111, 111-129.
- Kasper-Zubillaga, J.J., 2009, Roundness in quartz grains from inland and coastal dune sands, Altar Desert, Sonora, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61(1), 1-12.
- Kasper-Zubillaga, J.J., Dickinson, W.W., 2001, Discriminating depositional environments of sands from modern source terranes using modal analysis: Sedimentary Geology, 143, 149-167.
- Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., 2005, Grain size discrimination between sands of desert and coastal dunes from northwestern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(3), 383-390.
- Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., Rosales-Hoz, L., 1999, Petrography and geochemistry of Holocene sands in the western Gulf of México: implications for provenance and tectonic setting: Journal of Sedimentary Research, 69, 1003-1010.
- Kasper-Zubillaga, J.J., Carranza-Edwards, A., Morton-Bermea, O., 2008, Heavy metals and rare earth elements in coastal and inland dune sands of El Vizcaino desert, Baja California peninsula, México: Marine Georesources and Geotechnology, 26(3), 172-188.
- 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.
- Kemp, G.P., Day, J.W., Yáñez-Arancibia, A., Peyronnin, N.S., 2016, Can Continental Shelf River Plumes in the Northern and Southern Gulf of Mexico Promote Ecological Resilience in a Time of Climate Change?: Water, 8, 83.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Norman, M., Urrutia-Fucugauchi, J., Grajales-Nishimura, M., 2011, Study of melt and a clast of 546 Ma magmatic arc rocks in the 65 Ma Chicxulub bolide breccia, northern Maya block, Mexico: western limit of Ediacaran arc peripheral to northern Gondwana: International Geology Review, 53, 1180–1193.
- King C.A.M., 1972, Beaches and Coasts: Londres, Reino Unido, Edward Arnold, 570 p.
- Klitgord K.D., Schouten H., 1986, Plate kinematics of the central Atlantic, *in*: Vogt P.R., Tucholke B.E. (eds.), The western North Atlantic región: Boulder, Colorado, Geological Society of America, V.M, 351-378.

- Komar, P.D., 1976, Beach processes and sedimentation, Prentice Hall Inc., New Jersey.
- Komar, P.D, Inman, D.L., 1970, Longshore sand transport on beaches: Journal of Geophysical Research, 75(30), 5914-5927.
- Krogh, T.E., Kamo, S.L., Sharpton, V.L., Martin, L.E., Hildebrand, A.R., 1993, U–Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater: Nature 366, 731-734.
- Krynine, P.D., 1940, Petrology and génesis of the Third Bradford Sand: Pennsylvania State College Mineral Industries Experiments Station Bulletin, 29 134 p.
- Kuenen, P.H., 1959, Experimental abrasion; 3, Fluvial action on sand: American Journal of Science, 257, 172-190.
- Kuenen, P.H., 1964a, Deep-Sea sands and ancient turbidites, en A. H. Bouma, A. Brouwer (eds.), Turbidites: Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 3-33.
- Kuenen, P.H., 1964b, Experimental abrasion; 6, Surf action: Sedimentology, 3, 29-43.
- Kuenen, P.H., Migliorini, C. I., 1950, Turbidity currents as a cause of graded bedding: Journal of Geology, 58, 91-127.
- Layer, P.M., García Palomo, A., Jones, D., Macías, J.L., Arce, J.L., Mora, J.C., El chichón volcanic complex, Chiapas, Mexico: Stages of evolution based on field mapping and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology: Geofísica Internacional, 48(1), 33-54.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., Sampson, D.E., 1999, U–Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico: Precambrian Research, 94, 73-99.
- Lawrence *et al.*, 2011. Hydrodynamic fractionation of zircon age populations: Geological Society of America Bulletin, 123, 295-305-
- Lecuanda, R., Ramos, F., 1985, Oceanografía geológica, En: Lanza, G.E. (ed), Oceanografía de mares mexicanos. Golfo de México y Mar Caribe: AGT, México, 3-29.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, 27 (3), 745-750.
- Le Maitre, R.W., 1976, The chemical variability of some common igneous rocks: Journal of Petrology, 17, 589-637.
- Lee, Y.I., 2009, Geochemistry of shales of the Upper Cretaceous Hayang Group, SE Korea: Implications for provenance and source weathering at an active continental margin: Sedimentary Geology, 215(1-4), 1-12.

- Leeder, M. R., 1982, *Sedimentology, process and product*: London, George Allen and Unwin, Ltd.
- Lewis, D.W., 1984, *Practical Sedimentology*, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa.
- Logan, B.W., Harding, J.L., Ahr, W.M., Williams, J.D., Shead, R.G., 1969, Carbonate sediments and reefs, Yucatan shelf, México, Part I, Late quaternary sediments: *The American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 11, 1-128.
- López, J.M.G., Bauluz, B., Fernández-Nieto, C., Oliete, A.Y., 2005, Factors controlling the trace-element distribution in fine-grained rocks: the Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain): *Chemical Geology*, 214, 1-19
- López-Infanzón, M., 1986, *Petrología y radiometría de rocas ígneas y metamórficas*: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 33, 59-98.
- López-Ramos, E., 1972, Bosquejo geológico del basamento ígneo y metamórfico de la zona norte y Poza Rica: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 13.
- López-Ramos E., 1983, *Geología de México: Tomo III, tercera edición*, México D.F., 454 p.
- López-Ramos E., 1985, *Geología de México: Tomo II, tercera edición, primera reimpresión*, México D.F., 453 p.
- López-Ramos, E., 1975, *Carta geológica del Estado de Chiapas*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, escala 1: 500,000.
- Lozano, R., Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22 (3), 329–344.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, v. 1, 203-208.
- Lowe, D.R., 1979, Sediment gravity flows. Their classification and some problems of application to natural flows and deposits: *SEPM Special Publications*, 27, 75-52.
- Lowe, D.R., 1979, Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 (1), 279-297.
- Lowe, D.R. Guy, M., 2000, Slurry-flows deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem: *Sedimentology*, 47, 31-70.

