



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

Sedimentación y evolución tectónica de la Cuenca de Catorce, Jurásico Medio de la Mesa Central de México

T E S I S

Que para obtener el grado de:

MAESTRA EN CIENCIAS EN GEOLOGÍA APLICADA

Presenta:

Ing. Irene Guadalupe Pérez Casillas
Alumno becado por CONACYT
Registro de becario: 590752

Director de Tesis:

Dr. José Rafael Barboza Gudiño

Asesores

Dr. José Ramón Torres Hernandez

Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz

San Luis Potosí, S. L. P.

Marzo de 2018





Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

26 de octubre de 2017

**ING. IRENE GUADALUPE PÉREZ CASILLAS
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por el **Dr. José Rafael Barboza Gudiño** Asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 26 de octubre del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

**"Sedimentación y evolución tectónica de la Cuenca de Catorce,
Jurásico Medio de la Mesa Central de México"**

Introducción.

1. Afloramientos de la Formación La Joya en la Mesa Central
2. Estructura de la cuenca de Catorce
3. Petrografía y análisis de procedencias
4. Geoquímica de rocas pelíticas de la Formación La Joya
5. Geocronología y geoquímica de circones detríticos

Discusión.

Conclusiones.

Bibliografía.

Anexos.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR.

DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION



**FACULTAD DE
INGENIERÍA**

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336
www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

CON LA SERENITÀ PER ACCETTARE LE COSE CHE NON RIESCO A CAMBIARE
È IL CORAGGIO PER CAMBIARE QUELLE CHE POSSO
IN PRECARIO MA SUFFICIENTE EQUILIBRIO
LASCIO CHE SIA... **IL MESTIERE DELLA VITA**
TZN.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, quien nunca me ha dejado sola, me escucha y me fortalece. Por la sabiduría, entendimiento y la ciencia. Por todas las cosas buenas que me han pasado y de las cuales no soy digna.

A mis papás, Juan y Ma. Guadalupe, por no haberme cortado las alas y dejarme cumplir el sueño de mi vida. Gracias por confiar en mí, espero poder regresarles algún día con creces todo lo que me han dado. A mis hermanos, los quiero mucho. A mi suave lomito, que me acompaña a todos lados y me hace sentir menos sola, florecita de pétalos blancos ♥.

A mi director de tesis, Dr. José Rafael Barboza Gudiño, por haberme aceptado de nuevo como su tesista, quiero agradecerle por cada momento de su tiempo que me dedico para aclarar mis dudas, por su amistad, sus consejos, y conocimientos transmitidos. Doctor, soy muy privilegiada de haber trabajado con usted. Por eso y muchas cosas más, Gracias Doc!! Du bist der BESTE!!!!

Al CONACYT "Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología", por el apoyo recibido a través de la Convocatoria de Becas Nacionales 2015 Segundo Período, con número de becario 590752 y el apoyo económico por medio del proyecto de investigación "Tectónica Sedimentaria del Jurásico Inferior a Medio en el Centro y Noroeste de México" (CB-2011/169231).

A mis asesores, Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz, Dr. José Ramón Torres Hernández y Dr. Alfredo Aguillón Robles, por su tiempo, paciencia y todos los consejos para mejorar mi trabajo, por estar siempre disponibles para responder cualquier duda o consulta. Gracias a todos.

A mis 8 compañeros de la generación, en especial a mis amigos, M. en C. Juan Esteban Ortiz López, M. en C. Karla Jazmín Herrera Rico e Ing. Vianney Vanessa Sosa Dávila. A mi amigo Ing. Luis Uriel López Gallegos. A todos ustedes, gracias por las experiencias, alegrías y consejos recibidos.

Un agradecimiento especial para la candidata PhD., Aurora Zavala Monsivaís por su tiempo y sobretodo paciencia, por ser de gran ayuda con la realización de los diagramas de geoquímica.

Al personal del Instituto de Geología de la UASLP, Ing. Juan Carlos Guel Casillas, Don Efrén Román Guerrero Nava, L. A. Jessica Escareño Mendoza y M. T. E. Betzabé de la Torre Rodríguez, a todos muchas gracias por su amabilidad y disponibilidad para conmigo.

A todos los doctores del Instituto de Geología de la UASLP, con quienes tuve el honor de llevar algunas materias y también con quien no tuve la oportunidad de hacerlo. Gracias por compartir con nosotros sus conocimientos

Finalmente, al mio vero e unico valore assoluto.
Están ustedes, y quien lo sabe sabrá reconocerse.

Irene

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	1
OBJETIVO	1
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
HIPÓTESIS	2
ÁREA DE ESTUDIO Y VÍAS DE ACCESO	2
TRABAJOS PREVIOS	4
GEOLOGÍA REGIONAL	11
ESTRATIGRAFÍA DEL MESOZOICO INFERIOR EN LA CUENCA DE CATORCE DE LA MESA CENTRAL DE MÉXICO	14
METODOLOGÍA	18
1. AFLORAMIENTOS DE LA FORMACIÓN LA JOYA EN LA MESA CENTRAL	23
1.1 REAL DE CATORCE	23
1.2 EL JORDÁN	24
1.3 CHARCAS	25
1.4 SIERRA DE CORONADO	27
1.5 LA BALLENA, SAN LUIS POTOSÍ/ZACATECAS.	28
1.6 PRESA DE SANTA GERTRUDIS	29
2. ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE CATORCE	30
2.1 EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL NORESTE DE MÉXICO E ISOPACAS DE LA FORMACIÓN LA JOYA EN LA CUENCA DE CATORCE	30
2.2 EVIDENCIAS DE LA EXTENSIÓN PRE-OXFORDIANA EN EL CENTRO-NORESTE DE MÉXICO	34
2.3 MODELOS DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL NORESTE DE MÉXICO	36
2.4 TASA DE SEDIMENTACIÓN DE LA FORMACIÓN LA JOYA EN LA CUENCA DE CATORCE	41
3. PETROGRAFÍA Y ANÁLISIS DE PROCEDENCIAS	44
3.1 DESCRIPCIÓN GENERAL DE LAS MUESTRAS Y SUS COMPONENTES	44
3.2 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA EN ARENISCAS DE LA FORMACIÓN LA JOYA	48
4. GEOQUÍMICA DE ROCAS PELÍTICAS DE LA FORMACIÓN LA JOYA	51
4.1 ELEMENTOS MAYORES	51
4.2 ELEMENTOS TRAZA	55
4.3 ÍNDICE DE ALTERACIÓN QUÍMICA	58
4.4 TIERRAS RARAS (REE)	60
5. GEOCROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE CIRCONES DETRÍTICOS	62
5.1 DATACIÓN U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS.	62
5.2 GEOQUÍMICA DE CIRCONES	66
DISCUSIÓN	69
CONCLUSIONES	74
BIBLIOGRAFÍA	76
ANEXOS	84

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO A LAS ÁREAS DE ESTUDIO (TOMADA Y MODIFICADA DE GOOGLE MAPS, 2015).....	2
FIGURA 2 GEOLOGÍA REGIONAL DEL ÁREA DE ESTUDIO Y LAS LOCALIDADES ESTUDIADAS (TOMADO DE CARTAS GEOLOGICAS DEL SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO ESCALA 1: 50,000).....	13
FIGURA 3 A) TRITURACIÓN Y MOLIENDA DE LA MUESTRA. B) LAVADO Y PRECIPITACIÓN DE MINERALES PESADOS. C) CONCENTRADO DE CIRCONES. D) MONTAJE DE CIRCONES EN LA RESINA. E) PULIDO DE LOS CIRCONES EN LA RESINA EPÓXICA. F) ANÁLISIS DE LOS CIRCONES DETRÍTICOS EN EL ICP-MS.	21
FIGURA 4 COLUMNA LITOLÓGICA DEL AREA DE REAL DE CATORCE, (TOMADA DE BARBOZA-GUDIÑO ET AL., 2015).	23
FIGURA 5 DETALLE DEL AFLORAMIENTO DE LA FORMACIÓN LA JOYA EN REAL DE CATORCE, A) RIZADURAS ASIMÉTRICAS SOBRE ARENISCAS DE LA PARTE SUPERIOR DE LA FORMACIÓN LA JOYA, B) CONGLOMERADO POLIMÍCTICO DE LA FORMACIÓN LA JOYA.	24
FIGURA 6 COLUMNA LITOLÓGICA DEL AREA DE EL JORDÁN. A) ARENISCAS DE GRANO MEDIO-FINO CON LAMINACIÓN, B) CONGLOMERADO DE LA PARTE INFERIOR DE LA FORMACIÓN LA JOYA, C) AFLORAMIENTO DE LA FORMACIÓN LA JOYA EN LA LOCALIDAD DEL JORDÁN, SAN LUIS POTOSÍ.	24
FIGURA 7 A) ARENISCAS DE GRANO MEDIO-FINO CON LAMINACIÓN, B) CONGLOMERADO DE LA PARTE INFERIOR DE LA FORMACIÓN LA JOYA.	25
FIGURA 8 AFLORAMIENTO DE ARENISCAS DE LA FORMACIÓN LA JOYA EN EL ARROYO SAN ANTONIO DE LAS HUERTAS, EN LA LOCALIDAD DE CHARCAS, S.L.P.....	26
FIGURA 9 COLUMNA LITOLÓGICA PRESENTE EN EL ÁREA DE CHARCAS, SAN LUIS POTOSÍ (TOMADA DE ZAVALA-MONSIVÁIS, 2012; WENGLER, 2014, ALMARAZ-MARTÍNEZ 2016 Y LAS PROPIAS MEDICIONES HECHAS EN CAMPO).....	26
FIGURA 10 COLUMNA LITOLÓGICA DE LA LOCALIDAD DE SIERRA DE CORONADO, SAN LUIS POTOSÍ.	27
FIGURA 11 CONGLOMERADO DE LA FORMACIÓN LA JOYA AFLORANDO EN LA LOCALIDAD DE SIERRA DE CORONADO, COMPUESTO POR FRAGMENTOS PRINCIPALMENTE VOLCÁNICOS.	27
FIGURA 12 COLUMNA LITOLÓGICA DEL AREA DE LA BALLENA, ZAC., (TOMADA DE BARBOZA-GUDIÑO ET AL 2015).	28
FIGURA 13 AFLORAMIENTO DEL CONGLOMERADO BASAL DE LA FORMACIÓN LA JOYA EN LA LOCALIDAD DE LA BALLENA, ZACATECAS. EN LA IMAGEN SE PUEDE OBSERVAR UN CONGLOMERADO CLASTO SOPORTADO Y CON MATRIZ ARENOSA.....	28
FIGURA 14 COLUMNA LITOLÓGICA DEL AREA DE PRESA DE SANTA GERTRUDIS EN LA LOCALIDAD DE CINCO ESTRELLAS.....	29
FIGURA 15 COLUMNA LITOLÓGICA DEL AREA DE PRESA DE SANTA GERTRUDIS EN LA LOCALIDAD DE CINCO ESTRELLAS. A) CALIZAS SOBROYACIENDO A LA FORMACIÓN ZACATECAS EN EL AREA DE CINCO ESTRELLAS B)) DEPÓSITO DE LA FORMACIÓN ZACATECAS FORMADO POR LUTITAS Y ARENISCAS.	29
FIGURA 16 PALEOGEOGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS MARINOS Y CONTINENTALES DURANTE EL TRIÁSICO SUPERIOR CON BASE EN LOS AFLORAMIENTOS DE LAS FORMACIONES EL ALAMAR Y ZACATECAS, TOMANDO EN CONSIDERACIÓN LOS BLOQUES DEL BASAMENTO PREVIAMENTE LEVANTADOS.....	30
FIGURA 17 PALEOGEOGRAFÍA DEL JURÁSICO INFERIOR Y LOS DEPÓSITOS VOLCÁNICOS Y VOLCANOSSEDIMENTARIOS DE LAS FORMACIONES NAZAS Y LA BOCA.	31
FIGURA 18 RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL JURÁSICO MEDIO Y LAS CUENCAS DE CATORCE Y HUIZACHAL EN EL NORESTE DE MÉXICO	32
FIGURA 19 CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LAS UNIDADES DEL MESOZOICO INFERIOR PARA EL CENTRO Y NORESTE DE MÉXICO (TOMADO Y MODIFICADO DE BARBOZA-GUDIÑO ET AL., 2015; ZAVALA-MONSIVÁIS (2012); WENGLER (2014); ALMARAZ-MARTÍNEZ (2016) Y LAS PROPIAS VISITAS A CAMPO.	33
FIGURA 20 MODELO DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL TRIÁSICO SUPERIOR AL JURÁSICO MEDIO EN EL NORESTE DE MÉXICO. (TOMADO DE BARBOZA-GUDIÑO ET AL., 2015)	37
FIGURA 21 MODELO DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL PLIENSBACHIANO AL OXFORDIANO, PROPUESTO POR OCAMPO-DÍAZ (2011).	39
FIGURA 22 RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL JURÁSICO MEDIO (TOMADO DE MARTINI Y ORTEGA-GUTIÉRREZ, 2016).	40
FIGURA 23 DIAGRAMA DE DISTRIBUCIÓN DE LAS TASAS DE EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN (TOMADO DE TORRES-VERA, 1994).	42
FIGURA 24 MICROFOTOGRAFÍAS: A) CH-13-12 PLAGIOCLASA SUBHEDRAL CON MACLA POLISINTÉTICA, MATRIZ ARENOSA-ARCILLOSA. 5x. B) CH-13-12 LÍTICO DE ARENISCA DE GRANO GRUESO. 5x. C) CH-13-22 CUARZO POLICRISTALINO CON MÁS DE 3 CRISTALES.5x. D) CH-13-22 CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN ONDULOSA. 10x. E) LB-3 LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA MICROLÍTICA. 5x. F) LB-3 LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA. 5x. G) LB-3 LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA, EN SU INTERIOR SE OBSERVAN ESFERULITAS BIEN DESARROLLADAS. 5x. H) CH-13-14C FRAGMENTOS DE CUARZO POLICRISTALINO CON MÁS DE 3 CRISTALES; CRISTALES DE FELDESPATOS POTÁSICO CON SU CARACTERÍSTICA MACLA TIPO CARLSBAD. 5x. LUZ POLARIZADA.	45
FIGURA 25 MICROFOTOGRAFÍAS: I) CH-13-14C LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA; CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN RECTA; CUARZO POLICRISTALINO CON MÁS DE 3 CRISTALES; FRAGMENTO DE PLAGIOCLASA CON MACLA POLISINTÉTICA. 10x. J) MRC-	

50-1b: LÍTICO METAFELSÍTICO 2. 20x. k) COR-14-2 VISTA GENERAL DE LA ARENISCA DE GRANO MEDIO; ABUNDANTE CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN RECTA; CUARZO POLICRISTALINO CON MENOS DE 3 CRISTALES. 5x. l) MRC-50-1A LÍTICO METAFELSÍTICO 2; CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN RECTA. 10x. m) JOR-13-3 LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA MICROLÍTICA Y FENOCRISTAL DE FELDESPATO ALTERANDO A SERICITA. n) JOR-13-3 CRISTALES SUBHEDRALES DE FELDESPATOS POTÁSICOS ALTERADOS CON MACLA DE CARLSBAD, DENTRO DE UN LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA MICROLÍTICA. 5x. o) COR-14-1 LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA MICROLÍTICA. 5x. p) COR-14-1 LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA MICROLÍTICA CON FRAGMENTOS DE FELDESPATOS POTÁSICOS ALTERADOS. 5x. LUZ POLARIZADA.....	46
FIGURA 26 MICROFOTOGRAFÍAS: q) RC-PTR-28B CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN ONDULOSA; CUARZO POLICRISTALINO CON MENOS DE 3 CRISTALES; CLORITA. 5x. r) RC-PTR-28B HORIZONTE DE CONCENTRACIÓN DE MINERALES PESADOS, ALGUNOS ÓXIDOS Y CIRCÓN DENTRO DE LA MUESTRA. 5x. s) RC-14-3 LÍTICO SEDIMENTARIO DE ARENISCA; CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN ONDULOSA. 5x. t) RC-07-02 FRAGMENTO LÍTICO SEDIMENTARIO DE ARENISCA, MAYOR A 1MM DE DIÁMETRO. 5x. u) RC-07-02 CUARZO POLICRISTALINO MAYOR A 3 CRISTALES. 5x. v) LB-09-31 FELDESPATOS POTÁSICO-ILETRADOS DE GRAN TAMAÑO; CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN RECTA, DE ORIGEN VOLCÁNICO CON BAHÍA DE CORROSIÓN. 10 x. w) COR-14-3 LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA FELSÍTICA; CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN RECTA Y ONDULOSA. 10x. x) CH-13-26 LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA MICROLÍTICA; CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN RECTA. 5x. LUZ POLARIZADA.....	47
FIGURA 27 y) CH-13-26: CUARZO MONOCRISTALINO CON EXTINCIÓN RECTA, CON UNA INCLUSIÓN DE FELDESPATO POTÁSICO (MICROCLINA). 10x. z) CH-13-26: LÍTICO VOLCÁNICO CON TEXTURA MICROLÍTICA. 5x. LUZ POLARIZADA.	48
FIGURA 28 DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN DE ARENISCAS PROPUESTO POR FOLK (1970)	49
FIGURA 29 DIAGRAMAS TERNARIOS PARA LA DISCRIMINACIÓN DE AMBIENTES DE PROCEDENCIA. DIAGRAMAS PROPUESTOS POR DICKINSON (1985) a) DIAGRAMA QTFL; b) DIAGRAMA QMFLT.	50
FIGURA 30 DIAGRAMA PROPUESTO POR HERRON (1988) PARA CLASIFICAR GEOQUÍMICAMENTE A LAS ARENISCAS Y LUTITAS DE ACUERDO CON SU RELACIÓN DE Fe_2O_3/K_2O Y Si_2O/Al_2O_3	53
FIGURA 31 DIAGRAMA PARA DETERMINAR EL AMBIENTE TECTÓNICO DE LOS SEDIMENTOS, PROPUESTO POR BHATIA (1983).	54
FIGURA 32 DIAGRAMA BINARIO PROPUESTO POR ROSER Y KORSCH (1986)	54
FIGURA 33 DIAGRAMA TERNARIO LA-TH-SC PROPUESTO POR BHATIA Y CROOK (1986) PARA DISCRIMINAR AMBIENTES TECTÓNICOS DE PROCEDENCIA.	55
FIGURA 34 DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN DE AMBIENTE TECTÓNICO DE PROCEDENCIA TH-SC-Zr/10 PROPUESTO POR BHATIA Y CROOK (1986).	56
FIGURA 35 DIAGRAMA BIVARIADO TH/SC VS. Zr/SC DE McLENNAN ET AL. (1993).	56
FIGURA 36 DIAGRAMA TH/U VS TH (PPM) PROPUESTO POR Mc LENNAN ET AL. (1993).	57
FIGURA 37 DIAGRAMA BINARIO LA/TH VS. Hf (PPM), PROPUESTO POR FLOYD Y LEVERIDGE (1987).	57
FIGURA 38 DIAGRAMAS TERNARIOS A-CN-K Y A-CNK-FM (SEGÚN NESBITT Y YOUNG, 1984, 1989). A= Al_2O_3 , C= CaO^* , N= Na_2O , K= K_2O , F= Fe_2O_3 (FeO^+), M= MgO. a) DIAGRAMA A-CN-K USADO PARA EVALUAR LA COMPOSICIÓN DE LA ROCA FRESCA Y LA TENDENCIA A SU METEORIZACIÓN. b) DIAGRAMA A-CNK-FM INTRODUCIDO POR NESBITT Y YOUNG (1989) PARA COMPARAR LA RELACIÓN ENTRE MINERALES LEUCOCRÁTICOS Y MELANOCRÁTICOS.	59
FIGURA 39 DIAGRAMA La_N/Yb_N VS Eu/Eu^* PARA DISCRIMINACIÓN DE AMBIENTES TECTÓNICOS (DESPUÉS DE McLENNAN ET AL.,1990).	60
FIGURA 40 DIAGRAMAS MULTIELEMENTALES DE REE NORMALIZADOS A CONDRITO (TAYLOR Y Mc LENNAN 1985).	61
FIGURA 41 DIAGRAMAS DE HISTOGRAMA Y CURVA DE PROBABILIDAD RELATIVA DE CIRCONES DETRÍTICOS a). MUESTRA VAR07-12. b) MUESTRA. RC-L-1.	63
FIGURA 42 DIAGRAMAS DE CONCORDIA DE WETHERILL $^{206}Pb/^{238}U$ VS $^{207}Pb/^{235}U$. a) MUESTRA RC-L1, b) MUESTRA VAR-07-12. LOS VALORES DE LOS CIRCONES MAYORES A 1500 NO SON REPRESENTATIVOS, DEBIDO A SU ESCASA PRESENCIA EN LA MUESTRA.	65
FIGURA 43 DIAGRAMA DE DISPERSIÓN U/Yb VS Hf (PPM)PROPUESTO POR GRIMMES ET AL. (2007; 2015).	66
FIGURA 44 DIAGRAMA U/Yb VS Nb/Yb PROPUESTO POR GRIMMES ET AL. (2015).	67
FIGURA 45 DIAGRAMA TH/U VS EDAD EN CIRCONES DETRÍTICOS PARA IDENTIFICAR PROCEDENCIAS DE LOS CIRCONES.	68

LISTA DE TABLAS

TABLA 1 TASAS DE SEDIMENTACIÓN (MODERNAS) DE VARIOS AMBIENTES DE DEPÓSITO EN UNIDADES BUBNOFF (METROS/MILLONES DE AÑOS) (TOMADA DE ENOS, 1991).	42
TABLA 2 RESULTADOS DEL CONTEO DE PUNTOS EN ARENISCAS DE GRANO MEDIO A GRUESO DE LA FORMACIÓN LA JOYA EN LA MESA CENTRAL, MÉXICO.....	48
TABLA 3 RESULTADOS OBTENIDOS DEL ANÁLISIS DE ROCA TOTAL PARA ELEMENTOS MAYORES (PARTE I).....	51
TABLA 4 RESULTADOS OBTENIDOS DEL ANÁLISIS DE ROCA TOTAL PARA ELEMENTOS MAYORES (PARTE II).....	52
TABLA 5 VALORES DEL CIA CALCULADOS A PARTIR DE LAS MUESTRAS DE LA FORMACIÓN LA JOYA EN LA MESA CENTRAL.....	58
TABLA 6 EDADES DE LOS CIRCONES DETRÍTICOS DE ARENISCAS DE LA FORMACIÓN LA JOYA EN LA CUENCA DE CATORCE.	64
TABLA 7 RESULTADOS DEL CONTEO DE PUNTOS REALIZADO EN ESTE TRABAJO.	86
TABLA 8 RESULTADOS DEL CONTEO DE PUNTOS REALIZADO POR WENGLER (2014)	86
TABLA 9 RESULTADOS DEL CONTEO DE PUNTOS REALIZADO POR ALMARAZ-MARTÍNEZ (2016)	87
TABLA 10 VALORES RECALCULADOS DEL CONTEO DE PUNTOS TOMADO DE ALMARAZ-MARTÍNEZ (2016) Y WENGLER (2014).....	87
TABLA 11 VALORES DEL ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS DE ESTE ESTUDIO.	88
TABLA 12 VALORES DEL ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS DE ESTE ESTUDIO (CONTINUACIÓN).	89
TABLA 13 VALORES OBTENIDOS DEL ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ROCA TOTAL PARA ELEMENTOS MAYORES, TOMADO DE WENGLER (2014).	90
TABLA 14 VALORES OBTENIDOS DEL ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ROCA TOTAL PARA ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS, TOMADO DE WENGLER (2014).....	90
TABLA 15 VALORES OBTENIDOS DEL ANÁLISIS U-Pb DE LA MUESTRA RC-L-1.....	91
TABLA 16 VALORES OBTENIDOS DEL ANÁLISIS U-Pb DE LA MUESTRA RC-L-1 (CONTINUACIÓN).....	92
TABLA 17 VALORES OBTENIDOS DEL ANÁLISIS U-Pb DE LA MUESTRA VAR-07-12 (TOMADO DE BARBOZA-GUDIÑO <i>ET AL.</i> , 2012)	93
TABLA 18 VALORES OBTENIDOS DEL ANÁLISIS U-Pb DE LA MUESTRA VAR-07-12 (TOMADO DE BARBOZA-GUDIÑO <i>ET AL.</i> , 2012) CONTINUACIÓN.	94
TABLA 19 RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE TIERRAS RARAS DE LOS CIRCONES DETRÍTICOS DE LA MUESTRA RC-L-1.	95
TABLA 20 RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE TIERRAS RARAS DE LOS CIRCONES DETRÍTICOS DE LA MUESTRA RC-L-1 (CONTINUACIÓN).....	96

Resumen

Las sucesiones de capas rojas en el noreste de México han sido interpretadas como continentales a marinas someras, relacionadas con la apertura del Golfo de México, como una cuenca de tipo *rift*, sin embargo, la presencia en las mismas secuencias, de rocas volcánicas con una firma geoquímica de subducción, es incompatible con tal régimen tectónico. Se han documentado capas rojas y sucesiones de rocas volcánicas en dos depocentros a los que nombraron como: Cuenca de Huizachal en la Sierra Madre Oriental y la Cuenca de Catorce en la Mesa Central e interpretaron las mismas como producto de una extensión tras arco relacionadas con el llamado Arco Nazas. La Formación La Joya muestra variaciones regionales en el espesor y composición, mientras que en algunas zonas no se depositó, así que se considera la existencia de diferentes cuencas extensionales en una zona amplia en el centro-norte y noreste de México, este argumento es apoyado por las edades de las rocas que al este son más viejas. En este trabajo una reconstrucción paleogeográfica fue creada con base en un mapa de isopacas de la Formación La Joya, donde es posible identificar la estructura de la cuenca durante el Jurásico Medio. Desde el análisis petrográfico se ha observado que en la Cuenca de Catorce las areniscas son ricas en cuarzo, predominando sobre el feldespato y los líticos. Estas areniscas se clasifican principalmente como sublitoarenitas, feldarenitas líticas y litoarenitas. En los esquemas de discriminación, las muestras se graficaron dentro del campo de orógenos reciclados, y sólo algunas muestras de la localidad de Charcas graficaron en el campo de procedencias de arco magmático. El análisis geoquímico con elementos mayores, permite clasificar estas rocas como grauvacas, litoarenitas y sublitoarenitas, los esquemas de clasificación de ambientes tectónicos las colocan en los campos de arcos de islas continentales y margen activo, relacionados con las cuencas del tipo tras arco, fuentes de arcos ácidos, andesíticos y rocas sedimentarias, mientras que los patrones de tierras raras tienen un enriquecimiento en las tierras raras ligeras, una anomalía de Eu y un empobrecimiento de las tierras raras pesadas, que son muy similares a los patrones de antigua corteza continental, mientras que en el diagrama de ambientes tectónicos, las muestras se encuentran dentro del campo de cuenca tras arco, arco continental y el campo de margen pasivo. De acuerdo con la geocronología las muestras tienen una edad máxima de depósito promedio entre 166 y 167 Ma por lo que se le asigna una edad del Bathoniano, con procedencias de los circones del arco Nazas, Arco Pérmico-Triásico, Arcos perigondwanicos, Bloque de Yucatán (Panafricano) y el Bloque de Oaxaquia (Grenvilliano).

Abstract

Red beds in northeastern Mexico have been interpreted as continental to flat marine successions related to the opening of the Gulf of Mexico as a *rift* basin. However, the presence of volcanic rocks with a geochemical signature of subduction, is inconsistent with such tectonic setting. It has been documented red beds and volcanic rocks successions in two main depocenters termed Huizachal Basin to the east, in the Sierra Madre Oriental, and Catorce Basin to the west, in the Mesa Central, and interpreted them as a result of back arc extension related to the so called Nazas arc. La Joya Formation shows regional variations in thickness and composition and in some areas was not deposited thus is considered the existence of different extensional basins in a broad zone in north-central and north-eastern Mexico. This argument is supported by ages of volcanic rocks that become older to the east. In this work a paleogeographic reconstruction was created based on the isopach maps of the La Joya Formation, where it is possible to identify the structure of the basins during the Middle Jurassic. From the petrographic analysis, it has been observed that in the Catorce Basin the sandstones are quartz rich, which predominates over the feldspar and lithic fragments, classifying such rocks mainly as sublithoarenites, lithic feldarenites and feldspathic lithoarenites. In the discrimination diagrams, they plot within the recycled orogenic field, and only some samples from the Charcas locality plotted in magmatic arc provenances. Accord to the geochemical analysis of major elements these sedimentary rocks have been classified as graywackes, lithoarenite and sublithoarenite. The discrimination diagrams of tectonic settings place them in the fields of continental island arcs and active margin, related to basins of the backarc type, and with sources placed in acid arcs, andesitic and sedimentary rocks, while the rare earth patterns show an enrichment in light rare earth elements an Eu negative anomaly and impoverishment in the heavy rare earths, which are very similar to patterns of old upper continental crust, while in the discrimination diagram of tectonic environments the samples plot within the backarc, continental arc and passive margin fields. Geochronologically, the samples have maximum age of average deposit between 166 and 167 Ma (Bathonian age), with posible provenances from the Nazas Arc, Permian-Triassic arc, Perigondwanic arcs, Yucatán Block (Pan-African) and the Oaxaquia Block (Grenvillian ages)

Introducción

Los depósitos de la Formación La Joya durante el Jurásico Medio en el noreste de México fueron anteriormente interpretados como un evento relacionado al *rift* que dio origen al Golfo de México, específicamente, a los eventos ocurridos al momento del inicio de la oceanización “*break up unconformity*” (Michalzik, 1988). Sin embargo, estudios recientes han demostrado la presencia de rocas volcánicas del Jurásico Inferior-Medio interestratificadas con la secuencia de sedimentos rojos y para dichas rocas volcánicas se ha confirmado una firma geoquímica de arco volcánico continental. De esta manera, los depósitos de la Formación La Joya durante el Jurásico Medio, no tendrían relación con el desarrollo de la cuenca del Golfo de México, que se considera un *rift* asociado a la fragmentación de Pangea o bien, el Golfo de México mismo se ubicaría en una posición tras arco, de una forma muy atípica (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Dickinson, 2009; Stern y Dickinson, 2010).

Objetivo

Interpretar la naturaleza de la Cuenca de Catorce donde ocurrió el depósito de sedimentos fluvio-aluviales de la Formación La Joya durante el Jurásico Medio en el centro-noreste de México y modelar su geometría, extensión y marco paleogeográfico.

Planteamiento del problema

La importancia del estudio de la Cuenca de Catorce y su evolución durante el Jurásico Medio, radica en la interpretación de su evolución tectónica y el origen de los depósitos del Jurásico Inferior a Medio en el centro y noreste de México, relacionados, según se ha interpretado, a la fase inicial de *rift* que dio origen al Golfo de México. Una hipótesis alternativa a ambos hechos se hace necesaria porque se ha documentado la presencia de rocas volcánicas con firma geoquímica de arco continental en el Jurásico Inferior (Jones *et al.*, 1995; Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 1999, 2004, 2008) y porque la distribución de estos depósitos no parece ser compatible con la evolución del Golfo de México. (Pindell y Dewey, 1982; 1985; Michalzik, 1985 1986, 1987, 1988, 1991; Salvador, 1987; Goldhammer y Johnson 2001; Wilson 1990). En la Cuenca de Catorce se depositaron durante el Jurásico Medio sedimentos fluvio-aluviales y marinos muy

someros que alcanzan un espesor de casi 600 m (Barboza-Gudiño *et al.*, 2015; López-Gallegos, 2016). Para realizar una reconstrucción paleogeográfica y evolución tectónica de la Cuenca de Catorce, se proponen estudios litológicos y de procedencia en las localidades conocidas con afloramientos del Jurásico Medio de la Mesa Central.

Hipótesis

La presencia de vulcanismo del Jurásico Inferior relacionado a subducción y la gran cantidad de litoclastos volcánicos en el Jurásico Medio en la Cuenca de Catorce sugieren que la sedimentación clástica de la Formación La Joya ocurrió en una cuenca en una posición tras arco con respecto al arco volcánico Nazas, lo que implicaría descartar la relación de dicha formación con la sedimentación ocurrida durante la apertura del Golfo o bien, una ubicación atípica del propio Golfo de México en una zona tras arco.

Área de estudio y vías de acceso

Las localidades del presente estudio se encuentran en los estados de San Luis Potosí y los límites con el estado de Zacatecas (Figura 1).

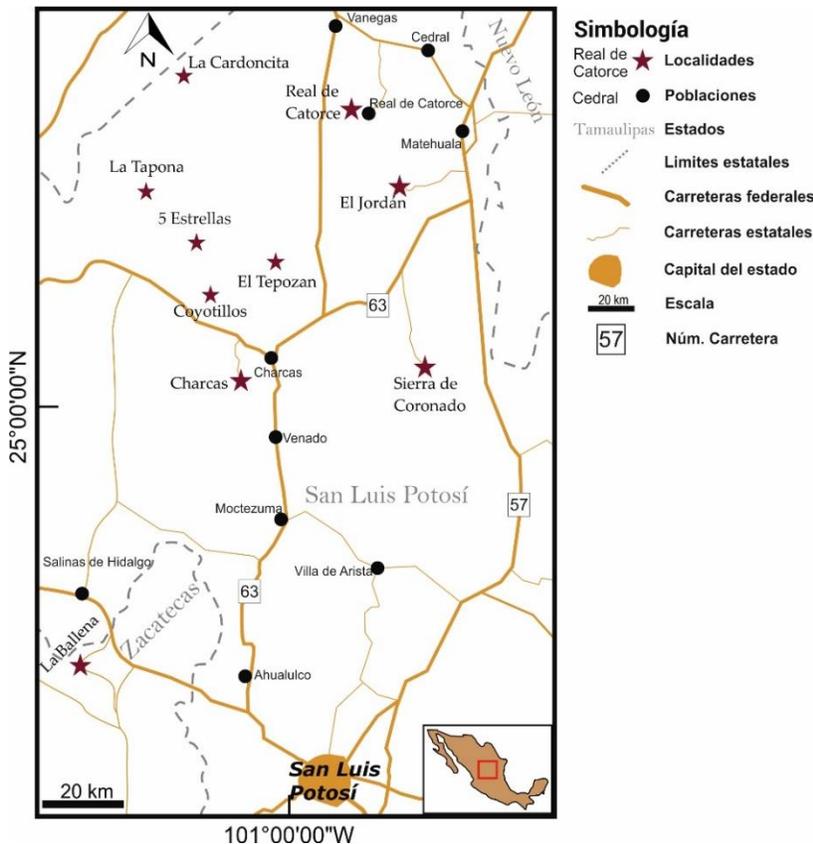


Figura 1 Localización y vías de acceso a las áreas de estudio (Tomada y modificada de Google Maps, 2015).

1. Real de Catorce, San Luis Potosí. La sección estudiada dentro de esta localidad se ubica en la parte norte de la sierra de Catorce, a un costado de la cabecera municipal de Real de Catorce, específicamente en las paredes del Cañón General. La zona se localiza a 170 km al norte de la ciudad de San Luis Potosí. Para acceder a ella partiendo desde la ciudad de San Luis Potosí se toma la autopista No. 57 la cual conduce hacia la cabecera municipal de Matehuala, avanzando algunos kilómetros sobre la misma, se encuentra el cruce que lleva hacia Vanegas, cruzando por el poblado de Cedral y siguiendo el camino se encuentra el entronque que sube hacia el pueblo de Real de Catorce.

2. El Jordán, San Luis Potosí. El área de estudio se ubica en la parte sur de la sierra de Catorce, cerca de 155 km al norte de la ciudad de San Luis Potosí, pertenece al municipio de Catorce en el estado de San Luis Potosí. Para ingresar a esta zona se toma la carretera federal No. 57 en el tramo San Luis Potosí-Matehuala, saliendo de la ciudad de San Luis Potosí, después de 132 km de recorrido se encuentra la desviación hacia Charcas la cual nos conduce 10.1 km después hacia el poblado de La Bonita, inmediatamente se toma el camino que se dirige hacia las localidades de La Biznaga, La Presa y Chilares, para continuar y tomar el camino que sube hacia el Real de Maroma, continuando por el camino de terracería que lleva a la cabecera municipal de Real de Catorce hasta llegar al tramo El Jordán-Tahonas.

3. Charcas, San Luis Potosí. Los afloramientos ubicados en esta zona se encuentran en la parte norte-noroeste del estado de San Luis Potosí a 110 km de su ciudad capital, dentro del Arroyo San Antonio, cercano a la cabecera municipal de Charcas, que administrativamente pertenece al municipio del mismo nombre. Para llegar al área de estudio a partir de la ciudad de San Luis Potosí, se toma la carretera federal No. 49 San Luis Potosí-Zacatecas, hasta llegar al entronque a Aqualulco y ahí tomar la carretera federal No. 63, pasando por Moctezuma y Venado hasta la ciudad de Charcas, de ahí se toma un camino pavimentado que nos conduce a las localidades de La Trinidad-San Rafael y de ahí un camino de terracería nos conduce hasta el arroyo San Antonio de Las Huertas.

4. Sierra de Coronado, San Luis Potosí. La sierra de Coronado se localiza en el límite entre los municipios de Charcas y Villa de Guadalupe, en línea recta hacia el norte de la ciudad de San Luis Potosí a 104 km de distancia. Saliendo de la ciudad de San Luis Potosí se toma la carretera federal No. 49 San Luis Potosí-Zacatecas, hasta llegar al entronque hacia Ahualulco, continuando por la carretera federal No. 63 se llega hasta Charcas pasando por los municipios de Moctezuma y Venado, de ahí se toma un camino de terracería que conduce pasando por estación Los Charcos hasta la ladera oeste de la Sierra de Coronado.

5. La Ballena, Zacatecas. La localidad de La Ballena se sitúa al norte de la cabecera municipal de Villa Hidalgo, Zacatecas, cerca de 82 km al noroeste de la Ciudad de San Luis Potosí, y a 95 km al este-sureste cerca de la Ciudad de Zacatecas, administrativamente pertenece al municipio de Villa Hidalgo, Zacatecas. Partiendo de la Ciudad de San Luis Potosí se toma la carretera federal No. 49 en el tramo San Luis Potosí-Zacatecas, en el km 74 se encuentra el entronque Pinos-Zacatecas el cual después de nos lleva a la localidad de Villa Hidalgo aquí se toma un tramo de alrededor de 20 km de camino que se dirige hacia el poblado de La Ballena.

6. Presa de Santa Gertrudis y Tanque de Dolores, San Luis Potosí. La localidad de Tanque de Dolores administrativamente pertenece al municipio de Catorce, en el caso de la localidad de Presa de Santa Gertrudis esta forma parte del municipio de Charcas. Ambas localidades se encuentran ubicadas en la parte norte del estado de San Luis Potosí, y para acceder a ellas es posible llegar tomando el camino Villa de Cos-Charcas, donde se encuentra un entronque a un camino de terracería que dirige hacia el poblado de Presa de Santa Gertrudis. También existen caminos parcialmente pavimentados y de terracería hacia estas localidades, los cuales parten desde la carretera que une de sur a norte las estaciones Berrendo, Guadalupe el carnicero, Wadley, Estación Catorce y Vanegas. Los afloramientos de estas áreas son pequeños y aislados.

Trabajos previos

Existe una serie de estudios e investigaciones realizadas anteriormente sobre las capas rojas del Jurásico en el noreste de México, estos han aportado información muy

valiosa respecto a la génesis de estas formaciones y la subdivisión estratigráfica, sin embargo, no ha sido sino hasta hace poco que se comenzó a estudiar con cierto detalle la distribución y origen de esta secuencia sedimentaria de capas rojas (Mixon 1959, 1963, Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 1999, 2004, 2008, 2012, 2014, 2015, Rubio-Cisneros, 2008, 20011, 2012).

Seemes (1921) en un reporte que elaboró para la Compañía Mexicana del Petróleo “El Águila” informalmente nombró y describió a la Formación Huizachal, como una secuencia de capas continentales que afloran en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, y les asignó una edad Triásica hasta Jurásica (en Carrillo-Bravo, 1961).

Robertson (1925) en (Imlay, 1948) también la mencionó en un reporte elaborado para la Compañía Mexicana de Petróleo del Golfo en la parte oeste de la Sierra Madre, aunque estas capas rojas también fueron identificadas por otros geólogos en el Cañón de Catorce, San Luis Potosí (Baker, 1922), al oeste de Torreón, Coahuila (Kellum, 1936), al noreste de Ciudad Victoria en el Cañón de Peregrina (Muir, 1936), en el área de Miquihuana, Tamaulipas (Imlay, 1937) y en la parte sureste de Coahuila (Imlay, 1938).

Imlay (1943) describió la distribución, características litológicas, y las relaciones estratigráficas de las capas rojas en el Valle de Huizachal. Señaló la posibilidad de que las capas rojas podrían haber sido depositadas durante el período Triásico-Jurásico Superior, sin embargo, consideró que probablemente podrían ser de principios del Jurásico Superior puesto que “litológicamente las capas rojas eran similares a aquellas asociadas con sal que existen en la base del Jurásico Superior, cerca de Chinameca, Veracruz”.

Müllerried (1946) observó estas capas rojas cerca de Aramberri, Nuevo León, las cuales subyacían a la caliza Zuloaga y sobreyacían a un micaesquisto de edad no determinada.

Cepeda (1948) notó que las capas rojas expuestas en el Cañón de Real de Catorce, San Luis Potosí, consistían en dos unidades de roca separadas por una discordancia angular, por lo que les llamo informalmente como miembro superior e inferior.

Imlay *et al.* (1948) definen formalmente a la Formación Huizachal como “Un depósito transgresivo a lo largo del margen occidental del Golfo de México durante un periodo de gran aridez: La transgresión probablemente fue iniciada por movimientos tectónicos menores cerca del fin del Calloviano, la cual tiene su sección tipo al suroeste del Valle de Huizachal alrededor de 20 km de Ciudad Victoria”.

Humphrey (1956) supone que el depósito de sedimentos rojos es de principios del Jurásico Temprano-Jurásico Medio al mismo tiempo que la orogenia Post-Liásica y Pre-Jurásico Superior.

Mixon *et al.* (1959) proponen de manera formal la conformación del Grupo Huizachal por dos nuevas unidades, Formación La Joya (superior) y Formación La Boca (inferior), que presentaban características litológicas diferentes entre ellas, así como una discordancia erosional angular muy notoria.

Mixon (1963) realizó la geología a detalle de las formaciones propuestas en su trabajo anterior.

Belcher (1979) realizó un modelo a partir de estudios paleomagnéticos sobre los lechos rojos de la Formación Huizachal, y una interpretación del ambiente de depósito de las capas rojas en el noreste de México, encontrando que el clima estacional era subhúmedo a húmedo, y que el Grupo Huizachal contenía cuatro secuencias principales y no tres como se había estudiado anteriormente.

Moor (1980) y Padilla-Sánchez (1978, 1982) describieron una sucesión de rocas sedimentarias en el área de Galeana, Nuevo León y las definieron como depósitos de ambientes fluviales y también de abanicos aluviales.

Bracken (1984) menciona que las capas rojas de la Formación La Joya incluían pizarras, limolitas y areniscas gruesas, conglomerados, agregando a esto rocas volcánicas y litarenitas feldespáticas, así como interestratificaciones de carbonatos.

