



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

**Petrología de las areniscas continentales de la localidad Rosario
Nuevo, Oaxaca.**

T E S I S

**Que para optar por el grado de
Maestra en Ciencias de la Tierra**

PRESENTA

Mildred del Carmen Zepeda Martínez

ASESOR:

**Dr. Michelangelo Martini
Instituto de Geología, UNAM**

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

Dr. Fernando Ortega Gutiérrez - Instituto de Geología, UNAM
Dra. Elena Centeno García - Instituto de Geología, UNAM
Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales - Facultad de Ingeniería, UNAM
Dr. Timothy F. Lawton - Centro de Geociencias, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., ENERO DE 2017.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Mildred del Carmen Zepeda Martínez

A mi madre y a mi hermano
por la fuerza, arrojo y pasión que me han enseñado,
y sobre todo por su amor incondicional.

Que mis pensamientos lleguen hasta el infinito,
te abracen y te digan que tu recuerdo,
enseñanzas y amor perdurarán
por siempre en mi corazón, papá.

Agradecimientos

Quiero agradecer a mi asesor, el Dr. Michelangelo Martini, por su compromiso, apoyo y por compartir conmigo su conocimiento en el aula y en el campo. Su paciencia, dedicación, confianza y amistad favorecieron indudablemente este proyecto e hicieron para mí una experiencia gratificante. Agradezco por contagiarme su pasión por las rocas sedimentarias, por todas las oportunidades y consejos que me ha brindado y que han contribuido significativamente a mi vida cotidiana y académica.

A mis profesores y sinodales, por sus enseñanzas, observaciones y sugerencias que enriquecieron tanto este trabajo como mi formación académica, los Doctores: Claudia Cristina Mendoza-Rosales, Fernando Ortega-Gutiérrez, Timothy F. Lawton, Elena Centeno-García y Enrique González-Torres.

A mi madre por ser un ejemplo de fortaleza y arrojo, por su confianza y amor incondicional. Gracias por estar conmigo siempre y por alentarme cada día para alcanzar mis sueños.

A mi padre, quien partió al inicio de esta aventura, pero que estuvo y estará conmigo en todo momento, en cada paso, pensamiento y en mi corazón. Gracias por enseñarme a disfrutar cada segundo de mi vida.

A mi hermano, mi mejor amigo, siempre dispuesto a alegrar mi vida, y a su esposa, que juntos trajeron a nuestra familia una personita llena de amor y ternura.

A Rodrigo, por su amor, confianza, nobleza y apoyo. Gracias por ser paz, fuerza y alegría en mi vida.

A mis amigos con quienes compartí sonrisas, trabajo de campo, clases, libros, viajes, cubículo, películas, estrés pre-evaluación semestral, fiestas y muchos momentos inolvidables: César, Rogelio, Yuly, Mario, Elisa, Uxue, Yoalli, Orestes, Marisa, Mónica, Sidney, Alexia, Jesús, Urenia, Luis Javier, José Carlos, Athziri, Isela, Fernando Núñez, Arturo, Edith, Selene, Alberto, Elizabeth, Luis Fernando, Carlos Luna, Ismael Luna, Daniel, Ángel; y por supuesto a mis amigas incondicionales: Diana, Mónica y Estefanía.

A María Luisa y Gloria Alba por su amistad, amabilidad y por su disposición a ayudarnos siempre con las cuestiones burocráticas.

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología y al Posgrado en Ciencias de la Tierra por brindarme la oportunidad de realizar un posgrado en área del conocimiento que me apasiona.

Esta tesis se desarrolló con el financiamiento otorgado mediante el proyecto IA102216 del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT), donde el Dr. Michelangelo Martini fungió como responsable.



	Página
ÍNDICE	i
RESUMEN	iii
ABSTRACT	v
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES	4
2.1 Fase de <i>rift</i>	4
2.2 Fase de <i>drift</i> y enfriamiento termo-mecánico	6
2.3 El registro estratigráfico jurásico en el sur de México	8
2.3.2 Estado de Guerrero	8
2.3.2 Estados de Puebla y Oaxaca	10
2.3.2.1 La Cuenca de Otlaltepec	10
2.3.2.2 La Cuenca de Ayuquila	11
2.3.2.3 La Cuenca de Tezoatlán	11
CAPÍTULO 3. PROBLEMÁTICA A RESOLVER Y OBJETO DE ESTUDIO	15
3.1 Planteamiento del problema	15
3.2 Hipótesis de trabajo	16
3.3 Objetivos	16
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA	17
4.1 Análisis bibliográfico	17
4.2 Cartografía geológica	17
4.3 Medición de columnas estratigráficas	17
4.4 Análisis petrográfico cuantitativo de roca total	18
4.5 Análisis de minerales pesados	19
4.6 Análisis de turmalinas con microsonda electrónica de barrido	20
4.7 Geocronología U-Pb de circones detríticos	21
CAPÍTULO 5. LITOESTRATIGRAFÍA	23
5.1 Basamento: Complejo Acatlán (Litodema Cosoltepec)	23
5.2 Formación Diquiyú	25
5.3 Formación Rosario	29
5.3.1 Litofacies de Grava Clasto-Soportada con Estratificación Horizontal (Gh)	35
5.3.2 Litofacies de Grava Masiva Matriz-Soportada (Gmm)	38
5.3.3 Litofacies de Grava Clasto-Soportada con Gradación Inversa (Gci)	38
5.3.4 Litofacies de Grava Clasto-Soportada Masiva (Gcm)	39
5.3.5 Litofacies de Grava con Estratificación Cruzada Planar (Gp)	40
5.3.6 Litofacies de Arena con Estratificación Cruzada Planar (Sp)	40
5.3.7 Litofacies de Arena con Rizaduras (Sr)	40
5.3.8 Litofacies de Arena Fina, Limo y Lodo con Laminación Plano-Paralela Inferior (FI)	40
5.3.9 Litofacies de Carbón (C)	41
5.3.10 Paleocorrientes	42