- Lowe, D. R., Williams, S. N., Leigh, H., Conner, C. B., Gemmill, J. B., Stoiber, R. E., 1986, Lahars initiated by the 13th November 1985 eruption of Nevado del Ruíz, Colombia. *Nature*, 324, 51-53.
- Ludwig, K.L., 2008, Isoplot 3.70. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, 4 (Special Publications), August 26, 1-77.
- Madhavaraju, J., Lee, Y.I., 2009, Geochemistry of the dalmiapuram formation of the uttatur group (Early Cretaceous), Cauvery basin, southeastern India: implications on provenance and paleo-redox conditions: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 380-394.
- Madhavaraju, J., González-León, C.M., Lee, Y.I., Armstrong-Altrin, J.S., Reyes-Campero, L.M., 2010, Geochemistry of the Mural Formation (Aptian-Albian) of the Bisbee group, Northern Sonora, México: *Cretaceous Research*, 31, 400-414.
- Mandujano-Velázquez, J., Vázquez-Meneses, M.E., 1996, Reseña bibliográfica y análisis estratigráfico de la sierra de Chiapas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 45(1), 20-46.
- Manjarrez-Juárez, R.U., 2013, Basamento grenviliano y orogénesis ordovícica en el sur del Macizo de Chiapas, Implicaciones paleogeográficas para el Bloque Maya Sur en el Paleozoico temprano, [Tesis de Maestría]: Ensenada, B.C., Mexico, CICESE, 115 p.
- Manning, A.J., 2001, A study of the effects of turbulence on the properties of flocculated mud, Ph. D. Thesis, Institute of Marine Studies, University of Plymouth.
- Manning, A.J., 2004, The observed effects of turbulence on estuarine flocculation: *Journal of Coastal Research*, 41, 90-104.
- Manning, A.J., Bass, S.J., 2006, Variability in cohesive sediment settling fluxes: Observations under different estuarine tidal conditions: *Marine Geology*, 235, 177-192.
- Manning, A.J., Dyer, K.R., 1999, A laboratory examination of flocc characteristics with regard to turbulent shearing: *Marine Geology* 160, 147-170.
- Martínez, M.L., Moreno-Casasola, P., Castillo, S., 1993, Biodiversidad costera: playas y dunas, *Biodiversidad Marina y Costera de México*, (ed) Salazar-Vallejo S.I. & González, N.E, México, CIQRO-CONABIO, 160-181.
- Martínez, M.L., Gallego-Fernández, J.B., García-Franco, J.G., Moctezuma, C., Jiménez, C.D., 2006, Assessment of coastal dune vulnerability to natural and anthropogenic disturbances along the Gulf of México: *Environmental Conservation*, 33(2), 109-117.
- Martins, V., Dubert, J., Jouanneau, J.M., Weber, O, Silva, E.F., Patinha, C. Dias, J.M.A., Rocha, F., 2007, A multiproxy approach of the Holocene evolution of Shelf-slope circulation on the NW Iberian Continental shelf: *Marine Geology*, 239, 1-18.

## REFERENCIAS

- Martens, U., 2009, Geologic evolution of the Maya Block (southern edge of the North American plate): an example of terrane transferral and crustal recycling, Doctoral Thesis, United States of America, Stanford University, 166p.
- Martens, U., Weber, B., Valencia, V.A., 2010, U/Pb geochronology of Devonian and older Paleozoic beds in the Paleozoic-Mesozoic evolution of the Chuacús Complex, Guatemala southwestern Maya Block, Central America: its affinity with Peri-Gondwanan terranes: Geological Society of America Bulletin, 122, 815-829.
- Mason, C.C., Folk R.L., 1958, Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas: Journal of Sedimentary Petrology, 28(2), 211-226.
- Marsaglia, K.M., 1993, Basaltic island sand provenance. In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments: Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper, 284, 41–65.
- Maurrasse, F.J., 1990, Stratigraphic correlation for the circum-Caribbean region, in Dengo, G., and Case, J.E., (eds.), Decade of North American Geology, Volume H: The Caribbean region: Geological Society of America, Plates 4, 5A, B.
- Marín-Guzmán, A.P., Carranza-Edwards, A., 2011, Inferencia del transporte litoral dominante del Golfo de México, Transporte Litoral, Interacciones del Planeta Tierra, Gío-Argáez, R., y Rosalez-Hoz, M.T.L., Editores: ICML, UNAM, México D.F. pp. 39-46.
- Meritano-Arenas, J., 1972, Estudio tectónico preliminar del Istmo de Tehuantepec, en base a imágenes del satélite-Erts-1: Anales del Instituto de Geofísica, UNAM, 108-116.
- McBride, E.F., 1985, Diagenetic processes that affect provenance determination in sandstone. In: Zuffa, G.G. (Ed), Provenance of Arenites, NATO Advanced Institutes Series C, 148: Reidel, Dordrecht, 95-113.
- McBride, E.F., 1985, McBride, E.F., 1987, Diagenesis of the Maxon Sandstone (Early Cretaceous), Marathon Region, Texas: a diagenetic quartzarenite: Journal of Geology, 57, 98-107.
- McBride, E.F., Picard D.M., 1987, Downstream changes in sand composition, roundness and gravel size in a short-headed, high-gradient stream, Northwestern Italy: Journal of Sedimentary Petrology, 57, 1018-1026.
- McBride, E.F., Abel-Wahab, A., McGilverly, T.A., 1996, Loss of sand-size feldspar and rock fragments along the South Texas Barrier Island, USA: Sedimentary Geology, 107, 37-44.
- McCave, I.N., 1985, Mechanics of deposition of fine-grained sediments from nepheloid layers: Geo-Marine Letters, 4, 243-245.