Michalzik (1985; 1986; 1987; 1988; 1991) realizó la interpretación de las diferentes facies de la Formación La Joya e incluyó un análisis de los ambientes de depósito de esta formación, así como su procedencia.

Meiburg *et al.* (1987) describen en Aramberri, Nuevo León a la Formación Huizachal como una brecha sedimentaria contrario a lo que se había estudiado anteriormente y que la definía como una secuencia de areniscas y lutitas.

Götte (1990) consideró a la Formación La Joya como base del grupo Zuloaga, debido a que esta marca el inicio de la transgresión del Jurásico Medio-Superior.

Rueda-Gaxiola *et al.* (1993, 1999) utilizando el método palinoestratigráfico, propusieron el Alogrupo Los San Pedros, constituido por la Aloformación Huizachal y la Aloformación La Boca. Posteriormente describen a la Formación La Joya como una unidad que sobreyace a la Aloformación La Boca mediante un contacto discordante.

Jones *et al.* (1995), describen a la Formación Nazas, como un arco continental de edad jurásica en el área de Caopas y la sierra de Teyra en Zacatecas, y mencionan a la Formación La Joya como un conglomerado o una arenisca conglomerática de origen aluvial derivada de la erosión de la Formación Nazas.

Barboza-Gudiño *et al.* (1998, 1999, 2008) efectuaron estudios en el noreste de México sobre rocas pre-oxfordianas, detallando características individuales de las distintas unidades.

Fastovsky *et al.* (2005) aporta nueva información sobre el Grupo Huizachal y su depósito discordante sobre una secuencia de rocas volcánicas piroclásticas más vieja hasta entonces no descrita.

Escalante Martínez (2006) realizó un análisis estructural cerca del poblado de Presa de Santa Gertrudis, en el cual estudió a detalle la secuencia triásica marina que se encuentra en la zona, incluyendo en su análisis también los afloramientos del Jurásico Inferior-Medio explicando así la deformación a la cual estuvo sometida la secuencia pre-oxfordiana.

Barajas-Nigoche (2008) trabajó en la parte occidental del estado de San Luis Potosí, donde realizó un trabajo sobre los afloramientos siliciclásticos del Triásico, y presenta un análisis de la deformación de estas rocas, reconociendo la existencia de tres fases de deformación compresiva y dos extensivas, las primeras asociadas al inicio de la subducción de la placa del Pacífico bajo la placa de Norteamérica y lo que conocemos como orogenia Laramide las fases de extensión relacionadas con la apertura del Golfo de México en el Triásico-Jurásico y la tectónica de *Basin and Range* del Cenozoico, respectivamente.

Rubio-Cisneros (2008) realizó un análisis geoquímico y petrográfico respecto a la existencia de fuentes metamórficas, metasedimentarias e ígneas de composición intermedia, así como algunos datos importantes sobre transporte y reciclamiento en la Formación La Joya en la localidad de San Pablo Tranquitas, en Nuevo León.

Barboza-Gudiño *et al.* (2010) definieron a la parte inferior de la sucesión de areniscas y conglomerados expuestas en la zona del Cañón del Alamar y San Marcos al sur de Galeana Nuevo León, como Formación El Alamar del Triásico Superior, misma que en la zona es sobreyacida de manera discordante por la Formación La Joya del Jurásico Medio, señalando la ausencia por no depósito en la zona del Jurásico Inferior, que está presente en las localidades de Tamaulipas y es descrita como Formación La Boca (*sensu stricto* Mixon *et al.*, 1959) o Formación Huizachal (*sensu stricto* Carrillo-Bravo, 1961).

Ocampo-Díaz (2011) realizó un estudio en el noreste de México a rocas siliciclásticas de edades Jurásico Superior-Cretácico Inferior, reconstruyendo su historia tectónica.

Rubio-Cisneros y Lawton (2011) reportan un análisis geocronológico en circones sobre las capas rojas del Valle de Huizachal, Tamaulipas, en el que la edad de los granos dio como edad máxima para el depósito de la Formación La Joya 164 ± 3 Ma (Calloviano).

Rubio-Cisneros *et al.* (2011) mediante un análisis petrográfico demuestran la influencia de las rocas metamórficas del basamento, así como de rocas volcánicas en las areniscas del Valle de Huizachal y la presencia de dos petrofacies bien delimitadas.

Rubio-Cisneros (2012) por medio de un análisis de facies, petrofacies, petrografía geoquímica y minerales pesados, interpretó la procedencia y ambientes de depósito de las capas rojas del noreste de México.

Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2013) proponen un índice de reciclamiento sedimentario (InReSe) con el que se obtuvo información relacionada a la procedencia de los depósitos sedimentarios durante el Triásico Superior, Jurásico Inferior-Medio y Cretácico Inferior y el posible origen de las discordancias asociadas.

Wengler (2014) presenta resultados de petrografía, geoquímica, minerales pesados y geocronología de circones detríticos en rocas del Mesozoico Inferior, incluyendo la Formación La Joya, de la Mesa Central.

Barboza-Gudiño *et al.* (2014) presentaron un trabajo en el cual subdividen a las rocas del Triásico Superior, Jurásico Inferior y Jurásico Medio en el noreste de México, por medio de geocronología y procedencia, dejando bien definidos los límites entre estas rocas.

Por su parte Loyola-Martínez (2015) presenta resultados de estudios palinológicos que complementados con análisis de isótopos estables permiten interpretar un posible clima

semiárido, seco en parte, pero cercano a la costa, con ambientes fluviales a marinos someros en la Formación La Joya de las distintas localidades analizadas en el presente estudio.

Barboza-Gudiño *et al.* (2015) presenta un trabajo en el que considera a las capas rojas debido a su posición, la orientación de las cuencas de depósito, y la presencia de rocas volcánicas del arco Nazas, como resultado de una extensión tipo “Tras arco” y nombra a estas cuencas como 1-Cuenca de Huizachal y 2-Cuenca de Catorce, probablemente por la migración al oeste del Arco Nazas debido a un *roll-back* de la placa, observable en las edades más jóvenes hacia el oeste.

Pérez-Casillas (2015) realizó un trabajo en el que mediante un estudio granulométrico y petrográfico caracterizó a la Formación La Joya, diferenciando dos aportes diferentes de sedimentos hacia la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental.

López-Gallegos (2016) realizó un estudio sedimentológico estratigráfico en la Formación La Joya en la localidad de Real de Catorce, mediante el análisis de facies que le permiten establecer ocho facies, ocho asociaciones de facies y cinco elementos arquitecturales, característicos de sistemas fluvio-aluviales y con una dirección preferencial NE 14° de las paleocorrientes.

Almaraz-Martínez (2016) en su tesis de licenciatura realiza la medición de dos perfiles en el flanco oriental del Anticlinorio de La Trinidad en Charcas, donde el principal objetivo fue reconocer y separar las unidades sedimentarias y volcánicas del Jurásico Inferior a Medio.

Martini y Ortega-Gutiérrez (2016) realizaron una revisión a la evolución tectónica del este de México durante el Jurásico Inferior a Cenomaniano y renombran dos sistemas tectonoestratigráficos como: 1- Sistema Atlántico Mesozoico de México y 2- Sistema Pacífico Mesozoico de México.

Geología Regional

La Mesa Central de acuerdo con Nieto-Samaniego *et al.* (2005) es una planicie elevada ubicada en la parte central de México, dividida a su vez en dos regiones: La región norte tiene un estado muy avanzado de erosión con grandes cuencas continentales rellenas por sedimentos aluviales y lacustres, mientras que la región sur es más pequeña y principalmente montañosa, separadas entre sí por un sistema de fallas normales con un rumbo NW con una edad cenozoica. La corteza en la Mesa Central es delgada y se encuentra elevada, limitada por dos bloques corticales de gran espesor que se encuentran hundidos.

Las principales estructuras de la Mesa Central descritas por Nieto-Samaniego *et al.* (2005) se describen a continuación.

- Las fallas mayores que limitan la Mesa Central son de edades cenozoicas. La falla del Bajío corresponde al límite sur de la Mesa Central, es una falla normal que se encuentra desde Celaya hasta Irapuato con una dirección E-W. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende que corresponde al límite con la Sierra Madre Oriental, conformado por fallas normales con orientación N-S, desde San Miguel de Allende hasta la Sierra de Catorce, corresponden también al límite paleogeográfico de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México, entre los cuales existe una diferencia de espesor de la corteza que podría interpretarse como remanentes de un sistema de fallas normales similares a las actuales, durante la transición plataforma-cuenca.
- El sistema de Fallas San Luis Tepehuanes es un lineamiento con dirección NW-SE que se inicia desde San Luis de la Paz, Gto., hasta Tepehuanes, Dgo., coincide con el límite entre los afloramientos volcánicos de la Sierra Madre Occidental, depósitos volcanosedimentarios del Mesozoico y con algunos grábenes de la Sierra Madre Occidental y finalmente el graben de Agascalientes que limita al oeste la Mesa Central separándola de la Sierra Madre Occidental.

- El sector transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental: es el límite norte de la Mesa Central, conformado por un sistema montañoso con dirección E-W. Las rocas presentes en este sistema son principalmente mesozoicas y forman parte de la Sierra Madre Oriental.
- El sistema de fallas en el interior de la Mesa Central: Las cuencas continentales rellenas de rellenos fluviales y lacustres están delimitadas por numerosas fallas cenozoicas. Estas fallas afectan en primer lugar a las rocas de edades oligocenas y tienen direcciones muy variadas entre sí, el graben de Villa de Reyes es una de las estructuras más importantes con aproximadamente de 100 km de longitud y una dirección NNE-SSW (Tristán-González, 1986).

Las rocas más antiguas reconocidas en la Mesa Central son de edades triásicas y se encuentran aflorando dentro de anticlinorios y serranías aisladas en distintos puntos dentro de la Mesa Central, y que corresponden a los depósitos de la Formación Zacatecas compuesta por lutitas y areniscas marinas típicas de un abanico submarino, que subyacen a las rocas volcánicas de la Formación Nazas del Jurásico Inferior, que a su vez es sobreyacida por una discordancia angular por la Formación La Joya del Jurásico Medio (sedimentos siliciclásticos continentales) dando así la evidencia de la emersión de la Mesa Central que pasó de un ambiente marino a uno subaéreo que se mantuvo hasta el Jurásico Medio (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). La secuencia del Jurásico Medio pasó de forma transicional a rocas sedimentarias marinas del Jurásico Superior hasta el Cretácico siendo relleno de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, y ser deformadas por la Orogenia Laramide y posteriormente ser cubiertas durante el Cenozoico por rocas volcánicas producto de un vulcanismo eocénico de arco continental (hacia el oeste de la MC) y al mismo tiempo un vulcanismo extensional en el sistema de fallas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) y finalmente cubierta por los rellenos aluviales cuaternarios (Figura 2).

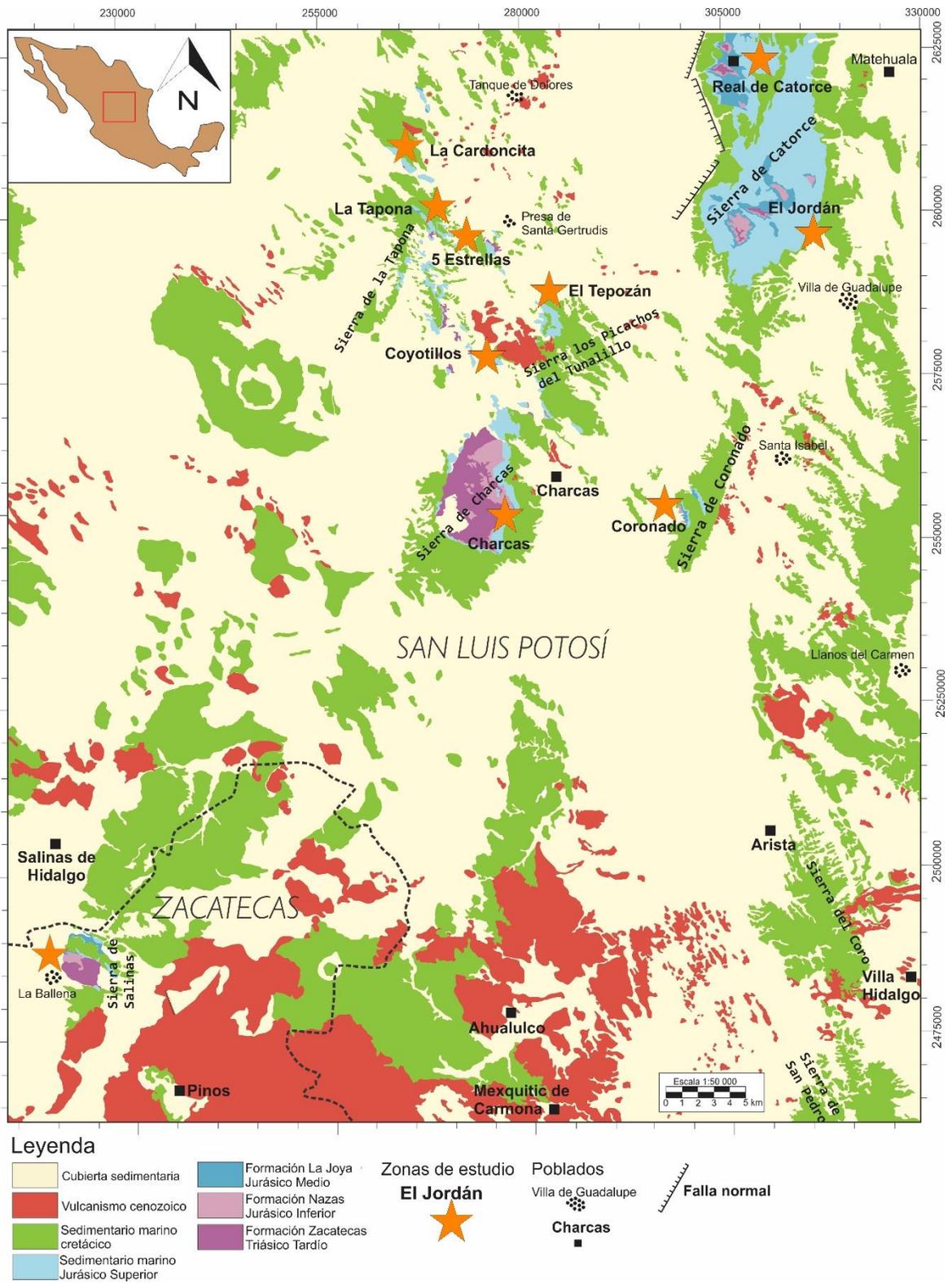


Figura 2 Geología regional del área de estudio y las localidades estudiadas (Tomado de Cartas Geológicas del Servicio Geológico Mexicano escala 1: 50,000).

Estratigrafía del Mesozoico Inferior en la Cuenca de Catorce de la Mesa Central de México

a) Formación Zacatecas (Triásico Superior). Esta unidad fue descrita por primera vez en el arroyo La Pimienta cerca de la ciudad de Zacatecas, por Burckhardt y Scalia (1906) quienes la detallan como una sucesión de rocas verdes con un alto grado de metamorfismo y las cuales contenían fauna de edad triásica, más tarde Gutiérrez-Amador (1908) la llamó “Triásico de Zacatecas”, posteriormente Carrillo-Bravo (1968) propone formalmente el nombre de Formación Zacatecas para una sucesión de lutita y arenisca verde en una sección tipo descrita en el arroyo La Pimienta. Esta formación se encuentra ampliamente distribuida en la parte occidental de la Mesa Central, en afloramientos ubicados cerca de la ciudad de Zacatecas, en la sierra de Catorce, sierra de Charcas, sierra de Salinas del Peñón Blanco en la localidad de La Ballena. En la localidad de la sierra de Salinas la formación se observa como una secuencia de arenisca de grano medio en estratos delgados a gruesos, conformado principalmente por cuarzo metamórfico, feldespatos y algunas micas como la moscovita, en ocasiones con metamorfismo de bajo grado y muy silicificada (Silva-Romo, 1993). En la sierra de Catorce la unidad consiste en bancos de lutita de varios metros de espesor con laminación interna con intercalaciones de arenisca fina y limolita (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). En la sierra de Charcas aparece como depósitos de tipo *flysch* (Tristán-González y Torres-Hernández, 1994). Su base no aflora en ninguna sección hasta hoy conocida, sin embargo, en una perforación realizada por PEMEX en la sierra La Taponera cortó un espesor de 4,640 m y no se pudo observar alguna roca diferente (Lopez-Infanzón, 1986), se piensa que este espesor es debido a la deformación de la zona y no representa un dato real. De esta formación no aflora su base en ninguna de las secciones mientras que es sobreyacida discordantemente por las rocas volcánicas del Jurásico Inferior a Medio (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999; Zavala-Monsiváis *et al.*, 2012) o por la Formación La Joya del Jurásico Medio debido a la ausencia de las rocas volcánicas en algunas localidades. La edad del Triásico Tardío fue asignada por Burckhardt y Scalia (1905) al encontrar fauna marina entre sus capas, más tarde Chávez-Aguirre (1968) localizó fragmentos de amonoides de edades triásicas en la Sierra de la Ballena. Barboza-Gudiño *et al.* (2010) por medio de dataciones en circones detríticos determinaron edades máximas del

depósito del Triásico para las areniscas que afloran en las localidades de Real de Catorce y Charcas, mientras que por el mismo método (Barboza-Gudiño 2012) se confirmó una edad parecida en la localidad de La Ballena, que a su vez pueden ser comparables con los circones detríticos de la Formación El Alamar (Barboza-Gudiño, 2010) de facies continentales aflorantes en los estados de Nuevo León y Tamaulipas. Esta formación puede ser correlacionada cronoestratigráficamente con la Formación Antimonio (González-León, 1980) y las facies continentales del Grupo Barrancas en Sonora (Alencáster de Cserna, 1961a) y con las turbiditas siliciclásticas del Complejo el Chilar en el estado de Querétaro (Dávila-Alcocer *et al.*, 2013)

b) Formación Nazas (Jurásico Inferior-Medio). Las rocas que conforman la Formación Nazas fueron primeramente llamadas como Formación Villa Juárez por Enciso y Ledezma (1962), y al mismo tiempo por Clemons y Mcleroy (1962) fue llamada Grupo Huizachal. Pantoja-Alor (1972) definió formalmente la Formación Nazas en el área de Cerritos Colorados en Durango, describiéndola como una serie de flujos de riolitas con alternancia de sedimentos e intercalaciones de flujos piroclásticos de color gris a verde. Esta formación se encuentra distribuida en el centro-norte y noreste de México sobre todo en los estados de Durango, Coahuila, Zacatecas y San Luis Potosí. Blickwede (2001) describió en la Sierra de San Julián en Zacatecas una sucesión volcánica de 1000 m formada principalmente por flujos de lavas, tobas de caída y flujos de ceniza con algunos depósitos de lahares. En el oeste del estado de San Luis Potosí, las rocas volcánicas incluyen flujos de lava de composición andesítica a dacítica con algunas brechas volcánicas, mientras que, en las sierras de Catorce, Charcas y Salinas aparece en forma de domos de riolita y tobas de caída o flujos de ceniza (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998). En el Valle de Huizachal y Miquihuana-Bustamante en Tamaulipas, el Jurásico Inferior está representado por una sucesión de riolitas y andesitas (Jones *et al.*, 1995; Fastovsky *et al.*, 2005; Bartolini *et al.*, 2003). En el área de Aramberri, Nuevo León aparecen ignimbritas, brechas volcánicas y tobas de composición intermedia a félsica. En la sierra de San Julián la Formación Zacatecas está cubierta por la Formación Zuloaga (Blickwede 1981). En la sierra de Charcas y el área de Peñón Blanco la formación sobreyace a la Formación Zacatecas, mientras que en la sierra de Catorce interdigita y sobreyace a la

unidad informal “Capas Cerro El Mazo” (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) y a la Formación Zacatecas del Triásico Superior. La Formación Nazas también contiene miembros depositado en ambientes continentales en la localidad de Villa Juárez, Durango. La edad para estas rocas, de acuerdo con Bartolini (1998) obtenida por el método Ar/Ar en plagioclasa fue de 195.3 ± 5.5 Ma, que corresponden a edades del Jurásico Inferior. Mas tarde Barboza-Gudiño *et al.* (2004, 2008) por medio de dataciones U/Pb determinaron una edad de 174.7 ± 1.3 Ma en la localidad de Real de Catorce utilizando 3 granos de circones de un pórfido riolítico, en el caso de la localidad de Aramberri, Nuevo León se obtuvo una edad de 193.3 ± 1.5 Ma en una ignimbrita, por lo que se han encontrado edades del Jurásico Medio. En esta misma localidad se han obtenido edades de 189 ± 0.2 Ma (Fastovsky *et al.*, 2005) y nuevas edades obtenidas por Zavala-Monsiváis *et al.* (2009, 2012) todas ellas del Jurásico Inferior a Medio, y de manera más reciente Lawton y Molina-Garza (2014) obtuvo una edad máxima de depósito de esta formación en 180-178 Ma utilizando circones magmáticos.

c) Formación La Joya (Jurásico Medio). La Formación La Joya se consideraba como la parte superior del Grupo Huizachal, sin embargo, Mixon *et al.* (1959) separo el Grupo Huizachal descrito por Imlay *et al.* (1948) en dos sucesiones diferentes entre sí, en la base la Formación La Boca y la Formación La Joya en la parte superior, separadas por una discordancia angular y erosional. Definida formalmente por Mixon *et al.* (1959) como una sucesión de más de 65 m de espesor de capas rojas en la sección tipo ubicada en el pueblo de La Joya Verde al norte del Valle de Huizachal en la Sierra Madre Oriental. La Formación La Joya aflora en algunos cañones al norte del Anticlinorio Huizachal-Peregrina y en algunas partes del estado de Nuevo León, así como en el estado de San Luis Potosí afloran unas ventanas en las sierras de Catorce, Charcas, Salinas, y en la sierra de San Julián al norte de Zacatecas. La Formación La Joya es principalmente una sucesión granodecreciente, en la parte inferior se encuentra un conglomerado/brecha basal polimíctico que pasa hacia la parte superior a una sucesión de arenisca de grano grueso a limolitas de color purpura con estratificación cruzada. En la sierra de Catorce la Formación La Joya puede alcanzar hasta 600 m de espesor, mientras que en las localidades ubicadas en la Sierra Madre Oriental son más delgadas, sin embargo, en

algunas zonas de la Mesa Central donde aparece el Triásico y Jurásico Inferior, la Formación La Joya no aparece y no hay registro de su depósito. Descansa directamente sobre el Paleozoico y el Precámbrico en ciertas partes del Anticlinorio Huizachal-Peregrina y en Aramberri Nuevo León, en otras localidades está ausente y la Formación Zuloaga descansa directamente sobre la Formación La Boca (Jurásico Inferior) o rocas más antiguas. En la sierra de Charcas se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la Formación Nazas y subyaciendo a la Formación Zuloaga. En la sierra de Catorce, se encuentra sobreyaciendo a capas de facies fluvial a marino marginal con el nombre informal “Capas Cerro El Mazo” (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009), con rocas volcánicas intercaladas (Formación Nazas). Trabajos previos a Mixon *et al.* (1959) tenían una serie de debates sobre la edad del grupo Huizachal, ya que lo consideraban Pérmico, Triásico y/o del Jurásico (Nason, 1909; Baker, 1922; Böse, 1923, Heim, 1926, 1940, Burckhardt, 1930, Muir, 1936; Imlay, 1943, 1952; Müllerried de 1946, Imlay *et al.* 1948; Humphrey y Diaz, 1953, 1955; Humphrey, 1956; Erben, 1956; Bodenlos y Bonet, 1956, y varios reportes no publicados en los archivos de Petróleos Mexicanos). Paleontológicamente ha sido imposible fechar esta formación debido a la ausencia de restos fósiles en ella. La edad obtenida por medio de circones detríticos va de acuerdo con la edad estimada por su ubicación estratigráfica con una edad entre el Jurásico Medio inicios del Jurásico Superior, y una edad máxima de depósito entre 175-178 Ma (Rubio-Cisneros y Lawton 2011; Barboza-Gudiño y Zavala-Monsiváis 2011). Esta formación es equivalente a la Formación Werner, la Sal Louann y la Formación Norphlet del sur de Texas.

d) Sedimentario marino Jurásico-Cretácico. La trasgresión marina en el centro de México ocurrió durante el Oxfordiano Inferior durante la Etapa Mazapil (Cantú-Chapa, 1998) caracterizado por las calizas dolomitizadas de la Formación Zuloaga cubiertas posteriormente por la Formación La Casita conformada de lutitas con concreciones calcáreas y horizontes bituminosos de edad del Oxfordiano Superior-Titoniano (Burckhardt, 1930). En el noreste de México las formaciones La Casita y La Caja están compuestas de calizas arcillosas y cubren a la Formación Olvido del Oxfordiano Superior (Cantú-Chapa, 1992b). Después de la transgresión marina inicia el depósito de rocas

marinas de cuenca y algunas facies de arrecife, durante el Berriasiano ocurrió el depósito de la Formación Taraises, Formación Tamaulipas Inferior/Cupido. Las formaciones Otates, La Peña y Tamaulipas Superior tuvieron su depósito durante el Aptiano, las facies más profundas de la cuenca corresponden al depósito de la Formación Cuesta del Cura (Ángeles Villeda *et al.*, 2005, Arvizu-Gutiérrez, 2006 y Villareal-Fuentes, 2007) que contiene lentes de pedernal negro, mientras que las facies correspondientes al arrecife corresponden a la Formación El Abra, y Tamabra a las facies de talud. Durante el Turoniano el depósito de la Formación Indidura y posteriormente durante el Santoniano la Formación Caracol representan la culminación del relleno de la cuenca constituida sobre todo por areniscas y lutitas (Imlay, 1937).

e) Vulcanismo Cenozoico. Finalmente, el Cenozoico está representado por derrames y depósitos piroclásticos producto de un vulcanismo intraplaca, que afectó la parte norte de la Faja Volcánica Transmexicana (Aranda-Gómez *et al.*, 2005) y que aparecen de manera esporádica en la Mesa Central. Y por último el relleno aluvial cuaternario cubriendo valles y zonas bajas de la Mesa Central.

Metodología

a) Trabajo de gabinete. Incluyó la recopilación de información, mediante consulta a libros impresos, boletines, artículos en línea, manuales universitarios, páginas web, etc. así como la preparación de mapas para la ubicación de los afloramiento y vaciado de información, para lo que se tomaron como base las cartas geológicas del Servicio Geológico Mexicano: San José de Raíces (G14-C66), Ciudad Victoria (F14-A29), Santa Isabel (F14-A44), Charcas (F14-A43), Real de Catorce (F14-A24) y Loreto (F14-A71), escala 1:50000.

Creación de mapa de isopacas. Como una etapa final del trabajo final de gabinete los datos obtenidos en campo fueron vaciados en una base de datos en el software de cálculo *Excel*, donde se organizaron en diferentes columnas de acuerdo con su ubicación geográfica y espesor medido en campo. Consecutivamente fueron vaciados al software *Google Earth* donde se ubicaron geográficamente los puntos, posteriormente se imprimieron algunas imágenes del área de estudio con las localidades, y de forma manual

se unieron líneas de igual espesor de la Formación La Joya, formando y delimitando la cuenca por medio de isoclinas utilizando extrapolación lineal y tomando en consideración los elementos paleogeográficos existentes previos a su depósito y por último fue redibujado todo utilizando el software de diseño *Corel Draw 2017*. Con la misma información sobre los espesores de sedimentos en la cuenca y las edades determinadas para distintos niveles estratigráficos dentro de la Formación La Joya, así como de las unidades subyacentes y sobreyacentes, se procedió a realizar estimaciones de las tasas de sedimentación en la cuenca, para ser comparados con tasas de sedimentación conocidas de cuencas tipo *rift* y en fosas tectónicas con sedimentación continental de tipo fluvio-aluvial y lagunares, obteniendo el valor de la tasa de sedimentación de la relación entre el espesor de la sucesión y el valor del periodo de tiempo que duró su depósito (Vera-Torres, 1994).

b) Trabajo de campo. Reconocimiento del área de estudio por medio de caminamientos sobre secciones geológicas y la medición de estas. Se llevó a cabo la descripción *in situ* en el afloramiento de litología, texturas, estructuras primarias y secundarias en afloramiento y muestra de mano. Se realizó la toma de una serie de muestras para su posterior preparación, para los estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos.

c) Trabajo de laboratorio. El trabajo de laboratorio ha sido dividido en diferentes partes de acuerdo con las necesidades de este estudio. Se describe cada técnica a continuación:

Petrografía. Preparación y estudio petrográfico de 16 láminas delgadas, en los laboratorios de preparación petrográfica y sala de microscopía del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

El estudio petrográfico tuvo como finalidad, la clasificación de las rocas de acuerdo con su composición Folk (1970), así como determinar la procedencia de las areniscas utilizando los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos propuestos por

Dickinson *et al.* (1985). Para el conteo de puntos sobre las areniscas se optó por utilizar el método Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984), quienes proponen clasificar a los clastos del tamaño de la arena dentro de un lítico como una partícula independiente (monocristalina), tomando en consideración solo partículas mayores 0.0625mm de diámetro y tiene como propósito determinar cuantitativamente la composición de los fragmentos y poder interpretar el régimen tectónico prevaleciente durante su depósito.

De acuerdo con Folk (1980) se clasificaron los tipos de cuarzo presentes en las areniscas mientras que los líticos volcánicos fueron individualizados utilizando los criterios de Dickinson (1970) y finalmente los líticos metamórficos se identificaron siguiendo la clasificación de Garzanti y Vezzoli (2003). Las fotografías fueron tomadas en un microscopio Nikon Eclipse LV100NPOL.

Geoquímica. Se realizó la preparación de 16 muestras para geoquímica, pasando por un proceso de trituración utilizando la trituradora *RETSCH* y pulverización en un molino de ágata, posteriormente las muestras fueron enviadas a los laboratorios *Act Labs* en Canadá a fin de que fueran analizados por elementos mayores y traza incluyendo la gama de tierras raras (REE) por medio de ICP e ICP-MS en roca total utilizando Metaborato/Tetraborato de Litio como fundente en la preparación de la muestra en roca entera. Dada la escasez de lutitas en los distintos afloramientos de la secuencia estudiada, se recolectaron y analizaron 16 muestras de limolitas y areniscas.

Los análisis realizados y datos disponibles para la interpretación de la geoquímica de estas rocas incluyen elementos mayores, elementos traza, incluidas las tierras raras. Los valores obtenidos han sido graficados utilizando los diagramas de clasificación y procedencia de Herron (1988), Bhatia (1983) y Roser (1986) para elementos mayores. Para los elementos traza se utilizaron los diagramas de Floyd (1987), McLennan *et al.* (1993) y Bhatia y Crook (1986). Se realizaron diagramas multielementales con las REE, normalizando los valores a Condrito (Taylor y McLennan 1985). Se realizaron los diagramas ACNK y ACNKFM propuestos por Nesbitt y Young (1984, 1989) para identificar

los valores de alteración química de las rocas, así como el cálculo del CIA (Índice de intemperismo) propuesto por Nesbitt y Young (1984).

Geocronología. La preparación de las muestras inició con la trituración de las areniscas de grano grueso tomadas previamente en campo, posteriormente se pasó la roca molida por un tamiz de malla 40. La muestra que resultó del proceso anterior fue lavada utilizando una batea en el Laboratorio de Separación del Instituto de Geología de la UASLP, depurando los componentes ligeros y concentrando los minerales pesados. El concentrado obtenido del lavado se pasó a observación bajo microscopio y se inició el proceso de separación de >100 circones detríticos, los cuales fueron pegados sobre una base de vidrio con cinta adhesiva y posteriormente fueron cubiertos por una base con resina epóxica la cual se dejó reposar por 24 horas. La resina fue separada de la base de vidrio con pegamento y se pulió con el fin de exponer la superficie de los circones y poder ser introducidos al equipo donde serían analizados (Figura 3).

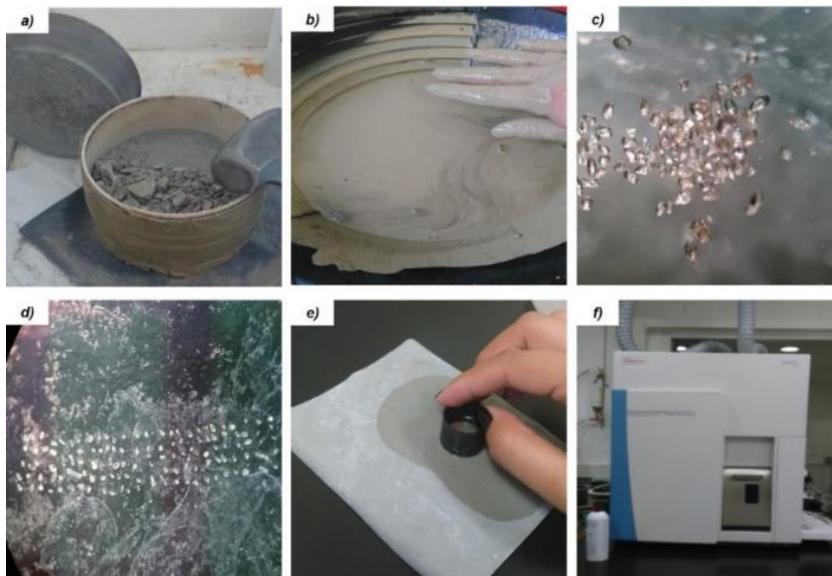


Figura 3 a) Trituración y molienda de la muestra. b) Lavado y precipitación de minerales pesados. c) Concentrado de circones. d) Montaje de circones en la resina. e) Pulido de los circones en la resina epóxica. f) Análisis de los circones detríticos en el ICP-MS.

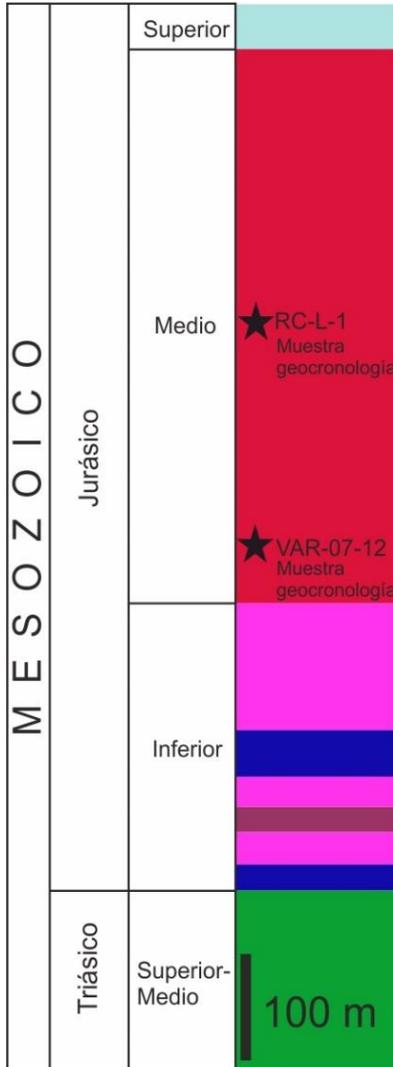
El fechamiento de U-Pb por LA-ICPMS de los circones se realizó en el Laboratorio de Estudios Isotópicos en el centro de Geociencias de la UNAM campus Juriquilla. Previo a su análisis se seleccionaron los cristales mejor preservados para realizar el disparo. La muestra se introdujo en el sistema de ablación láser *Resolución M-50* donde mediante

un rayo láser se obtuvieron partículas de la superficie de los circones a una velocidad de 10 golpes por segundo, convirtiéndose en plasma que posteriormente sería dirigido a través conductos aislantes a un espectrómetro de masas. El espectrómetro de masas *Thermo X Series ii Q-ICPMS* puede analizar las relaciones isotópicas y las concentraciones de casi todos los elementos mayores y traza presentes en cualquier material geológico, donde los materiales alcanzan temperaturas de hasta 7000°C. Los resultados fueron procesados en el software ISOPLOT (Ludwing, 2012) posteriormente se obtuvieron los picos de edad de las muestras usando la aplicación *Age Pick* (Gehrels, 2009). A continuación, se procedió con la interpretación de los datos para obtener información sobre las posibles procedencias y edades máximas del depósito de los sedimentos.

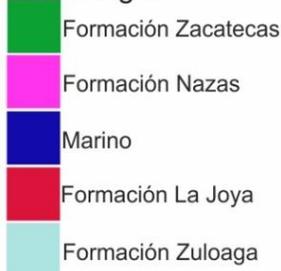
1. Afloramientos de la Formación La Joya en la Mesa Central

1.1 Real de Catorce

14Q 0306937, 2622136



Simbología



Afloramiento ubicado en el Cañón General al norte de la Sierra de Catorce. Se realizó una sección que inicio en la Formación Zacatecas en la localidad de Los Catorce donde se observó una sucesión de turbiditas que presentan una intercalación de lutitas y areniscas, convirtiéndose en una sucesión de depósitos masivos con algunos bloques flotando en una matriz de grano medio a fino con algunos horizontes laminados y lenticulares, y areniscas de grano grueso con laminación cruzada.

De manera discordante sobreyace a la unidad anterior una serie de depósitos piroclásticos y volcaniclasticos, que alternan con pizarras rojas con concreciones calcáreas, que pueden ser consideradas como parte de la Formación Nazas del Jurásico Inferior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Se tomó la muestra (RC-L-1) para geocronología en la parte media de la Formación La Joya, donde había un horizonte de areniscas de grano grueso.

El espesor medido de la Formación La Joya fue de 520 m (Figura 4). En esta localidad la unidad se componía de conglomerados y brechas, y horizontes de areniscas de grano fino a medio con rizaduras (Figura 5).

Figura 4 Columna litológica del area de Real de Catorce, (Tomada de Barboza-Gudiño *et al.*, 2015).

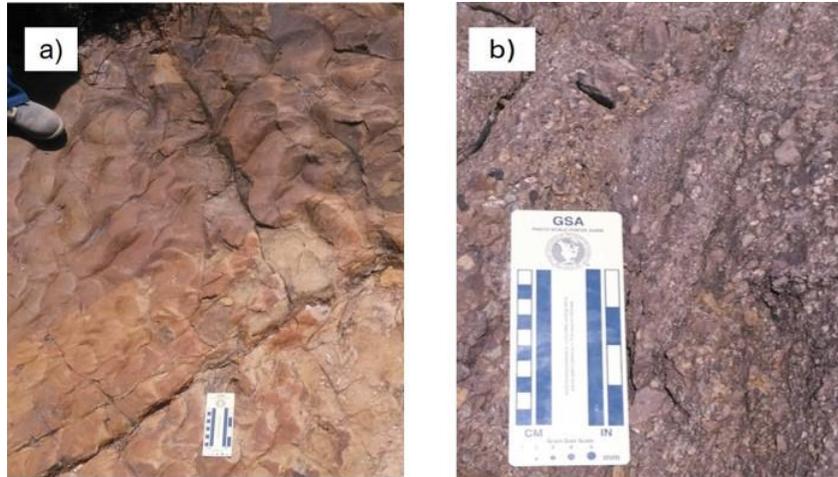
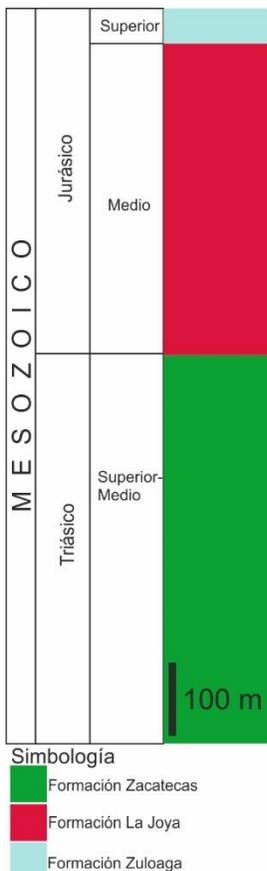


Figura 5 Detalle del afloramiento de la Formación La Joya en Real de Catorce, a) Rizaduras asimétricas sobre areniscas de la parte superior de la Formación La Joya, b) Conglomerado polimíctico de la Formación La Joya.

1.2 El Jordán

14Q 0310073, 2605910



El afloramiento se ubica al sur de la Sierra de Catorce, cerca del poblado de Real de Maroma. En esta zona la Formación La Joya se encontraba sobreyaciendo a la Formación Zacatecas y era sobreyacida por los depósitos de la Formación Zuloaga. Durante el reconocimiento del área de estudio se observaron capas de arenisca y limolitas de color purpura pertenecientes a la parte superior de la Formación La Joya, con la presencia de rizaduras, laminación y estratificación cruzada.

El espesor medido en esta área fue de 424 m (Figura 6). Dirigiéndose al poblado de El Jordán se encontró un horizonte de arenisca de grano muy grueso, que pasaba gradualmente a un conglomerado o brecha correspondiente a la parte basal de la Formación La Joya, en la cual predominan los fragmentos volcánicos de composición intermedia (Figura 7).

Figura 6 Columna litológica del area de El Jordán. a) Areniscas de grano medio-fino con laminación, b) Conglomerado de la parte inferior de la Formación La Joya, c) Afloramiento de la Formación La Joya en la localidad del Jordán, San Luis Potosí.

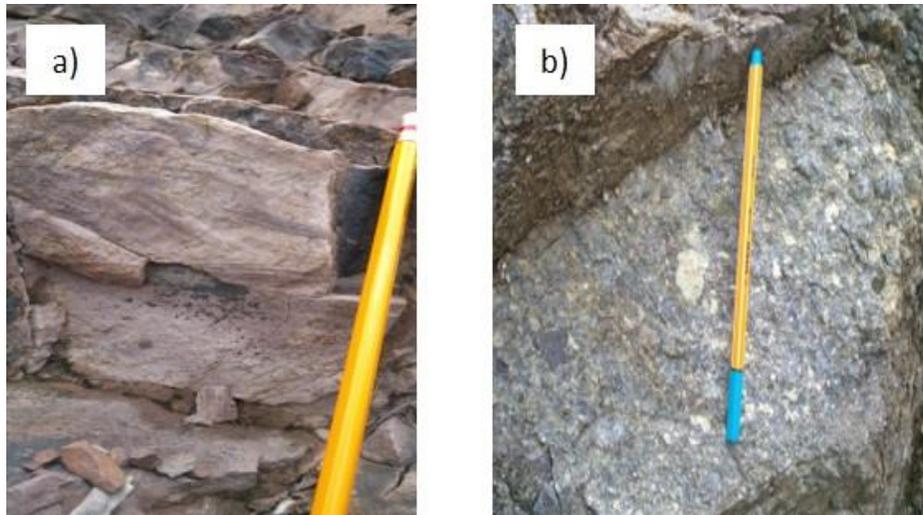


Figura 7 a) Areniscas de grano medio-fino con laminación, b) Conglomerado de la parte inferior de la Formación La Joya.

1.3 Charcas

14Q 0277521, 2555880

Cerca de la cabecera municipal de Charcas se ubica el Anticlinorio de la Trinidad o San Rafael, dentro del cual se encuentra la zona de estudio llamada Arroyo San Antonio de las Huertas.