	Página
5.4 Formación Cualac	43
5.4.1 Litofacies de Grava con estratificación cruzada curvada (Gt)	45
5.4.2 Litofacies de Grava con Estratificación Cruzada Planar (Gp)	45
5.4.3 Litofacies de Arena con Estratificación Cruzada Planar (Sp)	46
5.4.4 Litofacies de Arena con rizaduras (Sr)	47
5.4.5 Litofacies de Arena Fina, Limo y Lodo con laminación plano-paralela inferior (Fl)	47
5.4.6 Paleocorrientes	49
CAPÍTULO 6. PETROGRAFÍA DE ROCA TOTAL	46
6.1 Formación Rosario	54
6.2 Formación Cualac	58
6.3 Análisis de la variación composicional.	61
CAPÍTULO 7. PETROGRAFÍA DE MINERALES PESADOS	63
7.1 Formación Rosario	65
7.2 Formación Cualac	67
7.3 Litodema Cosoltepec (Complejo Acatlán)	67
CAPÍTULO 8. GEOCROLOGÍA U-PB DE CIRCONES	69
8.1 Formación Diquiyú	69
8.2 Formación Rosario	70
8.3 Formación Cualac	72
8.4 Basamento: Litodema Cosoltepec (Complejo Acatlán)	74
CAPÍTULO 9. QUÍMICA MINERAL DE TURMALINAS	76
9.1 Formación Cualac	76
9.2 Complejo Acatlán	77
CAPÍTULO 10. DISCUSIÓN	79
10.1 Ambientes de depósito	79
10.1.1 Formación Rosario	79
10.1.2 Formación Cualac	80
10.2 Procedencia	82
10.2.1 Formación Rosario	82
10.2.2 Formación Cualac	85
10.3 Interpretación tectónica de la variación composicional en la sucesión clástica.	89
CONCLUSIONES	91
REFERENCIAS	93
APÉNDICE I. Mapa geológico de la Cuenca de Tezoatlán.	101
APÉNDICE II. Geocronología de circones.	102
APÉNDICE III. Imágenes de composición elemental de cristales de turmalina.	113
APÉNDICE IV. Química mineral de turmalinas	118

.....

A partir del Jurásico, una reorganización global de las placas determinó la fragmentación progresiva del paleocontinente Pangea. Las rocas paleozoicas y precámbricas de México se encontraban en el margen oeste-ecuatorial de Pangea, en el límite naciente entre Norteamérica y Sudamérica, lo que determinó que la evolución tectónica de México estuviera influenciada por la generación de grandes fallas corticales que determinaron una configuración con depresiones y bloques levantados.

De acuerdo al registro estratigráfico, en México se ha podido subdividir la evolución de la fragmentación de Pangea en dos etapas principales: la etapa de *rift* y la consecuente etapa del *drift* y el enfriamiento termo-mecánico. La fase de rift se constriñe del Jurásico Inferior al Jurásico Medio y está caracterizada por el desarrollo de fallas normales y transtensionales que produjeron el adelgazamiento de la corteza y volcanismo. Durante este proceso, en México se desarrollaron numerosas cuencas extensionales y transtensionales con una orientación NNW que preservan sucesiones clásticas continentales a litorales que se derivaron de los bloques de basamento exhumados.