- McLennan, S.M, 1989, Rare earth elements in sedimentary rocks: influences of provenance and sedimentary processes, In. Lipin B.R. and McKay G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, Mineralogical Society of America, 21, 169-200.
- McLennan, S.M., 2001, Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2, paper number 2000GC000109, Published April 20, 2001.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1991, Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends: *Journal of Geology*, 99, 1-21.
- McLennan, S.M., Nance, W.B., Taylor, S.R., 1980, Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks and the composition of the continental crust: *Geochimica Cosmochimica Acta*, 44, 1833-1839.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993, Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnson, M.J., Basu, A., (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments: Geological Society of America Special Paper*, 284, 21-40.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., 1990, Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations: *Geochimica Cosmochimica Acta*, 54, 2015-2050
- Meneses-Rocha, J.J., 1985, Tectonic evolution of the Strike-slip fault province of Chiapas, Mexico: [Tesis Maestría], University of Texas at Austin, 308 p.
- Meneses-Rocha, J.J., 1991, Tectonic development of the Ixtapa Graben, Chiapas, México: [Tesis Doctoral], The University of Texas at Austin, 308 p.
- Meneses-Rocha, J.J., 2001, Tectonic evolution of the Ixtapa graben, an example of a strike-slip basin in southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems, in Bartolini, C., Buffler, R.T., and Cantú-Chapa, A. (eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: The American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 75, 183-216.
- Mehring, J.L., McBride, E.F., 2007, Origin of modern quartzarenite beach sands in a temperate climate, Florida and Alabama, USA: *Sedimentary Geology*, 201, 432-445.
- Mitra, S., Figueroa, G.C., Garcia, J.H., Alvarado, A.M., 2005, Three-dimensional structural model of the Cantarell and Sihil structures, Campeche Bay, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89(1), 1-26.
- Moiola, R.J., Weiser, D., 1968, Textural parameters: An evaluation: *Journal of Sedimentary Petrology*, 38(1), 45-53.

- Molinarili, E., Blom, M., Basu, A., 1991, Methods of provenance determination tested with discriminating function analysis: *Journal of Sedimentary Research*, 61, 900-908.
- Molina-Garza, R.S., Geissman, J.W., Wawrzyniec, T.F., Peña-Alonso, T.A., Iriondo, A., Weber, B., Aranda-Gómez, J., 2015, Geology of the coastal Chiapas (Mexico). Miocene plutons and the Tonalá shear zone: Syntectonic emplacement and rapid exhumation during sinistral transpression: *Lithosphere*, 7, 257-274.
- Monreal Gómez, M. A, Salas de León, D.A., Padilla-Pilotze, A.R., Alatorre Mendieta, M.A., 1992, Hidrografía y estimación de corrientes de densidad en el Sur de la Bahía de Campeche, México: *Ciencias Marinas*, 18 (4), 115-133.
- Monreal-Gómez, M.A., Salas-de-León, D.A. y Velasco-Mendoza, H., 2004, La Hidrodinámica del Golfo de México, En: Caso, M., Pisanty, I. y Ezcurra, E., *Diagnostico Ambiental del Golfo de México*, 1, Ed. INE, México, 626 p.
- Mora, J.C., Jaimes-Viera, M.C., Garduño-Monroy, V.H., Layer, P.W., Pompa-Mera, V., Godínez, M.L., 2007, Geology and geochemistry characteristics of the Chiapanecan Volcanic Arc (Central Area) , Chiapas, Mexico: *Journal of volcanology and geothermal research*, 62, 43-72.
- Mora, J.C., Layer, P.W., James-Viera, M.D.C., 2012, New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from the central part of the Chiapanecan Volcanic Arc, Chiapas, Mexico: *Geofísica Internacional*, 51 (1), 39-49.
- Morton-Bermea, O, Armienta, M.A. y Ramos S., 2010, Rare-Earth element distribution in water from El Chichon Volcano Crater Lake, Chiapas, México: *Geofísica Internacional*, 49(1), 43-54.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., 2015, Streamflow and sediment load assessment from 1950 to 2006 in the Usumacinta and Grijalva rivers (Southern Mexico) and the influence of ENSO: *Catena*, 127, 270-2.
- Muhs, D.R., 2004 Mineralogical maturity in dunefields or North America, Africa and Australia: *Geomorphology*, 59, 247-269.
- Murillo-Muñeton, G., 1994, Petrologic and geochronologic study of Grenville-age granulites and post-granulite plutons from the La Mixtequita area, state of Oaxaca in southern Mexico, and their tectonic significance, M.S. thesis, University of Southern, California, Los Angeles, 163 p.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernández- Suárez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Dostal, J., Braid, J.A., 2009, Rheic ocean mafic complexes: overview and synthesis. In: Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J. (eds.). *Ancient orogens and modern analogues: Geological Society, London*, 327 (Special Publications), 343-369.

- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., 2010, Comparative evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A North America perspective: *Gondwana Research*, 17, 482- 499.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin, J.S., Moutte, J., 2007a, Petrography and Geochemistry of terrigenous sedimentary rocks in the Neoproterozoic Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Southern India: Implications for Paleoweathering condition, Provenance, and Source Rock Composition: *Journal of Geological Society of India*, 70, 297-312.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin, J.S., Moutte, J., 2007b, Geochemistry of Neoproterozoic Shales of Rabanpalli Formation, Bhima Basin, northern Karnataka, Southern India: Implications for Provenance and paleoredox conditions: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2), 150-160.
- Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Armstrong-Altrin, J.S., Nagendra, R., 2011, Geochemistry of Neoproterozoic limestones of Shahabad Formation, Bhima basin, Karnataka, Southern India: *Geosciences Journal*, 15, 9-25.
- Nagasawa, H., 1970, Rare earth concentrations in zircon and apatite and their host dacites and granites: *Earth Planet Science Letters*, 9, 359–364.
- Najman, Y., 2006, The detrital record of orogenesis: a review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins: *Earth-Sciences Reviews*, 74, 1-72.
- Nathaly-Pineda, O., 2013, Análisis de transporte y composición de los sedimentos recientes de las playas de Nautla y la Ciudad de Veracruz en el Golfo de México, UNAM-ICMyL, México, Tesis de Maestría.
- Nath, B.N., Bau, M., Ramalingeswara Rao, ChM., 1997, Trace and rare earth element variation in Arabian sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 2375-2388.
- National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA), 2014, Tropical Cyclone History: Data from 1949 in the Pacific, from 1851 in the Atlantic, National Hurricane Center: disponible en <[http://www.nhc.noaa.gov/climo/images/1851\\_2013\\_tc.jpg](http://www.nhc.noaa.gov/climo/images/1851_2013_tc.jpg)>
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of limestones: *Nature*, 199, 715-717.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1996, Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy: *Sedimentology*, 43-241-358.