Al inicio de la sección se pudo observar un afloramiento de brechas volcánicas, con bloques que varían en tamaño de pequeño a mediano. Siguiendo por el cauce del arroyo sobreyaciendo a rocas andesíticas de la Formación Nazas se encontraron depósitos de la Formación La Joya, con un espesor aproximado de 10 m, conformado por un conglomerado-brecha polimíctico con algunos horizontes arenosos y hacia la parte superior de manera transicional pasa a areniscas finas y limolitas rojas con un espesor de 20 m (Figura 8).

Sobreyaciendo a la Formación La Joya en una transición de manera gradual las limolitas se convierten en calizas de la Formación Zuloaga (Figura 9).



Figura 8 Afloramiento de areniscas de la Formación La Joya en el arroyo San Antonio de las Huertas, en la localidad de Charcas, S.L.P

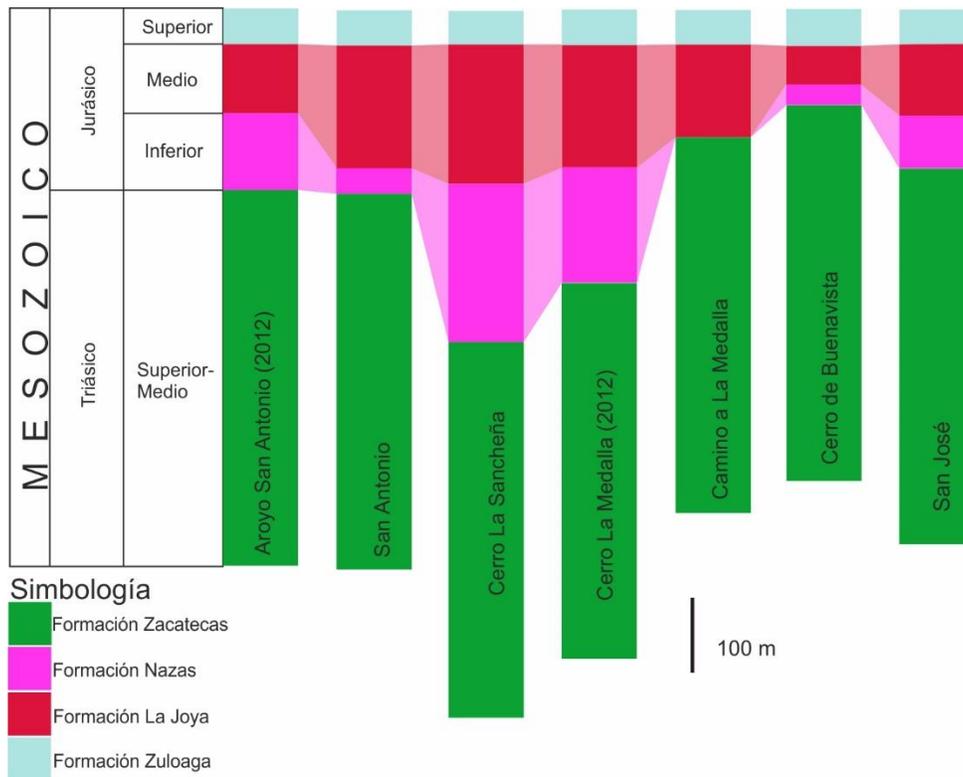
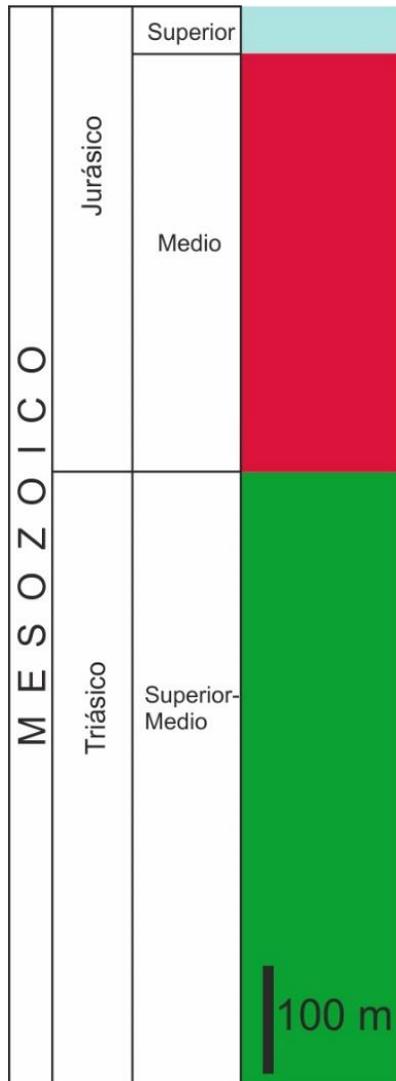


Figura 9 Columna litológica presente en el área de Charcas, San Luis Potosí (Tomada de Zavala-Monsiváis, 2012; Wengler, 2014, Almaraz-Martínez 2016 y las propias mediciones hechas en campo)

1.4 Sierra de Coronado

14Q 0299190, 2553982



Simbología

- Formación Zacatecas
- Formación La Joya
- Formación Zuloaga

Figura 10 Columna litológica de la localidad de Sierra de Coronado, San Luis Potosí.

El área de estudio se ubica en el flanco occidental de la Sierra de Coronado, perteneciente al municipio de Villa de Guadalupe.

Aflorando en la parte inferior de la sucesión se encuentra un conglomerado o brecha formada por fragmentos volcánicos (Figura 11). Adelante de este punto se observa una serie de areniscas y limolitas de color púrpura a rojo, que pertenecen a la parte superior de la Formación La Joya.

Sobreyaciendo a esta unidad se encuentran los depósitos calcáreos de la Formación Zuloaga, no hay depósito de rocas volcánicas por lo que la Formación La Joya se encuentra en contacto con las rocas de la Formación Zacatecas del Triásico Superior. En esta localidad el espesor promedio de la Formación La Joya es de 388 m (Figura 10).



Figura 11 Conglomerado de la Formación La Joya aflorando en la localidad de Sierra de Coronado, compuesto por fragmentos principalmente volcánicos.

1.5 La Ballena, San Luis Potosí/Zacatecas.

14Q 222048, 2487763

Esta localidad se ubica en el límite de los estados de Zacatecas y San Luis Potosí. La Formación La Joya se encuentra sobreyaciendo a la Formación Nazas, y en algunos puntos sobreyace directamente a las rocas triásicas de la Formación Zacatecas (Figura 12).

En esta zona el conglomerado de la Formación La Joya se presenta clasto soportado, polimíctico y con una matriz arenosa (Figura 13). Sobre el conglomerado basal se encuentran areniscas finas de color ocre a gris claro, en capas medianas a delgadas.

Entre las formaciones Zacatecas y Nazas se observó un fallamiento lo cual puede explicar la presencia del conglomerado de la Formación La Joya y parte de la Formación Nazas en un mismo nivel topográfico.



Figura 13 Afloramiento del conglomerado basal de La Formación La Joya en la localidad de la Ballena, Zacatecas. En la imagen se puede observar un conglomerado clasto soportado y con matriz arenosa

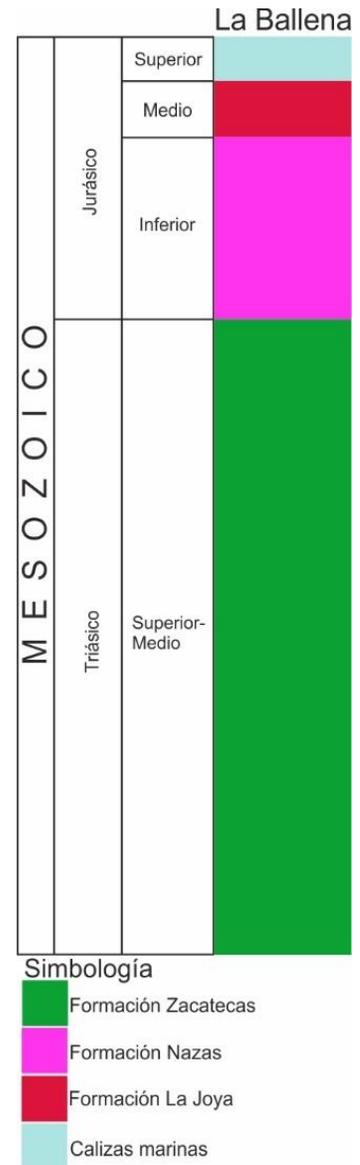


Figura 12 Columna litológica del área de La Ballena, Zac., (Tomada de Barboza-Gudiño *et al* 2015).

1.6 Presa de Santa Gertrudis

14Q 0276447, 2595409

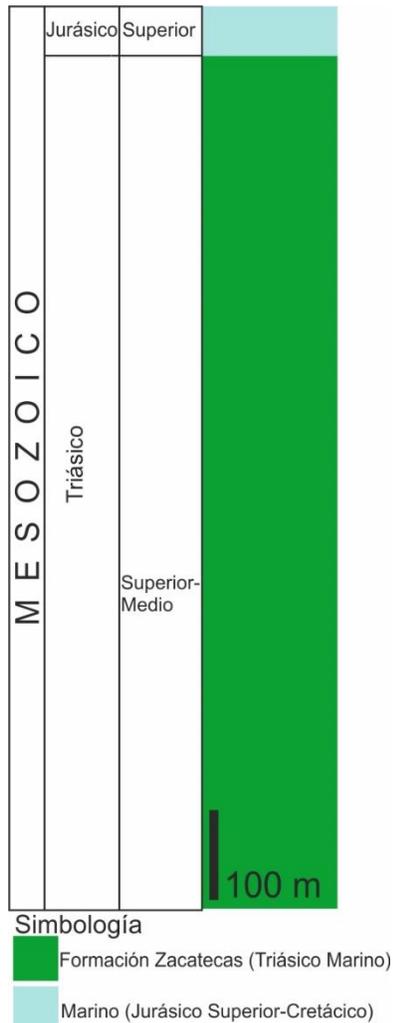


Figura 14 Columna litológica del area de Presa de Santa Gertrudis en la localidad de Cinco Estrellas.

Cerca del poblado de Presa de Santa Gertrudis se encuentra la zona minera Cinco Estrellas, en la que se encuentra un afloramiento de rocas pertenecientes a la Formación Zacatecas, conformada por, areniscas y lutitas, bien estratificadas, sobreyacidas por rocas marinas carbonatadas posiblemente del Jurásico Superior (Figura 14).

No existe registro del depósito del Jurásico Inferior ni Medio, en la localidad de estudio (Figura 15).

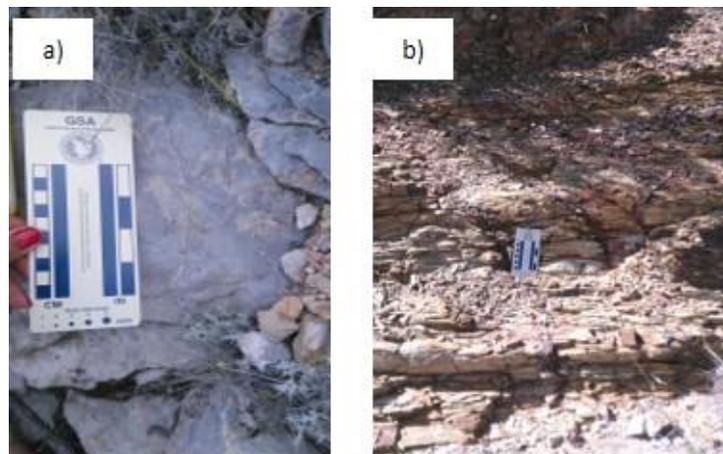


Figura 15 Columna litológica del area de Presa de Santa Gertrudis en la localidad de Cinco Estrellas. a) Calizas sobreyaciendo a la Formación Zacatecas en el area de Cinco Estrellas b)) Depósito de la Formación Zacatecas formado por lutitas y areniscas.

2. Estructura de la Cuenca de Catorce

2.1 Evolución paleogeográfica del noreste de México e Isopacas de la Formación La Joya en la Cuenca de Catorce

Triásico Medio-Superior. Durante el Triásico Medio-Superior, ocurrió el depósito de una sucesión de rocas que formaban parte de un abanico submarino en el margen paleopacífico de Norteamérica, llamado “Abanico Potosino” y que han sido formalmente agrupadas en la Formación Zacatecas (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Hoppe *et al.*, 2002; Centeno-García, 2005). Esta sucesión ha sido descrita como una intercalación de areniscas, lutitas y limolitas con esporádicas apariciones de capas conglomeráticas y cuarcíticas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Al mismo tiempo, pero en el interior del continente, el río “El Alamar” funcionaba como alimentador del abanico submarino (Figura 16) y depositaba una serie de areniscas, areniscas conglomeráticas, lutitas y limolitas que representan facies de sistemas fluviales trenzados (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

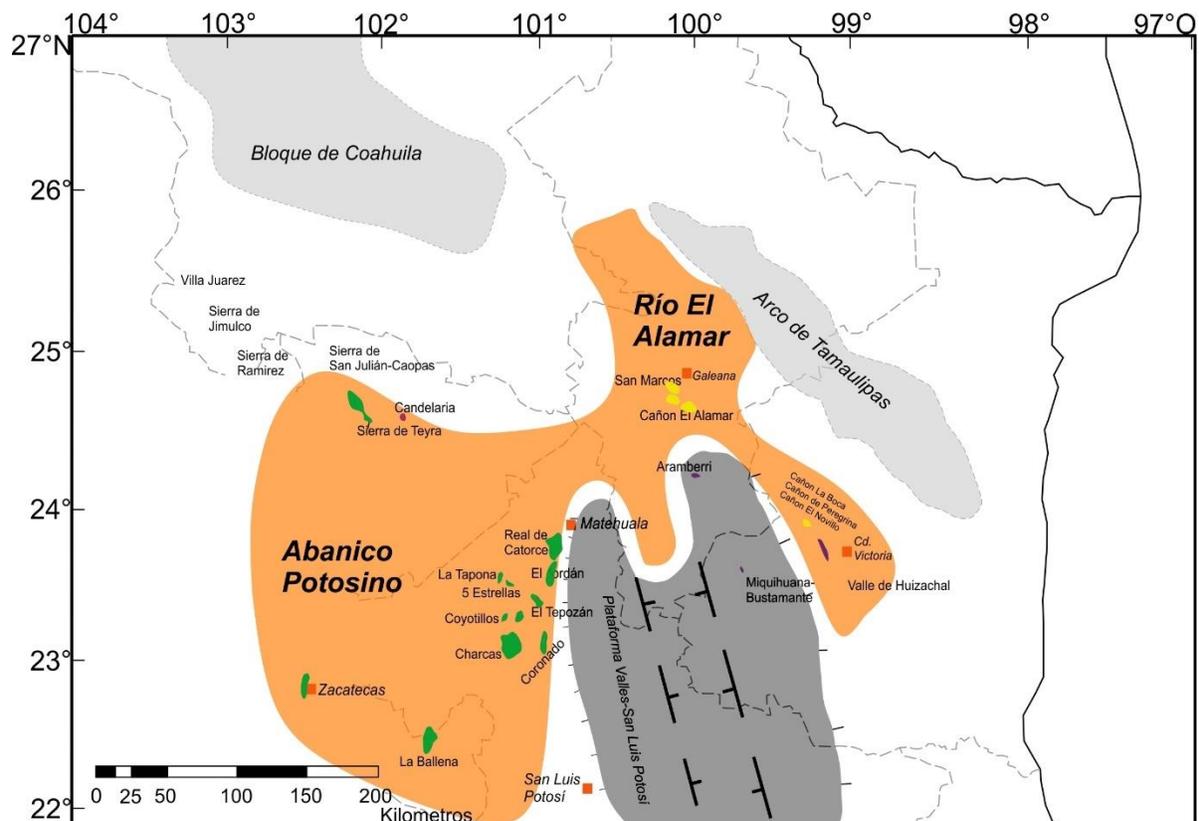


Figura 16 Paleogeografía de los depósitos marinos y continentales durante el Triásico Superior con base en los afloramientos de las formaciones El Alamar y Zacatecas, tomando en consideración los bloques del basamento previamente levantados.

Jurásico Inferior. Hacia el fin del Triásico la placa paleopacífica inicio una subducción en la margen occidental de Pangea, la cual deformó y plegó los sedimentos triásicos de la Formación Zacatecas, formando una serie de cabalgaduras vergentes hacia el oeste de México. Un vulcanismo calcoalcalino del Jurásico Inferior a Medio asociado a esta subducción dio origen al llamado “Arco Nazas”. Este arco estaba conformado por andesitas, riolitas y dacitas presentes como flujos piroclásticos, flujos de lava, domos riolíticos y *debris flows* probablemente de estratovolcanes (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998). Hacia el este en uno de los grábenes formados durante el Triásico, se depositaba una sucesión de capas rojas con facies fluviales que podrían estar asociadas a la apertura del Atlántico y/o a la extensión relacionada al rompimiento de Pangea, intercaladas con flujos de lava y domos riolíticos resultado de una actividad volcánica local (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999), dando como resultado los depósitos de la Formación La Boca. Hacia el oeste se depositaba el arco volcánico subparalelamente a la antigua margen paleopacífica de Pangea (Zavala-Monsiváis *et al.*, 2012) (Figura 17).

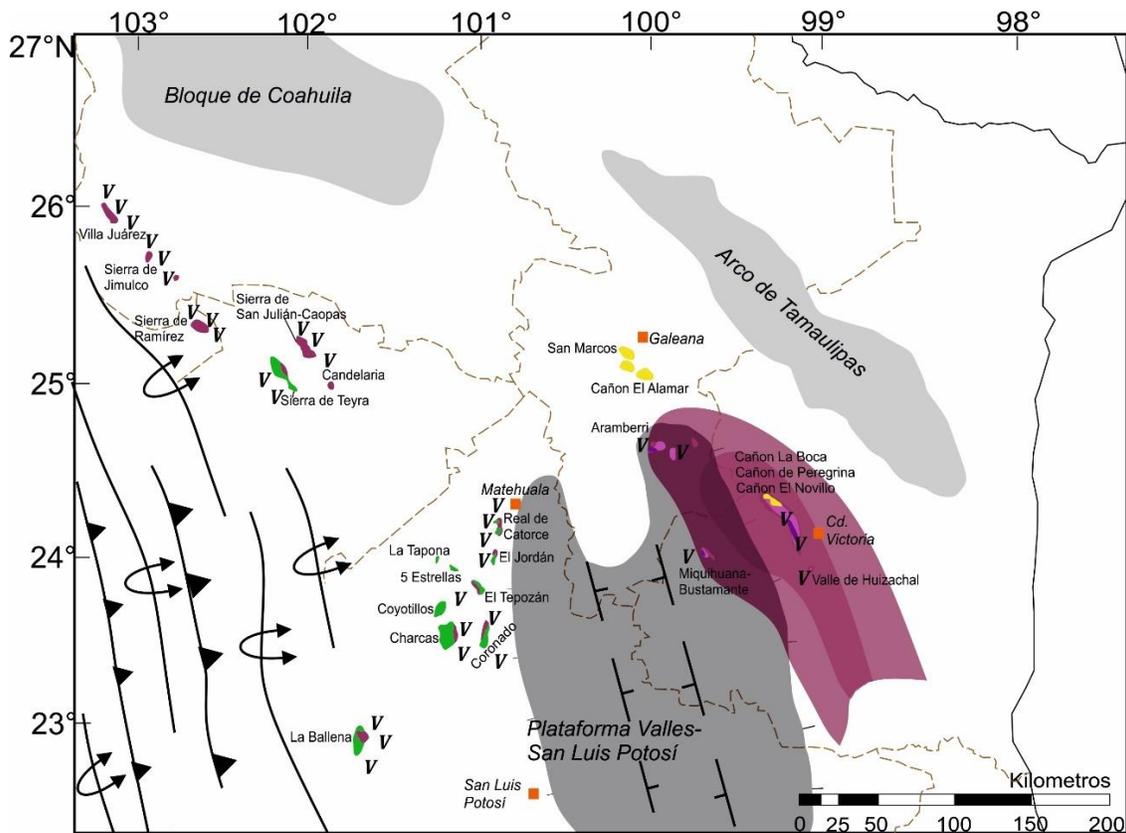


Figura 17 Paleogeografía del Jurásico Inferior y los depósitos volcánicos y volcanosedimentarios de las formaciones Nazas y La Boca.

Jurásico Inferior-Medio. Durante el Jurásico Inferior-Medio el vulcanismo del Arco Nazas se encontraba en su apogeo, no obstante, un cambio en el ángulo de subducción de la placa provocó un *roll-back*, por lo que la migración del vulcanismo en dirección este-oeste dio como resultado una serie de fosas tectónicas de tipo tras arco (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999, 2015), que no desarrollaron nueva corteza oceánica, sin embargo, fueron producto de una extensión consecuencia del movimiento de la placa. Estas fosas estaban delimitadas por altos de basamento y elementos paleogeográficos contemporáneos. Uno de estos altos de basamento sirvió como límite entre las cuencas recién formadas y posteriormente sirvió como base para el depósito de las rocas cretácicas de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Las cuencas que se crearon durante el *roll-back* de la placa paleopacífica, se rellenaron durante el Jurásico Medio con depósitos continentales granodecrecientes, alcanzando espesores de casi 600 m en el depocentro de la Cuenca de Catorce, y hasta 100 m en la Cuenca de Huizachal (Figura 18).

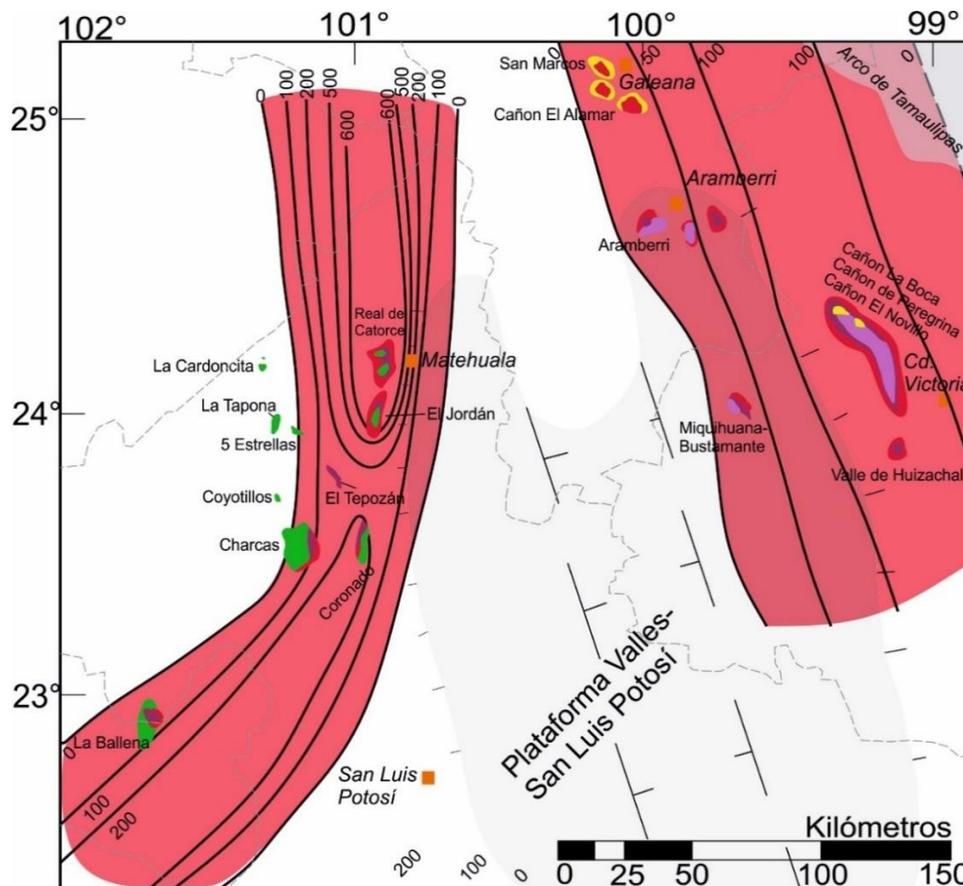


Figura 18 Reconstrucción paleogeográfica del Jurásico Medio y las Cuencas de Catorce y Huizachal en el noreste de México

2.2 Evidencias de la extensión pre-oxfordiana en el centro-noreste de México

La historia tectónica del noreste de México durante el Mesozoico es compleja, esta zona corresponde a la unión de dos ambientes tectónicos diferentes que fueron activos durante el Mesozoico a lo largo del margen de Norteamérica. Hacia el este de México, la provincia del Golfo de México (Cuencas de Sabinas, La Popa, Parras, Burgos y Tampico-Misantla, la Fosa de Monterrey, el sur de Texas y la cuenca salina del este de Texas) donde el rompimiento de Pangea y la apertura del Golfo de México estuvieron acompañados por un *rifting* y eventos tectónicos extensionales mientras que el oeste de México (la Fosa Mesozoica de Chihuahua, el Geosinclinal Mexicano, y la Península Aldama) se caracterizó por la tectónica Cordillerana, que incluía subducción, fallas transformantes y acreción de terrenos en la provincia del Pacífico Occidental de México (Centeno-García y Silva-Romo, 1997, Goldhammer 1999). Mientras que Martini y Ortega-Gutiérrez (2016) renombran a estas provincias como *Mesozoic Atlantic System of México (MASM)* y *Mesozoic Pacific System of México (MPSM)*.

Muchas de las diferencias en el registro estratigráfico responden a la interacción de las provincias tectónicas, a los cambios eustáticos en el nivel del mar y al tipo de sedimento y su fuente. La subducción mesozoica a lo largo del margen Pacífico controló los estilos específicos de las cuencas y el desarrollo de la provincia del Pacífico Occidental de México (Goldhammer, 1999). Este margen podría haber sido desarrollado como una zona activa de subducción en diferentes periodos durante su evolución (Centeno-García y Silva-Romo, 1997).

Torres-Vargas *et al.* (1993) señalaron que la etapa más antigua de la subducción parece haber ocurrido del Pérmico de acuerdo con las firmas geoquímicas de un cinturón de granitoides que se encontraban en la parte este de México, mientras que Damon *et al.* (1981) propusieron que la subducción relacionada al magmatismo en el oeste de México había sido continua en el tiempo, pero discontinua en el espacio durante el Mesozoico y el Cretácico (Citado en Centeno-García y Silva-Romo 1997).

Las unidades estratigráficas en muchos complejos estructurales levantados en el centro-norte y noreste de México indican repetidos ciclos tectono-magmáticos desde el Pérmico hasta el Cretácico, correspondientes con la sedimentación el magmatismo y la deformación en ambientes de subducción (Barboza-Gudiño y Molina-Garza, 2012).

La Formación Zacatecas probablemente fue depositada en una cuenca oceánica sobre un talud cercano al continente de donde recibía los sedimentos continentales derivados de los procesos de erosión y transporte que ocurrían en el interior del continente (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998), donde a su vez sucedía el depósito de la Formación El Alamar, caracterizada por una sucesión fluvial de canales trenzados, abanicos aluviales proximales con paleocorrientes O-SO (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). La Formación Zacatecas podría haber sido acumulada en el océano paleopacífico (Panthalassa) sobre un basamento metamórfico antiguo y fueron depositados en una cuenca de *rift* relacionada con la ruptura de Pangea o en una cuenca de “tras arco” resultado de la misma actividad en el margen paleopacífico. (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 1999). La edad de la deformación de estos depósitos es desconocida, pero se aprecia una deformación de alto grado que provocó acortamiento y el levantamiento de los estratos de la Formación Zacatecas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2012) Durante el Triásico Superior en el noreste de México, el *rifting* y la parte inicial de la ruptura de Pangea son evidenciadas por el adelgazamiento del basamento y por altos de basamento (Bloque de Coahuila, Arco Burro-Salado, Arco de Tamaulipas) y bajos (Cuenca de Sabinas y Magascatzin, la Fosa de Monterrey) que generaron grábenes y medio grábenes los cuales controlaron la sedimentación sucesiva durante el Mesozoico (Goldhammer, 1999).

La Formación Nazas ha sido interpretada como un remanente del arco volcánico del Triásico-Jurásico en el oeste de Norteamérica (Jones *et al.*, 1995). Los productos volcánicos de Nazas son resultado de vulcanismo en un margen continental activo, y probablemente alcanzaron algunas cuencas de tras arco al este que fueron rellenadas por sedimentos aluviales y fluviales, por lo que el miembro vulcanogénico del Jurásico Inferior expuesto al este de México no tenga relación con el rompimiento de Pangea como

había sido interpretado anteriormente (Salvador, 1987; Goldhammer, 1999). El vulcanismo del arco ocurrió durante una etapa de alto ángulo de la subducción, caracterizado por depósitos volcánicos subáreos sobre los sedimentos deformados de la Formación Zacatecas en San Luis Potosí y Zacatecas, y sobre capas triásicas continentales o rocas precámbricas en los estados de Nuevo León y Tamaulipas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011). Algunos autores sugieren que las rocas del “Arco Nazas” fueron desplazadas de su posición original en el Arco Cordillerano de Sonora por la Megacizalla Mojave-Sonora, sin embargo, los afloramientos de la formación son continuos en el noreste de México y con una orientación NW paralela al sistema de arco-trinchera en el margen paleopacífico de México (Barboza-Gudiño *et al.*, 2012).

Durante el Jurásico Inferior-Medio el fallamiento y la exhumación de rocas del basamento se puede observar por el depósito de cientos de metros de depósitos clásticos al oeste del Arco de Tamaulipas (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011), la extensión y evolución de una cuenca de *rift* tipo tras arco parcialmente llenada con depósitos clásticos no marinos de capas rojas y productos de arco así como actividad volcánica local que representan a la Formación La Boca depositada sobre el Paleozoico Superior metasedimentario y/o basamento granítico del Permo-Triásico, pero su depósito está restringido a cuencas de *rift*, la probable edad de esta formación por sus características facies fluviales y la falta de algunos miembros volcánicos indican un ambiente tectónico diferente a las rocas que sobreyace por lo que se le asigna una edad Jurásico Inferior-Medio (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999; Wilson, 1990).

2.3 Modelos de evolución tectónica del noreste de México

Muchos de los modelos más modernos sobre la evolución de las cuencas del Jurásico Medio coinciden en que se trata de cuencas extensionales, pero algunos de estos modelos están relacionado al vulcanismo y la creación de cuencas de tipo tras arco y otros modelos que sugieren que se trata de cuencas intracratónicas o de extensión transtensional.

Barboza-Gudiño *et al.* (2008, 2012, 2014, 2015) propone el siguiente modelo de evolución tectónica del noreste de México durante el Triásico Superior-Jurásico Medio:

Durante el Triásico Superior ocurre el depósito cíclico e ininterrumpido de los depósitos marinos de la Formación Zacatecas en la margen pasiva de Pangea y los depósitos continentales de la Formación El Alamar. Hacia finales del Triásico y principios del Jurásico Inferior, se reactiva la subducción en el margen de Pangea y deforma los sedimentos marinos de la Formación Zacatecas, creando prismas de acreción y cabalgaduras sobre el continente. En el Jurásico Inferior hasta la parte temprana del Jurásico Medio ocurre la evolución del arco volcánico continental (Formación Nazas) y la extensión y evolución de cuencas tras arco rellenadas por sedimentos clásticos y depósitos volcánicos locales. En la parte tardía del Jurásico Medio ocurrió un *roll back* en la placa que se encontraba en subducción, cambiando su ángulo y migrando hacia el oeste, formando una nueva cuenca de tras arco y siendo rellenada principalmente por las capas rojas de origen continental de la Formación La Joya (Figura 20).

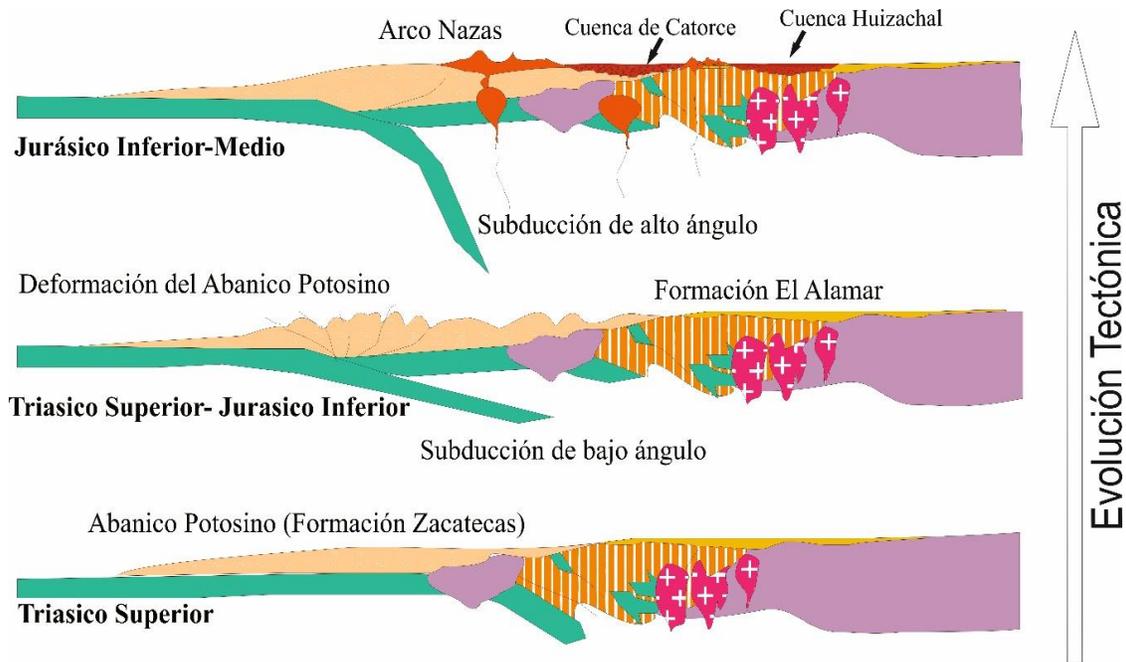


Figura 20 Modelo de la evolución tectónica del Triásico Superior al Jurásico Medio en el noreste de México. (Tomado de Barboza-Gudiño *et al.*, 2015)

La Formación La Joya representa el depósito basal de la trasgresión marina del Oxfordiano en el noreste de México, incluyendo depósitos aluviales y fluviales que

contienen fragmentos del arco volcánico Nazas y componentes de algunas rocas metamórficas expuestas a la erosión (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998).

Por su parte Ocampo-Díaz (2011) presenta un modelo de evolución tectónica similar al anterior, pero reconstruyendo y modificando algunos de los modelos preexistentes enriqueciéndolos con nueva bibliografía, lo cual permitió realizar un modelo actual sobre la evolución tectónica de la zona.

Una subducción frontal en el margen paleopacífico desarrolló grandes cuerpos vulcano-plutónicos y secuencias vulcano-sedimentarias que estuvieron relacionados con algunos arcos continentales de composiciones intermedias a félsicas (Figura 21A).

El frente de la subducción cambió a una subducción de rampa desde el oeste (Zacatecas y Durango) hasta el este (Valle de Huizachal) y comenzó el emplazamiento de los arcos, mientras en el oeste ocurría la erosión de los cuerpos volcánicos y de algunas secuencias en el borde más cercano a la subducción y el depósito de secuencias sedimentarias características de ambientes continentales y marginales en lo que se ha interpretado como cuencas de frente arco, intra arco y tras arco (Figura 21B).

La subducción en forma de rampa durante el Aaleniano inició un retroceso y migró hacia la costa occidental en forma de *roll back*, por lo que ocurrió la migración del arco magmático continental hacia el oeste, provocando la exhumación de bloques de basamento y de los arcos del Jurásico y el relleno de las cuencas de tipo tras arco o intra arco con material derivado de los arcos del Jurásico Inferior y de las rocas del basamento en menor proporción (Figura 21C)

Durante el Bajociano siguió activa la migración de la placa, que provocó que algunas fallas del basamento se reactivaran, y desarrollaran sistemas de *rift* intracontinentales relacionados a *decollement* regionales de la zona o a las fallas de las cuencas creadas durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior (Figura 21D).

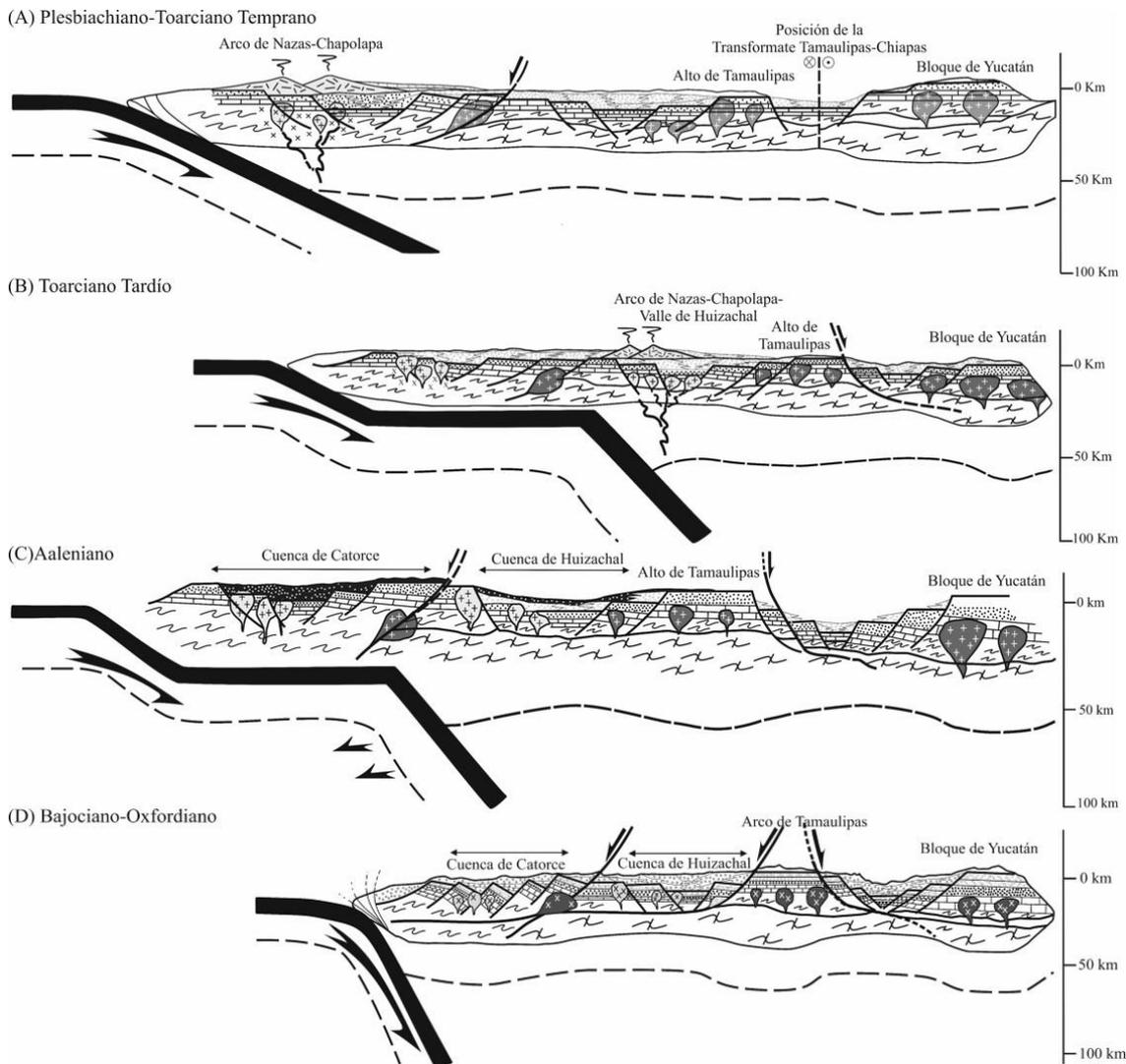


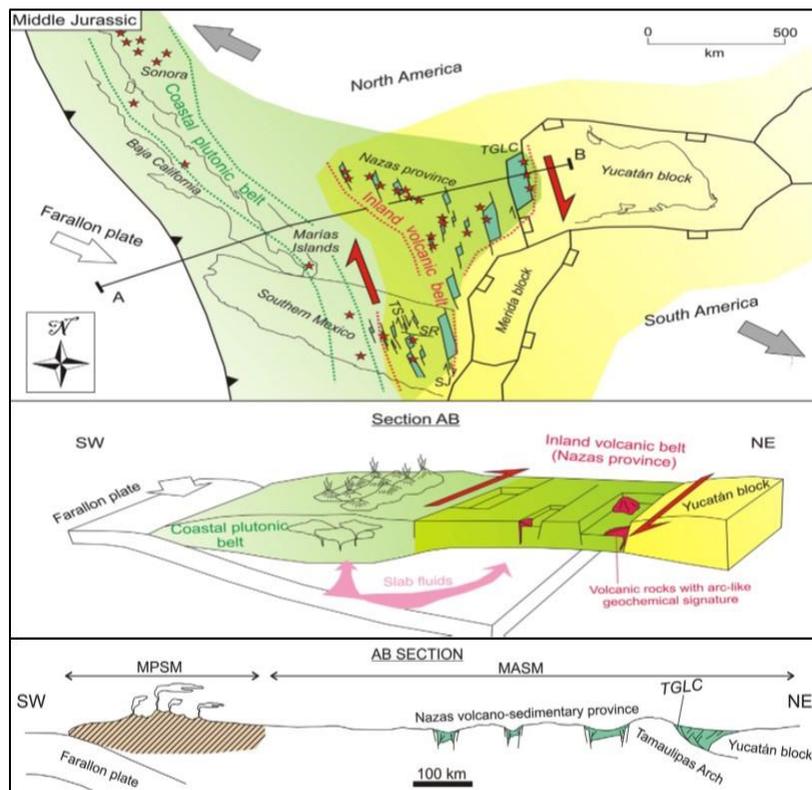
Figura 21 Modelo de la evolución tectónica del Pliensbachiano al Oxfordiano, propuesto por Ocampo-Díaz (2011).

Martini y Ortega-Gutiérrez (2016) renombran un antiguo modelo que incluye los procesos ocurridos durante el rompimiento de Pangea y el subsecuente *drifting* continental, renombrándolo *Mesozoic Atlantic System of Mexico* (MASM), y al conjunto de arcos y cuencas relacionadas, desarrolladas por subducción a lo largo del margen pacífico de Norteamérica al cual nombraron *Mesozoic Pacific System of Mexico* (MPSM). Mencionan la existencia de 2 posibles escenarios para la reconstrucción del Jurásico Inferior-Medio con base a diversos autores. En el primero se menciona que el arco del Jurásico Inferior-Medio y sus cuencas de tras arco se ubicaron el margen de Pangea y que el Terreno Guerrero representaba un arco intraoceanico que se acrecionó con el continente durante el Cretácico, y un segundo donde se menciona que el Terreno

Guerrero no es un arco exótico originario del Pacífico sino que se trataba de un arco continental de rocas intrusivas y metaintrusivas que sufrió un proceso de *rift* formando cuencas tras arco que posteriormente fueron acrecionadas al continente y que el vulcanismo de Nazas se relaciona más a un vulcanismo de tipo intraplaca desarrollado por un adelgazamiento transtensional de la litosfera detrás del arco, con una dirección de extensión tectónica. NW-SE .