Una de las cuencas asociadas a la fase de *rift* en el sur de México es la Cuenca de Tezoatlán, la cual se encuentra expuesta en el estado de Oaxaca. La cuenca de Tezoatlán está compuesta por una sucesión volcano-sedimentaria depositada del Jurásico Temprano al Jurásico Medio que consiste en cuatro unidades estratigráficas: las formaciones Diquiyú, Rosario, Cualac y el Grupo Tecocoyunca. La Formación Diquiyú está compuesta por derrames de composición andesítica a dacítica que cubren concordantemente los fanglomerados de la Formación Rosario. A su vez, la Formación Rosario está cubierta concordantemente por la Formación Cualac, la cual está compuesta por sucesiones grano-decrecientes superpuestas, que poseen espesores métricos y fueron depositadas en la parte media de un abanico aluvial o un sistema fluvial trenzado. Finalmente, la Formación Cualac cambia transicionalmente al Grupo Tecocoyunca que corresponde con los depósitos correspondientes a una llanura de inundación y un ambiente de marino somero. El límite entre las formaciones Rosario y Cualac, está definido por un cambio composicional importante. Este trabajo documenta cuantitativamente que las rocas clásticas de la Formación Rosario están compuestas principalmente de clastos volcánicos y plagioclasa, mientras que las areniscas de la Formación Cualac están compuestas por cantidades variables de cuarzo monocristalino y rocas metasedimentarias en facies de esquistos verdes. Este cambio de procedencia importante también está denotado por el cambio significativo de poblaciones de circones detríticos y las asociaciones de minerales pesados. En efecto, las rocas de la Formación Rosario contienen poblaciones de circones con edades grenvilianas, del Jurásico Temprano, panafricanas y subordinadamente Permo-Triásicas, y están caracterizadas por la presencia de prehnita-pumpelita, epidota, apatito y circón; mientras que las areniscas de la Formación Cualac son dominadas por edades grenvilianas, panafricanas, Ordovícico-Carboníferas y en menor medida circones del Jurásico-Temprano, además de minerales pesados como chorlo-dravita, rutilo, epidota, circón y prehnita-pumpelita. Los datos petrográficos, geocronológicos y geoquímicos presentados en este trabajo documentan que las formaciones Rosario y Cualac fueron el resultado de la erosión de diferentes fuentes. De acuerdo con los datos obtenidos, la Formación Rosario fue alimentada principalmente por las rocas volcánicas del Jurásico Temprano pertenecientes a la Formación Diquiyú expuestas en el margen sur de la cuenca de Tezoatlán. Por el contrario, la Formación Cualac se derivó de las rocas metasedimentarias en facies de esquistos verdes del Litodema Cosoltepec, el cual forma parte del Complejo Acatlán de edad paleozoica y que limita el norte de la cuenca a lo largo de una falla mayor con orientación WNW y cinemática normal izquierda llamada falla Río Salado. Por lo tanto, el cambio de procedencia registrado en la cuenca de Tezoatlán es una manifestación de un evento

tectónico mayor que exhumó las rocas metamórficas del Litodema Cosoltepec a lo largo de la falla Río Salado. La integración de los datos geocronológicos presentados en este trabajo y los datos paleontológicos disponibles en la literatura constriñen la actividad de la falla Río Salado entre 180.8 ± 4 Ma, la edad máxima de depósito de la Formación Rosario obtenida por geocronología U-Pb de circones, y el Bajociano, la edad de la asociación fósil más antigua preservada en el Grupo Tecocoyunca. De acuerdo con los datos presentados en este trabajo, la falla Río Salado participó en la atenuación cortical relacionada con la fragmentación de la Pangea y controló la sedimentación de la Cuenca de Tezoatlán. Por lo tanto, el desplazamiento lateral izquierdo de bloques continentales a lo largo de fallas con orientación WNW ocurrió en el sur de México durante el Jurásico Temprano y Medio, como fue propuesto originalmente en las reconstrucciones tectónicas globales.

ABSTRACT

.....

During Jurassic time, a global tectonic plates reorganization determined the progressive breakup of Pangea. Paleozoic and Precambrian rocks of Mexico were located on the west-equatorial margin of Pangea, at the nascent boundary between North and South America. Because of this paleogeographic position, the tectonic evolution of Mexico has been influenced by the development of major lithospheric faults that produced a complex structural configuration defined by subsiding basins bounded by exhuming basement blocks.

According to the geological record, the evolution of Pangea breakup in Mexico can be subdivided into two main stage: the rift stage and the subsequent drift-and-thermo-mechanical-cooling stage. The rift stage took place between the Early and Middle Jurassic and is characterized by the development of normal and transtensional faults that produced crustal attenuation and volcanic activity. During this stage, several NNW-trending extensional to transtensional basins were developed in Mexico. These basins were the sites of deposition of continental to shallow marine clastic successions that were derived from adjacent basement highs.

One of the basins developed during the rift stage is the Tezoatlán Basin that is located in southern Mexico. The Tezoatlán basin is composed of a Jurassic volcano-sedimentary succession that consists of four main Early-Middle Jurassic stratigraphic units: the Diquiyú, Rosario, Cualac formations and the Tecocoyunca Group. The Diquiyú Formation is composed of Early Jurassic andesitic to dacitic lava flows that are conformably overlain by proximal fanglomerates of the Rosario Formations. The Rosario Formation is in turn conformably overlain by the Cualac Formation, which is composed of superposed, meter-thick, fining-upward successions that were deposited in the middle part of an alluvial fan or a braided river. Finally, the Cualac Formation transitionally grades upward into flood-plain and shallow marine deposits of the Tecocoyunca Group. A major provenance change defines the boundary between the Rosario and Cualac formations exposed in the study area. In fact, we quantitatively document in this work that clastic rocks from the Rosario Formation are dominantly composed of volcanic clasts and plagioclase, whereas sandstones from the Cualac Formation are composed of variable amounts of monocrystalline quartz and greenschist-facies metasedimentary rocks. This major provenance change is also suggested by a drastic change in detrital zircon populations and heavy mineral assemblages. In fact, rocks from the Rosario Formation contain Grenvillian, Early Jurassic, Pan-African, and minor Permo-Triassic zircon grains and are characterized by the occurrence of prehnite-pumpellyte, epidote, apatite and zircon, whereas sandstones from the Cualac Formation are dominated by Grenvillian, Pan-African, Ordovician-Carboniferous, and minor Early Jurassic zircons and heavy minerals such as schorl-dravite tourmaline, rutile, epidote, zircon and prehnite-pumpellyte. Petrographic, geochronologic, and geochemical data presented in this work suggests that the Rosario and Cualac formations were derived from different sources. In fact, according to our data, the Rosario Formation was dominantly sourced by Early Jurassic volcanic rocks of the Diquiyú Formation, which are presently exposed along the southern margin of the Tezoatlán basin. On the contrary, the Cualac Formation was derived from greenschists-facies metasedimentary rocks of the Cosoltepec Lithodeme, which is part of the Paleozoic Acatlán Complex and bounds the Tezoatlán basin to the north along a major WNW-trending, normal sinistral fault named Rio Salado fault. Therefore, we explain the major provenance change recorded in the Tezoatlán basin as the manifestation of a major tectonic event that exhumed the metamorphic rocks of Cosoltepec Lithodeme along the Rio Salado fault. The integration of geochronologic data presented in this work and paleontologic data from the previous literature brackets the Rio Salado fault activity between 180.8 ± 4 Ma, the maximum depositional age of the Rosario Formation obtained by U-