## REFERENCIAS

- Nesbitt, H.W., Fedo, C.M., Young, G.M., 2006, Quartz and feldspar stability, steady and non-steady state weathering and petrogenesis of siliciclastic sands and muds: *Journal of Geology*, 105(2), 173-192.
- Nichols, M.M., Biggs, R.B., 1985, Estuaries, In R.A. Davis (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*, 2.<sup>a</sup> ed., Springer-Verlag, New York, 77-186.
- Nemec, W., 1990, Aspects of sediment movement on steep delta slopes, In A. Colella y D. B. Prior (Eds.), *Coarse-Grained Deltas: International Association of Sedimentologists Special Publications*, 10, 29-73.
- Nunn J.A., Scardina A.D., Pilger R.H. Jr., 1984, Thermal evolution of the north central Gulf Coast: *Tectonics*, 3, 723-740.
- Odom, L.E., 1975, Feldspar-grain size relations in Cambrian arenites, upper Mississippi Valley: *Journal of Sedimentary Research*, 45, 636-650.
- Odom, L.E., Doe, T.W., Dott, R.H., 1976, Nature of feldspar-grain size relations in some quartz-rich sandstones: *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 862-870.
- Olivera, A., Rocha, F., Rodríguez, A., Jouanneau, J., Días, A., Weber, O., Gomes, C., 2002, Clay minerals from the sedimentary cover from the northwest Iberian shelf: *Progress in Oceanography*, 52, 233-247.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts in southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, 20, 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during late Paleozoic: *Geology*, 23, 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Solé, J., Martens, U., Gómez-Tuena, A., Morán-Ical, S., Reyes-Salas, M., Ortega-Obregón, C., 2004, High Pressure eclogite facies Metamorphism in the Chuacús Complex, Sierra de Chuacús, Central Guatemala: *Petrology, Geochronology, and Tectonic implications: International Geology Review*, 46, 445-470.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregón, C., Elías- Herrera, M., Morán-Ical, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., Torres de León, R., Schaaf, P., 2007, The Maya-Chortís boundary: a tectonostratigraphic approach: *International Geology Review*, 49, 996-1024.
- Ortega-Obregón, C., Solari L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Morán-Ical, S., 2008, Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal - Salamá area, central Guatemala: implications for North America-Caribbean plate tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, 120, 556-570.
- Pacheco, C., Barba, M., 1986, El Precámbrico de Chiapas, un terreno estratotectónico: *Sociedad Geológica Mexicana, VIII Convención Nacional, Libro Resúmenes*, 145 p.

- Pantoja-Alor, J., 1974, Contribución a la geocronología del Estado de Chiapas: Boletín de la Asociación de Mexicana de Geólogos Petroleros, 26 (4-6), 29 pp.
- Padilla y Sanchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: [Tesis Doctoral], The University of Texas at Austin, 217 p.
- Padilla y Sanchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: Geofísica Internacional, 25 (1), 157-206
- Padilla y Sánchez, 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, 51(1), 19-42.
- Palacio-Aponte, G., 2001, Detección de cambios en la morfología litoral de punta Zacatal y parte occidental de Isla del Carmen, Campeche, mediante el análisis multitemporal de imágenes de satélite: Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, 46, 7-14.
- Pantoja-Alor, J., Rincón O., C., Fries, C., Silver, L., Solorio, O., 1974, Contribuciones a la geocronología de Chiapas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 26, 205-223
- Passega, R., 1957, Texture as characteristic of clastic deposition: Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, 69, 1952-1984.
- Passega, R., 1964, Grain size representation by CM patterns as a geological tool: Journal of Sedimentary Petrology, 34(4), 830-847.
- Passega, R., 1977, Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensión: Sedimentology, 24(5), 723-733.
- Patchett, P.J., Ruiz, J., 1987, Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern México: Contributions to Mineralogy and Petrology, 96, 523-528.
- Pattan, J.N., Pearce, N.J.G., Mislankar, P.G., 2005, Constrains in using Cerium-anomaly of bulk sediments as an indicator of paleo bottom water redox environment: a case study from the Central Indian Ocean Basin: Chemical Geology, 221, 260-278.
- Pe-Piper, G., Triantafyllidis, S., Piper, D.J.E., 2008, Geochemical identification of clastic sediment provenance from known sources of similar geology: The Cretaceous Scotian Basin, Canada: Journal of Sedimentary Research, 78(9), 595-607.