El registro estratigráfico del Jurásico Inferior-Medio esta compuesto por sucesiones fluvio-aluviales depositadas en fosas con una dirección NNW, que resultaron del adelgazamiento de la corteza de la parte inicial del rompimiento de Pangea. Los depósitos del Jurásico Inferior-Medio tienen un dirección NNW, con fallas laterales que determinaron el desarrollo de una zona de debilidad de la corteza. Una de las estructuras resultantes del adelgazamiento de la corteza es la falla Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas producida durante el levantamiento de las rocas pre-Mesozoicas del arco de Tamaulipas. Este adelgazamiento termino durante el Calloviano u Oxfordiano Inferior con el depósito de las rocas evaporíticas. Por lo que sugieren que la provincia relacionada al arco Nazas sea un híbrido entre la convergencia de la placa de Farallón con el continente y un *rift* intracontinental consecuencia de la apertura del oceano Atlantico (Figura 22).

Figura 22 Reconstrucción paleogeográfica del Jurásico Medio (Tomado de Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016).



2.4 Tasa de sedimentación de la Formación La Joya en la Cuenca de Catorce

Dentro del ciclo geológico externo tiene lugar la formación de los sedimentos y las rocas sedimentarias. Durante la sedimentación ocurren interrupciones del proceso y cambios en las condiciones lo que queda reflejado en los sedimentos con estratificación. La cantidad de material sedimentado durante un intervalo de tiempo permite cuantificar los procesos sedimentarios (Vera-Torres, 1994). Las unidades para estas medidas se expresan en milímetros/1000 años o metros/millón de años, conocidos como *unidad Bubnoff* (Fischer, 1986, Enos 1991).

El valor de la tasa de sedimentación es el resultado de la relación entre el espesor de la sucesión y el valor del intervalo temporal de su depósito. Los sedimentos actuales se pueden datar por medio de Carbono 14 y así conocer su espesor y el tiempo por radiometría (Vera-Torres, 1994).

De acuerdo con Einsele (1992) el depósito de sedimentos siliciclasticos y su tasa de sedimentación está controlado por el tamaño y características del área fuente, así como la distancia del área de depósito al punto de inicio de transporte, para los ambientes que incluyen rellenos fluviales de graben, *rift* o cuencas antepaís la tasa de sedimentación es de 50-1000 m/Ma, estos valores están limitados por la subsidencia (Ver Anexo 1 Tasas de sedimentación).

Torres-Vera (1994) a partir de varias fuentes, propone una gráfica (Figura 23) donde muestra la distribución de las tasas de sedimentación en los diferentes medios sedimentarios, donde es posible observar la relación entre el material erosionado y su depósito en ciertos ambientes. De acuerdo con lo antes mencionado en los continentes es donde ocurre la mayor parte de la erosión: El depósito dentro de los continentes ocurre solo en ambientes lacustres y fluviales, sin embargo, en las zonas de transición la tasa de sedimentación es mucho mayor alcanzando valores de hasta 100 000 mm/1000 años. En las zonas marinas poco profundas y conforme se va alejando del continente, el sedimento disminuye drásticamente su depósito hasta llegar a las zonas más profundas o pelágicas donde los valores no superan 1mm/1000 años.

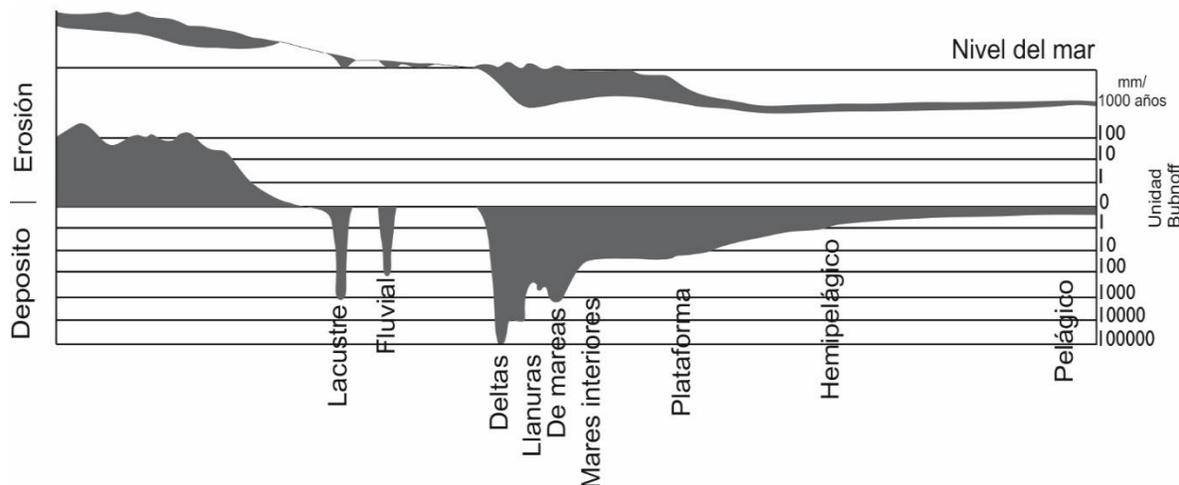


Figura 23 Diagrama de distribución de las tasas de erosión y sedimentación (Tomado de Torres-Vera, 1994).

Enos (1991) realizó una recopilación de valores de tasas de sedimentación obtenidas por otros autores creando una tabla donde es posible identificar el ambiente, el valor de la tasa de sedimentación, la localidad y el autor. En este trabajo se realizó una pequeña tabla (Tabla 1) con los valores máximos y mínimos de cada ambiente (no fueron añadidos los valores para los sedimentos químicos)

Tabla 1 Tasas de sedimentación (modernas) de varios ambientes de depósito en unidades Bunnoff (metros/Millones de años) (Tomada de Enos, 1991).

Ambiente de deposito	Tasas de sedimentación (B) m/Ma
Fluvial	3000-0.053
Eólico	2000-0.019
Lacustre	31.7-0.15
Glacial	100-1
Lagos antiguos	1.8-0.0057
Deltaicos	2500-0.062
Planicies mareales y Playas	1400-0.42
Humedales, Marismas y Pantanos	27-0.55
Bahías, Lagunas y Estuarios	14-0.5
Mares Interiores	6-0.0125
Plataformas	1500-0.008

Para el caso de la Cuenca de Catorce se realizó el siguiente cálculo:

- Límite inferior, edad más joven datada de la Formación Nazas (Toarciano) 179.1 Ma (Zavala-Monsiváis *et al.*, 2012)
- Límite superior, base de las calizas oxfordianas (Oxfordiano) 161 Ma
- Espesor máximo medido en la Formación La Joya (Real de Catorce) 520 m.

$$\frac{520 \text{ m}}{18.1 \text{ Ma}} = 28.72 \text{ m/Ma}$$

3. Petrografía y análisis de procedencias

3.1 Descripción general de las muestras y sus componentes

Las areniscas de este estudio presentan una composición $Qz > Fk > Lt > \text{Minerales accesorio}$, soportados por una matriz arcillosa entre 5 y 10% del total de la roca, que se mantienen unidos con un cementante de tipo calcáreo, principalmente calcita. En general las rocas tienen un pobre a moderado sorteamiento y una madurez textural que varía entre madura y submadura.

El cuarzo está presente como cuarzo monocristalino y cuarzo policristalino. El cuarzo predominante es monocristalino con extinción recta (Qmr) (Figura 25 y 26) y ondulosa (Qmo) (Figura 24 y 26), con estriamiento y algunas vacuolas, y cuarzoes que presentan bahías de corrosión con pocas vacuolas posiblemente de origen volcánico (Figura 26). En menor abundancia se encuentra el cuarzo policristalino y sus variantes con >3 y <3 cristales, con un origen metamórfico (Figura 24 y 26). Cuarzo microcristalino en forma de Chert. En general el cuarzo se presenta subanguloso a subredondeado, con esfericidad media a alta.

Los feldespatos potásicos (Fk) principalmente aparecen como sanidino, con una ligera alteración a sericita y en ocasiones muy alterados (Figura 24, 25 y 26) y también como inclusiones dentro de cuarzo en forma de microclina (Figura 21). Las plagioclasas (Pl) están alteradas a sericita, generalmente en fragmentos pequeños, es posible observar la macla polisintética característica de las plagioclasas (Figura 24 y 25). Feldespato potásico > Plagioclasas. Los fragmentos son subangulosos, con baja esfericidad.

Los líticos predominantes en estas muestras fueron los de origen volcánico entre los que se identificaron líticos volcánicos con textura felsítica (LvFel), en algunos fue posible observar esferulitas bien desarrolladas (Figura 24) y textura microlítica (LvMic) (Figura 24, 25, 26 y 27). Líticos sedimentarios de arenisca (LsA) de grano grueso (Figura 24 y 26) y en menor proporción líticos metamórficos de tipo metafelsítico de grado 2 (Figura 25). Angulosos a subredondeados, con baja esfericidad.

Los minerales accesorios identificados fueron circones (Figura 26), óxidos de hierro y clorita (Figura 26) además de algunas micas entre la matriz.

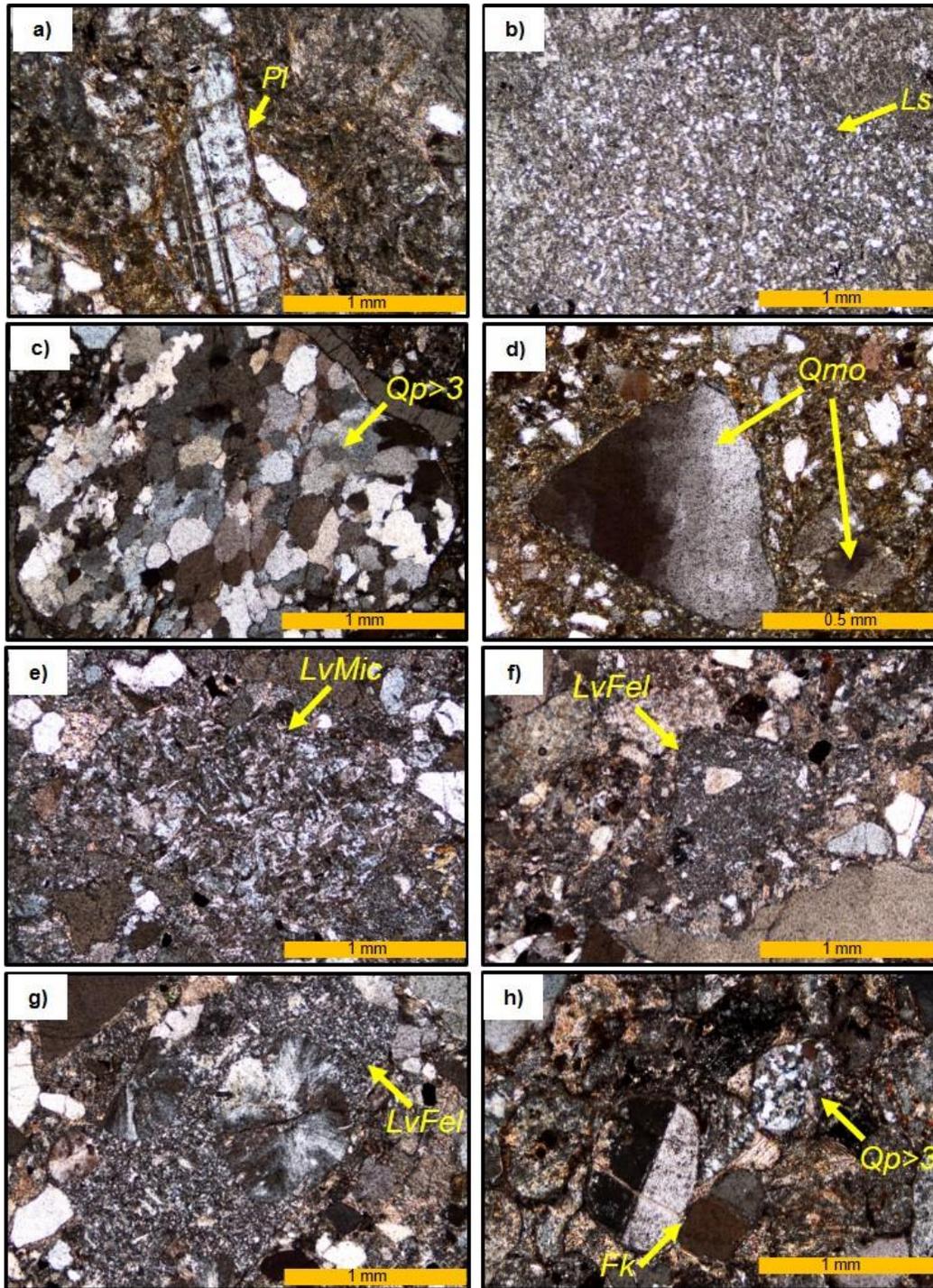


Figura 24 Microfotografías: a) CH-13-12 Plagioclasa subhedral con macla polisintética, matriz arenosa-arcillosa. 5x. b) CH-13-12 Lítico de arenisca de grano grueso. 5x. c) CH-13-22 Cuarzo policristalino con más de 3 cristales.5x. d) CH-13-22 Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa. 10x. e) LB-3 Lítico volcánico con textura microlítica. 5x. f) LB-3 Lítico volcánico con textura felsítica. 5x. g) LB-3 Lítico volcánico con textura felsítica, en su interior se observan esferulitas bien desarrolladas. 5x. h) CH-13-14c Fragmentos de cuarzo policristalino con más de 3 cristales; cristales de feldspatos potásico con su característica macla tipo Carlsbad. 5x. Luz polarizada.

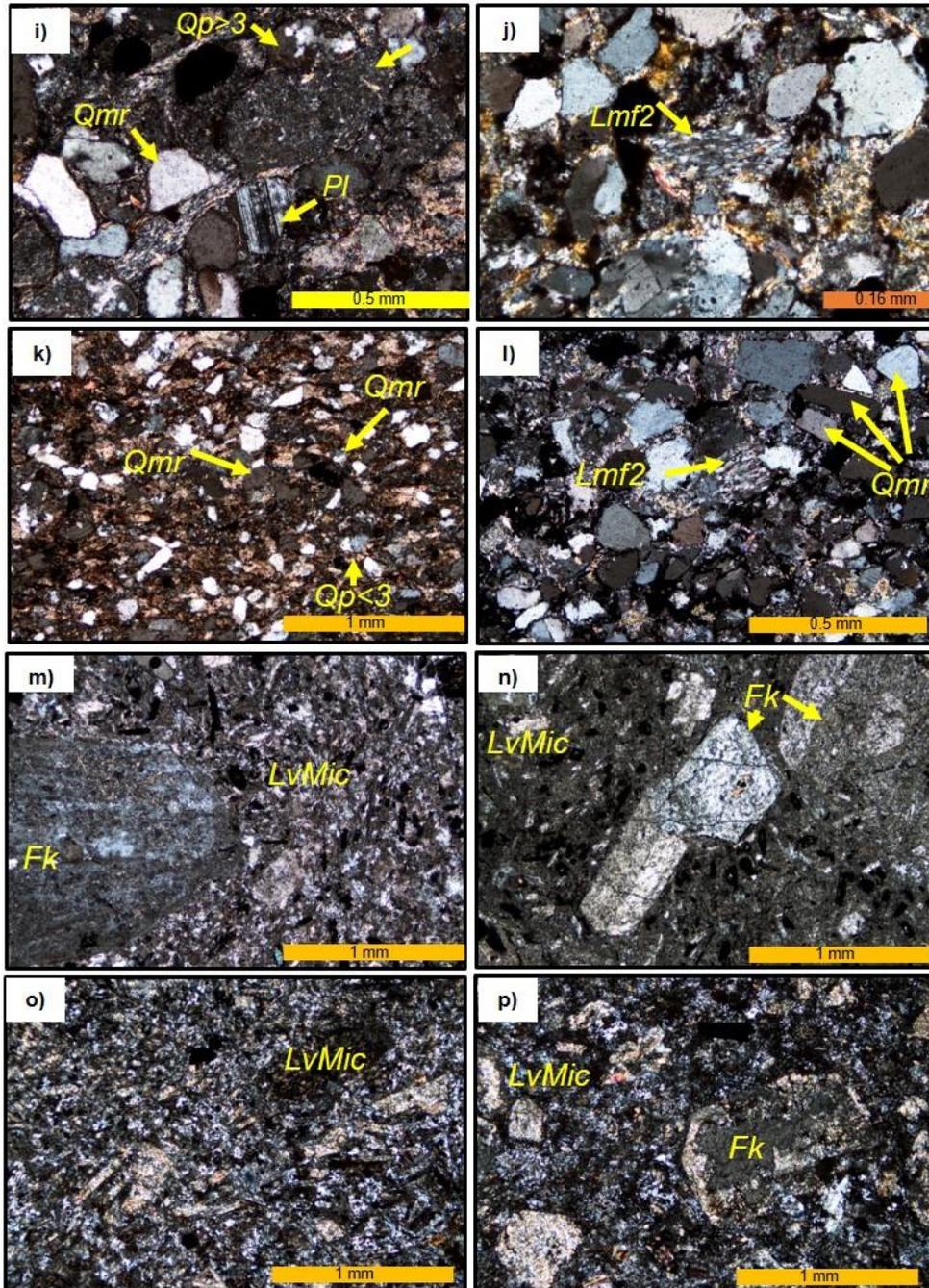


Figura 25 Microfotografías: i) CH-13-14c Lítico volcánico con textura felsítica; cuarzo monocristalino con extinción recta; cuarzo policristalino con más de 3 cristales; fragmento de plagioclasa con macla polisintética. 10x. j) MRC-50-1b: Lítico metafelsítico 2. 20x. k) COR-14-2 Vista general de la arenisca de grano medio; abundante cuarzo monocristalino con extinción recta; cuarzo policristalino con menos de 3 cristales. 5x. l) MRC-50-1a Lítico metafelsítico 2; cuarzo monocristalino con extinción recta. 10x. m) JOR-13-3 Lítico volcánico con textura microlítica y fenocristal de feldespato alterando a sericita. n) JOR-13-3 Cristales subhedrales de feldespatos potásicos alterados con macla de Carlsbad, dentro de un lítico volcánico con textura microlítica. 5x. o) COR-14-1 Lítico volcánico con textura microlítica. 5x. p) COR-14-1 Lítico volcánico con textura microlítica con fragmentos de feldespatos potásicos alterados. 5x. Luz polarizada.

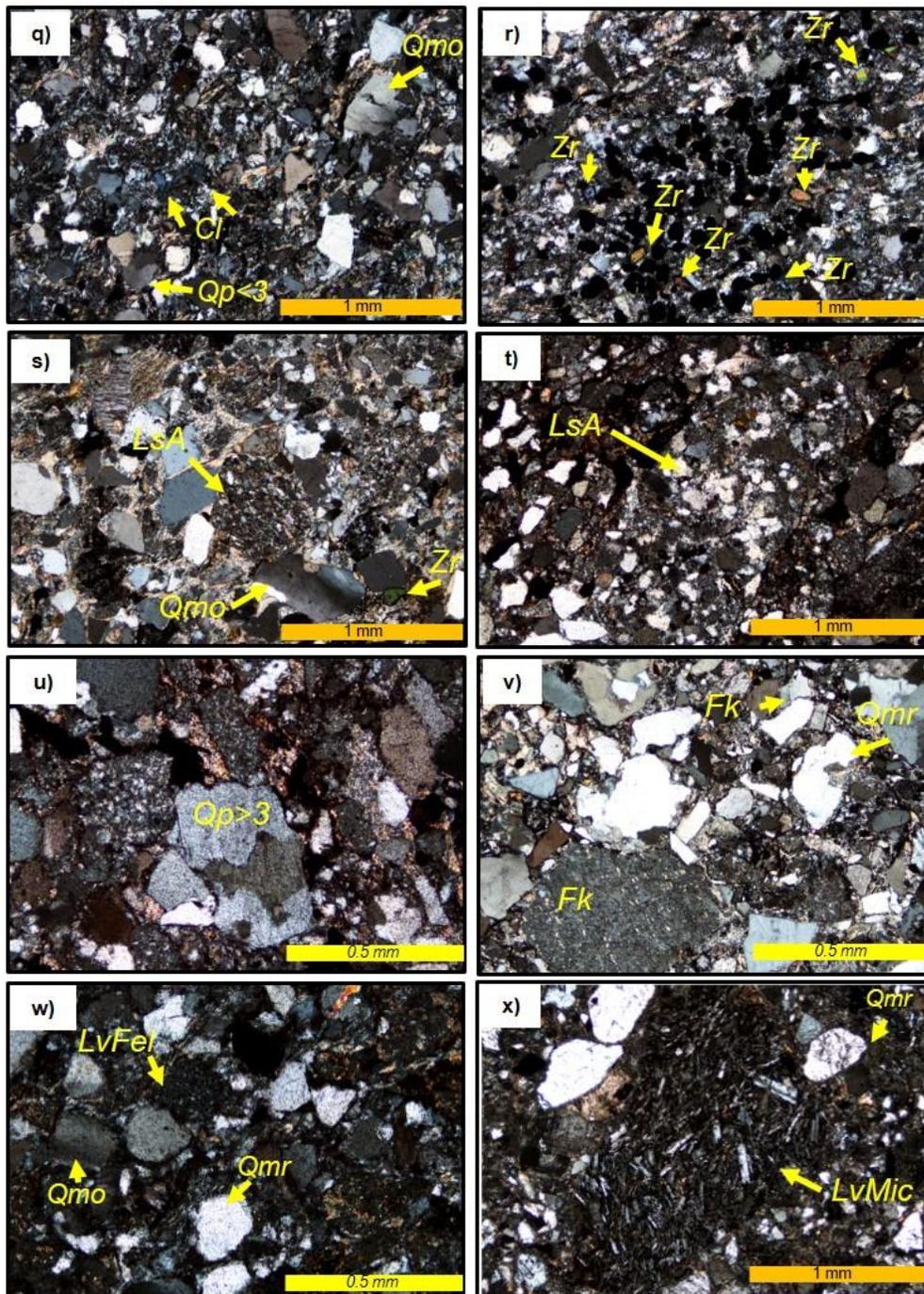


Figura 26 Microfotografías: q) RC-PTR-28b Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa; Cuarzo policristalino con menos de 3 cristales; clorita. 5x. r) RC-PTR-28b Horizonte de concentración de minerales pesados, algunos óxidos y circón dentro de la muestra. 5x. s) RC-14-3 Lítico sedimentario de arenisca; cuarzo monocristalino con extinción ondulosa. 5x. t) RC-07-02 Fragmento lítico sedimentario de arenisca, mayor a 1mm de diámetro. 5x. u) RC-07-02 Cuarzo policristalino mayor a 3 cristales. 5x. v) LB-09-31 Feldespatos potásico-iletrados de gran tamaño; cuarzo monocristalino con extinción recta, de origen volcánico con bahía de corrosión. 10 x. w) COR-14-3 Lítico volcánico con textura felsítica; cuarzo monocristalino con extinción recta y ondulosa. 10x. x) CH-13-26 Lítico volcánico con textura microlítica; cuarzo monocristalino con extinción recta. 5x. Luz polarizada.

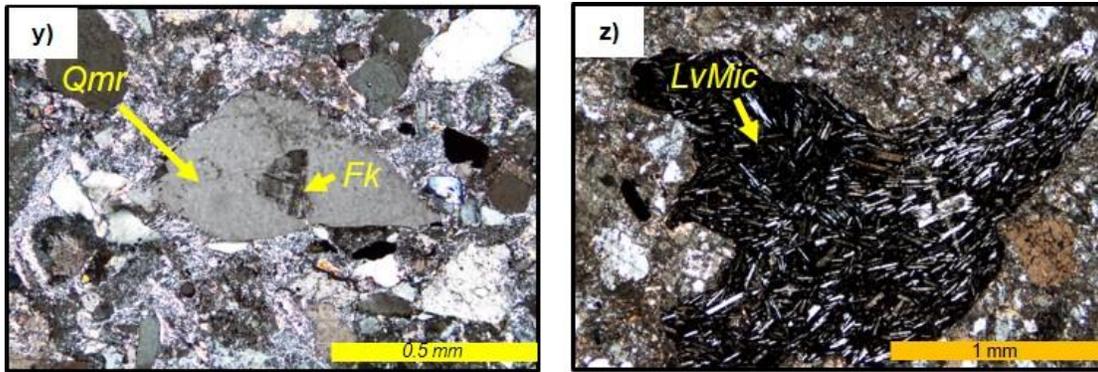


Figura 27 y) CH-13-26: Cuarzo monocristalino con extinción recta, con una inclusión de feldespato potásico (microclina). 10x. z) CH-13-26: Lítico volcánico con textura microlítica. 5x. Luz polarizada.

3.2 Análisis de procedencia en areniscas de la Formación La Joya

El uso de diagramas ternarios para clasificar e identificar la procedencia de las areniscas es una herramienta que junto a otras metodologías permite realizar interpretaciones sobre el origen y ambiente tectónico en donde fueron depositados. Los valores obtenidos mediante el conteo de puntos se pueden observar a continuación (Tabla 2).

Tabla 2 Resultados del conteo de puntos en areniscas de grano medio a grueso de la Formación La Joya en la Mesa Central, México¹.

Muestra/ Diagrama	QFL			QmFLt		
	Q%	F%	L%	Qm%	F%	Lt%
JOR-13-2	52	14	34	38	14	48
JOR-13-3	34	29	37	23	29	48
LB-3	72	19	9	55	19	26
LB-09-31	53	35	12	44	35	21
COR-14-1	73	5	22	49	5	46
COR-14-2	80	10	10	62	10	28
COR-14-3	91	2	7	70	2	28
RC-14-3	75	10	15	55	10	35
MRC-50-1a	82	1	17	64	1	35
MRC-50-1b	87	4	9	65	4	31
RC-PTR-28 b	97	1	2	68	1	31
RC-07-02	74	1	25	56	1	43
CH-13-12	19	58	23	15	58	27
CH-13-14	62	20	18	40	20	40
CH-13-22	73	10	17	57	10	33
CH-13-26	41	45	14	37	45	18

¹ Para este trabajo se tomaron en cuenta los resultados del conteo de puntos realizado por Wengler (2014) y Almaraz-Martínez (2016) a fin de comparar los resultados de algunas localidades estudiadas (Ver Anexo 2).

Folk (1970), propone una clasificación para las rocas sedimentarias clásticas utilizando **Q**=Cuarzo mono y policristalino, **F**=Feldespatos monocristalinos y **R**= Fragmentos de roca (incluye chert). Así creó un diagrama ternario donde las rocas se clasifican de acuerdo con el porcentaje de componentes, variando entre cuarzoarenitas (100% Q, 0% F, 0% R), Feldarenitas (0% Q, 100% F y 0% R) y Litoarenitas (0% Q, 0% F y 100% R). Dentro de este esquema las muestras varían de feldarenitas a cuarzoarenitas, donde la mayor parte de las muestras se encuentran clasificadas como sublitoarenitas (Figura 28).

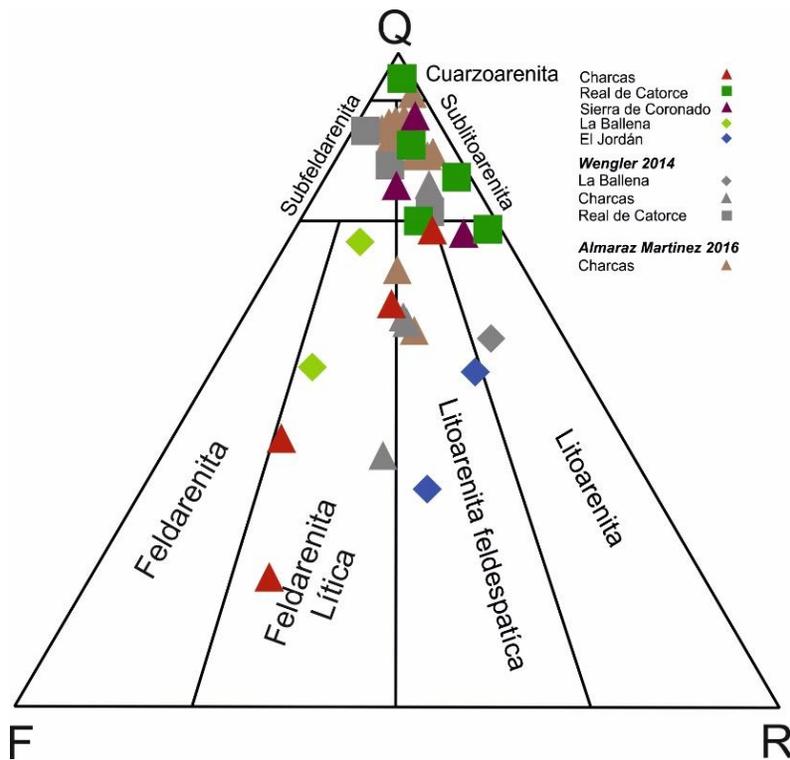


Figura 28 Diagrama de clasificación de areniscas propuesto por Folk (1970)

Autores como Dickinson (1985) y han propuesto algunos diagramas para identificar y caracterizar el área fuente o de procedencia y conocer los ambientes tectónicos donde ocurrió su depósito.

De acuerdo con el diagrama QtFL de Dickinson (1985), la mayor parte de las muestras se encuentra dentro del campo de Orógeno reciclado, dos muestras correspondientes al área de Real de Catorce se ubican dentro del dominio de cratón interior y algunas muestras del área de Charcas se encuentran en el campo de arco disectado y arco transicional (Figura 29 a).

En el diagrama QmFLt (Dickinson, 1985), las muestras se encuentran concentradas en su mayoría en el campo de cuarzo reciclado, algunas muestras en los campos de reciclado transicional y lítico reciclado todos ellos afines a procedencias de orógeno reciclado, ocho muestras se encuentran en los campos de arco disectado, mixto y arco transicional de una procedencia de arco magmático; en este diagrama no se graficaron muestras en los campos de basamento levantado, cratón interior y transicional continental (Figura 29 b).

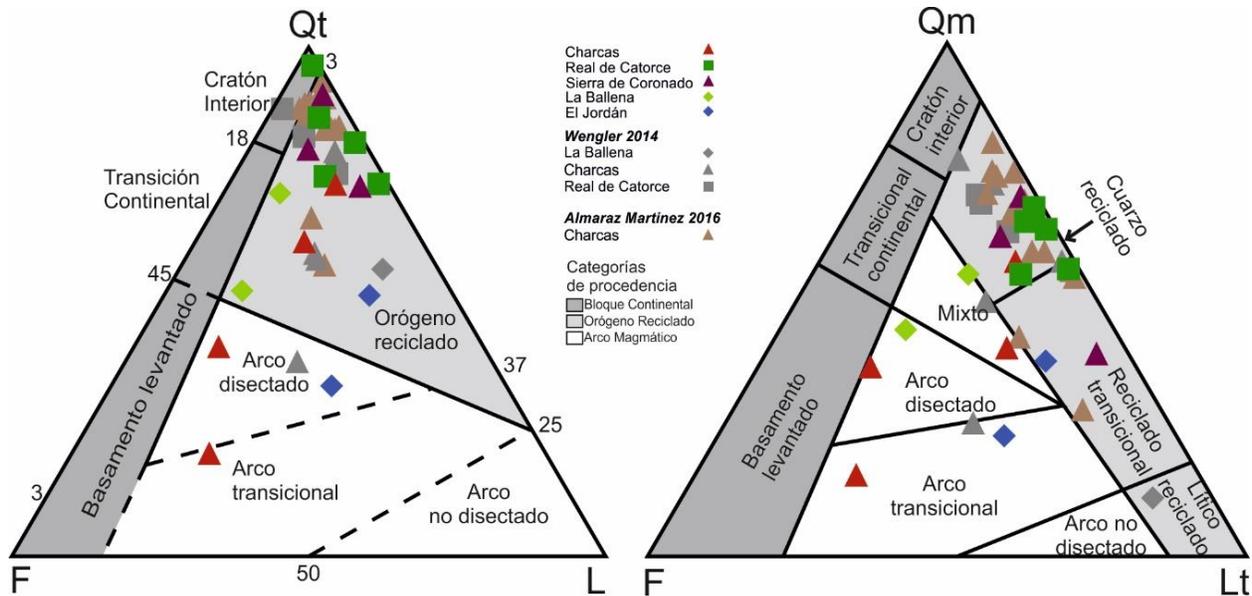


Figura 29 Diagramas ternarios para la discriminación de ambientes de procedencia. Diagramas propuestos por Dickinson (1985) a) Diagrama QtFL; b) Diagrama QmFLt.

4. Geoquímica de rocas pelíticas de la Formación La Joya

Además de la composición química original de la roca, el intemperismo al que han sido sometidas las rocas puede dejar su firma en el sedimento resultante. Los cambios químicos pueden tener lugar durante el transporte, es decir, algunos elementos traza se concentran en el componente arcilloso y en la parte de los minerales pesados, mientras que otros se diluyen en la fracción gruesa del cuarzo (Rollinson, 1993). La geoquímica de las rocas sedimentarias refleja la naturaleza y proporción de sus componentes, en consecuencia, su procedencia. A pesar de que la diagénesis puede modificar la química original, los cambios están relacionados al ambiente tectónico (Siever, 1979). La composición química puede ser afectada por el tamaño de grano del sedimento (Roser y Korsch, 1985).

4.1 Elementos Mayores

La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ o $(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})/\text{K}_2\text{O}$ propuesta por Pettijohn (1972) ha sido usada para diferenciar las variedades de areniscas, y ambientes tectónicos (Roser y Korsch 1986). Los resultados del análisis geoquímico de elementos mayores se encuentran en las Tablas 3 y 4.²

Tabla 3 Resultados obtenidos del análisis de roca total para elementos mayores (Parte I).

	<i>Charcas</i>				<i>Cañon La Boca</i>	<i>Sierra de Coronado</i>		
	CH-13-14	CH-13-22a	CH-13-22b	CH-13-24	CH-13-26	CLB-16-1	COR-14-2	COR-14-3
SiO ₂	74.47	57.57	65.78	63.57	66.55	77.8	61.41	82.69
Al ₂ O ₃	9.48	18.42	11.53	14.34	16.05	10.49	7.16	6.75
Fe ₂ O ₃	3.94	8.94	9.55	5.8	3.81	2.64	2.25	2.49
MnO	0.042	0.023	0.046	0.056	0.036	0.045	0.193	0.033
MgO	0.82	1.99	1.42	2.29	1.76	0.82	0.27	0.22
CaO	2.28	1.02	2.07	3.14	1.15	1.11	13.15	2.46
Na ₂ O	1.38	0.6	1.38	0.07	4.06	1.98	0.03	0.03
K ₂ O	2.31	5.06	2.14	2.96	2.16	2	0.87	0.88
TiO ₂	0.519	0.663	0.544	0.666	0.582	0.292	0.464	0.205
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.11	0.15	0.1	0.01	0.08	0.07
LOI	3.65	5.84	4.79	6.74	3.76	1.94	12.76	4.15
Total	98.98	100.2	99.37	99.79	100	99.12	98.64	99.98

² Se integraron los valores obtenidos por Wengler (2014) como comparación con los datos obtenidos en el presente estudio. (Ver Anexo, Tabla X)

Tabla 4 Resultados obtenidos del análisis de roca total para elementos mayores (Parte II).

	<i>Valle de Huizachal</i>	<i>El Jordán</i>		<i>La Ballena</i>	<i>Cañon de Peregrina</i>		<i>Real de Catorce</i>	
	HZ-4	JOR-13-1	JOR-13-2	LB-09-31	PRG-14-7	PRG-14-9	RC-13-50	RC-13-35
SiO ₂	63.71	62.11	63.58	76.36	71.06	73.32	60.44	64.22
Al ₂ O ₃	13.91	15.82	14.8	11.2	10.82	12.06	18.37	15.72
Fe ₂ O ₃	5.59	6.34	8.09	3.39	5.77	4.78	7.13	6.17
MnO	0.08	0.047	0.032	0.052	0.057	0.063	0.015	0.025
MgO	2.68	1.71	1.55	0.84	1.24	1.4	2.07	1.94
CaO	3.36	2.47	0.65	1.48	2.57	0.89	0.48	0.88
Na ₂ O	2.59	0.8	0.07	1.72	0.65	0.26	0.61	1.18
K ₂ O	2.76	4.49	5.39	2.36	1.58	2.28	5.01	3.8
TiO ₂	0.739	0.729	0.92	0.405	0.539	0.791	0.84	0.74
P ₂ O ₅	0.1	0.11	0.15	0.02	0.06	0.03	0.15	0.13
LOI	4.86	5.67	3.82	2.33	4.65	3.65	5.19	4.26
Total	100.4	100.3	99.04	100.2	98.98	99.52	100.3	98.74

Por su parte Herron (1988) dice que la relación Na₂O/K₂O no es buena para distinguir fragmentos líticos de feldespatos, una parte fundamental de muchas clasificaciones químicas, la relación Fe₂O₃/K₂O puede ser un buen indicador de estabilidad mineralógica. A bajas temperaturas y presiones, los minerales más estables son F-K, moscovita y Qz (bajo contenido de Fe y los menos estables están en los fragmentos líticos).

En contraste, Roser y Korsch (1986) mencionan que los valores de SiO₂ y K₂O/Na₂O de las rocas antiguas se han utilizado para establecer una clasificación tectónica sin embargo la composición química puede ser modificada por el tamaño de grano (Roser y Korsch, 1985) el SiO₂ y Na₂O disminuye de arenisca a argilita y el K₂O aumenta.

De acuerdo con Bhatia (1983) la composición de las rocas sedimentarias terrígenas está en función de la procedencia, intemperismo, transporte y diagenesis. De esta manera la composición es utilizada para reconocer cuencas oceánicas y márgenes continentales antiguos.

Diagramas con Elementos Mayores. Por su parte en el diagrama de Herron (1988) las muestras de las localidades de Charcas, Real de Catorce, El Jordán se encuentran ubicadas en el rango de las grauvacas, algunas muestras como Valle de Huizachal y El

Jordán se localizan en los límites entre las campos de Grauvaca-Arcosa, las muestras Cañón de Peregrina, La Ballena, Cañón La Boca y Charcas se ubican en el campo correspondiente a las litoarenitas; en el campo de las sublitoarenitas encontramos a las rocas de la Sierra de Coronado, finalmente dos muestras de Charcas están ubicadas en el área de las lutitas y la otra en el límite entre litoarenitas-grauvaca y arenisca Fe (Figura 30).

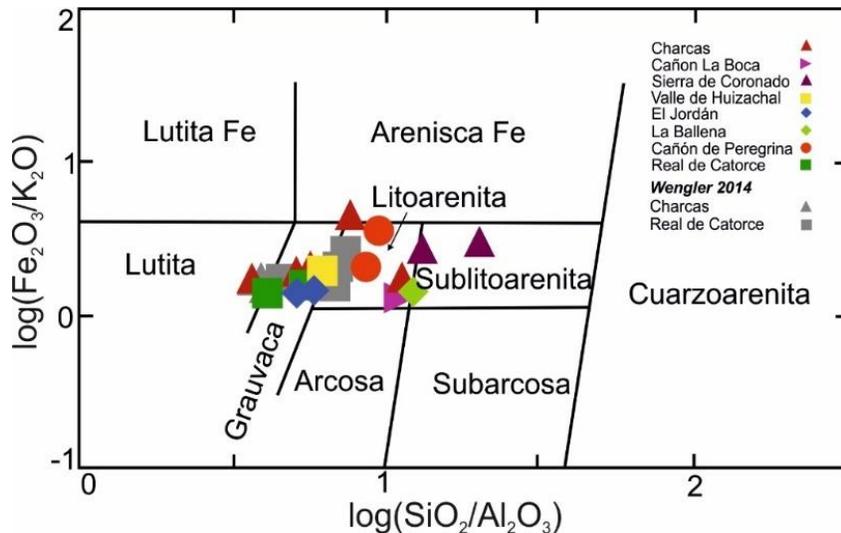


Figura 30 Diagrama propuesto por Herron (1988) para clasificar geoquímicamente a las areniscas y lutitas de acuerdo con su relación de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ y $\text{Si}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$

Graficando en el diagrama TiO_2 vs. $\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ de procedencia de los sedimentos de Bhatia (1983) las muestras se encuentran muy dispersas en casi todos los campos del diagrama, desde margen pasivo con una muestra de Sierra de Coronado; La Ballena, Cañón La Boca y algunas muestras de Charcas se ubican en el campo de margen continental activo; de igual manera muestras de Charcas, Real de Catorce y Cañón de Peregrina se encuentran del campo de arco de islas continental; y una muestra de Real de Catorce y El Jordán están graficadas hasta el campo de arco de islas oceánicas (Figura 31).

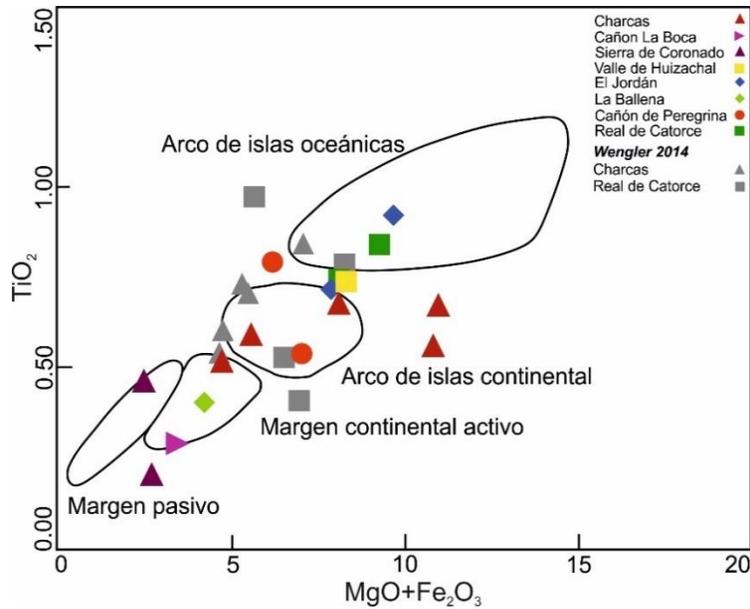


Figura 31 Diagrama para determinar el ambiente tectónico de los sedimentos, propuesto por Bhatia (1983).

En el diagrama K_2O/Na_2O vs SiO_2 propuesto por Roser y Korsch (1986) las muestras se encuentran ubicadas en los campos de margen pasivo, en el campo de margen continental activo hay muestras de Charcas y de Valle de Huizachal y 2 muestras de Charcas en el campo de arco (Figura 32).

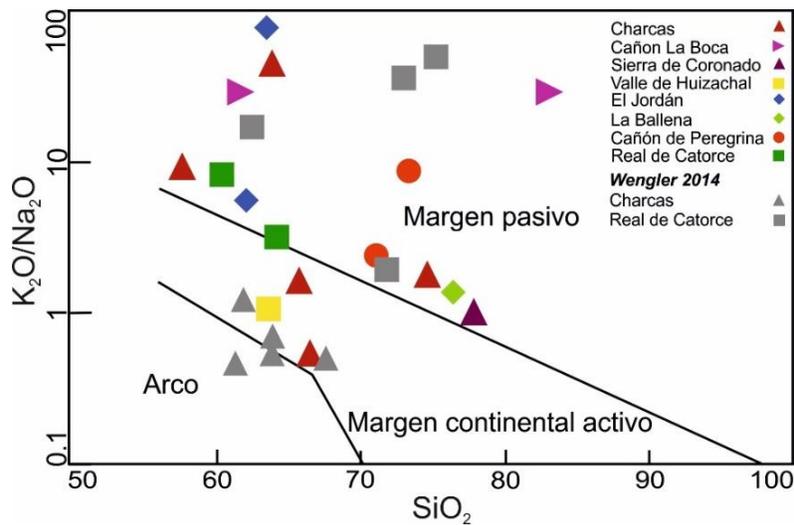


Figura 32 Diagrama binario propuesto por Roser y Korsch (1986)

4.2 Elementos Traza

Los elementos traza en los sedimentos están concentrados debido a la influencia de la meteorización, la procedencia, diagénesis y la geoquímica de cada elemento, las mayores concentraciones se encuentran en elementos ricos en minerales arcillosos, no obstante, algunos elementos traza pueden ser usados para identificar procesos geoquímicos específicos e identificar procedencia de rocas sedimentarias (Rollinson, 1993).