Pb zircon geochronology, and the Bajocian, the age of the oldest fossil association in the Tecocoyunca Group. According to data presented in this work, the Rio Salado fault participated in the crustal attenuation during the rift phase of Pangea breakup and controlled the deposition within the Tezoatlán Basin. This indicates that sinistral motion of continental blocks along WNW-trending structures was taking place in southern Mexico during Early and Middle Jurassic as predicted by global plate tectonic reconstructions.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN



A finales del Paleozoico, el paleocontinente Gondwana fue amalgamado a Laurentia a lo largo del cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (Poole *et al.*, 2005). Este evento tectónico global dio como resultado, además del desarrollo del orógeno y el cierre del paleo-océano Reico, el ensamble del paleo-continente Pangea.

A partir del Jurásico, una reorganización global de las placas determinó la fragmentación progresiva de este paleo-continente (e.g. Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988; Dickinson y Lawton, 2001; Pindell y Kennan, 2009). Durante este evento de fragmentación, las rocas paleozoicas y precámbricas de México se encontraban en el margen oeste-ecuatorial de Pangea, en el límite naciente entre Norteamérica y Sudamérica (Fig. 1.1A), lo que determinó que la evolución tectónica de México estuviera influenciada por la generación de grandes fallas corticales que originaron una configuración con depresiones topográficas y bloques levantados (Goldhammer, 1999; Pindell y Kennan, 2009; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016). Por esta razón, en las últimas décadas, un número creciente de investigadores ha mostrado su interés en la geología de México, ya que este país contiene el registro estructural de uno de los eventos tectónicos globales más importantes del Mesozoico, es decir la fragmentación del último supercontinente que ha existido en la historia de la Tierra. En general, las reconstrucciones actualmente propuestas en la literatura implican que la fragmentación de la Pangea en el territorio mexicano produjo: 1) el desplazamiento del bloque de Yucatán desde la costa meridional actual de Texas hasta su posición actual a lo largo de fallas corticales con orientación NNW y cinemática normal derecha, y 2) el desplazamiento del sur y posiblemente parte del centro de México desde una posición inicial más noroccidental hasta la actual a lo largo de fallas con orientación WNW y cinemática normal izquierda (Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Kennan, 2009) (Fig. 1.1B). De acuerdo con la mayoría de los autores, estos desplazamientos tectónicos de bloques litosféricos son necesarios para explicar la apertura del Golfo de México durante el Jurásico y Cretácico Inferior, y para evitar problemas de traslape entre Norte y Sudamérica durante el principio del Mesozoico (Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Kennan, 2009).

A pesar del interés creciente en la reconstrucción de la fragmentación de la Pangea, hasta la fecha, la cinemática y dinámica de este proceso tectónico han sido reconstruidas solamente a la escala regional. Las reconstrucciones propuestas se basan principalmente en la integración de consideraciones geométricas, datos paleomagnéticos, perfiles sísmicos e información de subsuelo obtenida de las perforaciones (Anderson y Schmidt, 1983; Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Kennan, 2001; Pindell y Kennan, 2009). Sin embargo, en la mayoría de los casos, parte de los datos en que se basan estas reconstrucciones pertenecen a las compañías petroleras y, por ende, son inéditos, impidiendo una evaluación objetiva de las diferentes propuestas publicadas. Adicionalmente, estas reconstrucciones se fundamentan en la existencia de fallas mayores que, a pesar de ser estructuras tectónicas aparentemente necesarias para explicar la divergencia entre Norte y Sudamérica, nunca han sido documentadas tanto en superficie como en el subsuelo (e.g. fallas Tamaulipas-Chiapas y Faja Volcánica Trans-Mexicana). A pesar de que en las últimas décadas varios autores pudieron documentar claramente la actividad jurásica de algunas fallas normales derechas con orientación NNW en diferentes partes del país (Alaníz-Alvarez *et al.*, 1996; Campos-Madrugal *et al.*, 2013), las estructuras con

orientación WNW y cinemática normal izquierda no han sido todavía reconocidas con claridad. En efecto, las pocas fallas WNW que han sido propuestas por algunos autores están actualmente en el centro de un gran debate que concierne su existencia, posible extensión, edad y cantidad de desplazamiento producido (e.g. megacizalla Mojave-Sonora en Fig. 1.1B) (Anderson y Schmidt, 1983; Iriondo *et al.*, 2005; Gray *et al.*, 2008). Consecuentemente, el papel del desplazamiento lateral izquierdo de bloques litosféricos en el sur y centro de México ha sido subestimado por varios autores a pesar de ser un requisito geométrico fundamental en las reconstrucciones tectónicas globales de la fragmentación de la Pangea.