## REFERENCIAS

- Pettijohn, F.J., 1963, Chemical composition of sandstones-excluding carbonate and volcanic sands, Data of Geochemistry: 6<sup>th</sup> Ed. U.S. Geological Survey Professional Paper, 449S, 19.
- Pettijohn, F.J., 1975, Sedimentary Rocks: Harper and Row Publishers, New York.
- Pérez-Alvarado, B.Y., 2014, Granulometría y geoquímica de arena de dos playas y lodos de plataforma del Golfo de México: Implicación de procedencia, Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Tesis de Licenciatura, 88 p.
- Pilger R.H. Jr., 1978, A close gulf of Mexico, Pre-Atlantic ocean plate reconstruction and the early rift history of the Gulf and North Atlantic: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 28, 385-393.
- Pilger R.H. Jr., 1981, The opening of the Gulf of Mexico: Implications for the tectonic evolution of the northern Gulf coast: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 31, 377-381.
- Pindell J.L., 1985, Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean: Tectonics, 4, 1-39.
- Phleger, F.B., Ayala-Castañares, Processes and history of Terminos Lagoon: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 55(12) 2130-2140.
- Pompa-Mera, V., Schaaf, P., Weber, B., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., Ortega-Gutiérrez, F., 2008, Devonian-Ordovician Magmatism in Chiapas Massif, Southern Maya Block, México: American Geophysical Union (AGU), Eos Transactions, 89(53), Fall Meeting Supplement, Abstract, V31B-2138.
- Ponce, D., Gaulon, R., Suárez, G., Lomas, E., 1992, Geometry and state of stress of the downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec: Mexico, Geophysical Research Letters, 19, 773-776.
- Potter, P.E., 1985, Fraction analyses of modern river sand of Rios Negros and Solimoes, Brazil, implications of the origin of quartz-rich sandstones: Revista Brasileira de Geociencias., 15, 31-35.
- Potter, P.E., 1986, South America and a few grains of sand: part 1-beach sands: Journal of Geology, 94, 301-319.
- Potter, P.E., 1994, Modern sands of South America: Geologische Rundschau, 83, 212-232.
- Potter, P.E., Huh, Y., Edmond, J.M., 2001, Deep-freeze petrology of Lena River Sand, Siberia: Geology, 29, 999-1002.

- Price, J.R., Velbel, M.A., 2003, Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks: *Chemical geology*, 202, 397-416.
- Putsy N.P., 1965, Beach-ridge Development in Tabasco, Mexico: *Annals of the American Association of Geography*, 55, 112-124.
- Putsy N.P., 1966, The Geomorphology of Beach Ridges in Tabasco, Mexico: Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Technical Report, 30, 1-51.
- Quezada Muñetón, J.M., 1983, Las Formaciones San Ricardo y Jericó del Jurásico Medio-Cretácico Inferior en el SE de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 35, 37-64.
- Quezada Muñetón, J.M., 1987, El Cretácico Medio-Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 39, 3-98.
- Quiróz-Martínez, B., 2005, Foraminíferos planctónicos, bentónicos y ostrácodos en sedimentos del sur del Golfo de México y su relación con la productividad, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 49 p.
- Ramanathan, A.L., Rajkumar, K., Majumdar, J., Singh G., Behera, P.N., Santra S.C., Chidambaram, S., 2009, Textural characteristics of the surface sediments of a tropical mangrove Surdarban ecosystem India: *Indian Journal of Marine Sciences*, 38(4), 397-403.
- Rajganapathi, V.C., Jitheshkumar, N., Sundararajan. M., Bhat, K.H., Velusamy, S., 2012, Grain size analysis and characterization of sedimentary environment along Thiruchendur coast, Tamilnadu, India: *Arabian Journal of Geosciences*, 6(12), 4717-4728.
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmenn, R., Martens, U., Stanek, K., Stubner, K., Nelson, B.K., Herrmann, U., Weber, B., López-Martínez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., McWilliams, M.O., Gordon, M., Meschede, M., Bock, P., 2009, The North American–Caribbean plate boundary in México–Guatemala–Honduras. In: James, K.H., Lorente, M.A., Pindell, J.L. (eds.), *The origin and Evolution of the Caribbean Plate: Geological Society of London*, 328 (Special Publications), 219-293.
- Ray, A.K., Tripathy, S.C., Patra, S., Sarma, V.V., 2006, Assesmente of Godavari estuarine mangrove ecosystem through trace metal studies: *Environment International*, 32(2), 239-247.
- Ríos, F., Cisternas, M., 1998, Uso de parámetros sedimentológicos en el reconocimiento de ambientes hidrodinámicos en los canales y fiordos adyacentes a Campos de Hielo Sur: *Investigaciones Marinas*, 26, 21-30.
- Ricoy S., U., 1989, Tertiary terrigenous depositional systems of th Mexican Isthmus Basins: [Tesis Doctoral], The University of Texas at Austin, 145 p.

- Rocha, F., 1993, Argilas Aplicadas a estudios litoestratigráficos e paleoambientais na Bacia Sedimentar de Aveiro, [Tesis Doctoral]Aveiro University, Portugal, 399 p.
- Roberts, H.H., McBride, R.A., Coleman, J.M., 1999, Outer shelf and slope geology of the Gulf of Mexico: An overview, In: Kumpf, H.K., Stedinger, H.K., Sherman, K. (eds.), The Gulf of Mexico, large marine ecosystem. Assessment, sustainability and management, Blackwell Science, 6, 99-112.
- Robinson, R., Pantoja-Alor, J., 1968, Tremadocian trilobites from Nochixtlan región, Oaxaca, Mexico: Journal of Paleontology, 42, 767-800.
- Rogers, R.D., Mann, P., Emmet, P.A., 2007, Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data. In: Mann, P. (ed.). Geologic and tectonic development of the Caribbean plate in northern Central America: Geological Society of America, 428 (Special Paper), 65-88.
- Rollinson, H.R., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman Group, England, 352 p.
- Rosales-Domínguez, M.D.C., 1998, Biohorizontes cronoestratigráficos en las facies carbonatadas de plataforma del Cretácico medio-superior de Chiapas, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 15, 73-77.
- Rosales-Domínguez, M.D.C., Bermúdez-Santana, J.C., Aguilar-Piña, M., 1997, Mid and Upper Cretaceous foraminiferal assemblages from the Sierra de Chiapas, southeastern Mexico: Cretaceous Research, 18, 697-712.
- Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., 1998, Heavy metals in sediments from Coatzacoalcos River, Mexico: Bulletin Environmental Contamination and Toxicology, 60, 553-561.
- Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Mendez-Jaime, C., 1999, Metals in shelf sediments and their association with continental discharges in a tropical zone: Marine Freshwater Research, 50, 189-196.
- Rosales-Hoz, L., Cundy, A.B., Bahena-Manjarrez, J.L., 2003, Heavy metal in sediment cores from a tropical estuary affected by antropogenic discharges: Coatzacoalcos estuary, Mexico: Estuarine. Coastal and Shelf Science, 58, 117-126.
- Roser, B.P., Korsh, R.J., 1988, Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites determined using discrimination function analysis of major-element data: Chemical Geology, 67, 119-139.
- Russel, R.D., Taylor R.E., 1937, Roundness and shape of Missisipi River sands: Journal of Geology, 45, 225-267