Los valores obtenidos en el análisis geoquímico de roca total de este estudio pueden ser consultados en el Anexo 3, Tabla 10 y 11.

Algunos de principales diagramas que utilizan los elementos traza como indicadores de un ambiente tectónico, son los diagramas propuestos por Bhatia y Crook (1986), McLennan *et al.* (1993) y Floyd y Leveridge (1987).

De acuerdo con el diagrama La/Th/Sc propuesto por Bhatia y Crook (1986), las muestras se encuentran graficadas dentro los campos de arco de islas continentales, pero también hay una muestra que se ubicó dentro del campo de arco de isla continental (Figura 33).

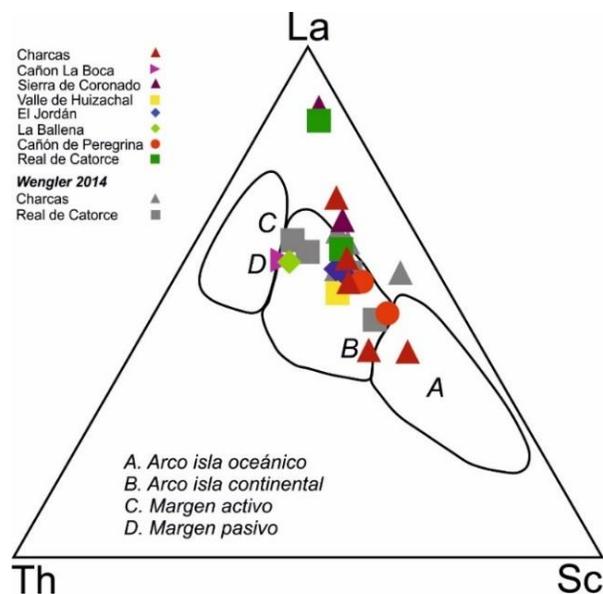


Figura 33 Diagrama ternario La-Th-Sc propuesto por Bhatia y Crook (1986) para discriminar ambientes tectónicos de procedencia.

En el caso del diagrama Th-Sc-Zr/10 (Bhatia y Crook, 1986) las muestras están dentro de un ambiente de arco de isla continental, sin embargo, algunas muestras no entraron en ningún campo de clasificación (Figura 34).

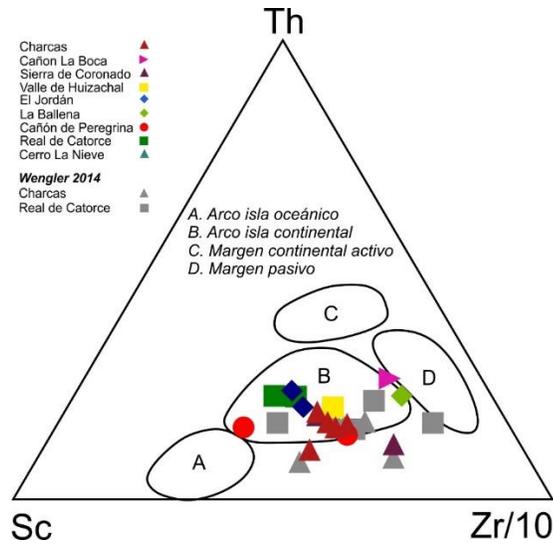


Figura 34 Diagrama de discriminación de ambiente tectónico de procedencia Th-Sc-Zr/10 propuesto por Bhatia y Crook (1986).

Uno de los diagramas propuestos por McLennan *et al.* (1993) para cuantificar el grado de reciclamiento de los sedimentos, indica que las muestras tienen una tendencia al enriquecimiento de circones, con una variación en su composición a una fuente ácida (Figura 35).

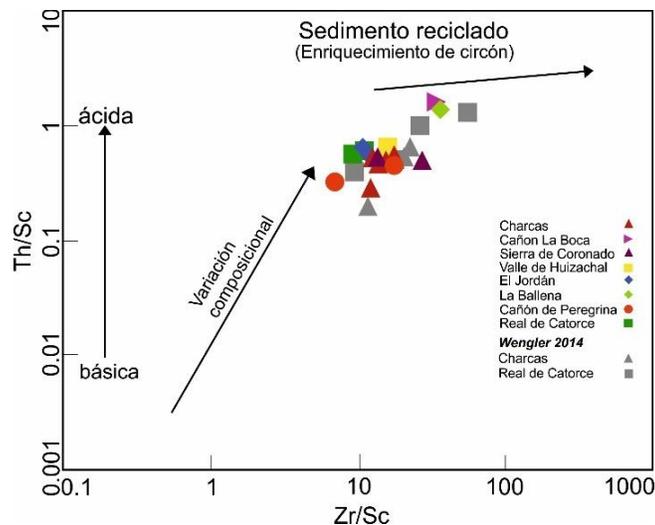


Figura 35 Diagrama bivariado Th/Sc vs. Zr/Sc de McLennan *et al.* (1993).

En el diagrama Th/u vs Th (ppm) de Mc Lennan *et al.* (1993) las muestras tienen valores mayores a 3.5 de la relación Th/U y una tendencia a una afinidad con rocas de la corteza superior (Figura 36).

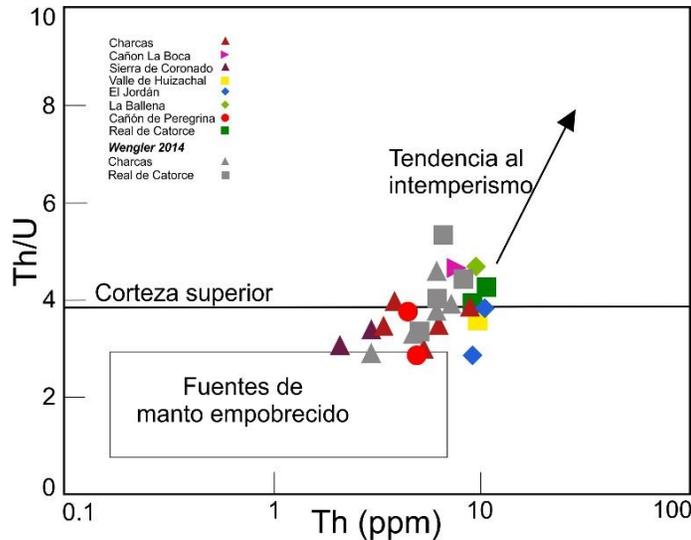


Figura 36 Diagrama Th/U vs Th (ppm) propuesto por Mc Lennan *et al.* (1993)

En el diagrama de Floyd y Leveridge (1987), para discriminar fuentes de procedencia, las muestras se grafican principalmente en el campo de fuentes de arcos ácidos, también algunas muestras se encuentran dentro de los campos de fuentes de arcos andesítico, y otras con tendencias a una fuente de margen pasivo, y dos muestras que no se graficaron en ningún campo debido a una concentración muy alta de La (Figura 37).

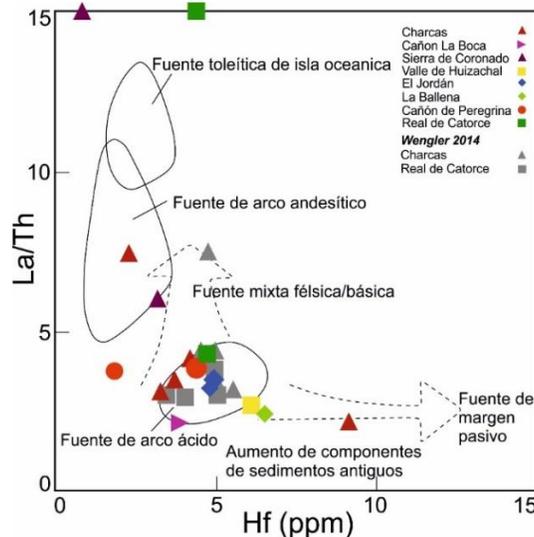


Figura 37 Diagrama binario La/Th vs. Hf (ppm), propuesto por Floyd y Leveridge (1987).

4.3 Índice de alteración química

De acuerdo con Nesbitt y Young (1982) el grado de intemperismo puede ser medido calculando el Índice de Alteración Química (CIA). Los valores del CIA entre 40-60 corresponden con una roca fresca ligeramente meteorizada o sin alteración, las rocas con una moderada meteorización se encuentran en el rango de valores entre 60-80, mientras que una roca totalmente alterada o suelo residual tiene valores muy altos de CIA, desde 80 hasta 100. Nesbitt y Young (1984,1989) proponen los diagramas A-CN-K y A-CNK-FM para identificar las tendencias del intemperismo en las rocas. El diagrama A-CNK-FM fue propuesto para identificar la relación entre los minerales leucocráticos y mesocráticos que componen la roca. La plagioclasa y la biotita son los principales minerales leucocráticos y melanocráticos de la roca madre, por lo tanto, debería de existir una tendencia regular en la composición en el diagrama A-CNK-FM (Nesbitt y Young, 1989).

Tabla 5 Valores del CIA calculados a partir de las muestras de la Formación La Joya en la Mesa Central

CH-13-14	60.9578
CH-13-26	62.3951
CH-16-M2A	72.3317
CH-16-M2B	66.6555
CH-16-M3	73.7233
CLB-16-1	63.4010
COR-14-2	45.7325
COR-14-3	73.7232
HZ-4	60.2798
JOR-16-M1	67.5905
JOR-16-M2	70.0753
LB-09-31	64.2622
PRG-14-7	71.8162
PRG-14-9	77.9901
RC-16-M1	73.2744
RC-16-M2	70.5678

Los valores del CIA de las muestras se pueden consultar en la Tabla 5.

En la Figura 38 a se observa que las muestras tienen valores del CIA entre 45 y 77. Es decir se encuentran moderada a ligeramente meteorizadas, y como mencionan Nesbitt y Young (1982), las lutitas tienen valores entre 70 y 75, debido a que ahí es donde se concentra la mayor cantidad de minerales arcillosos. La tendencia de intemperismo para las muestras se dirige desde las rocas de composición félsica-intermedia, hacia la llita. Se aprecia también un enriquecimiento en los minerales ricos en aluminio y un empobrecimiento en los minerales potásicos.

En el diagrama 38 b, la tendencia del intemperismo inicia en las rocas acidas y se dirige hacia el dominio de la esmectita. Aunque también se puede observar un enriquecimiento en minerales de Fe y Mg que no sobre pasa el 50%.

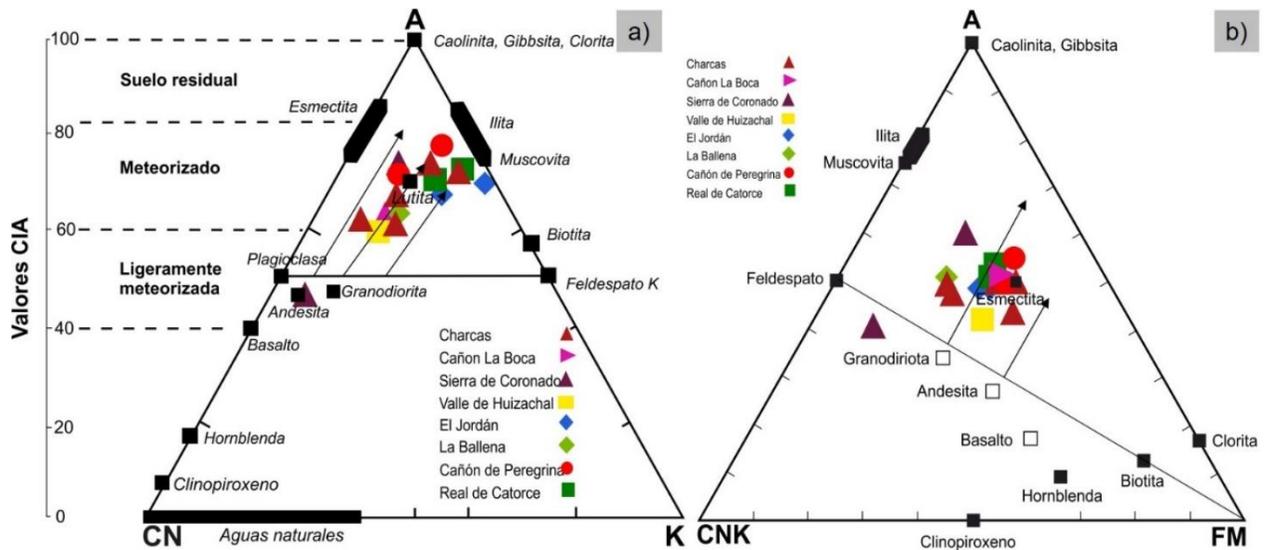


Figura 38 Diagramas ternarios A-CN-K y A-CN-K-FM (según Nesbitt y Young, 1984, 1989). A=Al₂O₃, C=CaO*, N=Na₂O, K= K₂O, F=Fe₂O₃ (FeO_t), M= MgO. a) Diagrama A-CN-K usado para evaluar la composición de la roca fresca y la tendencia a su meteorización. b) Diagrama A-CN-K-FM introducido por Nesbitt y Young (1989) para comparar la relación entre minerales leucocráticos y melanocráticos.

4.4 Tierras Raras (REE)

Las tierras raras o *REE* están consideradas dentro de los elementos traza menos solubles y son relativamente inmóviles durante el metamorfismo de bajo grado, intemperismo y alteración hidrotermal, por lo tanto, reflejan la química de su fuente al no ser alteradas durante los procesos de transporte. Muchos de los procesos que controlan los elementos traza en las rocas sedimentarias se pueden identificar a través de diagramas multielementales (Rollinson, 1993).

De acuerdo con los diagramas de las tierras raras, las muestras presentan un patrón enriquecido en tierras raras ligeras entre 2.6 y 6.51 (La_N/Sm_N), una anomalía negativa de Eu que varía entre 1.01-0.66 (Eu/Eu^*) y un empobrecimiento de tierras raras pesadas desde 1.14 hasta 3.34 (Gd_N/Yb_N), que pueden observarse como un patrón casi horizontal (Figura 40). Estos patrones son muy similares a los de una procedencia de antigua corteza superior, rocas sedimentarias recicladas y/o arco joven disectado. Mientras que los patrones de REE en el área de Real de Catorce presentan una anomalía negativa importante de Ce/Ce* (0.93-0.08).

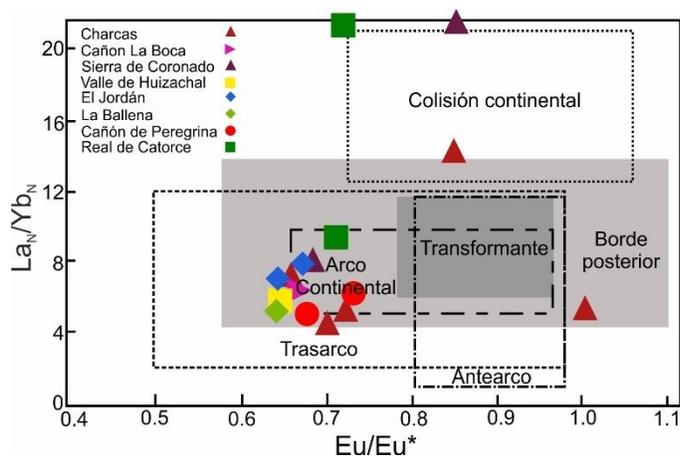


Figura 39 Diagrama La_N/Yb_N vs Eu/Eu^* para discriminación de ambientes tectónicos (después de McLennan *et al.*, 1990).

En el diagrama La_N/Yb_N vs Eu/Eu^* (según McLennan *et al.*, 1990) de discriminación de ambientes tectónicos, las muestras se encuentran concentradas en su mayoría dentro de un campo donde se sobreponen tres campos: tras arco, arco continental y margen pasivo (Figura 39).

En el caso de las muestras con altas concentraciones de La, no se graficaron dentro de ningún campo.

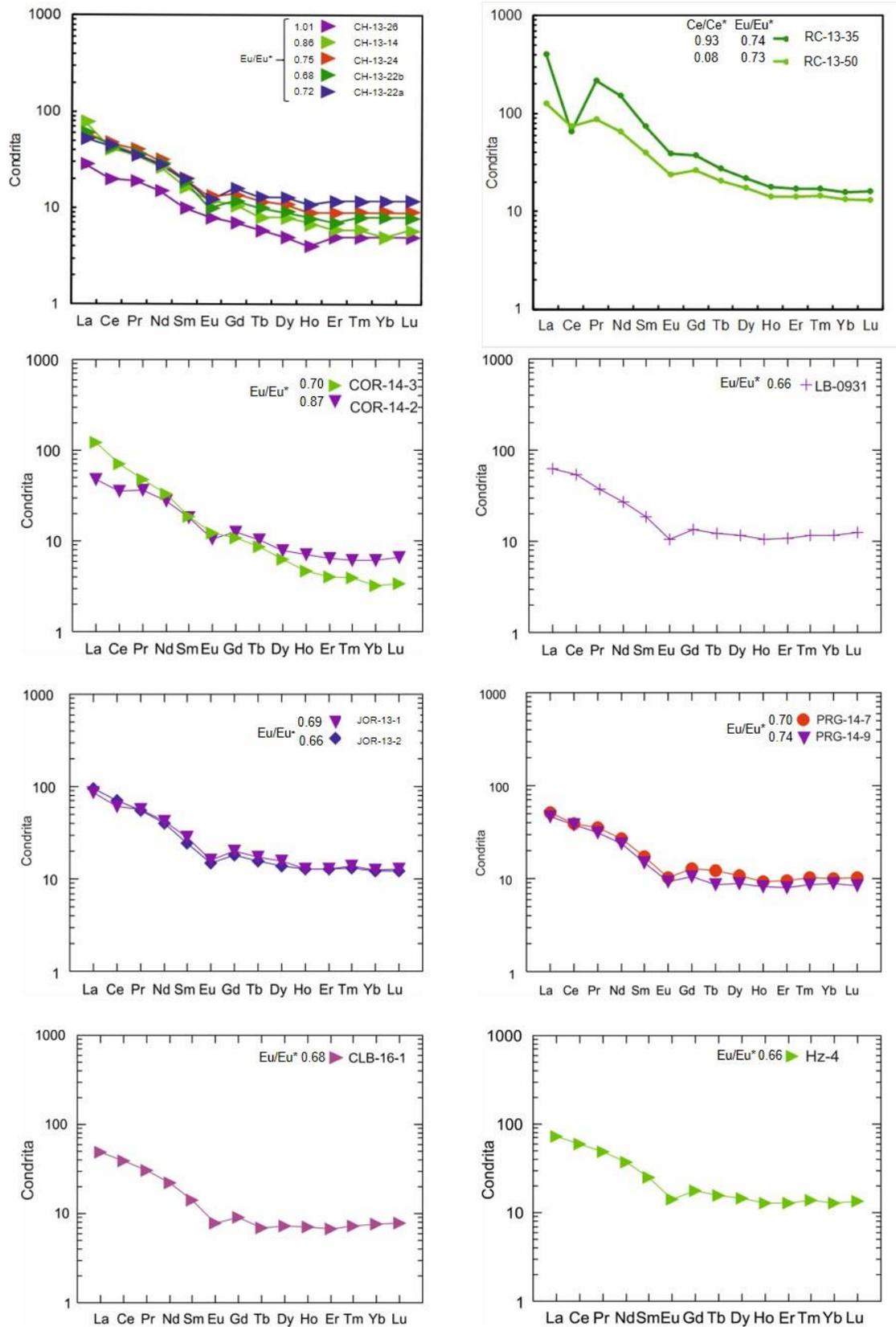


Figura 40 Diagramas multielementales de REE normalizados a condrito (Taylor y Mc Lennan 1985).

5. Geocronología y geoquímica de circones detríticos

El uso de la Geocronología de U/Pb ha tenido mucho impacto sobre las investigaciones actuales, debido a su relativa accesibilidad, y a la facilidad de obtener los minerales a analizar, teniendo solo la desventaja de no poder ser aplicable por la técnica LA-MC-ICPMS con la misma facilidad a rocas de composición básica dada la escasez de circones en estas rocas. El mineral preferido para este método es el circón por ser rico en U y no contener Pb inicialmente en su estructura, además de considerarse un sistema cerrado.

5.1 Datación U-Pb en Circones Detríticos.

Para este trabajo se realizó el análisis de dos muestras, ubicadas en el depocentro de la Cuenca de Catorce del Jurásico Medio, de la parte inferior (VAR-07-12) previamente publicada por Barboza-Gudiño *et al.* (2012) que es tomada como referencia; y de la parte media (RC-L-1). Las edades obtenidas del análisis de circones detríticos indican además de las edades máximas del depósito, las posibles procedencias en base a edades de circones que conforman distintas poblaciones correlacionables con las edades de los complejos metamórficos o plutónicos de donde provienen los circones. Cabe desde luego también la posibilidad de que provengan de otras rocas clásticas más antiguas y hayan tenido en este caso un reciclamiento.

Por otra parte, una edad máxima del depósito para la parte inferior de la secuencia estaría dada por la edad de 166 Ma (n=95) obtenida de la muestra VAR-07-12, sin embargo, para la muestra RC-L-1 que fue tomada en una sección distinta, pero de capas de la parte intermedia de la secuencia, la edad máxima del depósito es de 167 Ma (n=93), Por lo que se puede decir que la Formación La Joya se depositó a partir del Bathoniano, y termino en el Oxfordiano con el depósito de las calizas de la Formación Zuloaga.

En los diagramas de probabilidad relativa e histogramas se aprecia como los dos patrones son muy similares, principalmente en los picos de edad, siendo esto indicativo de una sedimentación continua con circones de la misma procedencia (Figura 41).

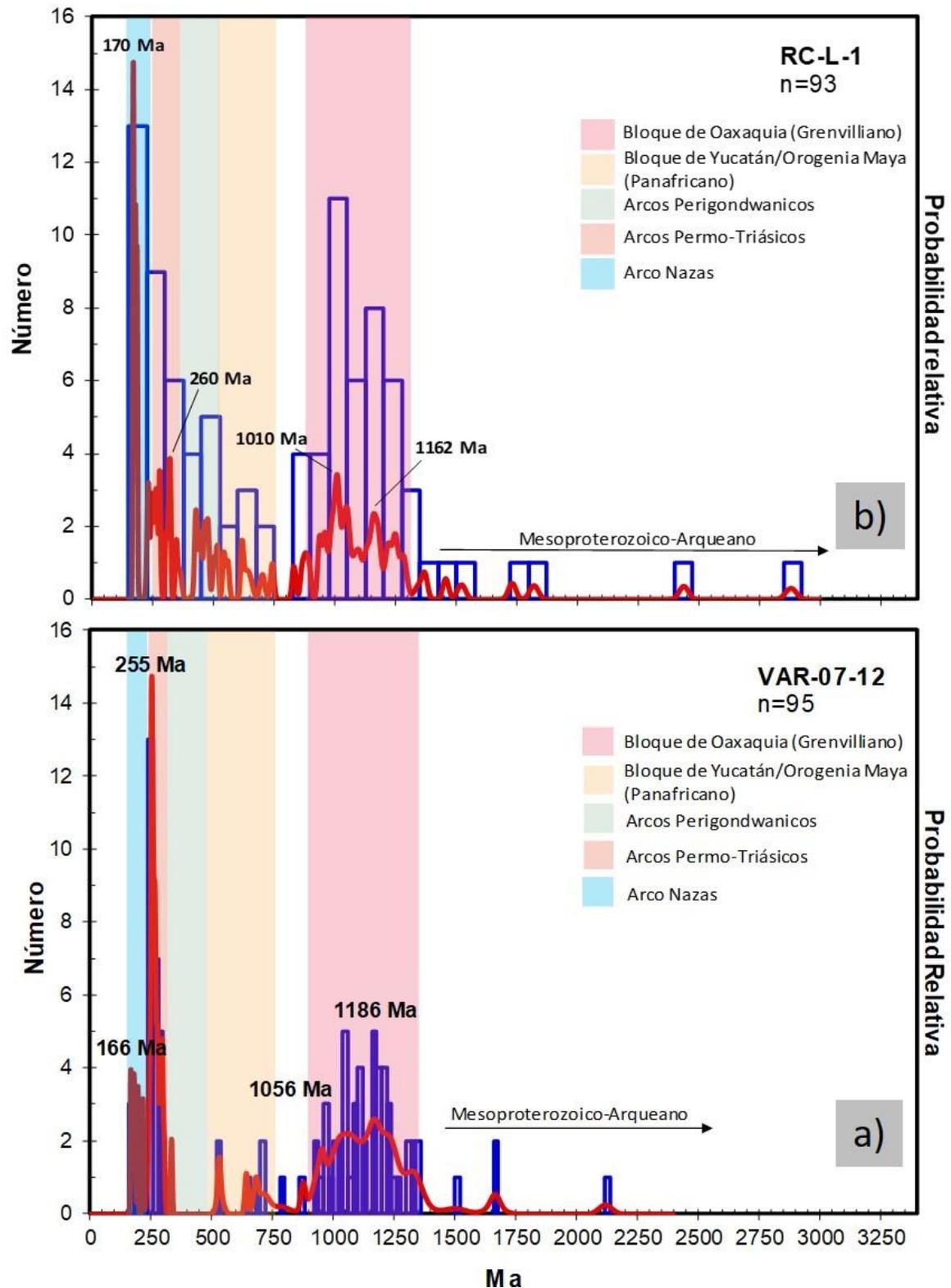


Figura 41 Diagramas de histograma y curva de probabilidad relativa de circones detríticos a). Muestra VAR07-12. b) Muestra. RC-L-1.

Las posibles procedencias de estos circones detríticos pueden estar relacionadas con las siguientes “fuentes” (Tabla 6 y Figura 42).

- Las edades greenvillianas que corresponden al rango de edades entre ~1.3 a 0.9 Ga, podrían estar relacionadas con el Terreno Oaxaquia ubicado a lo largo del núcleo de la Sierra Madre Oriental (n=44-41).
- Circones con edades de ~0.7 a 0.5 Ga corresponderían al Bloque de Yucatán, donde se interpreta por lo menos en parte un basamento cristalino con edades Panafricanas (n=8-9).
- Para circones con edades entre 0.4-0.3 Ga su posible fuente de procedencia se encuentre relacionado con los arcos perigondwanicos desarrollados durante parte del Paleozoico Inferior y/o del Esquisto Granjeno, aflorante en la localidad de Miquihuana, muy cerca de la cuenca de Catorce. (n=2-13).
- Las edades entre ~240-300 Ma posiblemente pertenezcan al evento magmático que instauró el Arco Permo-Triásico del noreste de México resultado de la subducción de la placa paleopacífica bajo Norteamérica (n=25-6).
- Los circones más jóvenes que fueron medidos corresponden a edades entre ~166-240 Ma y están relacionados al evento de formación del Arco Nazas durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior-Medio (n=6-16).

Tabla 6 Edades de los circones detríticos de areniscas de la Formación La Joya en la Cuenca de Catorce.

Rango de edad (Ma)	Procedencia	VAR-07-12 n=95		RC-L-1 n=93	
166 a ~240	Arco Nazas	6	6%	16	17%
240 a ~300	Arcos Permo-Triásicos	25	26%	6	6%
300 a ~490	Arcos Perigondwanicos	2	2%	13	14%
765 a ~530	Bloque de Yucatán/Orogenia Maya (Panafricano)	8	8%	9	10%
900 a ~1300	Bloque de Oaxaquia (Grenvilliano)	44	46%	41	44%
>1300	Meso-Paleoproterozoico, Arqueano	10	11%	8	9%

Los diagramas de concordia de Wetherill donde se grafican las edades obtenidas de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Figura 42), se puede notar que las edades de los circones se encuentran sobre la curva de concordia es decir son concordantes, mientras que algunos circones mayores a 1500 Ma se encuentran fuera de la curva, por lo que estos datos no se toman en consideración debido a que no son del todo fiables por haber perdido Pb o ganado U. Las concentraciones de las edades son comparables a las presentadas en los diagramas de probabilidad relativa e histogramas, por lo que es posible identificar grupos de circones e interpretar sus posibles procedencias.

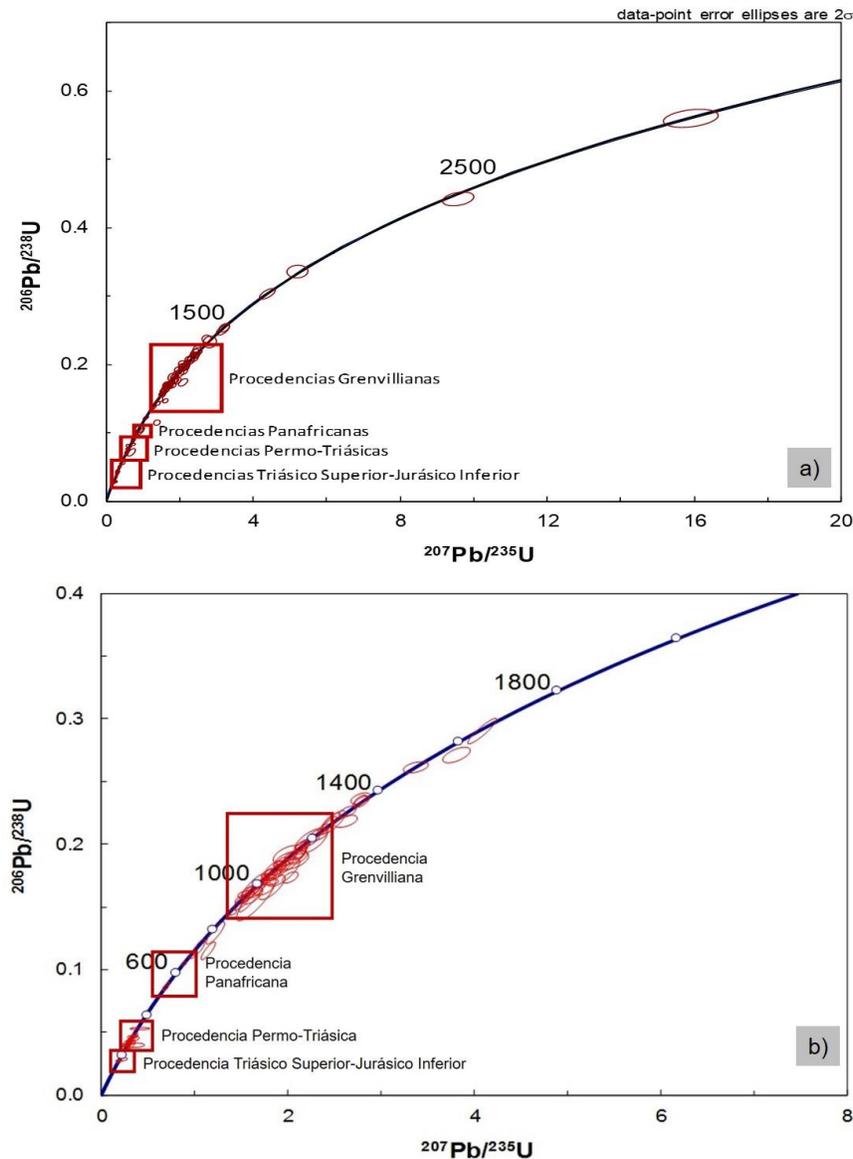


Figura 42 Diagramas de concordia de Wetherill $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. a) Muestra RC-L1, b) Muestra VAR-07-12. Los valores de los circones mayores a 1500 no son representativos, debido a su escasa presencia en la muestra.

5.2 Geoquímica de circones

De acuerdo con Grimmes *et al.* (2007) es posible identificar los circones continentales de los que se han originado en la corteza oceánica utilizando tierras raras, comparando las relaciones de U/Yb vs. Hf y U/Yb vs Nb/Yb ; no obstante, menciona que es difícil identificar la composición de la roca fuente de los circones usando la geoquímica, debido a la sobreposición de los elementos de las tierras raras. Los valores de U/Yb aumentan dependiendo el ambiente, en el caso de los circones que provienen de gabros oceánicos (0.18), granitoides (1.07) y kimberlitas (2.1). Los circones presentan gran afinidad por U , Yb y algunas $HREE$, por lo que durante la cristalización estos pueden ser incorporados al circón y por lo tanto reflejarán la composición del magma al momento de la cristalización. Los circones modernos de corteza oceánica pueden ser heredados de magmas que estuvieron en contacto con el manto empobrecido por lo que son distintos de los circones continentales.

En el caso de los circones que han sido datados para obtener geocronología en este estudio también fue posible obtener su geoquímica, como se puede observar en la Figura 43, los circones detríticos de la muestra RC-L-1 se encuentran dentro del campo de los circones con afinidad a la corteza continental.

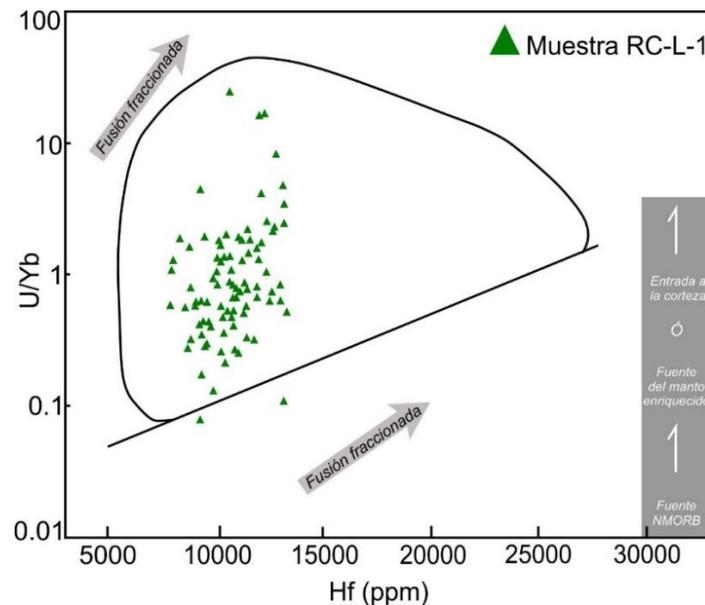


Figura 43 Diagrama de dispersión U/Yb vs Hf (ppm) propuesto por Grimmes *et al.* (2007; 2015).

En el diagrama U/Yb vs Nb/Yb de Grimmes *et al.* (2015) se puede observar que los circones se formaron en un arco magmático (Figura 44).

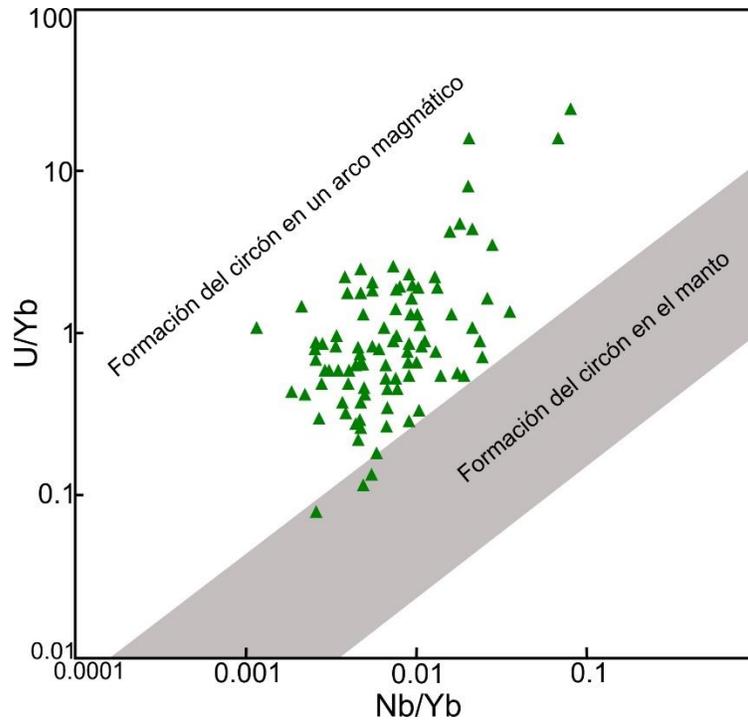


Figura 44 Diagrama U/Yb vs Nb/Yb propuesto por Grimmes *et al.* (2015).

Los circones detríticos capturan información sobre la edad y composición geoquímica de la roca erosionada de la que derivaron y pueden ayudar a reconstruir la historia de su roca fuente (Barth, 2013). De los fechamientos geocronológicos hecho sobre los circones de la muestra RC-L-1, se pueden identificar algunos eventos tectónicos principales que fungieron como áreas fuente de los sedimentos que fueron depositados en la cueca de Catorce.

La relación de Th/U es indicadora de las fases en las cuales ha sido cristalizado el circon (Kirkland *et al.*, 2014). Una relación baja de Th/U (< 0.5) indica un origen metamórfico, mientras que los circones magmáticos tienen una relación > 0.5 (Hoskin y Schaltegger, 2003). Sin embargo, hay muchas excepciones a estas reglas por lo que es posible encontrar circones con relaciones de Th/U de circones magmáticos menores a 0.5.



Figura 45 Diagrama Th/U vs edad en circones detríticos para identificar procedencias de los circones.

En el diagrama Th/U vs edad de la muestra RC-L-1 (Figura 45), es posible observar algunos de los bloques y edades de procedencia de los circones detríticos. En general los circones tienen una relación Th/U mayor a 0.5 por lo que se consideran de origen magmático que podrían tener una afinidad con el arco Nazas del Jurásico Inferior, el arco de intrusivos del Permo-Triásico, el desarrollo de arcos en el margen W de Pangea. Mientras que los circones afines a un origen metamórfico están relacionados al Bloque de Oaxaquia que tuvo bajo la influencia del Evento Zapoteca (Pliegues recumbentes, isoclinales, lineaciones de cuarzo en facies de granulitas, Solari *et al.*, 2003).

Discusión

El origen de las cuencas del Jurásico Inferior-Medio en el noreste de México durante mucho tiempo se especuló estaría relacionado a la extensión del Golfo de México (Imlay *et al.*, 1942; Belcher, 1979, Bracken, 1984, Michalzik 1985,1986,1987,1988,1991, 1995; Salvador, 1987; Wilson, 1990; Rueda-Gaxiola *et al.*, 1993,1999; Goldhammer, 1991) posteriormente al documentarse la ocurrencia de rocas volcánicas con una firma geoquímica de subducción en estas sucesiones, (Jones *et al.*, Bartolini *et al.*, 2003; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008) se propuso un ambiente de tras arco, incluido el propio Golfo de México (Stern y Dickinson, 2010). En la actualidad algunos autores (Martini y Ortega, 2016) proponen que estas fosas no están relacionadas a un sistema de tras arco porque consideran al vulcanismo del Jurásico Inferior en el centro de México como un vulcanismo de tipo intraplaca producto de procesos transtensivos ocurrido por la subducción de la placa de Farallón en el margen pacífico ubicado en la zona de la actual Baja California y Sonora.

Una de las principales evidencias que rechazan esta teoría ha sido la presencia de rocas volcánicas con una firma geoquímica de arco continental (Jones *et al.*, 1995; Bartolini, 1998; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 1999, 2004, 2008) y las dataciones en estas rocas que muestran ser más jóvenes de este a oeste, por lo que existe la posibilidad de que estas cuencas estén relacionadas a un evento de tipo tras arco resultado del *roll back* de la placa que estaba siendo subducida en el margen occidental de Pangea (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999, 2012, 2015, Ocampo-Díaz, 2011).

En este trabajo se realizó una serie de reconstrucciones paleogeográficas, análisis petrográficos, geoquímicos y geocronológicos, que fueron complementados por estudios anteriores dentro del área de estudio, con los que se trata de corroborar la hipótesis anterior.

La reconstrucción paleogeográfica de las cuencas del Jurásico Inferior-Medio por medio de las isopacas de la Formación La Joya, delimitan espacialmente a estas cuencas teniendo en consideración que en el noreste de México existen zonas donde no ocurrió su depósito puesto que se encuentra ausente en la secuencia estratigráfica. Estas

cuenca son subparalelas entre sí y se encuentran separadas por un alto de basamento en el area de Miquihuana. Hacia el oeste el límite de la Cuenca de Catorce está conformado por las rocas deformadas del Triásico Superior que aparecen en forma de pliegues y cabalgaduras como producto de un prisma de acreción, mientras que el límite este de la Cuenca de Huizachal esta dado por el arco de Tamaulipas que actuó como alto paleogeográfico durante el Mesozoico.

La tasa de sedimentación que se obtuvo para el depocentro de la Cuenca de Catorce fue de 28.72 m/Ma (unidades Bubnoff) que se encuentra dentro del rango de los valores presentados por Enos (1991) y Einsele (1992) para ambientes fluviales o de relleno de graben que cumplió con los valores esperados para estos depósitos.

El análisis petrográfico muestra que en general las rocas provienen de orógenos reciclados relacionados con ambientes tectónicos de complejos de subducción, y solo las muestras de Charcas se encuentran graficadas dentro de los campos de procedencia de arco magmático, ligados a ambientes tectónicos de arcos de isla o arco continental. Un punto importante es que conforme las muestras se acercan al depocentro están muy enriquecidas en cuarzo por lo que posiblemente han tenido un mayor transporte dentro de la misma cuenca.

En el caso de los resultados obtenidos por la geoquímica, los diagramas de elementos mayores (Bhatia y Crook 1986; Rosern y Korsch 1986), muestran que los datos se encuentran muy dispersos en los diferentes campos de procedencia, que van desde Margen Pasivo hasta Arco de Islas Oceánicas, en cambio los diagramas de elementos traza presentan concentraciones de las muestras en los campos de arco continental (Bhatia y Crook, 1986), y de acuerdo con el diagrama de Floyd y Leveridge (1987) las fuentes principales de los sedimentos son los arcos ácidos >arcos andesíticos>fuentes de margen pasivo. En el caso de los diagramas de elementos mayores la dispersión de los valores puede estar dada por la naturaleza más soluble y que pueden ser remplazados y transportados con mayor facilidad por lo que las muestras pudieron haber sido enriquecidas o empobrecidas con ellos, no así con los elementos traza que son insolubles y muy difícil de ser remplazados una vez que han sido integrados a la roca, por lo que podrían ser de mayor confianza los resultados de los diagramas con los

elementos traza. Por lo que tomando en consideración únicamente los resultados de los diagramas realizados con elementos traza y tierras raras. Estos sedimentos tienen una procedencia ligada a ambientes tectónicos de tipo arco de islas continental, que son cuencas sedimentarias adyacentes a los arcos formados sobre un margen continental delgado o sobre corteza continental gruesa donde los sedimentos se depositan en cuencas de tipo antearco, intra arco y tras arco.