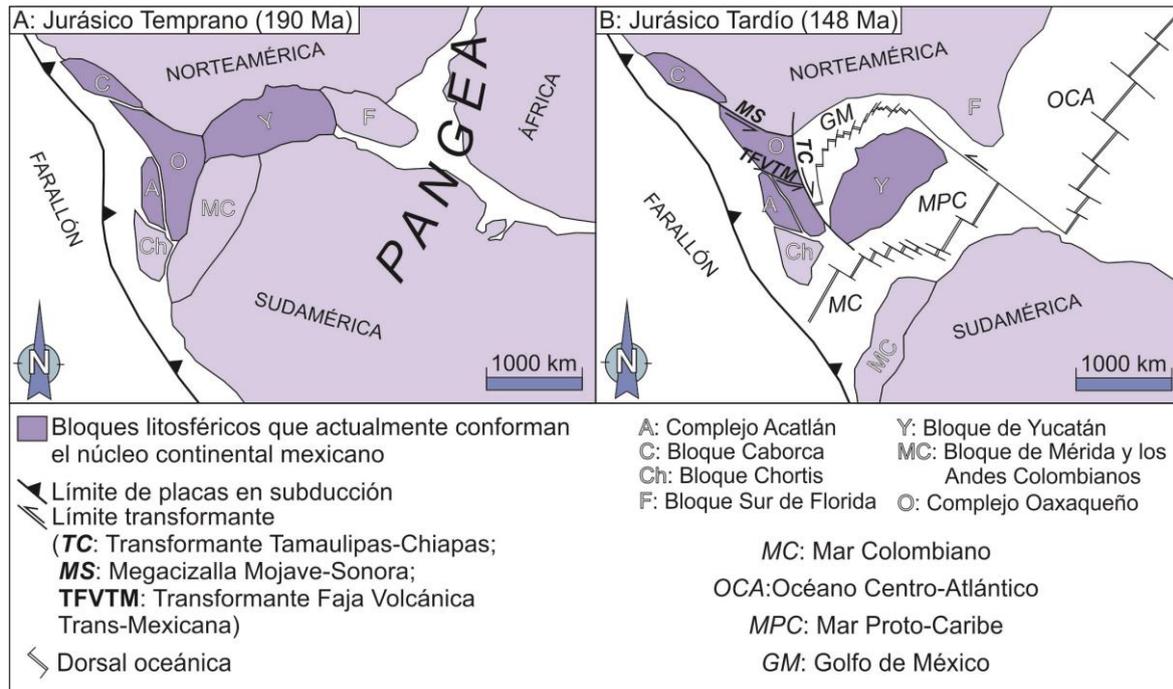


Figura 1.1 Reconstrucción paleogeográfica del margen occidental de Pangea antes y después de la fragmentación de la corteza continental. A) Configuración de bloques corticales durante el Jurásico Temprano. B) Rotación del bloque de Yucatán a lo largo de la transformante Tamaulipas-Chiapas. Tomado de Martini *et al.*, 2016.

Considerado la dificultad en la identificación directa de las fallas que participaron en el proceso de atenuación cortical asociado a la fragmentación de la Pangea, algunos autores han utilizado en los últimos años métodos indirectos que se basan en el estudio sedimentológico y el análisis de procedencia de areniscas para obtener información sobre la evolución tectónica de México durante el Jurásico (Campos-Madrigal *et al.*, 2013; Martini *et al.*, 2016). En efecto, las depresiones topográficas que se generaron durante la fase de atenuación cortical asociada a la ruptura de la Pangea fueron los sitios de depósito de potentes sucesiones clásticas, las cuales se desarrollaron a partir de la erosión de los pilares tectónicos de basamento que iban progresivamente exhumándose a lo largo de fallas mayores (Goldhammer, 1999; Campos-Madrigal *et al.*, 2013; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016). Considerando que el basamento continental en México está conformado por un ensamble de conjuntos petrotectónicos que muestran naturaleza, edad y grado metamórfico diferentes (Campa y Coney, 1983; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Keppie, 2004; Centeno-García, 2005), la exhumación de distintos bloques corticales por efecto de la progresiva extensión ha generado sucesiones sedimentarias clásticas conformadas por distintas petrofacies, las cuales están caracterizadas por diferentes composiciones, contenidos de minerales pesados y circones detríticos. Con base en esta consideración, la identificación

y el análisis de las diferentes petrofacies contenidas en los registros estratigráficos del Jurásico permiten reconstruir de manera detallada la historia de exhumación de bloques litosféricos y, consecuentemente, la evolución estructural relacionada con la fragmentación de Pangea en el territorio mexicano.