- Ryan, K.M., Williams, D.M., 2007, Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins: *Chemical Geology*, 242 (1-2), 103-125.
- Sahu, B.K., 1964, Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 73-83.
- Sagga, A.M.S., 1992, The use of textural parameters of sand in studying the characteristics and depositional processes of coastal sediments on Saudi Arabian beaches: *Marine Geology*, 104, 179-186.
- Sassen, R., Milkov, A.V., Roberts, H.H., Sweet S.T., DeFreitas D. A., 2003, Geochemical evidence of rapid hydrocarbon venting from a seafloor-piercing mud diaper, Gulf of Mexico continental shelf: *Marine Geology*, 198, 319-329.
- Salas de León, D.A., Monreal-Gómez, M.A., 1997, Mareas y circulación residual en el Golfo de México, *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, En: Lavín Peregrina, M.F., Monografía No.3 "Oceanografía Física en México", Unión Geofísica Mexicana, México, 201-223.
- Salas de León, D.A., Monreal-Gómez, M.A., Signoret-Poillon, M., Aldeco-Ramirez. J., 2004, Anticyclonic-cyclonic eddies and their impact on near-surface Chlorophyll stocks and oxygen supersaturation over the Campeche Canyon, Gulf of México: *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 109, 1978-2012.
- Salas de Leon, A., Monreal-Gómez, M.A., Colunga-Enriquez, G., 1992, Hidrografía y circulación geostrófica en el Sur de la Bahía de Campeche: *Geofísica Internacional*, 31(3), 315-323.
- Salvador A., 1987, Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of the Gulf of Mexico Basin: *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 419-451.
- Salvador A., 1991, The Geology of North America, *in*: Salvador A. (ed), *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America*, v. J, 568 p.
- Salvador A., Green A.R., 1980, Opening of the Caribbean Tethys (Origin and Development of the Caribbean and the Gulf of Mexico), *in*: Aubouin J., Debemas J., Latreille M. (eds.), *Colloque C5-Geology of the Alpine Chains born of the Tethys (26<sup>th</sup> International Geological Congress, Paris, 1980)*: Bureau de Recherches Geologiques et Minieres Memoire, 115, 224-229.
- Salulwood, L., Morse, J.W., 1991, Sulfate reduction and iron sulfide mineral formation in the Gulf of Mexico anoxic sediments: *American Journal of Sciences*, 291, 55-69.

## REFERENCIAS

- Sánchez, M.O., Franco, N.A., Navarrete, S.F., Martínez, M.G., 2004, Estratigrafía y evolución de facies del Cretácico Superior en el Sureste de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, paper 667, 40-61.
- Sánchez-Montes de Oca, R., 1980, Geología petrolera de la Sierra de Chiapas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 31, 67-77.
- Sánchez-Montes de Oca, R., 2006, Curso Cuenca del Sureste, México: Petroleos Mexicanos, 206, p.
- Santiago-Acevedo, J., Carrillo Bravo, J., Martell Andrade, B., 1984, Geología Petrolera de México, in, D. Marmissolle-Daguerre (Ed.), Evaluación de Formaciones en México: Schlumberger, I, 1-136
- Savage, K.M., de Csero, P., Potter, P.E., 1988, Mineralogical maturity of modern sand along a high energy tropical coast: Baixada de Jacarepegua, Rio de Janerio, Brazil: Journal of South American Earth Sciences, 1, 317-328.
- Schlager, W., y colaboradores, 1984, Deep Sea Drilling Project, Leg 77, southeastern Gulf of Mexico: Geological Society of America Bulletin, 92, 226-236.
- Secretaria del Medio Ambiente y Recursos Naturales, 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, México, (24 de abril de 2010).
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonoestratigrafic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Papers, 273, 1-153.
- Self, R.P., 1975, Petrologic changes in fluvial sediments in rio Nautla drainage basin, Veracruz, Mexico: Journal of Sedimentary Petrology, 43(1), 140-149.
- Selley, R.C., 1976, An introduction to Sedimentology: Academic Press. London.
- Selvaraj, K., Chen, C.T.A., 2006, Moderate chemical weathering of subtropical Taiwan: Constraints from solid-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks: Journal of Geology, 114(1), 101-116.
- Shao, J., Yang, S., Li, C., 2012, Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: inferences from analysis of fluvial sediments: Sedimentary Geology, 265, 110-210.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Köhler, H., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, The Chiapas Massif (Mexico) revised: new geologic and isotopic data for basement characteristics: Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Abh, 225, 1-23.

- Shepard, F. P., 1973, *Submarine Geology*, Harper and Row. Nueva York, 517 p.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., 2009, Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y detachment del bloque Chortís: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 165-176.
- Singh, M., Chaudhri, A.R., 2013, Size analysis of the late Pliocene-Early Pleistocene upper Siwalik sediments, northwestern Himalaya, India: *International Journal of Geosciences*, 4, 1120-1130.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008, Plešovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis: *Chemical Geology*, 249, 1-35.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.F., López, R., Halmes, W.E., 2003, 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: *Tectonophysics*, 365, 257-282.
- Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Schaaf, P., Norman, M., Torres De León, R., Ortega-Obregon, C., Chiquin, M., Morán-Ical, S., 2009, U-Pb zircon geochronology of Paleozoic units in Western and Central Guatemala: insights into the tectonic evolution of Middle America. In: James, K., Lorente, M.A., Pindell, J. (eds.). *Origin and evolution of the Caribbean Plate: Geological Society of London*, 328 (Special Publications), 293-311.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010a, U-Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18.
- Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., 2010b, Refining the age of magmatism in the Altos Cuchumatanes, western Guatemala, by LA-ICP-MS, and tectonic implications: *International Geology Review*.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Ortega-Obregon, C., 2011, The Chuacus Methamorphic Complex, central Guatemala: geochronological and geochemical constraints on its Paleozoic-Mesozoic evolution: *Geologica Acta*, 9(3-4), 329-350.
- Sour-Tovar, F., 1990, Comunidades Cámbrico-Ordovícicas del área de Santiago Ixcaltepec, Oaxaca (Formación Tiñu): implicaciones paleoambientales y paleogeográficas: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 3, 7-24.
- Speer, J.A., 1980, Zircon, In: Ribbe, P.H., (ed) *Orthosilicates: Reviews in mineralogy*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 67-112.