Los diagramas multielementales de tierras raras que fueron normalizados a condrito (Taylor y McLennan, 1985), en general muestran un patrón muy similar al de la Antigua Corteza Continental Superior (OUC) y de las Rocas Sedimentarias Recicladas (RSR) (McLennan *et al.*, 1993), es decir presentan un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) y un empobrecimiento de tierras raras pesadas que mantienen un patrón casi horizontal además de una anomalía negativa de Eu (Taylor y McLennan, 1985), que varía entre 0.66 y 0.70, e indica una procedencia felsítica. Ahora bien, McLennan *et al.* (1990) hace referencia a que las cuencas de tipo tras arco o *back arc* representan un ambiente tectónico intermedio situado entre un margen pasivo y un arco activo, que a su vez divide en 3 tipos de acuerdo con su geoquímica: 1-*Southwest Pacific* donde las cuencas de tras arco están asociadas con arcos de islas inmaduros, lejos de la antigua corteza continental; 2-*Mar de Bering* representadas por cuencas tras arco asociadas con un arco más maduro (mas disectado) y más cercano a la vieja corteza; 3-*Cuenca de Japón* cuencas de tras arco asociadas con arcos maduros y bastante cerca de un margen pasivo. Es decir, la procedencia de estas cuencas está dominada por la mezcla de material derivado de arcos jóvenes y material de la antigua corteza continental.

En las muestras de Charcas, Sierra de Coronado y Cañón de Peregrina el patrón de las REE es más parecido al de un arco joven diferenciado (YDA) que de acuerdo con McLennan *et al.* (1993) representa procedencias de rocas ígneas de arcos de islas y arcos continentales, dominado por rocas volcánicas felsíticas diferenciadas que son expuestas conforme se va disectando el arco. Estas muestras presentan una anomalía negativa muy marcada de Eu, que va desde 0.72 hasta 1.01 lo que indica que estas rocas estuvieron bajo procesos de fusión parcial y/o cristalización fraccionada por ejemplo de la plagioclasa que es estable solo en la corteza profunda (Mc Lennan *et al.* 1993).

A pesar de que las muestras de Real de Catorce tienen un patrón similar al de corteza superior, estas presentan una anomalía negativa de Ce/Ce* (0.98-0.08) que de acuerdo con Hoyle *et al.* (1984) y McLennan *et al.* (1988) la anomalía de Ce podría estar relacionada con la interacción de los sedimentos con agua marina, donde el Ce tiene muy poco tiempo de residencia, aunque también en las aguas de ríos se presenta esta anomalía negativa de Ce. Murray *et al.* (1991) menciona que el Ce también puede ser utilizado para determinar el origen del aporte terrígeno. De este modo la anomalía de Ce podría estar relacionada a los inicios de la trasgresión marina en el área de Real de Catorce, ya que las muestras fueron tomadas cerca del límite transicional entre las capas rojas y las calizas de la Formación Zuloaga.

Graficando los valores de La_N/Yb_N vs anomalías de Eu/Eu^* para discriminación de ambientes tectónicos, las muestras están graficadas en los campos de tras arco, arco continental y de borde posterior, que al igual que los diagramas multielementales muestra que estas muestras se encontraban en una cuenca de tipo tras arco cercana a un margen pasivo durante su depósito. Las muestras RC-13-50 y COR-14-3 por su alto contenido de La no se graficaron en ninguno de los campos del diagrama.

Un dato importante para explicar la variación de las procedencias en los sedimentos, se encuentra en el espesor de los afloramientos, es decir las zonas donde el espesor de la Formación La Joya es menor, el depósito de sedimentos procedentes de rocas volcánicas fue mayor, debido a que no ocurrió mucho transporte para su depósito, sin embargo, en las zonas donde existe un mayor espesor de los depósitos de la Formación La Joya, la baja presencia de líticos y/o componentes volcánicos, probablemente se deba a que estas rocas ya se encontraban sepultadas durante el depósito de los sedimentos de la Formación La Joya.

Geocronológicamente las muestras presentan procedencias con afinidades a los bloques de Gondwana, se han obtenido edades de procedencias similares al bloque de Oaxaquia (Grenvilliana), edades panafricanas correlacionables con el bloque de Yucatán, edades de afinidad al arco del Permo-Triásico y finalmente de los arcos jurásicos del margen de Pangea. Sin embargo entre las muestras se observa un cambio en las procedencias en los circones de edades paleozoicas, en la parte inferior de la cuenca no

existe un aporte importante de estas, sin embargo en la parte media del depósito de la Formación La Joya, ocurre un ligero incremento en los circones de edades paleozoicas (12% más respecto a la parte inferior) por lo que cabe la posibilidad de que, durante una etapa del depósito de las capas rojas en la Cuenca de Catorce, haya existido una conexión en el drenaje con afloramientos del Esquisto Granjeno en Aramberri o Miquihuana por ejemplo y estos sedimentos se hayan depositado en la Cuenca de Catorce durante el Jurásico Medio. La edad máxima del depósito es de 166 Ma para la parte inferior y 167 Ma para la parte media, por lo que se le asigna una edad de depósito del Bathoniano.

La geoquímica de los circones detríticos es utilizada para identificar su origen y su relación con eventos tectonotermales magmáticos o metamórficos. Con los diagramas propuestos por Grimmes *et al.* (2007, 2015), el origen de los circones está relacionado a corteza continental y arcos magmáticos. Las relaciones Th/U vs edad también sirven como indicadores de procedencia de los circones, los circones magmáticos tienen una relación Th/U mayor a 0.5, mientras que los circones con valores menores a 0.5 son de origen metamórfico. Así, por ejemplo, los circones relacionados a edades del Jurásico Inferior a Paleozoico tienen orígenes magmáticos (Arco Nazas, Arcos Permo-Triásicos, Arcos Perigondwanicos) y los circones con orígenes metamórficos están relacionados con los eventos tectonotermales que afectaron al Bloque de Oaxaquia durante el evento Zapoteca (Solari *et al.* 2003)

Conclusiones

La forma de la Cuenca de Catorce está delimitada por los elementos paleogeográficos cercanos a ella, al este se encuentra delimitada por un alto de basamento que se infiere es el basamento estable levantado sobre el que se desarrolló la actual Plataforma Valles-San Luis Potosí, el cual al mismo tiempo divide a la cuenca de Huizachal de la de Catorce. Hacia el oeste la cuenca está limitada por lo que puede ser un alto formado durante el fin del Triásico o el inicio del Jurásico Inferior, etapa en la cual inicio una subducción formando un frente de pliegues y cabalgaduras con la deformación de los sedimentos de la Formación Zacatecas, además de la posible ocurrencia de fallamiento normal o transcurrente posterior N-NW, durante la etapa de actividad del arco Nazas y extensión tras arco. Finalmente tuvo como depocentro la zona de la Sierra de Catorce donde ocurren casi 600m de espesor de la Formación La Joya.

La procedencia obtenida a través de conteo de puntos, en areniscas de grano medio-grueso en las diferentes localidades del área de estudio, corresponde con un orógeno reciclado para la mayoría de las muestras, aunque algunas muestras de la localidad de Charcas manifiestan procedencias de arco y se clasifican como sublitoarenitas de acuerdo con el diagrama de Folk (1980) donde también se puede ver que estas rocas están enriquecidas en cuarzo.

Del análisis geoquímico se obtuvo que las muestras pueden ser clasificadas como grauvacas y litoarenitas, de acuerdo con los elementos mayores las muestras se encuentran dispersas en todos los campos de procedencia y algunas muestras se encuentran fuera de los campos de clasificación. Los elementos traza indican un ambiente tectónico de arco de islas continental, y que la fuente principal de los sedimentos proviene de arcos ácidos, con algunas zonas de arcos andesíticos y el reciclamiento de otras rocas sedimentarias.

En los diagramas multielementales normalizados a condrito se puede observar que las muestras tienen un enriquecimiento en las REE ligeras, con una anomalía negativa de Eu, y patrones casi horizontales en las REE más pesadas lo cual es muy parecido a los

patrones de las rocas félsicas de la corteza superior o a el patrón de un arco joven disectado.

De acuerdo a la geocronología de U-Pb en circones, las muestras tienen una edad máxima del depósito en el rango entre 166 y 167 Ma por lo que se le asigna una edad del Bathoniano. Los circones que nos indican distintas procedencias sobre todo de rocas con edades del Jurásico Inferior (afines al Arco Nazas), Permo-Triásico (arco magmático del este de México), Greenvillianas (Bloque de Oaxaquia).

La geoquímica de circones muestra que estos tienen como origen a la corteza continental, y así mismo se han podido identificar algunos eventos magmáticos o metamórficos que han sido fuentes para la procedencia de estos circones.

Los sedimentos de la Formación La Joya, por sus características petrográficas y químicas están estrechamente relacionados al denominado Arco Nazas y en consecuencia el origen de las cuencas que los contienen habrá de relacionarse con los procesos de la tectónica del margen activa a la cual está ligado el arco mismo.

Bibliografía

- Alaníz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á. F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, Á. C., Vasallo-Morales, L. F., 2001, *Estratigrafía y deformación de la región San Miguel de Allende-Querétaro*: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 18, 129-148 p.
- Alencáster de Cserna, Gloria, 1961a, *Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del estado de Sonora*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, núm. 11, 1-18 p.
- Almaraz-Martínez, C., 2016, *Estratigrafía del Jurásico Inferior a Medio en el Flanco Oriental del Anticlinorio de la Trinidad, al poniente de Charcas, San Luis Potosí*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 107p.
- Ángeles-Villeda, M.A., Hinojosa-Espinosa, J.J., López-Oliva, J.G., Valdés-González, A., Livas-Vera, M., 2005, *Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(2), 272-281. Bacon, R.W., 1978, *Geology of the northern Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México*: Arlington, Texas, University of Texas, tesis de maestría, 124 p.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005, *El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: Una revisión*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. Conmemorativo del Centenario, tomo 52, num. 3, 187-225 p.
- Arvizu-Gutiérrez, I.R., 2006, *Paleomagnetismo de rocas jurásicas y cretácicas del Valle San Marcos, Coahuila*, México: México, D.F., Centro de Geociencias Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 121 p.
- Baker, C. L., 1922, *General Geology of the Catorce Mining District*, Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng., vol. 66, 44p.
- Barboza-Gudiño, R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1998, *The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico*, Geofísica Internacional. vol. 37, núm. 4, 283-292 p.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M., & Torres-Hernández, J.R., 1999, *Tectonic setting of Pre-Oxfordian units from central and northeastern México: A review* en Bartolini, C., Wilson, J.L. & Lawton, T.F. (Eds.) *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, Geological Society of America, Special Paper, 340, 197-210 p.
- Barboza-Gudiño, J. R. y Torres-Hernandez, J. R., 1999, *Carta Geológico-Minera Real de Catorce F14-A24, 1:50000*, Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Barboza-Gudiño, J. R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano M., Martínez-Macías, P.R., 2004, *Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 21, núm. 3, 299-319 p.
- Barboza-Gudiño, R., Orozco-Esquivel, M. T., Gómez-Anguiano M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, *The early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern of Mexico*, Journal of South American Earth Science. 25, 49-63 p.
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010, *Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance*, Geosphere, vol. 6, núm. 5, 621-640 p.
- Barboza-Gudiño, J. R., 2012, *Sedimentary tectonics and stratigraphy: The early Mesozoic record in central to northeastern Mexico*, in Elitok, Ö., (ed.), *Stratigraphic analysis of layered deposits*: Rijeka, Croacia, InTech, 255-278 p.
- Barboza-Gudiño, J. R., Molina-Garza, R. S., Lawton, T. F., 2012, *Sierra de Catorce: Remnants of the ancient western equatorial margin of Pangea in central Mexico*. in Aranda-Gómez, J. J., Tolson, G., and Molina-Garza, R. S., eds. *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Wide 25*, 1-18 p.
- Barboza-Gudiño, J. R., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Zavala-Monsiváis, A., López-Doncel, R. A., 2014, *Procedencia como herramienta para la subdivisión estratigráfica del Mesozoico temprano en el noreste de México*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 31, núm. 3, 303-325 p.
- Barboza-Gudiño, J. R., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Martínez, E., Loyola-Martínez, E., Pérez-Casillas, I. G., 2015, *The Huizachal Group in northeastern Mexico: A back-arc succession related to evolution of the Early Jurassic Nazas Arc*, Geological Society of America, Abstracts with Programs, vol. 47, núm. 4, 55 p.
- Bartolini, C., 1998, *Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation*,

- north-central Mexico Tesis, El Paso, The University of Texas.
- Bartolini, C., Lang, H., and Spell, T., 2003, *Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in northcentral Mexico, and its continuation to north South America*, in Bartolini, C., Buffler, R.T., and Blickwede, J.F., eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 79, 427-461 p.
- Belcher, R.C., 1979, *Depositional environments, paleomagnetism, and tectonic significance of Huizachal red beds (lower Mesozoic), northeastern Mexico*, Tesis Doctoral, Austin, University of Texas, 276 p.
- Bhatia, M.R., & Crook, K.A.W. 1983, *Plate Tectonics of Geochemical Composition of Sandstone*, *Journal of Geology*, vol. 91, 611-627 p.
- Bhatia, M.R., & Crook, K.A.W., 1986, *Trace element characteristics of graywakes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins*. *Mineral Petrology*, vol. 92, 181-193 p.
- Blatt, H., Middleton, G.V, Murray, R.C., 1972, *Origin of Sedimentary Rocks*. 782 S. Englewood Cliffs, New Jersey (Prentice-Hall).
- Blickwede, J. F., 1981, *Petrology and stratigraphy of the Triassic "Nazas Formation" Sierra de San Julián, Zacatecas, Mexico*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin vol. 65, núm. 5, 1012-1012 p.
- Blickwede, J.F., 2001, *The Nazas Formation: A detailed estudio of the early Mesozoic convergent margin along the western rim of the Gulf of Mexico Basin* en Bartolini C.,
- Bondelos, A. J., 1956, *Notes on the Geology of the Sierra Madre Oriental between Tamazunchale, S. L. P., and Zimapan, Hidalgo*, Guidebook, Excursions A-14 and C-6, 20th, Internat. Geol. Congress, 179-201 p.
- Bose, E., 1923a, *Vestiges of an ancient continent in northeast Mexico*, *American Journal of Science*, vol. 5-6, 127-136 p.
- Bose, E., 1923b, *Vestiges of an ancient continent in northeast Mexico: American Journal of Science*, vol. 5-6, 310-337 p.
- Buffler R.T., & Cantú-Chapa, A. 2001, *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*, American Association of Petroleum Geologists Memorie, vol. 75: 317-342 p.
- Bracken, B., 1984, *Environments of deposition and early diagenesis, La Joya Formation, Huizachal Group red beds, northeastern Mexico*, en W. P. S. Ventress et al., eds., *The Jurassic of the Gulf rim: Gulf Coast Section*, Society for Sedimentary Geology (SEPM), Proceedings of the Third Annual Research Conference, 19–26 p.
- Burckhardt, C., and Scalia, S., 1905, *La faune marine du Trias supeérieur de Zacatecas, Méxiqúe*, Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, vol. 21, 44 p.
- Burckhardt, C., Scalia, S., 1906, *Géologie des environs de Zacatecas—Guide des excursions*, Congreso Geológico Internacional, 10th, México, D.F., vol. 16, 26 p.
- Burckhardt, C., 1930, *Étude Synthétique sur le Mesozoique mexicain*, Society of Paleontology Suisse Memoir, vol. 49-50, 1-280 p.
- Cantú-Chapa, A., 1992b, *El Kimeridigiano Inferior del subsuelo en el este de México*, *Revista Mexicana del Petróleo*, vol. 34, num. 334, 30-35 p.
- Cantú-Chapa, A., 1998, *Las Transgresiones Jurásicas en México*, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 15, num. 1, 25-37 p.
- Carrillo-Bravo, J, 1961, *Geología del anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas*, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, vol. 13, 1-98 p.
- Carrillo-Bravo, J., 1965, *Estudio Geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla*, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, vol.17, 73-96 p.
- Carrillo-Bravo, J., 1968, *Reconocimiento Geológico Preliminar de la Porción Central del Altiplano Mexicano*, PEMEX, Inédito.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, *Petrogénesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time*, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 14, núm 2, 244-260 p.
- Centeno-García, E., 2005, *Review of upper Paleozoic and Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography*, in Anderson, T.H., et al., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment and alternatives*: Geological Society of America Special Paper, núm. 393, 233–258 p.
- Centeno-García, E., Sánchez-Zavala, J.L., *Técnicas y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos de grano fino: Procedencia y tectónica*, <http://www.geologia.unam.mx:8080/igl/index.php/centeno-garcia-e/90-sedimentos-terrigenos-de-grano-fino>, 7 de octubre 2016.
- Cepeda, E., 1948, *Posibilidades de yacimientos petrolíferos en las formaciones del periodo geológico "Jurásico"*, III

- Convención Técnicos del Departamento de Exploración, Petróleos Mexicanos.
- Chávez-Aguirre, R., 1968, *Bosquejo geológico de la Sierra Peñón Blanco, Zacatecas*, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 67 p.
- Clemons, R. E., McLeroy, D. F., 1962, *Geology of Torreón and Pedriceñas Quadrangles, Coahuila and Durango, México*, New Mexico, U.S.A., Tesis de maestría, The University of New Mexico, 171 p
- Colombo, F., 1989, *Abanicos Aluviales*, en A. Arche (ed.), *Sedimentología*, CSIC, 11, 143-218 p.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M. y Clark, K. F., 1981, *Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in southern Cordillera*, in Dickinson, W. R., and Payne, W. D., (eds), *Relation of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera*, Arizona Geological Society Digest, vol. 14, 137-157 p.
- Dávila-Alcocer, V. M., Centeno-García, E., Meriggi, L., 2013, *Caracterización y ambiente tectónico de las rocas máficas del Complejo El Chilar: evidencias de un prisma de acreción pre-Jurásico Tardío en el centro de México*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 65, núm. 1, 16 p.
- Díaz-Lozano, E., 1916, *Descripción de unas plantas liásicas de Huayacocotla*, Veracruz, Inst. Geol. Mexico vol. 34, 18 p.
- Dickinson, W. R., 1970, *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*, Journal of sedimentary Petrology, vol. 40, núm. 2, 695-707 p.
- Dickinson, W. R., and Seely, d. R., 1979, *Structure and Stratigraphy of forearc regions*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 63, 2-31 p.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Grakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindeberg, F.A. & Ryberg, R.T., 1983, *Provenance of north American phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting*, GSA Bulletin, vol. 94: 222-235 p.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., y Marret, R., 2000, *Tectónica de la Sierra Madre Oriental*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol.53, 26 p.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M, Buitrón-Sánchez, B. E., 2014, *Las Formaciones Gran Tesoro y Nazas: evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana vol. 66, núm. 3, 507-539 p.
- Einsele, G., 1992, *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget*, Springer-Verlag, Berlin, 631 p.
- Enciso de la Vega, S., Ledezma, O., 1962, *Capas rojas del levantamiento de Villa Juárez, Durango*. México, D.F., Instituto de Geología de la UNAM, reporte: 16 p.
- Enos, P., 1991, *Sedimentary parameters for computer modeling*, Sedimentary modelling: computer simulations and methods for improved parameter definition (E.K.Franseen, W.L.Watney, C.G Sl.C.Kendall y W.Ross, Eds.), Kansas Geol. Surv. Bull., núm. 233, 63-99 p.
- Escalante Martínez, J.L., 2006, *Análisis estructural de los afloramientos de la secuencia siliciclástica marina del Triásico Superior en el área de Presa de Santa Gertrudis*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 123p.
- Erben, H.K., 1956, *El Jurásico Inferior de México y sus Amonitas*, en XX Congreso Geológico Internacional, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, contribución, 393 p.
- Fastovsky, D.E., et al., 1995, *Depositional environments of a Middle Jurassic vertebrate assemblage, Cañón Huizachal, Mexico*, Journal of Vertebrate Paleontology, vol. 15, 561-575 p.
- Fastovsky, O.E., et al., 2005, *Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico*, en Anderson, T.H., Nourse, I.A, McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., *The Mojave Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*, Geological Society of America Special Paper 393, 401-426 p.
- Fischer, A. G., 1986, *Climatic rhythms recorder in strata*, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., núm. 14, 351-376 p.
- Floyd, P.A., Leveridge, B.E. 1987. *Tectonic environment of Devonian Gramscatho basin, South Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones*. Journal of the Geological Society, London, núm. 144, 531–542 p.
- Folk, R. L., Andrews, P. B., Lewis, D. W., 1970, *Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand*, New Zealand, Journal of Geology and Geophysics, vol. 13, núm. 34, 937-968 p.
- Folk R.L., 1980, *Petrology of Sedimentary Rocks*, Austin, Texas, Hemphill Publishing Co., 192 p.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., and Castiglioni, G., 2001, *Petrology of rifted-margin sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen)*, The Journal of Geology, vol. 109, 277–297 p.
- Gehrels, G., 2009, *Software Age Pick*, Arizona LaserChron Center.

- Goldhammer, R. K., 1999, *Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico*, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 340, 58 p.
- Goldhammer, R. K., Johnson, C. A., 2001, *Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim*, in c. Bartolini, C., Buffler, R. T. y Cantú-Chapa, A. Eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum system*: AAPG Memoir, núm. 75, 45-81 p.
- Gómez-Luna, M.E., Cedillo-Pardo, E., Montero, B.C., Gallo-Padilla, I., and Martínez-Cortés, A., 1998, *Un nuevo perfil del Ladiniano-Cárnico Inferior con fauna de amonoideos en La Ballena, Zacatecas, México*, *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, vol. 15, 38-45 p.
- González-León, C.M., 1980, *La Formación Antimonio (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en la Sierra del Álamo, estado de Sonora*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 4, p. 13-18
- Google Maps, 2014, Imagen de Satélite en Línea, en <https://www.google.com.mx/maps/@23.5678224,100.474483,271864m/data=!3m1!1e3>, Consultado 5 de junio 2014.
- Götte, M. 1990, *Halotektonische Deformatioprozesse der Minas Viejas Formation (Ober-Jura) in der Sierra Madre Oriental, Norost México*, Dipl. Geol. Diss. Fachbereich Geowissenschaften und Geographie der Technischen Hochschule Darmstadt: 1-270 p.
- Grimmes, C.B., John, B.E., Kelemen, P.B., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Cheadle, M. J., Hanghoj, K., Schwartz, J.J., 2007, *Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance*, *The Geological Society of America*, vol. 35, núm. 7, 643-646 p.
- Grimmes, C. B., Wooden, J. L., Cheadle, M. J., John, B. E., 2015, *"Fingerprinting" tectono-magmatic provenance using Trace elements in igneous zircon*, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 26 p.
- Gutiérrez-Amador, M., 1908, *Las capas Cárnicas de Zacatecas*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 4, 29-35 p.
- Heim, A., 1926, *Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico)*. *Ecologiae Geol Helvetiae*. Volcánicos 63, 1201-1220 p.
- Heim, A., 1940, *The front range of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale*, *Ecologiae Geol. Helvetia*, vol. 33: 313-362 p.
- Herron, M.M., 1988, *Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data*, *Journal of Sedimentary Petrology*, núm. 58, 820-829 p.
- Hoppe, M., Barboza-Gudiño, J.R., and Schulz, H.M., 2002, *Late Triassic submarine fan in northwestern San Luis Potosí, México—Lithology, facies and diagenesis*: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, v. 2002, p. 705-724.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003, *The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53 p.
- Hoyle, J., Elderfield H., Gledhill, A., And Greaves M., 1984, *The behaviour of the rare earth elements during mixing of river and sea waters*, *Geochimica et Cosmochimica. Acta* 48, 143- 149 p.
- Hubert, J.F., 1962, *A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, 440-450 p.
- Humphrey, W.E., 1956a, *Notes on the Geology of northeast Mexico*, Corpus Christi Geological Society, Annual Meeting, Guidebook, 55 p.
- Humphrey, W.E., 1956b, *Tectonic framework of northeast Mexico*, Gulf Coast Association Geological Society Transactions, vol. VI, 25-35 p.
- Imlay, R.W., 1936, *Geology of the western part of the Sierra de Parras*, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 47, 1091-1152 p.
- Imlay, R. W., 1937, *Geology of the Middle part of the Sierra de Parras*, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 48, 587-630 p.
- Imlay, R.W., 1938, *Studies of the Mexican Geosyncline*, *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 49, 1657-1662 p.
- Imlay, R. W., 1943, *Jurassic formations of the Gulf regions*, *AAPG Bulletin*, vol. 27, 1407-1533 p.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Díaz-González, T.E., 1948, *Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in Eastern México*, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, vol. 32, núm. 9, 1750-1761 p.
- Imlay, R. W., 1952, *Correlations of the Jurassic formations of North America, Exclusive of Canada*, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 63, 953-992 p.
- Jones, N.M., McKee, J.W., Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1995, *Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A posible remanent of a cordilleran magmatic arc*, en Jaques-Ayala, C., González-León, C.M., and Roldán Quintana, J.,

- eds., *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas*, Volume 301: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 301, 179-190 p.
- Kaufman, A. Jay., 2005, *GEOL 342 Sedimentation and Stratigraphy*, Lecture 8: Alluvial fans, disponible en <http://www.geol.umd.edu/~kaufman/ppt/G342_05/24Feb05_lec.doc>, consultado 9 de Julio 2015
- Kellum, L. B., 1936, *Geology of the mountains west of the Laguna District*, Geol. Soc. Amer. Bull., vol.47, 1039-1063 p.
- Kirkland, C.L., Smithies, R.H., Taylor, R.J.M., Evans, N., McDonald, B., 2014, *Zircon Th/U ratios in magmatic environs*, LITHOS, 59 p.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguilón-Robles, A., Jiménez-López, L.S., 1989, *Cartografía Geológica 1: 50,000 de las hojas El Refugio y Mineral El Realito, Estados de San Luis Potosí y Guanajuato*, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, 112, 76 p.
- Lamus-Ochoa, F., Bayona, G. y Cardona, A., 2012, *Uso de minerales pesado en análisis de procedencia sedimentaria (aproximación en Colombia)*, Geología Colombiana, Edición X Semana técnica de Geología e Ingeniería Geológica, vol. 37, núm. 1, 11p.
- Lawton, T. F., Molina-Garza, R.S., 2014, *U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico*, Geological Society of America Bulletin, vol. 126, núm. 9-10, 1181-1199 p.
- López-Infanzón, M., 1986, *Estudio Petrogenético de las Rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas*, Boletín Sociedad Geológica Mexicana, vol. XLVII, 2-38 p.
- López Gallegos, L. U., 2016, *Análisis Sedimentológico de la Formación La Joya (Jurásico Temprano-Medio)*, Sierra de Real de Catorce, S.L.P., Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 112 p.
- Loyola-Martínez, E., 2015, *Datos para la reconstrucción paleoclimática del Jurásico Inferior a Medio en la Mesa Central de México, San Luis Potosí*, Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 82 p.
- Ludwing, K. R., 2012, *Isolot/Ex Version 4.45: A geological toolkit for Microsoft Excel*, Berkeley Geochronology Center, Canada.
- Marsaglia, K.M., Pavia, J.A., and Maloney, S.J., 2007, *Petrology and provenance of Eocene-Albian sandstones and grainstones recovered during ODP Leg 210: implications for passive margin (rift-to-drift) sandstone provenance models*, in Tucholke, B.E., Sibuet, J.-C., and Klaus, A., eds., *Proceedings, Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 210, 1-47p.
- Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F., (2016), *Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review*, Earth-Sci. Rev.
- Mc Gowen, J. H. and Groat C. G., 1971, *Van Horn Sandstone, west Texas: an alluvial fan model for mineral exploration: Bureau of Economic Geology*, University Of Texas at Austin, Austin, Texas, Report of Investigations num. 2, 57 p.
- McLennan, S. M., 1988, *Recycling of the continental crust: Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH)*, vol. 128, 683-724 p.
- 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 et Cosmochimica Acta, vol. 54, 2015-2050 p.
- McLennan, S.M., Hemming, S., Mcdaniel, D.K & Hanson, G.N., (1993), *Geochemical Approaches To Sedimentation, Provenance And Tectonics*, En: Johnsson, M.J. & Basu A. (Eds), *Processes Controlling The Composition Of Clastic Sediments*, Geological Society Of America Special Paper, núm. 284, 21-40 p.
- Meiburg, P., J.R., Chapa-Guerrero, I., Grotehusmann, T. Kustusch, P. Lentzy, H De León-Gómez, M.A. Mansilla-Terán., 1987, *El basamento pre-Cretácico de Aramberri-estructura clave para comprender el decollement de la cubierta Jurásica-Cretácica de la Sierra Madre Oriental, México*, Actas, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 2, 15-20 p.
- Michalzik, D., 1985, *Stratigraphy and Paleogeography of the Northeastern Sierra Madre Oriental, Mexico (Triassic - Lowermost Cretaceous)*, Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, H. 9/10, 1161-1169 p.
- Michalzik, D., 1986, *Stratigraphy and Paleogeographic of the Northeast Sierra Madre Oriental, Mexico (Triassic - Lowermost Cretaceous)*, Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Geology Paleontology, 1, 9/10, 11-19 p.
- Michalzik, D., 1987, *Sedimentación y sucesión de facies en un margen continental pasivo del Triásico al Cretácico temprano del noreste de la Sierra Madre Oriental México*, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, México, 2: 27-31 p.

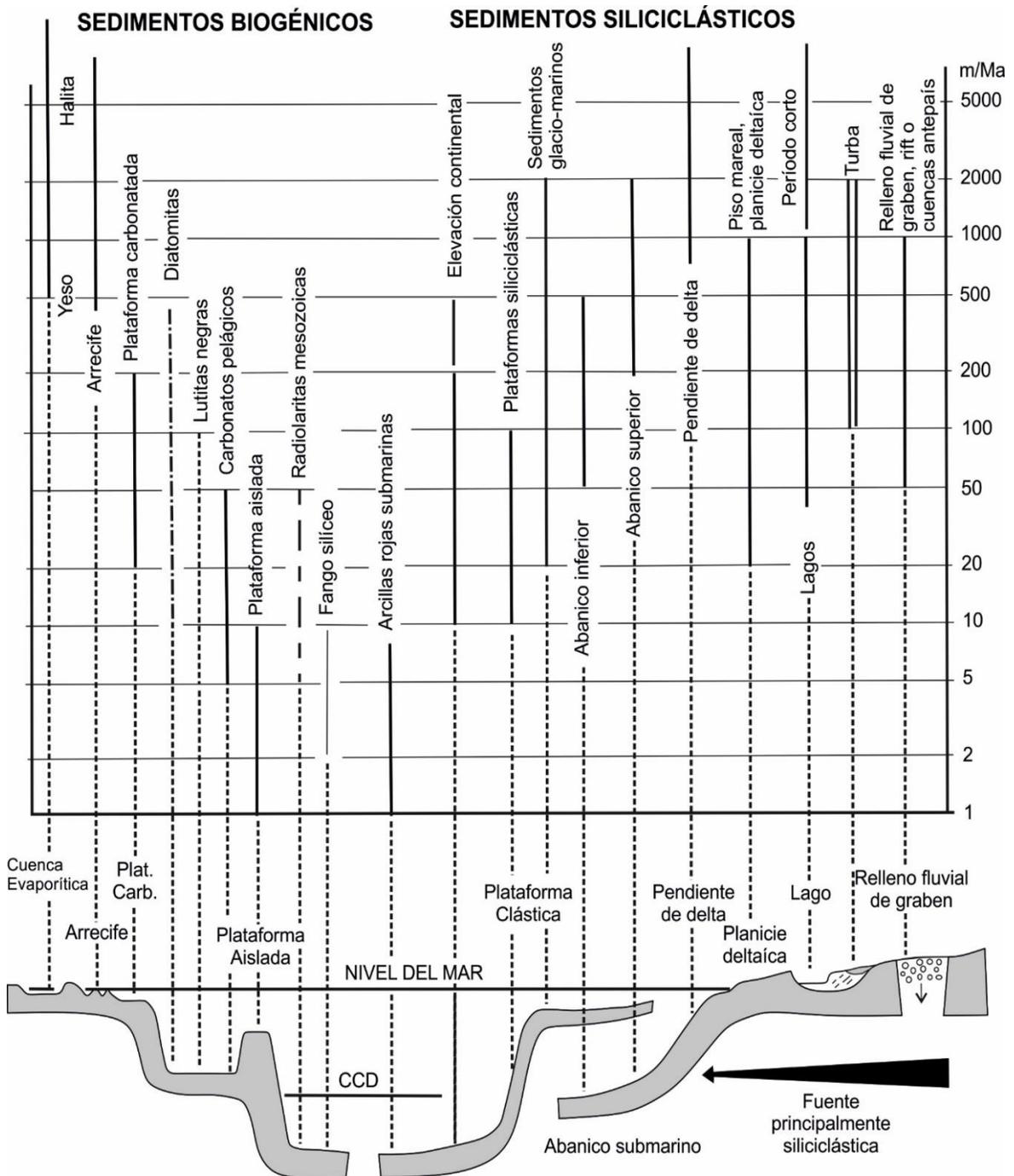
- Michalzik, D., 1988, *Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexico. Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes*. Tesis Doctoral, TH. Darmstad (Alemania), 247 p.
- Michalzik, D., 1991, *Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relations to the early opening of the Gulf of Mexico*, *Sedimentary Geology*, 71, 243-259 p.
- Mixon, R. B., G. E. Murray, and G. T. Díaz, 1959, *Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico*, *AAPG Bulletin*, vol. 43, 757-771 p.
- Mixon, R.B., 1963a, *Geology of the Huizachal red beds, Sierra Madre Oriental, Mexico*, Tesis Doctoral, Louisiana State University, 98 p.
- Montañez-Castro, A., Bustos-Gutiérrez, L. A., 2002, *Carta Geológico-Minera Loreto F14-A71, 1:50000*, Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Montañez-Castro, A., 2007, *Carta Geológico-Minera San José de Raíces G14-C66, 1:50000*, Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Moor, A., 1978, *Geology of the Galeana, Nuevo León area, northeastern Mexico*, Tesis de Maestría, University of Texas at Austin, Austin, Texas.
- Moreira-Rivera, F., Flores-Aguillón, G., Martínez-Rodríguez, L., Palacios-García, R., Chiapa-García, R., Olvera-Campos, A., Perez-Benavidez, A., González-Monsiváis, P., 1998, *Carta Geológica-Minera San Luis Potosí F14-4, escala 1:250 000*: Pachuca, Hidalgo, Mexico, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Morton, A. C., Hallsworth, C. R., 1994, *Identifying provenance specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones*, *Sedimentary Geology*, núm. 90, 241-256 p.
- Morton, A. C., Hallsworth, C. R., 2007, *Stability of detrital heavy mineral during burial diagenesis*. In Mange, M., Wright, d. K., (eds), *Heavy Minerals in use*, *Developments in Sedimentology*, núm. 58, 215-245 p.
- Muir, J.M., 1936, *Geology of the Tampico región. México*, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 280 p.
- Müllerried, F. K. G., 1946, *Geología del estado de Nuevo León*, *Nuevo León Univ. Anales. Inst. Inves. Cient.*, Tomo 1, núm. 2, 54 p.
- Murray, R. W., Buchholtz, T. B., Gerlach, D. C., Russ, G. P. y Jones, D. L., 1991, *Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Miocene Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments*, *Geochimica et Cosmochimica, acta* vol. 55, 1875-1895 p.
- Nasón, F. L. 1909. *Some phenomena of the folding of rock strata*, *Economic Geology*, vol. 4, núm. 5, 421-437 p.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaníz-Álvarez, S. A., Camprubí i Cano, A., 2005, *La Mesa Central de México: estratigrafía y evolución tectónica cenozoica*, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 57, núm. 3, 285-318 p.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2011, *Implicaciones tectonosedimentarias de las intercalaciones clásticas en el límite Jurásico Cretácico del Noreste de México (Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas)*, Linares, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 275 p.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Rubio-Cisneros, I.I., 2013, *Reciclamiento sedimentario: Análisis composicional asociado a discordancias del noreste de México, un ejemplo del Triásico Superior al Cretácico Inferior*, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 65, 553-572 p.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1978, *Geología y Estratigrafía (Cretácico Tardío) del límite suroeste del estado de Nuevo León*, *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*. vol. 24, 258-278 p.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982, *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo y Monterrey, Mexico*, Tesis Doctoral, Austin, University of Texas. 217 p.
- Pantoja-Alor, J., 1972, *La Formación Nazas del levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango*, en *Segunda Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana*, *Memorias*, 25-31 p.
- Patton, C. P., Alexander, Ch. S., Kramer, F. L., 1970, *Physical Geography*, Wadsworth, Belmont, California.
- PEMEX, 1988b, *Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico*, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, 229 p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1972). *Sand and sandstone*. Springer Science & Business Media., 552p
- Perez Casillas, I. G., 2015, *Características petrográficas y granulométricas de la Formación La Joya en el Noreste de México como herramientas de correlación e interpretación del régimen tectónico durante el Jurásico Medio*, Trabajo Recepcional, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 83 p.
- Pérez-Rul, F. A. M., 1967, *Resumen de la Geología de la Hoja Viesca 13R (5) escala 1:100 000*, México, D.F., Universidad

- Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México Serie de 1:100 000.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, UK. 352 p.
- Romo-Ramírez, J. R., Zárate-López, J., García-Ortiz, M., 2010, *Carta Geológica-Minera Ciudad Victoria F14-A29*, 1:50000, Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Roser, B. P., Korsch, J., 1985, *Plate tectonic sand Geochemical composition of sandstones: a discussion*, Journal of Geology, vol. 93, 81-84 p.
- Roser, B.P. & Korsch, R.J. (1986) *Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio* Journal of Geology vol 94, 635-650 p.
- Rubio-Cisneros, I.I., 2008, *Análisis geoquímico y petrográfico de areniscas de las Formaciones Huizachal y La Joya (Triásico Superior - Jurásico Inferior), NE de México*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 121 p.
- Rubio-Cisneros, I.I., Lawton, T.F., 2011, *Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle del Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to cristal extensión*, Geosphere, 7, 159-170 p.
- Rubio-Cisneros, I.I., Ramírez-Fernández, J.A., and García-Obregón, R., 2011, *Análisis preliminar de procedencia de rocas clásticas jurásicas del Valle de Huizachal, Sierra Madre Oriental: Influencia del vulcanismo sinsedimentario y el basamento cristalino*, in Montalvo-Arrieta, J.C., Chávez-Cabello, G., and Velasco-Tápia, F., eds., *Avances y paradigmas de la tectónica y la historia geológica del Noreste de México*, Boletín de la Sociedad Geológica de México, vol. 63, 137-15 p.
- Rubio-Cisneros, I.I., 2012, *Análisis de procedencia de las Formaciones El Alamar, La Boca y La Joya, Noreste de Mexico (Triásico Tardío-Jurásico Medio)*, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, , 217 p.
- Rueda-Gaxiola, J., Minero, M., and Uribe, G., 1991, *Las condiciones de depósito, tectónicas, climáticas y diagenéticas del Alogrupo La Boca (Anticlinorio de Huizachal-Peregrina) a partir del análisis de Difracción y Fluorescencia de Rayos X*, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, México, vol. 6, 207-209 p.
- Rueda-Gaxiola, J., Zorrilla, O., Pliego Vidal, E., Del Valle, A., Brito Arias, M., Guerrero Muñoz, M., Minero, M. y Uribe, G., 1992, *Investigación palinoestratigráfica, petrológica y geoquímica del alogrupo Los San Pedros y de las Rocas Encajonantes, al oriente de la Sierra Madre, en el norte de Veracruz y sur de Tamaulipas*, Proyecto CAO-351 0 Subdirección Tecnología de Exploración IMP, 210 p.
- Rueda-Gaxiola, J.M., Dueñas, M.A. & Rodríguez-Benítez, J.L., 1993, *Los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla: Dos Partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar*, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, México. XLIII/ 1: 1-33 p.
- Rueda-Gaxiola, J., López-Ocampo, E., Dueñas, M. A., Rodríguez, J. L., Torres-Rivero, A., 1999, *Palynostratigraphical method: Basis for defining stratigraphy and age of the Los San Pedros allogroup, Huizachal-Peregrina Anticlinorium*, Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 340, 229-269 p.
- Salvador, A., 1987, *Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, vol. 71, 419-451 p.
- Salvador, A., 1991, *The Gulf of Mexico basin*, Volume J: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, 568 p.
- Seemes, D.R., 1921, *Cretaceous Section exposed at El Huizachal central Tamaulipas*, Informe Geológico, PEMEX (Inédito).
- Servicio Geológico Mexicano, *Arenisca Alamitos* [en línea], en *Léxico Estratigráfico de México*: Servicio Geológico Mexicano, <<http://portal.sgm.gob.mx/lexico/Arenisca-Alamitos.pdf>>, consultado 24 marzo 2014.
- Siever, R., 1979, *Plate tectonic controls on diagenesis*, Journal of Geology, v. 87, 127-155 p.
- Silva-Pineda, A., and Buitrón-Sánchez, B.E., 1999, *Mesozoic redbed floras in east-central Mexico and their stratigraphic relationships with marine beds*, en Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., *Mezozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, Geological Society of America, Special Paper, 340, 161-170 p.
- Silva-Romo, G., 1993, *Estudio de la Estratigrafía y Estructuras Tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas*, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Postgrado, 139 p.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., Hames, W. E., 2003, *990 and 1100 Ma*

- Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen*, Tectonophysics, 26 p.
- Soto-Araiza, R. G., López-Ojeda, J. A., 2000, *Carta Geológico-Minera Charcas F14-A43*, 1:50000, Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The continental crust: Its composition and evolution*, Blackwell, Oxford, 312 p.
- Torres-Vargas, R., Ruiz, J., Murillo-Muñetón, G. y Grajales-Nishimura, J. M., 1993, *The Paleozoic magmatism in Mexico: evidences for the shift from Circum-Atlantic to Circum-Pacific tectonism*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, México, Proceedings, 154-155 p.
- Tristán-González, M., 1986, *Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, Mexico*: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, 107, 91 p.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1994, *Geología de la Sierra de Charcas, Estado de San Luis Potosí, México*, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 11, núm. 2, 117-138 p.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., 1999, *Carta Geológica Minera Santa Isabel F14-A44*, 1:50000, Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Vanegas-Rodríguez, G., 2007, *El Jurásico Temprano de la sierra de Catorce, San Luis Potosí, Mexico*; Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 110 p.
- Vanegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J.R., and López-Doncel, R.A., 2009, *Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí*, Revista Mexicana De Ciencias Geológicas, vol. 26, 466-481 p.
- Vera-Torres, J. A., 1994, *Estratigrafía: Principios y Métodos*, Editorial Rueda, Madrid, 829 p.
- Villarreal-Fuentes, J., 2007, *Depósitos de Celestina en la zona de los alamos, Estado de Coahuila; un ejemplo de mineralización del tipo mvt*: México, D.F., Centro de geociencias, campos Juriquilla, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 77 p.
- Weber, R., 1997, *How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, México*, Revista Mexicana De Ciencias Geológicas, vol. 14, 225-243 p.
- Wengler, M., 2014, *Provenance analysis of Triassic and Jurassic sediments in NE Mexico*, Tesis de Maestría, Georg-August-Universität Göttingen, 139 p.
- Wilson, J. L., 1990, *Basament structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico: A review*, in Tucker, M., Wilson, J. L., Crevello, P. D., Sarg, J. F., (eds.), Carbonate platforms, facies, sequences and evolution, International Association of Sedimentologists Special Publication 9, 235-255 p.
- Zavala-Monsiváis, A., 2008, *Procedencia de los sedimentos siliciclasticos del Triásico Superior en el centro y noreste de México*, Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 121p.
- Zavala-Monsiváis, A., Barboza-Gudiño, J. R., Valencia, V. A., Rodríguez-Hernández, S. E., García Arreola, M. E., 2009, *Las sucesiones volcánicas pre-Cretácicas en el noreste de México*; Unión Geofísica Mexicana, GEOS, vol. 29, núm. 1, resúmenes de la reunión anual nov. 2009, Puerto Vallarta Jalisco., 53 p.
- Zavala-Monsiváis, A., Barboza-Gudiño, J. R., Velasco-Tapia, F., García-Arreola, M. E., 2012, *Sucesión volcánica Jurásica en el área de Charcas, San Luis Potosí: Contribución al entendimiento del Arco Nazas en el noreste de México*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana vol. 64, núm. 3, 277-293 p.