Adicionalmente, cabe remarcar que los ambientes sedimentarios son significativamente influenciados por la topografía del entorno geográfico en el cual estos se desarrollan. Por ende, variaciones en las condiciones de depósito dentro de un registro estratigráfico permiten la identificación de cambios en la configuración topográfica producidos por la activación o desactivación de estructuras tectónicas en la corteza.

Con base en estas premisas, las sucesiones sedimentarias del Jurásico expuestas en México representan un tema de estudio muy estimulante para cualquier persona interesada en la reconstrucción de la evolución tectónica asociada al rompimiento de la Pangea y al desarrollo del límite de placa Norteamérica-Suramérica.

Una de las cuencas desarrolladas en México durante la extensión cortical del Jurásico y caracterizada por ofrecer excelentes exposiciones de su registro estratigráfico es la Cuenca de Tezoatlán, en el estado de Oaxaca. Dicha cuenca conserva una sucesión clástica continua que abarca por lo menos el Jurásico Inferior y Medio (Morán-Zenteno *et al.*, 1993), por lo cual, debe preservar información sobre la evolución estructural asociada a la atenuación y sucesiva fragmentación de la corteza de Pangea. En este trabajo, se presenta el estudio petrológico detallado de la Cuenca de Tezoatlán, contemplando tanto el análisis general de ambientes de depósito, así como el análisis de procedencia a detalle de la sucesión clástica, con el fin de mejorar la reconstrucción de la historia de exhumación de bloques corticales en el sur de México durante el Jurásico y, por ende, la evolución estructural asociada a la fragmentación de la Pangea.

A finales del Paleozoico, el paleocontinente Gondwana fue amalgamado a Laurentia a lo largo del cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (Poole *et al.*, 2005). Este evento tectónico global dio como resultado, además del desarrollo del orógeno y el cierre del paleo-océano Reico, el ensamble del paleo-continente Pangea.

A partir del Triásico, una reorganización global de las placas determinó la fragmentación progresiva de este paleo-continente (e.g. Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988; Dickinson y Lawton, 2001; Pindell y Kennan, 2009). Durante este evento de fragmentación, las rocas paleozoicas y precámbricas de México se encontraban en el margen oeste-ecuatorial de Pangea, en el límite naciente entre Norteamérica y Sudamérica (Fig. 2.1), lo que determinó que la evolución tectónica de México estuviera influenciada por la generación de grandes fallas corticales que determinaron una configuración con depresiones y bloques levantados.

De acuerdo al registro estratigráfico, en México se ha podido subdividir la evolución de la fragmentación de Pangea en dos etapas principales: la etapa de *rift* y la consecuente etapa del *drift* y el enfriamiento termo-mecánico (e.g. Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016).

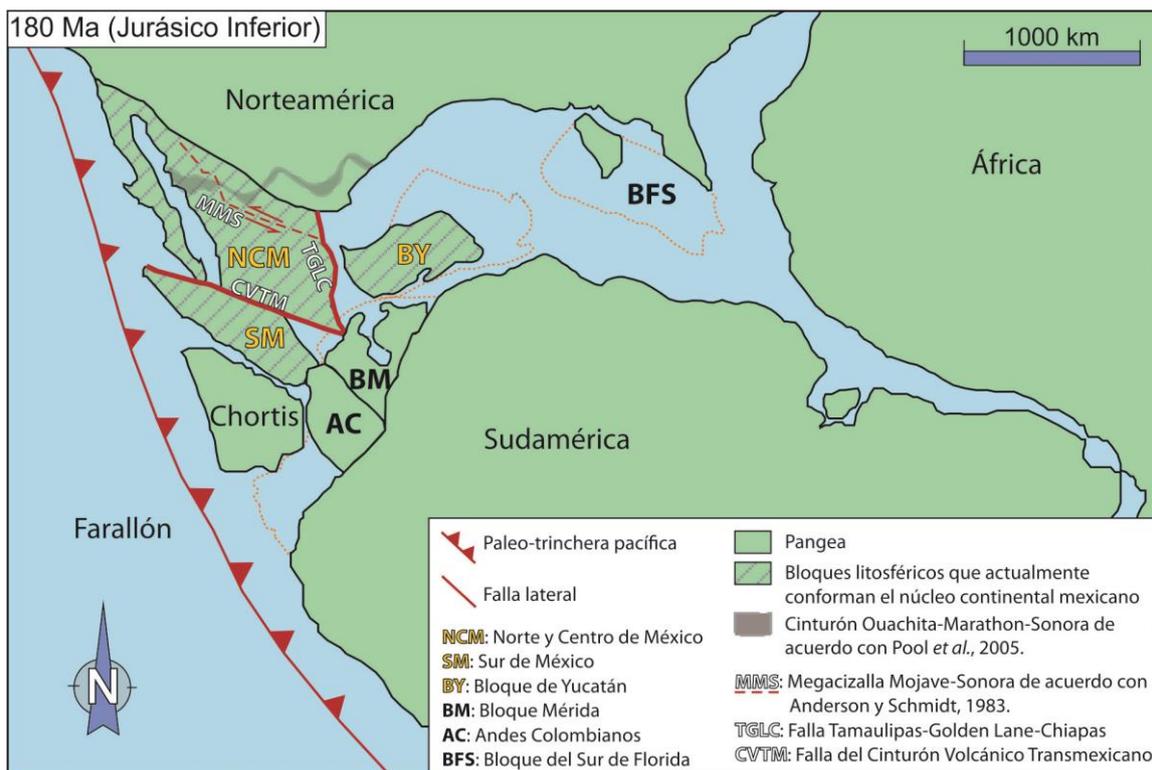


Figura 2.1 Reconstrucción del paleo-continente Pangea hace 180 Ma, donde se denota la ubicación de México en la costa oeste-ecuatorial. Modificado de Ross y Scotese, 1988.