## REFERENCIAS

- Suttner, L.J., 1974, Sedimentary petrographic provinces: an evaluation, In. Ross, C.A. (Ed.), Paleogeographic provinces and provinciality: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 21, 75-84.
- Suttner, L.J., Basu, A., Mack, G.H., 1981, Climate and the origin of quartz arenites: *Journal Sedimentary Petrology*, 51, 1235-1246.
- Swett, Keene, Klein, G.D., Smit, D.E., 1971, A Cambrian tidal sand body-the Eriboll Sandstone of northwest Scotland: an ancient-recent analog: *Journal of Geology*, 79, 400-415.
- Swift, D.J.P., Thorne, J.A., 1991, Sedimentation on continental margins I, A general model for shelf sedimentation, In Swift, D.J.P., Oertel, G.F, Tillman, R.W., Thorne, J.A., (eds.), Shelf sand and sandstone bodies: International Association of Sedimentologists Special Publication, 14, p. 3-31.
- Swift, D.J.P., Ludwick, J.C., Boehmer, W. R., 1972, Shelf sediment transport, a probability model. In D.J.P. Swift, D.B. Douane y O.H. Pilkey (eds.), Shelf Sediment Transport: Process and Pattern: Dowden Hutchinson & Ross, Strassbourg, PA, 195-223.
- Tamayo, L., 1974, Geografía Moderna de México, Editorial Trillas, México, 512 p.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, The Continental Crust: Its Composition and Evolution, Blackwell, Oxford, UK, 349 p.
- Tlig, S., Steinberg, M., 1982, Distribution of rare earth elements (REE) in size fractions of recent sediments of Indian Ocean: *Chemical Geology*, 62, 317-333.
- Toyoda, K., Nakamura, Y., Masuda, A., 1990, Rare earth elements of Pacific pelagic sediments: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1093-1103.
- Trindade, M.J., Rocha, F., Dias, M.I., Prudêncio, M.I., 2013, Mineralogy and grain-size distribution of clay-rich rock units of the Algarve Basin (South Portugal): *Clay Minerals*, 48, 59-83.
- Valia, H.S., Cameron, B., 1977, Skweness as paleoenvironmental indicators: *Journal of Sedimentary Petrology*, 4, 784-793.
- Van Leussen, W., 1988, Aggregation of particles, settling velocity of mud flocs: a review, In J. Dronkers, W. Van Leussen (eds.), *Physical processes of Estuaries*, Springer, Berlín, 347-403.
- Van Olphen, H., 1977, An introduction to clay colloidal chemistry, John Willey, New York.
- Van-Sinlen, D.C., 1984, Early opening of Initially-closed Gulf of Mexico and Central North Atlantic ocean: *Gulf Coast Association Geological Transactions*, 34, 265-275.
- Varga, A., Raucsik, B., Hartyáni, Z., Szakmány, G., 2007, Paleoweathering conditions of Upper Carboniferous siliciclastic rocks of SW Hungary: *Central European Geology*, 50(1), 3-18.

- Veizer, J., 1978, Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks II, Fe, Mn, Ca, Mg, Si and minor constituents: *Precambrian Research*, 6, 381-413.
- Verma, S.P., 2006, Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas volcanic field, Mexico: *International Journal of Earth Sciences*, 95, 871-901.
- Verma, S.P., Armstrong-Altrin, J.S., 2013, New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins: *Chemical Geology*, 355, 117-133.
- Verma, S.P., Salazar, V., Negendank, J.F.W., Milan, M., Navarro, I. Besch, T., 1993, Características petrográficas y geoquímicas de elementos mayores del Campo Volcánico de Los Tuxtlas, Veracruz, México: *Geofísica Internacional*, 32(2), 237-248.
- Verma, S., Lozano-Santa Cruz, R., Girón-García, P., Velasco, F., 1996, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas: *Actas INAGEQ*, 2 (1996), 237-242.
- Vermeesch, P., Avigad, D., McWilliams, M.O., 2009, 500 m.y. thermal history elucidated by multi-method detrital thermochronology of North Gondwana Cambrian sandstone (Eilat area, Israel): *Geological Society of America Bulletin*, 121, 1204-1216.
- Viele, G.W., Thomas, W.A., 1989, Tectonic synthesis of the Ouachita orogenic belt, in Hatcher, R.D. Jr., Thomas W.A., Viele, G.W. (eds.), *The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, F-2, 695-728.
- Viers, J., Roddaz, M., Filizola, N., Guyot, J.L., Sondag, F., Brunet, P., Zouiten, C., Boucayrand, C., Martin, F., Boaventura, G.R., 2008, Seasonal and provenance controls on Nd-Sr isotopic compositions of Amazon rivers suspended sediments and implications for Nd and Sr fluxes exported to the Atlantic Ocean: *Earth and Planetary Science Letters*, 274(3-4), 511-523.
- Viniegra-Osorio, F., 1971, Age and evolution of Salt basins of southeastern México: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55, 478-494.
- Visher, G.S., 1969, Grain size distribution and depositional process: *Journal of Sedimentary Petrology*, 4, 784-793.
- von Eynatten, H., Dunkl, J., 2012, Assessing the sediment factory: the role of single grain analysis: *Earth Sciences Reviews*, 115, 97-120.
- von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Karius, V., 2012, Sediment generation in modern glacial settings: grain-size and source-rock control on sediment composition: *Sedimentary Geology*, 280, 80-92.