ANEXOS

Anexo 1. Tasas de sedimentación en varios ambientes de depósito, dominados por sedimentos alóctonos, siliciclásticos o sedimentos autóctonos y/o materiales biogénicos (Tomado de Einsele, 1992).



**Anexo 2. Valores obtenidos del conteo de puntos en areniscas de grano medio a grueso.
Tabla 7 Resultados del conteo de puntos realizado en este trabajo.**

Muestra/Área			JOR-13-2	JOR-13-3	LB-3	LB-09-31	COR-14-1	COR-14-2	COR-14-3	RC-14-3	MRC-50-1a	MRC-50-1b	RC-PTR-28b	RC-07-02	CH-13-12	CH-13-14-c	CH-13-22	CH-13-26
			El Jordan			La Ballena			Coronado			Real de Catorce				Charcas		
Q	Qmr	Cuarzo monocristalino con extinción recta <5	146	79	141	223	99	114	123	236	95	199	91	238	40	60	134	123
	Qmo	Cuarzo monocristalino con extinción recta >5	43	32	154	18	145	193	239	71	226	148	225	78	31	146	158	75
	Qp2-3	Cuarzo policristalino con 2-3 cristales	11	6	49	12	29	11	14	22	23	17	43	21	5	18	16	2
	Qp>3	Cuarzo policristalino con mas de 3 cristales	55	45	45	35	88	75	93	87	69	100	94	79	13	99	63	18
F	Fs	Feldespatos	52	122	57	130	25	47	9	31	5	22	3	3	164	74	18	153
	Ps	Plagioclasa	15	15	46	60	0	3	0	26	0	1	0	1	113	28	34	88
L	LvFel	Lítico vol. Felsítico	122	147	31	63	79	44	39	54	70	27	3	133	15	49	51	13
	LvMic	Lítico vol. Microlítico	37	31	1	0	22	1	0	16	0	1	0	4	88	20	11	44
	LvLat	Lítico vol. <i>Lathwork</i>	2	3	0	0	4	0	0	0	0	1	0	2	0	1	0	7
	LvV	Lítico vol. Vítreo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	LVTob	Lítico vol. Tobáceo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	LsA	Lítico sed. Arenisca	2	0	11	0	4	0	0	0	0	1	0	0	0	2	3	4
	Lmp ₂	Lítico m. pelítico 2	0	0	0	0	0	0	0	4	3	5	0	0	0	7	8	0
	Lmp ₃	Lítico m. pelítico 3	1	0	0	0	0	2	0	6	2	5	0	3	0	0	0	0
	LpM	Lítico plutónico Mirmequítico	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Ch	Chert	5	0	2	4	2	3	0	2	10	6	3	0	11	15	12	4
TOTAL			486	480	535	541	495	490	517	553	493	527	459	562	469	504	496	527

Tabla 8 Resultados del conteo de puntos realizado por Wengler (2014)

Muestra/Área			LaB A1	Cha B6	Cha B7	Cha B8	Cha B10	Cha B11	RdC C11	RdC C12	RdC C13
			La Ballena			Charcas			Real de Catorce		
Q	Qm	Cuarzo monocristalino	33	85	265	254	213	190	250	230	218
	Qp	Cuarzo policristalino	141	47	19	29	52	40	48	42	58
F	Fs	Feldespatos totales	30	113	34	21	8	75	32	32	33
L	Lv	Lítico volcanicos	60	100	21	43	88	72	46	26	6
	Ls	Lítico sedimentarios	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Lm	Lítico metamorfoico	47	0	5	7	11	10	20	0	0
TOTAL			311	345	344	354	372	387	396	330	315

Tabla 9 Resultados del conteo de puntos realizado por Almaraz-Martínez (2016)

Muestra/Área			CH-15-4	CH-15-5	CH-15-8B	CH-15-7A	CH-15-7B	CH-15-13A	CH-15-13B	CH-15-15	CH-15-21	CH-15-22	CH-15-23A	CH-15-23B	CH-15-35	CH-15-44
			Charcas													
Q	Qm	Cuarzo monocristalino	293	350	344	70	300	280	318	285	178	275	230	216	280	212
	Qp	Cuarzo policristalino	81	65	34	64	96	72	82	138	102	105	168	156	72	69
F	Fs	Feldespatos totales	5	24	10	32	10	19	21	27	72	18	2	1	32	20
L	Lv	Lítico volcánicos	0	15	20	72	17	14	17	21	55	38	18	23	11	13
	Ls	Lítico sedimentarios	19	18	31	15	15	1	2	8	20	30	3	5	4	7
	Lm	Lítico metamórfico	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL			398	474	440	253	438	386	440	479	427	466	421	401	399	321

Tabla 10 Valores recalculados del conteo de puntos tomado de Almaraz-Martínez (2016) y Wengler (2014)

Muestra/Diagrama	QFL			QmFLt		
	Q%	F%	L%	Qm%	F%	Lt%
CH-15-4	94	1	5	74	1	25
CH-15-5	88	5	7	74	5	21
CH-15-8B	86	2	12	78	2	20
CH-15-7A	53	13	34	28	13	59
CH-15-7B	90	2	8	69	2	29
CH-15-13A	91	5	4	73	5	22
CH-15-13B	91	5	4	72	5	23
CH-15-15	88	6	6	59	6	35
CH-15-21	66	17	17	42	17	41
CH-15-22	82	4	14	59	4	37
CH-15-23A	95	1	4	55	1	44
CH-15-23B	93	1	6	54	1	45
CH-15-35	88	8	4	70	8	22
CH-15-44	88	6	6	66	6	28
LaB A1	56	10	34	11	10	79
Cha B6	38	32	30	25	33	42
Cha B7	83	10	7	77	10	13
Cha B8	80	6	14	72	6	22
Cha B10	72	2	26	57	2	41
Cha B11	59	19	22	49	19	32
RdC C11	75	8	17	63	8	29
Rdc C12	82	10	8	70	10	20
RdC C13	88	10	2	69	10	21

Anexo 3. Resultado del análisis geoquímico.

Tabla 11 Valores del análisis geoquímico de elementos traza y tierras raras de este estudio.

	<i>Charcas</i>				<i>Cañon La</i>	<i>Sierra de Coronado</i>		
	<i>Boca</i>							
	CH-13-14	CH-13-26	CH-13-22a	CH-13-22b	CH-13-24	CLB-16-1	COR-14-2	COR-14-3
Sc	8	12	19	10	12	5	6	4
V	71	90	120	86	94	35	41	32
Ba	1020	717	1330	765	444	444	6420	221
Sr	66	180	59	101	41	76	684	50
Y	14	12	29	17	22	13	17	11
Zr	124	154	305	182	162	167	165	55
Cr	170	70	70	70	140	290	110	20
Co	5	9	12	13	9	4	1	3
Ni	20	20	30	30	30	20	20	20
Cu	20	10	10	10	40	10	10	20
Zn	30	280	200	200	120	30	30	60
Rb	78	72	198	91	122	68	39	42
Nb	4	5	12	6	6	5	4	2
Cs	19	19.8	43.2	21.4	23.6	5	8	9.4
Hf	3.2	4.1	9.6	5	4.5	4.5	4	1.6
Ta	0.6	0.5	1.1	0.7	0.8	1	0.4	0.4
Tl	0.2	0.3	0.6	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2
Pb	5	5	9	10	6	5	6	5
Th	3.9	3.4	9.3	5.3	6.5	7.9	3	2.1
U	1	1	2.4	1.8	1.9	1.7	0.9	0.7
La	29.1	10.4	19.5	21.9	22.2	18.1	17.6	44.5
Ce	40.8	20	43	44.3	45.5	37.3	33.8	68.1
Pr	4.88	2.67	5.05	5.2	5.62	4.17	4.92	6.5
Nd	19.5	10.8	20.2	20.9	22.5	15.7	19.6	23.2
Sm	4	2.4	4.7	4.4	4.8	3.3	4.2	4.3
Eu	1.07	0.76	1.13	0.92	1.14	0.68	0.92	1.07
Gd	3.6	2.2	4.9	3.9	4.5	2.8	3.8	3.3
Tb	0.5	0.4	0.8	0.6	0.7	0.4	0.6	0.5
Dy	3.1	2.2	5.1	3.6	4.2	2.8	3	2.4
Ho	0.6	0.4	1	0.7	0.8	0.6	0.6	0.4
Er	1.6	1.3	3	1.9	2.4	1.7	1.6	1
Tm	0.23	0.2	0.44	0.32	0.35	0.26	0.22	0.14
Yb	1.4	1.3	3	2.1	2.4	1.9	1.5	0.8
Lu	0.23	0.2	0.48	0.34	0.37	0.3	0.25	0.13
Eu/Eu*	0.861688	1.0107508	0.7195797	0.7495928	0.6786981	0.6836288	0.7037507	0.8680406

Tabla 12 Valores del análisis geoquímico de elementos traza y tierras raras de este estudio (continuación).

	<i>Valle de Huizachal</i>	<i>El Jordán</i>		<i>La Ballena</i>	<i>Cañon de Peregrina</i>		<i>Real de Catorce</i>	
	HZ-4	JOR-13-1	JOR-13-2	LB-09-31	PRG-14-7	PRG-14-9	RC-13-50	RC-13-35
Sc	15	16	17	7	11	14	19	15
V	94	118	128	45	63	112	151	124
Ba	624	1703	768	548	369	855	864	715
Sr	69	133	27	68	45	19	28	37
Y	31	25	29	25	23	18	32	36
Zr	240	172	204	255	192	98	174	168
Cr	60	100	140	210	40	360	100	90
Co	13	13	12	3	10	11	11	12
Ni	20	40	60	20	20	60	40	50
Cu	10	10	10	10	10	10	10	10
Zn	80	90	40	30	30	30	30	30
Rb	89	221	279	80	50	58	188	156
Nb	9	11	9	5	5	4	12	9
Cs	4.5	41.9	40	4.1	6.7	3.7	22.2	16.8
Hf	6.7	5.5	5.6	7.1	5.1	2.7	5.4	5.1
Ta	1.1	1.1	1	0.8	0.5	0.6	1.1	0.9
Tl	0.4	0.9	1.2	0.4	0.2	0.3	0.9	0.8
Pb	16	10	12	11	8	5	5	5
Th	9.7	10.4	9.2	9.5	4.9	4.5	10.7	9.1
U	2.7	2.7	3.2	2.2	1.7	1.2	2.5	2.3
La	26.6	34.6	31.9	22.9	18.8	17	45.9	147
Ce	56.4	67.1	59	51.9	37.6	36.4	70.6	16.8
Pr	6.68	7.64	7.72	5.11	4.79	4.33	11.9	29.9
Nd	26.5	28.7	29.8	19.1	19	17.1	46.3	109
Sm	5.8	5.7	6.6	4.3	4	3.4	9.2	16.9
Eu	1.22	1.28	1.38	0.91	0.9	0.8	2.05	3.37
Gd	5.4	5.6	6.1	4.1	3.9	3.2	8	11.4
Tb	0.9	0.9	1	0.7	0.7	0.5	1.2	1.6
Dy	5.6	5.3	5.9	4.4	4.1	3.4	6.6	8.4
Ho	1.1	1.1	1.1	0.9	0.8	0.7	1.2	1.5
Er	3.2	3.2	3.2	2.7	2.4	2	3.5	4.2
Tm	0.49	0.47	0.49	0.41	0.37	0.31	0.52	0.61
Yb	3.2	3	3.1	2.9	2.5	2.2	3.3	3.9
Lu	0.52	0.47	0.49	0.48	0.39	0.32	0.5	0.61
Eu/Eu*	0.66618738	0.69235	0.6646449	0.662312	0.69635	0.741179	0.7302346	0.7419618

Tabla 13 Valores obtenidos del análisis geoquímico de roca total para elementos mayores, tomado de Wengler (2014).

	<i>Charcas</i>					<i>Real de Catorce</i>			
	Cha B6	Cha B7	Cha B8	Cha B10	Cha B11	RdC C8	RdC C11	RdC C12	RdC C13
SiO ₂	63.76	61.79	67.51	63.67	61.12	62.58	72.77	71.72	74.97
Al ₂ O ₃	17.05	15.27	16.5	16.19	15.28	13.54	10.7	10.21	10.09
Fe ₂ O ₃	4.53	5.84	3.29	4.11	3.23	5.67	5.22	4.82	5.45
MnO	0.05	0.04	0.03	0.04	0.09	0.13	0.02	0.14	0.04
MgO	0.88	1.23	1.38	1.21	1.53	2.63	0.41	1.7	1.52
CaO	1.66	3.02	0.79	2.33	5.2	4.12	0.21	2.4	0.48
Na ₂ O	3.85	2.94	4.46	4.33	4.29	0.19	0.09	1.1	0.04
K ₂ O	2.57	3.46	2.15	2.29	1.9	3.2	3.33	2.2	2
TiO ₂	0.71	0.84	0.52	0.73	0.61	0.78	0.98	0.53	0.41
P ₂ O ₅	0.14	0.17	0.17	0.15	0.11	0.1	0.16	0.13	0.07
LOI	1.6997	2.5986	0.9539	1.9227	3.9724	3.8473	1.5583	2.096	1.1124
Total	96.8997	97.1986	97.7539	96.9727	97.3324	96.7873	95.4483	97.046	96.1824

Tabla 14 Valores obtenidos del análisis geoquímico de roca total para elementos traza y tierras raras, tomado de Wengler (2014).

	<i>Charcas</i>					<i>Real de Catorce</i>			
	Cha B6	Cha B7	Cha B8	Cha B10	Cha B11	RdC C8	RdC C11	RdC C12	RdC C13
Ba	1459	1413	686	1977	832	278	18294	830	312
Sr	239	194	493	322	279	127	278	75	16
Y	19.6	24	25.8	19.5	26.3	25.6	15.6	36.8	17.7
Zr	166	182	243	179	174	189	271	210	130
Cr	55	62	13	84	80	222	69	43	32
Co	6	7	6	8	7	12	4	6	9
Ni	14	22	6	20	15	66	27	30	23
Cu	0	14	0	7	6	0	2	0	17
Zn	117	67	70	201	240	25	11	11	30
Rb	104	123	78	79	67	140	143	96	95
Nb	10	12	12	9.5	8.4	11.1	9.7	8.7	7.4
Hf	4.5	4.8	5.5	4.9	4.7	5	4	4.9	3.4
Pb	8.1	12.2	6.4	9.3	6.3	3	2.6	3.7	4
Th	6	6	7.1	4.7	2.9	7.9	6.4	6	5
U	1.3	1.6	1.8	1.4	1	1.8	1.2	1.5	1.5
La	27	24	23	21	22	24	19	23	15
Ce	47	47	46	38	42	49	25	41	34
Mo	0.7	1.1	0.6	1	1	0.8	0.3	0.8	1.3
Nd	22.3	24.9	26.6	18.3	20.2	26.9	8.2	23.8	17.1
Sm	4.6	5.4	6.3	3.9	4.8	5.9	0.5	5.8	4.3
Ga	18	16	18	18	15	17	8	9	8
Yb	1.9	2	3.2	2.2	3.4	2.7	1.1	2.6	1.5

Anexo 4 Resultados del análisis geocronológico de circones detríticos.

Tabla 15 Valores obtenidos del análisis U-Pb de la muestra RC-L-1

	Relaciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)									
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± %	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	± %	Error corr.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± Ma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± Ma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± Ma	Best age (Ma)	± Ma
RCL1-1	230	121	0.5261	0.071	0.004	1.637	0.077	0.1666	0.0036	0.0522	0.0029	0.3618	993	20	983	29	960	120	993	20
RCL1-2	404	315	0.7797	0.0948	0.0048	3.19	0.15	0.2501	0.0066	0.0227	0.0017	0.6404	1439	34	1453	36	1521	95	1521	34
RCL1-3	861	50	0.0581	0.0586	0.003	0.712	0.029	0.0875	0.0018	0.0192	0.004	0.4856	541	11	546	17	550	120	541	11
RCL1-4	803	238	0.2964	0.0747	0.0038	1.795	0.067	0.1741	0.0035	0.0479	0.003	0.1695	1035	19	1043	24	1060	100	1035	19
RCL1-5	989	423	0.4277	0.0513	0.0035	0.188	0.011	0.0266	0.00069	0.0093	0.00057	0.22	169.3	4.3	174.7	9.6	240	150	169.3	4.3
RCL1-6	62	39	0.6290	0.076	0.043	0.293	0.043	0.0285	0.0049	0.0430	0.0046	0.0043	484	42	257	34	940	380	484	42
RCL1-7	282	430	1.5248	0.0535	0.0046	1.278	0.024	0.0378	0.0013	0.0076	0.00052	0.4409	239.4	8.1	248	19	330	180	239.4	8.1
RCL1-8	833	266	0.3193	0.0715	0.0036	1.47	0.057	0.1487	0.0028	0.0358	0.0022	0.1970	893	16	919	22	970	100	893	16
RCL1-9	211	67	0.3175	0.0746	0.0041	1.718	0.076	0.1684	0.0037	0.0465	0.0031	0.446	1003	20	1018	27	1060	120	1003	20
RCL1-10	147	109	0.7415	0.0561	0.0052	0.412	0.034	0.0549	0.0016	0.0204	0.0015	0.0970	344.6	9.5	352	25	390	200	344.6	9.5
RCL1-11	221	85	0.3846	0.0784	0.0041	2.165	0.085	0.1986	0.0039	0.0610	0.0035	0.3449	1168	21	1172	26	1160	100	1168	21
RCL1-12	101	122	1.2079	0.0775	0.0049	2.08	0.1	0.1920	0.0048	0.0577	0.0032	0.1320	1132	26	1138	34	1140	120	1132	26
RCL1-13	1100	62	0.0564	0.0691	0.0035	1.308	0.054	0.1375	0.0027	0.0378	0.0028	0.8307	830	15	849	24	900	110	830	15
RCL1-14	126	118	0.9365	0.1121	0.0063	5.2	0.23	0.3356	0.0077	0.0971	0.0056	0.0576	1870	36	1851	37	1820	100	1820	36
RCL1-15	1710	1183	0.6918	0.0585	0.0033	0.532	0.025	0.0680	0.0017	0.0188	0.0012	0.4597	424	10	433	17	540	120	424	10
RCL1-16	122	43	0.3525	0.054	0.012	0.198	0.026	0.0281	0.0012	0.0096	0.0014	-0.1494	178.5	7.4	185	20	140	280	178.5	7.4
RCL1-17	314	119	0.3790	0.0518	0.0035	0.354	0.019	0.0495	0.0012	0.0159	0.0012	0.0390	311.3	7.2	307	15	260	150	311.3	7.2
RCL1-18	283	121	0.4276	0.0735	0.0039	1.872	0.082	0.1824	0.0039	0.0553	0.0031	0.4276	1082	20	1072	30	1030	110	1082	20
RCL1-19	568	278	0.4894	0.0916	0.0045	3.21	0.12	0.2536	0.0047	0.0705	0.0037	0.4391	1457	24	1458	28	1456	93	1456	24
RCL1-20	550	253	0.4600	0.0503	0.0033	0.198	0.012	0.0289	0.00061	0.0089	0.00059	0.2400	183.9	3.8	183	10	210	140	183.9	3.8
RCL1-21	220	81	0.3682	0.082	0.0043	2.5	0.1	0.2212	0.0047	0.0674	0.004	0.0658	1288	25	1274	27	1240	110	1288	25
RCL1-22	313	139	0.4441	0.0812	0.0042	2.32	0.1	0.2082	0.0046	0.0539	0.0049	0.6218	1222	23	1220	31	1230	100	1222	23
RCL1-23	311	80	0.2572	0.0715	0.0037	1.646	0.069	0.1652	0.0032	0.0500	0.0029	0.1522	985	17	992	25	960	110	985	17
RCL1-24	340	112	0.3294	0.0811	0.0042	2.393	0.094	0.2133	0.0039	0.0633	0.0035	0.1738	1246	21	1242	29	1220	100	1246	21
RCL1-25	533	129	0.2420	0.0707	0.0036	1.563	0.062	0.1598	0.0029	0.0482	0.0026	0.1647	956	16	955	24	950	110	956	16
RCL1-26	222	74	0.3333	0.0755	0.0043	2.103	0.097	0.2007	0.0041	0.0616	0.0039	0.0004	1179	22	1148	31	1070	110	1179	22
RCL1-27	783	81	0.1034	0.0705	0.0035	1.51	0.058	0.1561	0.0027	0.0481	0.0028	0.0989	935	15	934	23	940	100	935	15
RCL1-28	699	59	0.0844	0.0647	0.0034	1.085	0.047	0.1217	0.0025	0.0688	0.0059	0.6611	741	14	745	23	760	110	741	14
RCL1-29	276	313	1.1341	0.0583	0.0038	0.547	0.032	0.0690	0.0019	0.0094	0.00075	0.1693	430	12	445	20	540	150	430	12
RCL1-30	230	148	0.6435	0.0507	0.0051	0.186	0.017	0.0263	0.00081	0.0086	0.00064	0.1972	167.3	5.1	172	15	220	200	167.3	5.1
RCL1-31	280	154	0.5500	0.0495	0.0037	0.268	0.017	0.0390	0.0011	0.0127	0.00094	-0.0952	246.3	6.9	240	14	170	170	246.3	6.9
RCL1-32	749	99	0.1322	0.0826	0.0041	2.439	0.091	0.2139	0.0038	0.0704	0.0042	0.2339	1249	20	1255	26	1264	98	1249	20
RCL1-33	174	170	0.9770	0.0761	0.0052	1.77	0.11	0.1703	0.0038	0.0400	0.0028	0.1102	1013	21	1038	39	1080	140	1013	21
RCL1-34	65	26	0.4000	0.07	0.0055	1.67	0.11	0.1692	0.0049	0.0521	0.0034	0.0300	1007	27	989	42	980	160	1007	27
RCL1-35	536	284	0.5299	0.0537	0.0033	0.372	0.019	0.0510	0.0011	0.0152	0.00098	0.2188	320.5	6.8	323	15	330	140	320.5	6.8
RCL1-36	90	52	0.5778	0.0797	0.0047	2.27	0.11	0.2065	0.0045	0.0586	0.0037	-0.0136	1210	24	1200	34	1180	120	1210	24
RCL1-37	92	56	0.6087	0.0651	0.0087	0.253	0.031	0.0287	0.0012	0.0105	0.00091	0.0731	182.1	7.8	226	25	590	280	182.1	7.8
RCL1-38	224	174	0.7768	0.0783	0.0043	2.15	0.11	0.1971	0.0061	0.0565	0.0031	0.5718	1159	33	1163	35	1170	110	1159	33
RCL1-39	465	253	0.5441	0.0834	0.0043	2.74	0.11	0.2368	0.0045	0.0720	0.0038	0.0424	1370	23	1339	29	1280	100	1370	23
RCL1-40	435	47	0.1080	0.0774	0.0039	2.186	0.086	0.2013	0.0039	0.0709	0.0051	0.4141	1182	21	1176	27	1130	100	1182	21
RCL1-41	218	199	0.9128	0.0802	0.0043	1.933	0.083	0.1761	0.0037	0.0175	0.0011	0.4042	1045	20	1091	28	1200	110	1045	20
RCL1-42	282	118	0.4184	0.0502	0.0036	0.182	0.013	0.0263	0.00066	0.0084	0.00065	0.4147	167.6	4.2	169	11	180	150	167.6	4.2
RCL1-43	620	399	0.6435	0.0554	0.0031	0.567	0.025	0.0742	0.0014	0.0219	0.0012	0.1369	461.1	8.4	456	16	430	120	461.1	8.4
RCL1-44	224	139	0.6205	0.055	0.0033	0.585	0.029	0.0766	0.0019	0.0220	0.0013	-0.1393	476	11	469	20	450	150	476	11
RCL1-45	114	48	0.4211	0.0735	0.0044	1.619	0.083	0.1634	0.0037	0.0520	0.0039	0.1321	976	21	981	31	1010	130	976	21
RCL1-46	30	10	0.3333	0.0607	0.006	0.91	0.079	0.1058	0.0042	0.0364	0.0033	0.1909	648	25	655	44	640	200	648	25
RCL1-47	65	61	0.9385	0.0731	0.005	1.797	0.096	0.1804	0.0049	0.0535	0.0031	0.1338	1069	27	1047	37	1000	140	1069	27
RCL1-48	382	113	0.2958	0.0671	0.0037	0.951	0.064	0.1024	0.0041	0.0087	0.0013	0.816	628	24	683	31	850	130	628	24
RCL1-49	202	105	0.5198	0.0524	0.0044	0.203	0.017	0.0288	0.00072	0.0100	0.00081	0.4310	182.9	4.5	187	14	260	180	182.9	4.5
RCL1-50	318	221	0.6950	0.0652	0.0038	0.744	0.037	0.0831	0.0017	0.0098	0.00095	0.2444	514.4	9.9	564	22	770	120	514.4	9.9
RCL1-51	75	60	0.8000	0.0568	0.0055	0.619	0.048	0.0809	0.0021	0.0254	0.0017	-0.2759	501	12	486	30	430	200	501	12
RCL1-52	189	103	0.5450	0.1056	0.0053	4.4	0.17	0.3034	0.0063	0.0860	0.0047	0.6611	1708	31	1711	32	1730	98	1730	31
RCL1-53	278	256	0.9209	0.1585	0.0079	9.57	0.35	0.4422	0.0086	0.1117	0.006	0.3267	2360	38	2397	38	2438	85	2438	38
RCL1-54	586	102	0.1741	0.0748	0.0037	1.897	0.071	0.1855	0.0036	0.0544	0.003	0.0341	1097	19	1080	25	1070	100	1097	19
RCL1-55	70	28	0.4000	0.0525	0.0073	0.319	0.037	0.0437	0.0018	0.0136	0.0017	0.0091	276	11	283	30	280	270	276	11
RCL1-56	129	54	0.4186	0.0822	0.0047	2.37	0.11	0.2093	0.0047	0.0615	0.0039	0.2080	1225	25	1232	33	1240	110	1225	25
RCL1-57	44	17	0.3864	0.0787	0.0052	2.12	0.12	0.1962	0.0043	0.0561	0.0049	-0.0299	1155	23	1149	40	1150	140	1155	23
RCL1-58	156	135	0.8654	0.0681	0.0078	0.256	0.025	0.0281	0.00095	0.0106	0.00079	0.0687	178.4	6	230	20	780	240	178.4	6
RCL1-59	365	78	0.2137	0.0601	0.004	0.74	0.033	0.0903	0.0022	0.0275	0.0023	0.1145	557	13	562					

Tabla 16 Valores obtenidos del análisis U-Pb de la muestra RC-L-1 (continuación)

	Relaciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)									
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± %	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	± %	Error corr.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± Ma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± Ma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± Ma	Best age (Ma)	± Ma
RCL1-65	90	34	0.3778	0.0786	0.0048	2.006	0.097	0.1878	0.0045	0.0545	0.0041	0.187	1109	24	1120	34	1170	120	1109	24
RCL1-66	432	203	0.4699	0.0772	0.0039	2.083	0.079	0.1962	0.0036	0.0588	0.0031	0.0314	1155	19	1142	26	1120	100	1155	19
RCL1-67	49	56	1.1429	0.0705	0.0065	0.689	0.08	0.0710	0.0047	0.0198	0.0029	0.6071	441	28	535	42	890	200	441	28
RCL1-68	278	38	0.1367	0.082	0.0045	2.43	0.1	0.2162	0.0056	0.0740	0.0067	0.3237	1262	30	1250	31	1240	110	1262	30
RCL1-69	191	39	0.2042	0.0757	0.0045	1.979	0.094	0.1917	0.0041	0.0596	0.0045	-0.0391	1131	22	1107	32	1100	110	1131	22
RCL1-70	133	340	2.5564	0.0593	0.0072	0.452	0.045	0.0573	0.0028	0.0068	0.00063	0.0264	359	17	376	31	540	260	359	17
RCL1-71	451	20	0.0443	0.0743	0.0039	1.834	0.075	0.1775	0.0032	0.0538	0.0039	0.0690	1053	18	1057	27	1060	100	1053	18
RCL1-72	818	275	0.3362	0.0708	0.0037	1.56	0.062	0.1605	0.003	0.0441	0.0024	0.0187	959	17	954	25	960	110	959	17
RCL1-73	94	73	0.8022	0.068	0.012	0.255	0.044	0.0272	0.0043	0.0083	0.0012	-0.2268	172.9	7.9	243	33	870	390	172.9	7.9
RCL1-74	737	650	0.8820	0.048	0.0037	0.185	0.013	0.0278	0.00062	0.0088	0.00055	0.2851	176.6	3.9	172	11	90	160	176.6	3.9
RCL1-75	535	578	1.0804	0.0719	0.0039	1.671	0.072	0.1688	0.0033	0.0516	0.0027	-0.0678	1006	18	999	28	980	110	1006	18
RCL1-76	253	214	0.8458	0.0524	0.004	0.303	0.019	0.0421	0.0011	0.0132	0.00078	-0.1690	265.8	7	268	15	280	170	265.8	7
RCL1-77	663	564	0.8507	0.0715	0.004	1.401	0.061	0.1436	0.0029	0.0169	0.0012	0.0695	865	16	889	26	970	110	865	16
RCL1-78	1013	1146	1.1313	0.0503	0.0028	0.1781	0.0081	0.0262	0.00058	0.0083	0.00046	-0.0097	166.9	3.7	166.3	7	210	130	166.9	3.7
RCL1-79	99	53	0.5354	0.207	0.01	15.92	0.61	0.5600	0.011	0.1467	0.0084	0.3258	2866	45	2871	36	2880	80	2880	45
RCL1-80	767	245	0.3194	0.0518	0.0041	0.185	0.013	0.0263	0.00079	0.0079	0.00061	0.2421	167.4	5	172	11	250	170	167.4	5
RCL1-81	1622	174	0.1073	0.0792	0.0038	1.602	0.057	0.1462	0.0028	0.0107	0.0011	0.3668	879	15	971	22	1180	110	879	15
RCL1-82	513	195	0.3801	0.0604	0.0032	0.835	0.035	0.1002	0.0019	0.0303	0.0018	0.0225	616	11	616	20	620	120	616	11
RCL1-83	333	170	0.5105	0.0537	0.0032	0.372	0.019	0.0506	0.0011	0.0156	0.001	-0.0571	317.9	6.9	321	14	370	140	317.9	6.9
RCL1-84	277	556	2.0072	0.0574	0.0052	0.28	0.025	0.0362	0.0011	0.0068	0.00045	0.3754	229.4	6.7	250	19	490	180	229.4	6.7
RCL1-85	80	53	0.6625	0.0584	0.0051	0.607	0.047	0.0760	0.0021	0.0220	0.0016	0.0764	472	13	483	29	500	200	472	13
RCL1-86	348	42	0.1207	0.0724	0.0037	1.696	0.069	0.1701	0.0031	0.0533	0.0036	0.1797	1013	17	1006	26	990	100	1013	17
RCL1-87	208	310	1.4904	0.0873	0.0057	1.393	0.068	0.1147	0.0034	0.0272	0.0021	0.2125	700	20	885	29	1380	120	700	20
RCL1-88	478	84	0.1757	0.0819	0.0046	2.49	0.11	0.2192	0.0046	0.0591	0.0041	0.2142	1278	25	1268	33	1240	110	1278	25
RCL1-89	565	762	1.3487	0.0558	0.005	0.3	0.025	0.0400	0.0013	0.0106	0.00083	0.2892	252.5	8.3	266	19	470	210	252.5	8.3
RCL1-90	223	67	0.3004	0.0761	0.0045	1.854	0.082	0.1774	0.0042	0.0519	0.0033	0.0859	1053	23	1063	29	1100	110	1053	23
RCL1-91	145	279	1.9241	0.0558	0.0065	0.279	0.027	0.0357	0.0016	0.0060	0.00055	0.0974	226	10	254	24	450	220	226	10
RCL1-92	615	999	1.6244	0.0525	0.0033	0.351	0.019	0.0480	0.0013	0.0135	0.00076	0.3678	301.9	7.7	304	14	320	130	301.9	7.7
RCL1-93	628	240	0.3822	0.0712	0.0038	1.54	0.062	0.1566	0.003	0.0523	0.0028	0.1634	938	17	946	25	960	110	938	17
RCL1-94	200	86	0.4300	0.0527	0.0065	0.192	0.022	0.0271	0.0007	0.0083	0.00088	-0.1305	172.4	4.4	181	18	330	250	172.4	4.4
RCL1-95	610	230	0.3770	0.0882	0.0047	2.1	0.092	0.1737	0.0039	0.0571	0.0033	0.5360	1033	22	1148	30	1380	100	1033	22

Tabla 17 Valores obtenidos del análisis U-Pb de la muestra VAR-07-12 (Tomado de Barboza-Gudiño *et al.*, 2012)

	Relaciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)							
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U*	± %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U*	± %	Error corr.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U*	± %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U*	± %	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb*	± %	Best age (Ma)	± %
VAR0712-1	101	2.7	19600	13.4700	1.5	1.7517	1.9	0.1711	1.2	0.62	1018.3	11.0	1027.8	12.1	1048.0	29.5	1048.0	29.5
VAR0712-2	221	2.3	28805	12.5892	4.1	1.9521	5.9	0.1782	4.2	0.72	1057.4	41.2	1099.2	39.6	1182.9	81.3	1182.9	81.3
VAR0712-3	103	2.8	21756	12.4551	1.8	2.2532	2.3	0.2035	1.4	0.60	1194.3	14.9	1197.8	16.1	1204.1	36.1	1204.1	36.1
VAR0712-4	92	2.7	25092	13.5206	3.0	1.8002	3.3	0.1765	1.3	0.40	1048.0	12.8	1045.5	21.7	1040.4	61.5	1040.4	61.5
VAR0712-5	151	2.6	59990	10.6641	2.3	3.3796	2.6	0.2614	1.2	0.45	1496.9	15.9	1499.7	20.5	1503.5	44.0	1503.5	44.0
VAR0712-7	433	3.3	84991	12.6709	1.0	2.0006	3.4	0.1839	3.2	0.96	1088.0	32.4	1115.7	23.0	1170.1	19.8	1170.1	19.8
VAR0712-8	225	2.4	54436	7.5945	1.5	4.9690	9.6	0.2737	9.4	0.99	1559.5	130.6	1814.1	80.9	2120.4	26.8	2120.4	26.8
VAR0712-9	258	2.1	10826	20.5031	3.5	0.1901	4.0	0.0283	1.9	0.48	179.7	3.4	176.7	6.5	136.9	82.2	179.7	3.4
VAR0712-10	54	5.4	16300	11.4981	2.8	2.6194	3.2	0.2184	1.5	0.48	1273.6	17.6	1306.1	23.2	1359.8	53.4	1359.8	53.4
VAR0712-11	229	1.9	54282	13.6443	1.0	1.7970	1.4	0.1778	1.0	0.71	1055.1	9.7	1044.4	9.2	1022.0	20.3	1022.0	20.3
VAR0712-12	65	1.1	14067	12.6044	5.3	2.0460	6.0	0.1870	2.7	0.44	1105.3	26.9	1130.9	40.7	1180.5	105.6	1180.5	105.6
VAR0712-13	181	2.0	10374	19.9201	3.4	0.2357	3.5	0.0341	1.0	0.29	215.9	2.1	214.9	6.8	204.3	78.3	215.9	2.1
VAR0712-14	196	4.8	60876	13.0247	2.1	1.8489	2.6	0.1747	1.5	0.58	1037.7	14.4	1063.0	17.0	1115.4	41.9	1115.4	41.9
VAR0712-15	253	0.5	4403	14.9900	18.6	0.3642	18.9	0.0396	2.9	0.16	250.3	7.2	315.3	51.2	828.7	392.0	250.3	7.2
VAR0712-16	166	1.2	7756	19.8495	9.6	0.2783	9.7	0.0401	1.8	0.19	253.2	4.6	249.3	21.5	212.5	222.1	253.2	4.6
VAR0712-17	148	2.4	15071	13.8840	2.3	1.1450	4.6	0.1153	4.0	0.86	703.4	26.5	774.9	25.0	986.6	47.6	703.4	26.5
VAR0712-18	616	4.4	154448	13.9353	1.2	1.6231	1.8	0.1640	1.4	0.75	979.2	12.5	979.2	11.5	979.1	24.5	979.1	24.5
VAR0712-19	171	2.1	37611	12.1875	1.1	2.4278	2.6	0.2146	2.3	0.90	1253.3	26.3	1250.9	18.5	1246.7	22.1	1246.7	22.1
VAR0712-20	256	1.8	31147	13.1684	2.6	1.9299	2.8	0.1843	1.0	0.37	1090.5	10.4	1091.5	18.6	1093.4	51.7	1093.4	51.7
VAR0712-21	137	2.6	7032	18.3147	5.8	0.3628	5.9	0.0482	1.2	0.21	303.4	3.6	314.3	16.0	395.9	130.3	303.4	3.6
VAR0712-22	95	2.6	21378	12.6815	2.8	2.0719	3.0	0.1906	1.1	0.31	1124.4	11.7	1139.6	20.7	1168.5	55.5	1168.5	55.5
VAR0712-23	145	3.3	55307	12.6870	2.0	2.1627	2.2	0.1990	1.0	0.45	1170.0	10.7	1169.1	15.5	1167.6	39.4	1167.6	39.4
VAR0712-24	132	1.0	3724	17.2239	12.8	0.2267	13.2	0.0283	3.0	0.23	180.0	5.4	207.5	24.7	532.0	281.7	180.0	5.4
VAR0712-25	507	1.8	12947	19.3236	3.7	0.2197	3.8	0.0308	1.0	0.26	195.5	1.9	201.6	7.0	274.4	84.2	195.5	1.9
VAR0712-26	58	2.3	17696	12.4447	3.9	2.2456	5.1	0.2027	3.3	0.64	1189.7	35.9	1195.4	36.0	1205.7	77.3	1205.7	77.3
VAR0712-27	625	11.2	57313	17.2178	1.8	0.6920	3.3	0.0864	2.7	0.83	534.3	13.8	534.0	13.5	532.7	39.9	534.3	13.8
VAR0712-28	603	1.3	30580	19.1531	2.0	0.3048	2.2	0.0423	1.0	0.45	267.3	2.6	270.2	5.3	294.6	45.9	267.3	2.6
VAR0712-29	109	1.5	33943	14.2724	2.6	1.5118	3.1	0.1565	1.8	0.56	937.3	15.3	935.2	19.1	930.2	53.1	937.3	15.3
VAR0712-30	172	0.9	9125	18.9678	13.0	0.2930	14.8	0.0403	7.1	0.48	254.7	17.7	260.9	34.1	316.8	296.6	254.7	17.7
VAR0712-31	590	3.0	139706	11.5709	1.6	2.7869	2.1	0.2339	1.3	0.63	1354.8	15.9	1352.0	15.3	1347.7	30.7	1347.7	30.7
VAR0712-32	147	3.6	72678	12.2902	1.1	2.3837	1.5	0.2125	1.0	0.67	1242.0	11.3	1237.7	10.7	1230.3	21.8	1230.3	21.8
VAR0712-33	262	6.6	52129	14.1546	2.5	1.4983	3.7	0.1538	2.7	0.73	922.3	23.5	929.7	22.7	947.2	52.0	922.3	23.5
VAR0712-34	431	2.3	131079	9.7750	1.0	4.0892	2.5	0.2899	2.3	0.92	1641.0	33.3	1652.2	20.5	1666.3	18.5	1666.3	18.5
VAR0712-35	180	2.7	59269	12.6976	1.1	2.1804	1.5	0.2008	1.0	0.69	1179.6	10.8	1174.8	10.1	1166.0	20.8	1166.0	20.8
VAR0712-36	484	1.2	30114	18.8660	1.5	0.3215	1.8	0.0440	1.0	0.55	277.5	2.7	283.0	4.5	329.0	34.4	277.5	2.7
VAR0712-37	83	1.4	3455	17.9821	9.5	0.3466	9.9	0.0452	2.7	0.28	285.0	7.6	302.2	25.8	436.8	211.8	285.0	7.6
VAR0712-39	61	1.2	17546	14.0023	2.9	1.6260	5.3	0.1651	4.5	0.83	985.2	40.7	980.3	33.6	969.3	60.1	969.3	60.1
VAR0712-40	129	4.7	41059	13.3029	1.3	1.8636	1.8	0.1798	1.2	0.68	1065.9	11.8	1068.3	11.7	1073.1	26.3	1073.1	26.3
VAR0712-42	298	1.1	19761	19.9041	2.5	0.2788	3.5	0.0402	2.4	0.69	254.4	6.0	249.7	7.7	206.1	58.7	254.4	6.0
VAR0712-43	80	1.9	10052	15.6931	2.1	0.9799	2.5	0.1115	1.4	0.55	681.6	9.0	693.5	12.6	732.4	44.3	681.6	9.0
VAR0712-44	207	1.4	10826	19.7918	5.8	0.2761	5.9	0.0396	1.3	0.21	250.5	3.1	247.5	12.9	219.2	133.3	250.5	3.1
VAR0712-46	756	6.1	147217	12.9750	4.4	1.6605	8.6	0.1563	7.5	0.86	936.0	65.0	993.6	54.8	1123.0	87.2	1123.0	87.2
VAR0712-47	145	1.8	55787	11.7181	2.1	2.7817	2.4	0.2364	1.2	0.51	1368.0	15.0	1350.6	17.8	1323.2	39.7	1323.2	39.7
VAR0712-48	197	1.9	75012	9.7939	2.1	3.8152	2.6	0.2710	1.6	0.60	1545.9	21.4	1596.0	20.8	1662.7	38.1	1662.7	38.1
VAR0712-49	282	2.7	84172	12.2385	1.7	2.4600	2.7	0.2184	2.1	0.77	1273.2	23.8	1260.4	19.3	1238.6	33.3	1238.6	33.3
VAR0712-50	529	7.2	76013	14.5866	2.7	1.2233	5.3	0.1294	4.6	0.86	784.5	34.0	811.3	29.8	885.4	55.4	784.5	34.0
VAR0712-51	333	3.3	89404	12.2889	2.3	2.3293	2.8	0.2076	1.6	0.58	1216.0	18.1	1221.3	20.1	1230.5	45.3	1230.5	45.3
VAR0712-52	381	2.6	99414	12.1005	2.2	2.4812	3.6	0.2178	2.9	0.80	1270.0	32.9	1266.6	25.9	1260.7	42.4	1260.7	42.4
VAR0712-53	302	2.5	79408	13.7106	1.9	1.6899	2.2	0.1680	1.1	0.50	1001.3	10.2	1004.7	14.2	1012.2	39.1	1012.2	39.1
VAR0712-54	246	2.6	85358	11.6508	1.3	2.7740	1.8	0.2344	1.3	0.69	1357.5	15.4	1348.6	13.6	1334.4	25.3	1334.4	25.3
VAR0712-56	369	1.4	73931	14.4126	2.5	1.3920	2.8	0.1455	1.1	0.41	875.7	9.3	885.6	16.3	910.2	51.9	875.7	9.3
VAR0712-57	477	1.9	26838	19.3655	3.8	0.2844	4.0	0.0399	1.3	0.32	252.5	3.2	254.1	9.0	269.4	87.3	252.5	3.2
VAR0712-59	534	5.5	138404	12.5053	3.2	1.8247	5.0	0.1655	3.9	0.78	987.3	36.0	1054.4	33.0	1196.1	62.1	1196.1	62.1
VAR0712-58	80	1.5	4508	22.4680	8.3	0.2442	8.4	0.0398	1.4	0.16	251.6	3.4	221.9	16.7	-82.5	202.6	251.6	3.4
VAR0712-60	114	7.8	20850	13.4465	3.1	1.6288	4.2	0.1588	2.9	0.69	950.4	25.6	981.4	26.6	1051.5	62.1	1051.5	62.1
VAR0712-61	474	2.9	24035	15.5665	2.7	1.0426	4.2	0.1177	3.3	0.77	717.3	22.1	725.2	21.8	749.5	56.2	717.3	22.1
VAR0712-62	81	2.5	3742	11.8179	2.4	2.0238	2.9	0.1735	1.6	0.56	1031.2	15.3	1123.5	19.5	1306.8	46.1	1306.8	46.1
VAR0712-63	198	1.1	21725	13.2460	1.6	1.9416	1.9	0.1865	1.0	0.52	1102.6	10.1	1095.6	12.8	1081.7	32.7	1081.7	32.7
VAR0712-64	151	1.1	6395	17.8541	7.6	0.3212	7.7	0.0416	1.2	0.15	262.7	3.0	282.8	19.1	452.7	169.7	262.7	3.0
VAR0712-65	174	1.5	9559	19.8414	4.7	0.2886	5.4	0.0415	2.6	0.48	262.3	6.7	257.4	12.3	213.4	110.0	262.3	6.7
VAR0712-66	41	1.4	10409	14.1585	3.7	1.5547	3.9	0.1597	1.2	0.31	954.8	10.5	952.4	23.9	946.7	75.4	954.8	10.5
VAR0712-67	198	1.3	65898	11.7905	1.9	2.6382	2.3	0.2256	1.2	0.55	1311.4	14.7	1311.4	16.7	1311.3	36.9	1311.3	36.9
VAR0712-68	41	1.4	12922	13.0224	5.2	2.0218	5.9	0.1910	2.8	0.47	1126.6	28.5	1122.9	40.0	1115.7	103.7	1115.7	103.7
VAR0712-69	254	1.3	7721	18.3306	2.9	0.2877												

Tabla 18 Valores obtenidos del análisis U-Pb de la muestra VAR-07-12 (Tomado de Barboza-Gudiño *et al.*, 2012) continuación.

	Relaciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)							
	U (ppm)	U/Th	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{206}\text{Pb}^*/$ $^{207}\text{Pb}^*$	\pm %	$^{207}\text{Pb}^*/$ $^{235}\text{U}^*$	\pm %	$^{206}\text{Pb}^*/$ $^{238}\text{U}^*$	\pm %	Error corr.	$^{206}\text{Pb}^*/$ $^{238}\text{U}^*$	\pm %	$^{207}\text{Pb}^*/$ $^{235}\text{U}^*$	\pm %	$^{206}\text{Pb}^*/$ $^{207}\text{Pb}^*$	\pm %	Best age (Ma)	\pm %
VAR0712-77	403	1.6	26992	19.6869	1.9	0.2826	3.1	0.0403	2.4	0.79	255.0	6.1	252.7	6.9	231.5	43.9	255.0	6.1
VAR0712-79	153	1.3	19016	13.4709	2.3	1.6292	6.0	0.1592	5.5	0.92	952.2	48.7	981.6	37.5	1047.8	46.2	1047.8	46.2
VAR0712-80	336	1.5	8666	18.8629	4.6	0.3083	4.9	0.0422	1.6	0.32	266.3	4.1	272.9	11.7	329.4	105.1	266.3	4.1
VAR0712-82	116	3.5	42693	12.5895	2.4	2.0647	4.4	0.1885	3.7	0.84	1113.4	37.6	1137.2	30.0	1182.9	47.1	1182.9	47.1
VAR0712-83	692	28.6	155309	13.9340	2.8	1.6200	3.2	0.1637	1.6	0.50	977.4	14.4	978.0	20.2	979.3	56.8	979.3	56.8
VAR0712-84	194	1.8	5229	19.5030	11.7	0.1929	11.9	0.0273	2.4	0.20	173.5	4.1	179.1	19.6	253.2	269.3	173.5	4.1
VAR0712-85	356	3.3	80693	13.1198	4.1	1.7857	4.2	0.1699	1.0	0.24	1011.6	9.4	1040.3	27.4	1100.9	81.8	1100.9	81.8
VAR0712-86	357	1.5	15512	20.4754	3.3	0.1759	3.5	0.0261	1.1	0.32	166.2	1.9	164.5	5.4	140.1	78.6	166.2	1.9
VAR0712-87	121	2.7	34297	12.4711	1.3	2.1364	2.3	0.1932	1.9	0.83	1138.9	19.7	1160.7	15.8	1201.5	25.3	1201.5	25.3
VAR0712-89	237	1.7	16048	18.2202	6.6	0.3556	6.7	0.0470	1.1	0.16	296.0	3.2	308.9	17.8	407.5	147.8	296.0	3.2
VAR0712-90	30	4.9	9716	13.0294	3.4	1.7347	3.9	0.1639	2.0	0.51	978.6	17.9	1021.5	25.1	1114.7	67.1	1114.7	67.1
VAR0712-91	273	2.0	18603	19.9656	3.6	0.2752	4.1	0.0399	2.1	0.50	251.9	5.1	246.9	9.1	199.0	83.0	251.9	5.1
VAR0712-92	679	0.7	16618	18.7672	1.9	0.3007	2.4	0.0409	1.4	0.57	258.5	3.4	266.9	5.5	340.9	43.6	258.5	3.4
VAR0712-93	82	1.6	5121	19.4898	10.0	0.3061	10.1	0.0433	1.0	0.10	273.1	2.7	271.2	23.9	254.7	230.6	273.1	2.7
VAR0712-94	337	4.7	21476	19.7858	3.9	0.3165	4.5	0.0454	2.1	0.48	286.4	6.0	279.2	10.9	219.9	91.3	286.4	6.0
VAR0712-96	349	3.7	57897	17.1415	2.8	0.6897	3.0	0.0857	1.2	0.40	530.3	6.2	532.6	12.5	542.5	60.2	530.3	6.2
VAR0712-97	415	5.3	135513	12.7241	1.8	2.1584	2.3	0.1992	1.5	0.64	1171.0	15.7	1167.8	16.0	1161.8	35.3	1161.8	35.3
VAR0712-98	329	3.7	51643	16.2093	1.8	0.8907	2.1	0.1047	1.0	0.48	642.0	6.1	646.8	10.0	663.5	39.3	642.0	6.1
VAR0712-99	186	1.6	34213	13.7837	2.2	1.6766	2.6	0.1676	1.4	0.54	998.9	12.9	999.7	16.4	1001.4	43.9	1001.4	43.9
VAR0712-100	166	8.7	47282	13.5813	2.1	1.8322	3.2	0.1805	2.4	0.76	1069.6	24.0	1057.1	21.1	1031.3	42.1	1031.3	42.1
VAR0712-101	684	1.1	25725	19.0884	1.8	0.2779	3.7	0.0385	3.3	0.88	243.4	7.8	249.0	8.2	302.4	40.7	243.4	7.8
VAR0712-102	954	1.3	28868	19.3410	2.4	0.3243	4.1	0.0455	3.3	0.81	286.8	9.3	285.2	10.2	272.3	54.8	286.8	9.3
VAR0712-103	320	1.4	15386	19.4941	6.1	0.2974	6.3	0.0420	1.5	0.24	265.5	3.9	264.3	14.7	254.2	141.3	265.5	3.9
VAR0712-104	556	19.3	52070	12.4038	2.6	2.1088	3.2	0.1897	1.9	0.58	1119.8	19.1	1151.7	22.0	1212.2	51.0	1212.2	51.0
VAR0712-105	290	2.9	43337	13.4290	2.5	1.7898	2.8	0.1743	1.2	0.42	1035.9	11.3	1041.7	18.2	1054.1	51.2	1054.1	51.2

Tabla 19 Resultados del análisis de tierras raras de los circones detríticos de la muestra RC-L-1.

Muestra	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
RC-L-1-1	800	7.6	252	1.3	0	15.7	0.01	0.19	0.79	0.12	4.32	1.59	18.7	7.52	39.7	102	23.4	11460	47.3	121	230
RC-L-1-2	1500	31	1380	2.14	1.5	14.3	1.29	11.9	11.5	6.56	49.2	14.9	149	46.5	181	283	55.4	10670	105	315	404
RC-L-1-3	300	0.9	282	1.05	0.3	2.58	0.32	3	3.5	1.72	11.9	3.77	33	9.4	31.1	51.9	9	12310	71.8	50	861
RC-L-1-4	1100	3.1	1750	2.9	0.19	13.2	0.37	6.2	9.19	2.86	37.8	12	135	51.8	256	597	139	7970	117	238	803
RC-L-1-5	1100	-0	2440	6.93	0.08	11.9	0.21	2.76	6.58	0.52	40.8	16.6	206	80.4	385	749	159	11230	26.3	423	989
RC-L-1-6	2100	1.9	697	0.99	0.22	7.8	0.09	1.14	2.39	0.92	13.6	4.95	61.1	24	106	212	48.6	8640	1.76	39	62
RC-L-1-7	3800	15	2080	3.47	0.9	61	1.12	10	14.3	7.63	56.4	19	189	64.2	275	522	111	11260	13	430	282
RC-L-1-8	6000	4.5	790	3.06	0.85	26.9	0.66	6.5	8.8	2.65	32.3	8.73	93	27	99.4	170	33.5	13140	126	266	833
RC-L-1-9	3100	12.3	1060	0.78	0.03	1.75	0.05	1.03	3.49	0.33	20.4	8.16	97	36.6	165	302	59.9	10790	33.4	67	211
RC-L-1-10	2300	7.5	880	0.83	0	9.39	0.02	0.75	1.81	0.38	14.5	5.07	65.6	29.3	141	298	65.4	10790	8.73	109	147
RC-L-1-11	2100	-0	887	2.41	0.04	25.2	0.06	1.37	2.75	0.37	17.3	6.27	79.1	29.8	138	266	55.4	10930	46.2	85	221
RC-L-1-12	-600	5.9	1030	1.18	0.02	6.47	0.29	5.85	9.61	1.25	38.6	11.3	116	37.4	151	236	45.9	9770	19.4	122	101
RC-L-1-13	1800	11.4	869	8.67	0.77	17.3	1.65	12.9	10.5	3.04	23.6	8.02	88.4	30.1	136	311	65.7	13180	127	62	1100
RC-L-1-14	2400	57	790	3.7	0.42	11.7	0.15	1.78	3.37	0.41	19.3	6.47	70.7	28	120	214	41.5	8550	47.5	118	126
RC-L-1-15	10800	62	5100	11.7	3.57	88.7	10.9	90.7	90.2	47.8	230	64.5	580	163	586	882	154	8270	93.8	1183	1710
RC-L-1-16	7300	1.4	1002	1.53	0	2.36	0.01	0.5	1.97	0.25	17.9	6.93	92	35.8	169	325	69.1	10410	4.83	43	122
RC-L-1-17	3500	-0	834	1.24	0.01	10.5	0.03	0.85	1.66	0.68	10.5	4.11	58.9	26.2	140	369	92	11940	15.2	119	314
RC-L-1-18	8700	7.6	1560	2.09	0	8.72	0.35	6.53	11.2	0.32	54.2	15.6	160	54.3	224	346	67.6	10850	52.3	121	283
RC-L-1-19	2900	26.2	1530	4.29	0.24	23.4	0.28	4.28	6.09	1.36	33.5	11.9	138	52.8	236	423	85.6	10190	133	278	568
RC-L-1-20	-300	3.7	1118	3.13	0	4.66	0.06	1.23	3.42	0.42	22.1	7.94	99.6	38.8	177	333	68.8	8740	16.4	253	550
RC-L-1-21	12100	3.4	851	1.74	11.5	26	2.5	10.3	5.4	0.37	17.8	6.38	76.4	29.4	131	238	46.7	9970	41.8	81	220
RC-L-1-22	12800	9.4	1590	0.98	0.07	2.95	0.12	1.98	4.97	0.7	32.8	12.1	147	54.4	234	385	74.2	10910	62.5	139	313
RC-L-1-23	9970	32.4	645	1.28	0	4.97	0.08	2.31	4.88	0.2	19.7	5.98	62.8	21.6	94.3	159	32.4	11000	51.1	80	311
RC-L-1-24	5200	-0	2230	2.55	1.18	11.9	0.72	7.6	11	0.37	52.3	17.9	210	78.2	332	528	102	9550	71.8	112	340
RC-L-1-25	13000	2.2	2364	5.9	0	10.9	0.03	0.76	3.56	0.11	28	12.7	176	75.1	363	665	137	12610	83.3	129	533
RC-L-1-26	14000	-0	854	2.75	0	9	0.06	0.83	2.38	0.32	17.3	6.2	76.8	29.5	133	246	49.7	10070	41.4	74	222
RC-L-1-27	11000	2.1	383	1.09	0	1.29	0.02	0.36	0.91	0.07	5.31	1.43	18.5	9.13	77.9	514	134	11510	113	81	783
RC-L-1-28	-20000	12.1	2320	0.75	7.4	24	2.7	11.7	5.2	0.09	33.4	14.6	197	77.1	360	644	124	12350	73.5	59	699
RC-L-1-29	16000	19	1094	1.47	1.17	10.2	1.22	10.8	14.5	5.95	55.1	15.7	149	38.2	122	144	20.5	11510	21.7	313	276
RC-L-1-30	15000	5.1	1147	1.32	0.04	9.28	0.14	2.43	3.73	1.13	21.1	7.45	92.2	36.9	180	377	84.8	8980	5.78	148	230
RC-L-1-31	11000	2.7	949	3.68	0.08	35.2	0.07	0.89	1.66	0.64	12.5	4.68	62.1	27.5	152	410	100	11940	11.5	154	280
RC-L-1-32	12000	5.6	1145	2.22	0.01	4.98	0.05	0.53	1.65	0.16	13.4	6.43	88.2	35.7	172	404	88.3	12130	162	99	749
RC-L-1-33	-60000	7	1044	5.94	0.25	729	0.26	3.12	4.2	1.59	25.7	8.02	93.5	33.9	150	312	66.7	10600	30.1	170	174
RC-L-1-34	50000	5.4	1004	2	0.02	5.58	0.37	6.34	10	1.28	38.2	11.1	113	37.3	142	221	42.6	9480	11.6	26	65
RC-L-1-35	-6500	1.9	2177	2.6	0.3	9.65	0.19	2.79	3.71	1.51	25.2	10.1	146	69.1	362	891	214	10190	23.8	284	536
RC-L-1-36	-1200	128	765	1.48	0.02	2.73	0.14	2.43	4.22	0.35	21.9	6.81	73.9	26.2	108	192	38	9410	16.5	52	90
RC-L-1-37	30000	3.5	570	0.73	0.12	7.17	0.04	0.94	1.67	0.4	12	4.06	48.8	18.3	87.8	183	39.6	10330	3.12	56	92
RC-L-1-38	4300	8.7	499	0.5	0.04	6.8	0.15	2.52	2.88	0.64	13.3	4.21	47.5	16.8	69.4	126	24	10230	37.6	174	224
RC-L-1-39	-10600	16.9	4220	14	0	57.6	0.17	3.44	10.8	1.6	69.7	27.4	363	148	702	1351	263	11780	87.5	253	465
RC-L-1-40	-200	75	660	2.02	0.07	6.27	0.1	1.15	2.57	0.37	14	4.84	57.7	22.6	106	214	46.2	9410	69.8	47	435
RC-L-1-41	1700	38	1387	1.48	0.78	6.83	0.79	7.69	9	4.11	43.5	12.9	137	46.2	200	336	65	12480	37.8	199	218
RC-L-1-42	-1700	6.9	1480	2.84	0	3.47	0.08	1.22	3.84	0.38	27.6	10.2	131	52.3	237	431	88.5	9100	7.93	118	282
RC-L-1-43	-9500	4.9	3800	10.2	0.05	17	0.16	4.73	11.4	0.7	74.9	27.8	354	138	633	1125	226	13330	49.9	399	620
RC-L-1-44	-5400	7.3	1930	4.3	0	15.1	0.05	1.48	3.79	0.77	29.5	12.2	169	68.5	322	637	130	11390	19.7	139	224
RC-L-1-45	-900	11.3	765	2.8	0.04	11.5	0.1	1.4	3.08	0.29	17.4	6.3	72	26.2	114	201	40.4	10340	24.6	48	114
RC-L-1-46	0	3.8	915	1.2	0	3.83	0.14	3.01	5.08	0.45	26.1	7.97	87.5	31.4	130	219	45.1	9860	4.3	10	30
RC-L-1-47	-1900	21.6	285	1.24	0	11.8	0.08	2.07	3.5	0.84	11.2	3.44	33.4	9.99	39.4	58.6	11.3	10030	13.5	61	65
RC-L-1-48	-13600	25	1760	1.21	1.33	57	0.98	7.8	10.7	4.4	44.8	13.8	182	62.4	265	427	82.6	11350	66.3	113	382
RC-L-1-49	900	-0	776	1.34	0.21	11	0.14	2.19	2.87	1.3	17.1	5.99	64.8	26	118	243	54.4	10790	7.35	105	202
RC-L-1-50	-3300	17	2010	4.72	1.25	14.3	1.38	10.4	13	7.11	54	18.4	192	61.2	258	469	93.7	12980	39.6	221	318

Tabla 20 Resultados del análisis de tierras raras de los circones detríticos de la muestra RC-L-1 (continuación).

Muestra	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
RC-L-1-51	700	5.9	877	1.32	0	12.4	0.06	0.87	2.3	0.9	17.2	6.06	77.1	29.8	140	279	60.2	10220	7.4	60	75
RC-L-1-52	0	3.9	1630	0.8	0.09	4.96	0.25	3.74	6.4	1.28	32.3	11.8	146	56.1	250	428	87.3	9230	61.3	103	189
RC-L-1-53	800	21.2	905	3.29	0.15	37.2	0.26	3.04	5.51	2.05	26.9	8.51	88	30	126	205	38.8	10060	120	256	278
RC-L-1-54	-300	4.9	320	2.74	0	5.45	0.02	0.23	0.63	0.27	4.43	1.72	22.4	10	51.5	129	31	9210	107	102	586
RC-L-1-55	1000	-0	801	1.41	0.02	13.8	0.05	1.35	2.4	0.77	14.7	4.85	61	25.5	127	308	70	10380	3.7	28	70
RC-L-1-56	-3000	4.2	1124	1.89	0.08	5.52	0.22	4.17	7.9	0.83	33.6	10.2	113	38.5	166	280	53.8	9710	22.8	54	129
RC-L-1-57	-1000	4.4	1406	1.41	0.02	2.01	0.25	4.34	6.41	0.53	27.6	11	134	50.2	240	544	115	9220	11.1	17	44
RC-L-1-58	-82300	15.4	1770	1.84	138	354	48	236	52.5	5.47	72.5	16	167	59.2	264	479	100	8780	6.35	135	156
RC-L-1-59	5300	-0	185	1.53	0.09	6.4	0.08	1.32	1.38	0.7	7.1	2.63	23.2	5.58	21.1	22.7	4.05	12050	40	78	365
RC-L-1-60	-1100	2	1157	4.15	0.38	11.8	0.34	3.39	4.41	2.87	21.6	7.94	89.7	34.9	170	460	119	12750	47.7	283	1085
RC-L-1-61	-3800	4.9	3140	4.87	0.35	10.3	0.38	3.74	5.84	1.39	43.5	18.6	259	107	524	1040	205	12640	54	290	792
RC-L-1-62	700	6.8	857	1.27	0	20	0.08	1.72	2.74	0.77	16.3	5.65	68.9	27.1	132	278	63.2	11430	10.9	184	226
RC-L-1-63	700	30.3	1012	1.47	0.03	28.4	0.3	3.74	7.26	1.89	31	9.15	104	35.9	152	252	49.6	9320	11	59	46
RC-L-1-64	-700	0.9	1424	3.24	0	3.08	0.03	1.13	3.06	0.17	24.7	9.49	121	49.1	229	428	86.6	10810	6.8	82	233
RC-L-1-65	100	5	393	2.28	0	8.01	0.04	0.82	1.99	0.17	11.2	3.51	37.1	13.3	56.5	96.8	20.5	10640	16.8	34	90
RC-L-1-66	-2100	5.8	690	1.21	0.02	7.32	0.09	1.81	4.13	0.03	19.6	6.01	67.2	23.4	101	166	32.7	12340	83.5	203	432
RC-L-1-67	-1000	-0	1600	2.04	0.42	48	0.25	6.3	7	1.65	39	11.4	134	45	250	416	94	13200	34	56	49
RC-L-1-68	1000	3.1	630	1.47	0	5.1	0.04	0.66	1.69	0.3	13.3	4.1	53	19.7	92	198	43.4	10300	56	38	278
RC-L-1-69	1100	1.1	113	0.35	0.07	6.7	0.07	0.47	0.2	0.26	1.34	0.37	5.84	2.78	17.9	74.1	26.5	13180	31.5	39	191
RC-L-1-70	-1200	-0	2270	2.1	1.68	24.2	1.57	11.9	16.6	9.1	68.9	20.1	214	71.4	282	476	98.6	10890	9.75	340	133
RC-L-1-71	-1300	7.9	1110	0.77	0.06	0.77	0.07	1.03	3.08	0.34	26.5	11.6	113	36.4	140	201	37.4	12700	73	20	451
RC-L-1-72	400	8.6	545	1.98	0.07	5.71	0.19	3.26	6.56	0.55	23.9	6.14	58.6	17.4	67.1	98.4	18.8	12820	130	275	818
RC-L-1-73	600	11.2	1030	0.81	3.46	12.1	0.61	4.28	4.47	1.37	23.5	8.77	91.6	34.5	157	299	62	9590	3.13	73	91
RC-L-1-74	-2600	11.6	4480	3.76	0.09	9.44	0.78	13.4	22.9	5.47	113	38.7	436	158	702	1219	238	7840	16.9	650	737
RC-L-1-75	900	9.1	1012	1.4	0.05	20.6	0.38	7.38	9.9	1.3	34.9	9.72	102	34.9	151	252	48.9	10470	83.3	578	535
RC-L-1-76	-900	19.6	938	0.88	0.02	10.6	0.12	1.61	3.91	0.48	19.6	6.93	80.8	30.3	139	258	52.2	9900	10.4	214	253
RC-L-1-77	500	9.6	1062	2.41	0.53	10.4	0.56	7.01	11.9	5.81	44.9	12.4	131	37.7	129	154	24.7	12110	97.5	564	663
RC-L-1-78	-1800	4.9	3240	9.37	2.07	21.1	0.85	8.05	13.2	1.14	77.7	25.3	298	113	508	896	182	7890	24.7	1146	1013
RC-L-1-79	400	1.9	332	0.76	0.03	6.23	0.05	0.64	1.12	0.55	7.01	2.31	29.1	11.6	51.2	99.7	20.8	9960	57.8	53	99
RC-L-1-80	-1300	1.5	1750	1.98	1.89	15.7	1.6	13.6	13.4	5.9	52.7	16.2	159	53.4	232	417	88.1	10110	24.8	245	767
RC-L-1-81	-200	9.8	2140	25.5	0.66	26	0.75	6	9.4	3.89	37.5	14.6	185	74.4	372	978	214	11950	196	174	1622
RC-L-1-82	-9700	-0	643	2.06	26	73	6.5	32	6.9	1.41	12.3	3.98	45.3	19.2	103	268	65.6	11190	55.8	195	513
RC-L-1-83	-700	3.7	2200	1.72	0.03	11.1	0.06	1.17	3.53	0.72	31.6	12	167	73.3	364	773	170	10840	17.4	170	333
RC-L-1-84	-1600	9	3610	2.7	5.03	30.1	3.88	31.5	32.2	16.8	118	37.1	363	113	448	728	147	9270	13.1	556	277
RC-L-1-85	0	-0	325	1.32	0	13.6	0.01	0.35	0.77	0.18	5.75	2.1	25.6	10.5	50.3	102	22.4	11060	6.3	53	80
RC-L-1-86	-400	7.1	110	1.12	0	5.78	0.08	1.25	2.03	0.26	10.2	2.02	15.9	3.96	12.4	14.1	2.88	10640	59	42	348
RC-L-1-87	-500	37	3580	5.1	2.41	72.4	3.53	28.5	35.7	18.3	125	37.6	426	125	480	765	138	11000	48.8	310	208
RC-L-1-88	-500	17	1910	1.39	0.03	1.85	0.09	1.47	4.59	0.12	27.9	12.1	152	62.5	293	540	110	13030	77.3	84	478
RC-L-1-89	200	12.7	2080	3.29	2.41	60.2	2.13	21.7	23.8	11.1	86.2	22.9	220	67.2	266	507	105	10690	21.1	762	565
RC-L-1-90	-100	7.2	486	5.69	0	28.8	0.04	0.81	1.77	0.39	9.74	3.35	40.9	15.7	76.8	163	34.6	11980	38.1	67	223
RC-L-1-91	200	-0	1100	0.97	0.47	11.5	0.27	4.28	6.9	3.95	31	10.4	109	36.2	149	241	51.1	11380	5.55	279	145
RC-L-1-92	-1650	12.7	2840	7.8	4.2	69	1.8	15.7	16	2.4	74.9	24.6	273	97.8	428	730	144	8820	26.8	999	615
RC-L-1-93	-2340	142	3240	21.1	0.34	22	0.3	4.06	8.4	0.58	55.4	22.2	283	108	503	868	167	10930	84	240	628
RC-L-1-94	80	3.8	1552	2.17	0	2.69	0.01	1.42	3.26	0.43	26.7	10.2	136	53.5	248	441	92.2	9310	5.08	86	200
RC-L-1-95	-3200	77	4010	4.29	1.18	41.8	3.54	31.7	35.6	14.8	105	35.2	386	128	540	919	172	9320	133	230	610

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

MRC-50-1a

Arenisca de grano medio, constituida principalmente por Qz>Fk>L>Pl>Minerales accesorio. La matriz es arcillosa cerca de 2% y cementante calcáreo alrededor de 1%.

Cuarzo monocristalino plutónico con algunas estrías, y vacuolas, subangulosos y con esfericidad media. El cuarzo policristalino >3 cristales, se observa anguloso a subanguloso, con baja esfericidad. Algunos cuarzos metamórficos con esquistosidad, subangulosos a subredondeados y esfericidad media. El Fk está alterado a sericita, subredondeado y con esfericidad media. Líticos, principalmente volcánicos con textura felsítica y esporádicos con textura microlítica, subredondeados a subangulosos, con baja esfericidad, algunos líticos metamórficos metapelíticos 2 también fueron observados. La plagioclasa está casi ausente pero los fragmentos observados son subredondeados y con baja esfericidad. Los minerales accesorios son micas y óxidos de hierro. La arenisca presenta una moderada clasificación de sus componentes, así como una madurez textural catalogada como submadura a madura, por su bajo contenido de matriz.

MRC-50-1b

Arenisca de grano medio a grueso, sus principales componentes Q>Fk>L>Pl>Minerales accesorio. Matriz de grano fino en 5% y un cementante calcáreo igual al 2%.

Cuarzo monocristalino plutónicos con estriamiento, subredondeado a subanguloso, con esfericidad que varía de media a baja; cuarzo policristalino, pero muy escaso en la lámina, subanguloso a subredondeado con baja esfericidad. Líticos volcánicos con textura felsítica, subangulosos con esfericidad media. Las plagioclasas con una ligera alteración a sericita, a veces subangulosas con una alta esfericidad. Los minerales accesorios son algunas micas y minerales opacos posiblemente óxidos de hierro. La muestra presenta una buena clasificación de sus granos y una madurez textural alta, debido a la poca matriz.

RC-14-3

Arenisca de grano medio, formada por Cz>Fk>Pl>L, minerales de accesorio como óxidos, clorita y algunos minerales pesados. Matriz arcillosa aproximadamente de 10%, cementante calcáreo relleno de poros en un 15-20%. Predominio de cuarzo monocristalino con extinción recta, (cuarzo plutónico, con estriamiento y algunas vacuolas), sub redondeado a subanguloso, esfericidad variable entre alta y baja. Cuarzo policristalino de tamaño grande, con más de 3 cristales, probablemente de origen tectónico, subredondeado a subanguloso, esfericidad media a baja. Feldespatos potásicos de forma tabular con macla, subangulosos, baja esfericidad. Plagioclasas en fragmentos muy pequeños y quebrados, angulosos, esfericidad media, algunas plagioclasas presentan alteración. Líticos volcánicos con textura felsítica, presentando alteración de los feldespatos internos, líticos volcánicos de textura microlítica con fragmentos oxidados de ferromagnesianos, todos ellos subredondeados y con baja esfericidad. Líticos metamórficos escasos pero representados por líticos metapelíticos de grado 3 y algunos metafelsíticos de grado 1, subredondeados y con esfericidad media. Los óxidos de hierro como mineral accesorio, clorita como mineral de alteración y relleno. Moderada clasificación y una submadurez textural debido a la presencia de matriz y cementante en la muestra.

RC-PTR-28b

Arenisca de grano medio a grueso, compuesta por Cz>L>F>Minerales accesorio. Matriz de grano fino ~10% y con un cementante calcáreo en una proporción de 2% aproximadamente. El cuarzo monocristalino con extinción ondulosa predomina sobre el cuarzo monocristalino con extinción recta, estos cuarzos tienen pocas vacuolas y son angulosos con una esfericidad media, mientras que el cuarzo policristalino >3 cristales/cuarzo policristalino <3 cristales, es subanguloso y con esfericidad media. Son muy escasos los feldespatos en sus versiones potásico y sódico, los fragmentos que se pudieron observar son subredondeados y con baja esfericidad, además de estar ligeramente alterados. Se pudieron observar solo algunos líticos volcánicos con textura felsítica, generalmente subangulosos y con esfericidad baja. Los

minerales accesorios eran abundantes en un horizonte de grano grueso, el circón y el óxido se encontraban concentrados en una zona de la lámina delgada, también se pudo observar la presencia de clorita entre la matriz. Esta roca presenta una moderada clasificación y se puede considerar como submadura.

RC-07-12

Arenisca de grano medio a fino, conformada por Cz>L>Fk>PI, matriz arcillosa 5-10%, con escaso cementante calcáreo 5%, minerales accesorios como óxidos de hierro y algunas micas. Predominio de cuarzo monocristalino extinción recta>cuarzo monocristalino extinción ondulosa, de origen plutónico, subredondeado, con esfericidad media. Cuarzo policristalino con más de 3 cristales, pero también presente cuarzo policristalino 2-3 cristales, subanguloso, con esfericidad media. Líticos volcánicos con textura felsítica, líticos volcánicos con textura microlítica y escasos fragmentos de líticos con textura lathwork, todos ellos se observan subangulosos-subredondeados, con esfericidad que varía entre media y baja. Líticos metamórficos en pobre proporción, solo presentes líticos 36 metapelíticos de grado 3, subangulosos, y de baja esfericidad. Los feldespatos potásicos y las plagioclasas se presentan en baja proporción, en ambas se presenta maclado, fragmentos subangulosos y con baja esfericidad. Los minerales accesorios como el óxido son mínimos, y las micas producto de alteraciones se encuentran esporádicas entre la muestra. Moderada clasificación de la roca, con una submadurez textural.

CH-13-12

Arenisca de grano grueso a muy grueso, Fk>PI>L>Qz>Minerales accesorio. Matriz arcillosa, alrededor de 10%. Cuarzo monocristalino plutónico con extinción recta y ondulosa, poco cuarzo policristalino (<3,>3), subanguloso, con esfericidad media, algunos cristales de calcedonia. Feldespato K principalmente sanidino con su macla de Carlsbad, angulosos a subangulosos y con baja esfericidad. La plagioclasa aparece abundante en la muestra, angulosa a subredondeada, esfericidad media. Contiene líticos volcánicos con texturas felsíticas y microlítica, subredondeados a subangulosos, con algunos líticos sedimentarios de arenisca y/o chert, pequeños y subredondeados con esfericidad media. Minerales accesorios como óxidos de hierro. y algunos minerales opacos cerca de 5%. Esta roca se considera como moderadamente clasificada y como submadura.

CH-13-14c

Arenisca de grano medio a grueso, Qz>Fk>L>PI>Minerales accesorio. Matriz arcillosa-arenosa aproximadamente 10-12%. El cuarzo se presenta principalmente como monocristalino plutónico con extinción ondulosa, sin embargo también se observan cuarzos monocristalinos con extinción recta, los fragmentos son redondeados y con alta esfericidad; cuarzo policristalino con más de 3 cristales, sin embargo también están presentes aquellos con menos de 3 cristales, el cristal está bien redondeado y con alta esfericidad; El feldespato potásico esta subredondeado, con esfericidad media; La plagioclasa está presente pero en pocas cantidades, se observa subredondeada y con esfericidad media. Los líticos varían entre líticos volcánicos con texturas felsíticas y microlíticas, algunos líticos sedimentarios y escasos líticos metamórficos que se encuentran subredondeados y con esfericidad alta; Los minerales accesorios están constituidos principalmente por algunos minerales opacos.

CH-13-22

Arenisca de grano medio a grueso, Qz>L>PI>Fk>Minerales accesorio. Cuarzo monocristalino plutónico con extinción ondulosa principalmente y con extinción recta muy redondeados y con esfericidad muy alta; el cuarzo policristalino es primordialmente mayor a tres cristales, pero también fueron observados algunos fragmentos de cuarzos policristalinos con 2-3 cristales que se encuentran subredondeados y con esfericidad media; El feldespato potásico está distribuido en la muestra pero es muy escaso, algunos fragmentos del feldespato fueron identificados como microclina, y algunas ortoclasas, los fragmentos se encuentran subredondeados y con baja esfericidad; La plagioclasa se encuentra subredondeada y con

esfericidad media, en ocasiones alterada. Los líticos volcánicos presentes en la muestra son aquellos con textura felsítica, pero también están presentes aquellos con textura microlítica en menor proporción, subangulosos y con esfericidad media; Los líticos sedimentarios son muy escasos principalmente fragmentos de areniscas, con sus bordes subangulosos y con esfericidad media-alta; finalmente los líticos metamórficos están presentes, pero son muy pocos y escasos. Los minerales accesorios son circones, minerales opacos y algunos fragmentos de clorita.

CH-13-26

Arenisca de grano medio a fino, compuesta por Fk>Cz>Pl>L, óxidos como minerales accesorios, y cementante calcáreo 5-10%. Feldespato alcalino se presenta tabular, roto y con macla de Carlsbad con poca alteración, subangulosos a subredondeados, y baja esfericidad. Cuarzo monocristalino, principalmente de origen plutónico, sus bordes son redondeados, subredondeados y subangulosos, algunos fragmentos presentan alta esfericidad, pero también algunos de ellos presentan baja esfericidad. Cuarzo policristalino, con más de 3 cristales, y con 2-3 cristales, subanguloso a subredondeado, baja esfericidad, presenta una textura metamórfica recrystalizada. Plagioclasas tabulares, pero muy pequeñas, con bordes angulosos, y con baja esfericidad. Líticos volcánicos principalmente con texturas felsíticas>microlíticas>lathwork, subredondeados a subangulosos, con baja a media esfericidad. Oxido como minerales accesorios. Roca moderadamente clasificada, y con buena madurez textural.

COR-14-1

Arenisca de grano medio, conformada por Cz>L>F>Minerales accesorio, con una matriz arcillosa en un porcentaje estimado entre 5-8% del total de la muestra, y un cementante calcáreo ~ 2-3%. El cuarzo monocristalino con una extincion ondulosa predomina sobre el cuarzo monocristalino con una extincion recta, estos cuarzos se pueden considerar de un origen plutónico debido a la presencia de algunas vacuolas y un ligero estriamiento, subanguloso y con esfericidad media. El feldespato potásico es mayor respecto a las plagioclasas, ambos muy alterados, en formas tabulares subhedrales, subredondeados y con esfericidad muy baja. Los líticos volcánicos predominan sobre los líticos de origen sedimentario derivados de areniscas, dentro de los líticos volcánicos podemos identificar las siguientes proporciones LvFel>LvMic>LvLat, se encuentran subredondeados con una esfericidad media. Los minerales accesorios son oxido de hierro, circones y algunas micas dispersas dentro de la matriz. Esta roca se considera con una moderadamente clasificada y como submadura.

COR-14-2

Arenisca de grano medio, que tiene la siguiente relación de componentes Cz>F>L>Minerales accesorio, con una matriz arcillosa que no supera el 15% y un cementante calcáreo ~3-5%. El cuarzo monocristalino predomina sobre el cuarzo policristalino. Qmo/Qmr normalmente con pocas vacuolas y estrías, son angulosos-subangulosos con esfericidad media. Cuarzo policristalino >3/<3 subredondeado-subanguloso con esfericidad media. El feldespato potásico/plagioclasa, se pueden observar con una ligera alteración a sericita, subangulosos a subredondeados y con baja esfericidad. El lítico volcánico está presente y es mayor sobre el lítico sedimentario. Dentro de la composición de los líticos volcánicos se puede identificar que el lítico volcánico con una textura felsítica es mayor que el lítico volcánico con y una textura microlítica, estos líticos son subangulosos y con baja esfericidad. Los minerales accesorios principales de esta muestra son los óxidos de hierro y algunas micas. La roca se puede considerar que tiene una pobre madurez textural y es submadura.

COR-14-3

Arenisca de grano medio, compuesta por Cz>L>Fk, minerales accesorios como óxidos. Matriz arcillosa 15-20%, y cementante calcáreo 10-15%. Cuarzo monocristalino redondeado a subredondeado, media a alta esfericidad, predominio de cuarzo plutónico con algo de estriamiento, poca o nada presencia de vacuolas.

Cuarzo policristalino, subanguloso con esfericidad media a baja, principalmente textura metamórfica recrystalizada. Líticos volcánicos con textura felsítica, subredondeados y con baja esfericidad. Feldespatos alcalinos subredondeado a subanguloso, con esfericidad alta, alteración en 70-80%, algunos ejemplares con macla de Carlsbad. Oxidación en los bordes de algunos componentes. Roca bien clasificada, y con submadurez textural.

JOR-13-2

Arenisca de grano medio a grueso, constituida principalmente por Cz>L>Fk>PI, minerales accesorio micas y óxidos, algunos piroxenos. Matriz arcillosa alrededor de 7-8%, y cementante calcáreo 2-3 %. Principalmente cuarzo monocristalino con extinción recta, subanguloso a subredondeado, esfericidad alta, predominantemente cuarzo plutónico, pero también cuarzo de origen volcánico que exhibe golfos de corrosión. Cuarzo policristalino, subredondeado, con esfericidad media, algunos cuarzos de origen metamórfico recrystalizado y muy escasos fragmentos de chert. Líticos volcánicos principalmente con textura felsítica en ocasiones alterados, líticos volcánicos con textura lathwork y microlítica (con ligera oxidación), líticos metapelíticos de grado 3, y finalmente líticos sedimentarios de arenisca, todos ellos subangulosos, y con baja esfericidad, en ocasiones mayores a 0.5 mm. Feldespato potásico subredondeado, con baja esfericidad, macla de Carlsbad, y cierto grado de alteración. Plagioclasas muy pequeñas respecto a los fragmentos de cuarzo, angulosas-subangulosas, y con baja redondez, alteradas a sericita. Micas, óxidos, piroxenos y minerales pesados como accesorio. Esta arenisca exhibe una moderada clasificación y buena madurez textural.

JOR-13-3

Arenisca de grano medio a muy grueso. Compuesta por L>Cz>F>Minerales accesorio. Contiene una matriz arcillosa que va cambiando a una matriz arenosa en algunas partes de la lámina, aproximadamente presente en un 5% de la muestra, con un cementante de tipo calcáreo estimado en 3%. Los líticos volcánicos principales en esta muestra se encuentran alterados, los más abundantes son los que presentan una textura de tipo felsítica sobre los de textura microlítica a su vez mayores sobre los de textura lathwork, están redondeados y con alta esfericidad. El cuarzo monocristalino predomina sobre el cuarzo policristalino, siendo el Q_{mr}/Q_{mo} y el Q_{p>3}/Q<3, son subredondeados y con esfericidad media. Los feldespatos se encuentran muy alterados, Fk/PI, subangulosos y con baja esfericidad. Los minerales accesorios de esta roca son micas y abundantes óxidos dispersos en la matriz. La roca tiene una pobre clasificación de sus componentes y una madurez textural relativamente submadura.

LB-3

Arenisca de grano medio-grueso. Sus principales componentes son Cz>F>L>Minerales accesorio. La matriz es de tipo arcilloso en un porcentaje aproximado al 5% acompañados de un cementante calcáreo ~2% del total de la muestra. El cuarzo se encuentra en proporciones Q_{mr}/Q_{mo} y Q_{p>3}/Q<3, ambos subangulosos a subredondeado, con baja esfericidad. Los feldespatos potásicos son más abundantes respecto a las plagioclasas, ambos alterados, subredondeados y con baja esfericidad. Los líticos volcánicos predominan en especial el lítico volcánico con una textura felsítica, son subredondeados a redondeados y con esfericidad alta. Los minerales accesorios se presentan como circones y óxidos de hierro. Esta muestra se encuentra pobremente clasificada y es submadura.

LB-09-31

Arenisca de grano medio a grueso, se compone de Cz>Fk>L>PI, minerales accesorios. Matriz arcillosa en un 10-15%, cementante calcáreo alrededor de 2-3% rellenando poros. Cuarzo monocristalino, subanguloso-subredondeado, baja esfericidad, predominante el cuarzo plutónico. Cuarzo policristalino en fragmentos grandes respecto al cuarzo monocristalino, subredondeado y con esfericidad media, textura metamórfica recrystalizada. Los feldespatos potásicos presentan bordes subanguloso, con baja esfericidad,

y cierto nivel de alteración. Líticos volcánicos, principalmente textura felsítica, con bordes subangulosos, esfericidad baja. Plagioclasas esporádicas, angulosas, con esfericidad media a baja, algunas plagioclasas se encuentran oxidadas. Minerales accesorios, entre los que se encuentran óxidos, minerales pesados y posiblemente piroxenos (ζ) así como clorita esporádica. La roca presenta mala clasificación, y una submadurez textural por la presencia de matriz.