2.1 Fase de *rift*

La fase de *rift* marca el inicio de la disgregación del margen occidental del paleo-continente Pangea (Pindell y Kennan, 2009). Dicha disgregación se llevó a cabo durante el Jurásico Temprano y Medio por medio de fallas normales y transtensionales, que determinaron el adelgazamiento de la

corteza continental y la generación de numerosas cuencas sedimentarias independientes donde se acumularon grandes espesores de rocas clásticas derivadas de los pilares tectónicos adyacentes (Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998; Campos-Madrigal *et al.*, 2013) (Fig. 2.2). Dichas cuencas presentan una orientación dominante NNW, así como las fallas mayores que las bordean (Fig. 2.2), y preservan sucesiones predominantemente continentales a litorales, llegando en algunos casos a condiciones marinas someras (Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Goldhammer, 1999; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998; Campos-Madrigal *et al.*, 2013).

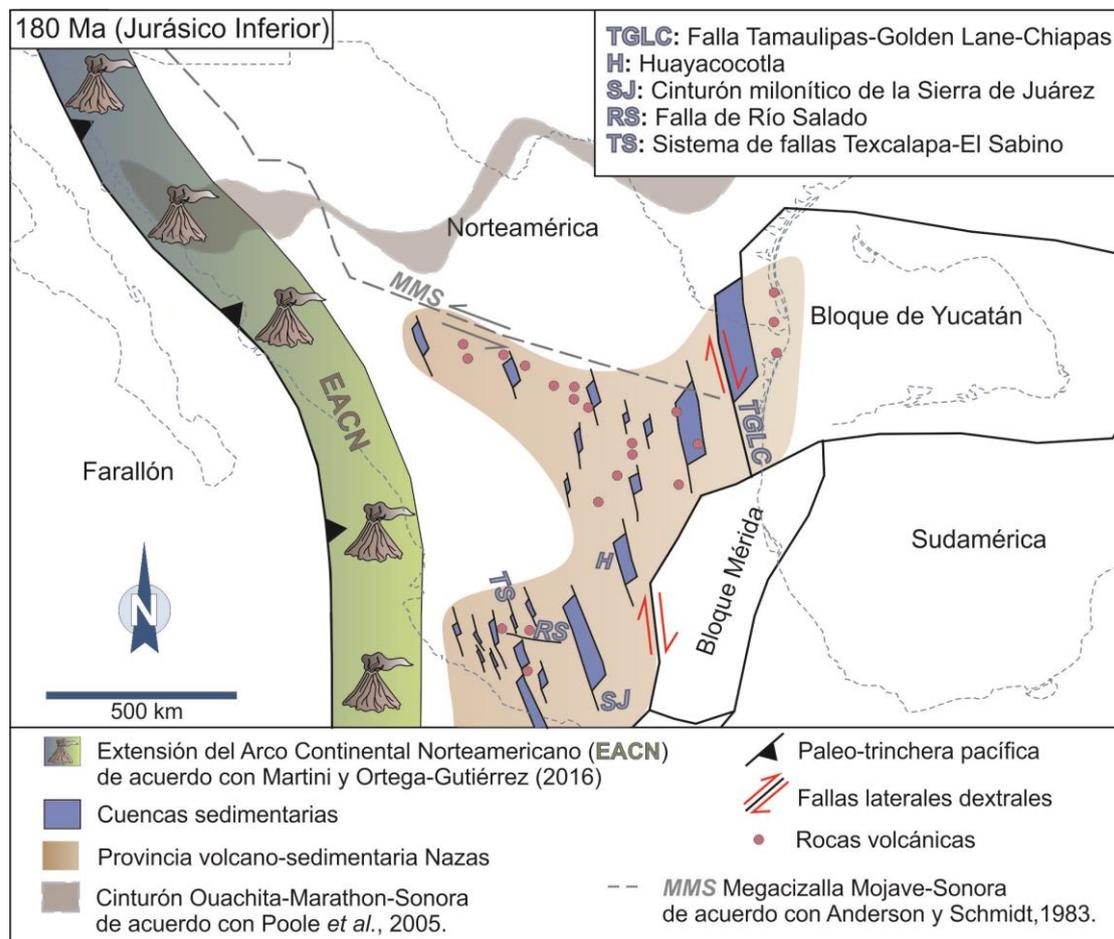


Figura 2.2 Configuración y distribución de las cuencas jurásicas durante la etapa de rift (180 Ma). Modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016.