## REFERENCIAS

- Von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Karius, V., Bachmann, K., Caracciolo, L., 2015, Sediment generation in humid Mediterranean setting: grain-size and source-rock control on sediment geochemistry and mineralogy: *Sedimentary Geology*, 336, 68-80.
- Wang, Y., Weiming, F., Feng, G., 2003, Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications: *Geochemical Journal*, 37, 427-448.
- Walper J.L., 1980, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, in: Pilger R.H. (ed.), *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic Ocean*: Baton Rouge, Louisiana State University, 87-98.
- Watson, E.B., 1979, Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70, 407-419.
- Watson, E.B., Cherniak, D.J., 1997 Oxygen diffusion in zircon: *Earth Planet Science Letters*, 148, 527-544.
- Weber, B., 1998, Die magmatische und metamorphe Entwicklung eines kontinentalen Krustensegments: Isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen am Mixtequita-Komplex, Südostmexiko: *Münchener Geologie Hefte*, A24, 176.
- Weber, B., Köhler, H., 1999, Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb isotope geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi complex: *Precambrian Research*, 96, 245-262.
- Weber, B., Hecht, L., 2003, Petrology and geochemistry of metagneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico: *Precambrian Research*, 124, 41-67.
- Weber, B., Lopez, R., Köhler, H., 2001, Isotopic and chemical indications on the origin of the Mixtequita and the Chiapas Batholiths in SE Mexico: evidences for inherited Grenville and Pan-African basement: *EUGXI Strasbourg, France, Abstracts*, p. 598.
- Weber, B., Gruner, B., Hecht, L., Molina-Garza, R., Köhler, H., 2002, El descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: la Unidad La Sepultura: *Geos*, 22 (1), 2-11.
- Weber, B., Cameron, K.L., Osorio, M., Schaaf, P., 2005, A late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the Southern Maya terrane: U-Pb zircon ages from the Chiapas massif, southeastern Mexico: *International Geology Review*, 47, 509-529.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., Hecht, L., Schaaf, P., 2007, New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif: *International Journal of Earth Sciences*, 96, 253-269.

- Weber, B., Valencia V.A., Schaaf, P., Pompa Mera, V., Ruiz, J., 2008, Significance of provenance ages from the Chiapas Massif complex (Southeastern Mexico): Redefining the Paleozoic basement of the Maya block and its evolution in a Peri-Gondwanan realm: *The Journal of Geology*, 116 (6), 619-639.
- 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 Geológicas*, 26(1), 260-276.
- Weber, B., González, R., Cisneros, A., Manjarrez, R., Martens, U., 2015, The destruction and growth of lower continental crust along a paleozoic active margin: an example from Chiapas, Mexico: *Goldschmidt Abstracts 2015*, 3373.
- Weber, B., González-Guzmán, R., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros-De León, A., Martens, U., Solari, L., Hecht, L., Valencia, V., 2018, Late Mesoproterozoic to Early Paleozoic history of metamorphic basement from the southeastern Chiapas Massif Complex, Mexico, and implications for evolution of NW Gondwana: *Lithos*, 300-301, 177-199.
- Weltje, G.J., 1994, Provenance and dispersal of sand-sized sediments reconstruction of dispersal patterns and sources of sand-sized sediments by means of inverse modelling techniques: *Geologica Ultraiectina*, 121, 1-208.
- Weltje, G.J., 2006, Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the 'Dickinson model'. In: Buccianti, A., Mateu-Figueras, G., Pawlowsky-Glahn, V. (Eds), *Compositional data analysis: from theory to practice: Geological Society of London Special Publications*, 264, 611-627.
- Winker C.D., Buffler R.T., 1998, Paleogeographic evolution of early deep- Water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72, 318-346.
- Wignall, P.B., Myers, K.J., 1988, Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks, a new approach: *Geology*, 16, 452-455.
- 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, TC6001, doi:10.1029/2012TC003141.
- Wrokwiewics, D.J., Condie, K.C., 1987, Geochemistry of Archaean shales from the Witwatersand supergroup, South Africa, Source-area weathering and provenance: *Geochimica Cosmochimica Acta*, 51, 2401-2416.
- Yáñez, C. A., 1971, Procesos costeros y sedimentos recientes de la plataforma continental al sur de la Bahía de Campeche: *Boetín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 32(2), 75-116.

- Yeager, K.M., Santschi, P.H., Rowe, G.T., 2004, Sediment accumulation and radionuclide inventories ( $^{239,240}\text{Pu}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{234}\text{Th}$ ) in the northern Gulf of Mexico, as influenced by organic matter and macrofaunal density: *Marine Chemistry*, 91, 1-14.
- Zaid, S.M., 2013, Provenance, diagenesis, tectonic setting and reservoir quality of the sandstones of the Kareem Formation, Gulf of Suez, Egypt: *Journal of African Earth Sciences*, 85, 31-52.
- Zaid, S.M., 2015, Geochemistry of sandstones from the Pliocene Gabir Formations, North Marsa Alam, Red Sea, Egypt: implication for provenance, weathering and tectonic setting: *Journal of African Earth Sciences*, 102, 1-7.
- Zaid, S.M., 2017, Provenance of coastal dune sands along Red Sea, Egypt: *Journal of Earth System Science*, 126:60, DOI 10.1007/s12040-017-0825-z.
- Zavala-Hidalgo J, Morey SL, O'Brien J.J, 2003, Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model: *Journal of Geophysical Research*, 108.
- Zavala Hidalgo, J., Fernández Eguiarte, A., 2004. Propuesta para la regionalización de los mares mexicanos desde el punto de vista de los procesos físicos: el caso del Golfo de México: Taller de Ordenamiento Ecológico Costero, noviembre 15-16, 2004.
- Zuffa, G.G., 1985, Optical analysis of arenites: Influence of methodology on compositional results: in G.G. Zuffa (ed.), *Provenance of arenites*: Dordrecht, Reidel Publishing Company, 165-189.
- Zuffa, G.G., 1987, Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites, In: Leggett, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.): *Marine clastic sedimentology concepts and case studies*, Graham and Trotman, London, pp 39-61.