Cabe remarcar que, en algunos casos, las sucesiones clásticas del Jurásico Inferior y Medio en México presentan intercalaciones de rocas volcánicas, indicando que la fase de atenuación cortical de la margen occidental de la Pangea fue acompañada localmente por actividad magmática (Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Campa-Uranga *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Godínez-Urban *et al.*, 2011; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011; Duran-Aguilar, 2014; Lawton y Molina-Garza, 2014) (Fig. 2.2). Dichas rocas volcánicas varían en composición de riolita a andesita, con un porcentaje menor de basalto, y han arrojado edades isotópicas U-Pb entre 193 y 163 Ma (Campa-Uranga *et al.*, 2004; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Godínez-Urban *et al.*, 2011; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011; Duran-Aguilar, 2013; Lawton y Molina-Garza, 2014). El contexto tectónico en el cual se emplazaron estas rocas volcánicas es todavía debatido. Numerosos autores han propuesto que estas rocas volcánicas representan los vestigios de un arco extensional o transtensional llamado arco Nazas, el cual resultó de la subducción de la placa Farallón por debajo de la margen occidental de la Pangea (Bartolini, 1998;

Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Godínez-Urban *et al.*, 2011; Durán-Aguilar, 2013; Lawton y Molina-Garza, 2014) (Fig. 2.2). De manera alternativa, otros autores han propuesto que dichas rocas volcánicas se emplazaron a partir de magmas generados por la extensión continental asociada a la fragmentación de la Pangea y consecuente descompresión del manto astenosférico (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016) (Fig. 2.2).

2.2 Fase de *drift* y enfriamiento termo-mecánico

El proceso de *rift* concluyó a finales del Calloviano (Goldhammer, 1999; Pindell y Kennan, 2009) y, a partir del Oxfordiano, se inició la fase de *drift* y enfriamiento termo-mecánico, la cual perduró hasta el inicio del Cretácico según algunos autores (e.g. Marton y Buffler, 1999) y hasta el Barremiano de acuerdo a Mendoza-Rosales *et al.* (2010). La fase de *drift* se caracteriza por la rotación antihoraria del bloque de Yucatán a lo largo de la falla transformante Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas y el consecuente comienzo de la expansión del piso oceánico en el Golfo de México (Fig. 2.3), así como por el sucesivo enfriamiento de la corteza continental y subsidencia termo-mecánica (Pindell, 1985; Michalzik, 1991; Goldhammer, 1999; Pindell y Kennan, 2009).

La existencia, naturaleza y extensión de la falla transformante Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas siguen siendo temas de discusión, ya que esta estructura no está expuesta en superficie, debido a que posiblemente se encuentra sepultada por las sucesiones sedimentarias y volcánicas del Cretácico y Cenozoico. Sin embargo, con base en consideraciones geométricas y de acuerdo a la dinámica de la divergencia entre Norte y Sur América, varios autores propusieron que la transformante Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas es una falla con orientación NNW y cinemática lateral derecha (Pindell y Kennan, 2009) (Fig. 2.3).

Aparentemente, la rotación del bloque de Yucatán a lo largo de la transformante Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas ha jugado un papel fundamental en la evolución estructural asociada a la fragmentación de la Pangea occidental. En efecto, el desarrollo de dicha transformante parece haber producido en México un patrón estructural regional caracterizado por numerosas fallas laterales derechas con orientación NNW, como por ejemplo la zona de cizalla milonítica de la Sierra de Juárez (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996) y las fallas Texcalapa y El Sabino (Campos-Madrigal *et al.*, 2013) (Fig. 2.3). Adicionalmente, varios autores han propuesto que, contemporáneamente a las fallas NNW con cinemática lateral derecha, estructuras corticales con una orientación WNW y una cinemática lateral izquierda produjeron el desplazamiento de bloques por cientos de kilómetros (e.g. la megacizalla Mojave-Sonora en Anderson y Schmidt, 1983; Anderson y Silver, 2005) (Fig. 2.3). Sin embargo, el debate sobre la existencia, extensión, cinemática y edad de estas posibles estructuras laterales izquierdas es todavía abierto (Anderson y Silver, 2005, Iriondo *et al.*, 2005, Molina-Garza e Iriondo, 2005, Gray *et al.*, 2008). En particular, algunos autores han puesto en evidencia que algunos rasgos estructurales paleozoicos que deberían ser desplazados por cientos de kilómetros a lo largo de dichos lineamientos muestran en vez una aparente continuidad lateral, como por ejemplo el cinturón Ouachita-Maratón-Sonora (Poole *et al.*, 2005) (Fig. 2.3). A pesar de esto, el desplazamiento de bloques a lo largo de fallas laterales izquierdas en México parece ser necesario para obviar el problema de traslape entre Norte y Sur América en la reconstrucción de la Pangea (Anderson y Schmidt, 1983; Pindell y Kennan, 2009).

Otro problema todavía abierto relacionado con la fragmentación de la Pangea en el territorio mexicano es representado por el evento de trasgresión marina que acompañó la apertura del Golfo de México. En efecto, la transición entre la etapa de *rift* y la de *drift* fue marcada por la incursión de aguas marina en México, lo cual determinó la supresión de los ambientes depositacionales continentales y la

2.3 El registro estratigráfico jurásico en el sur de México

En el sur de México, se han identificado varias cuencas aparentemente asociadas al proceso de fragmentación de la Pangea y apertura del Golfo de México. Dichas cuencas se encuentran expuestas en los estados de Guerrero, Oaxaca, Puebla (Fig. 2.4), y se describen brevemente a continuación.

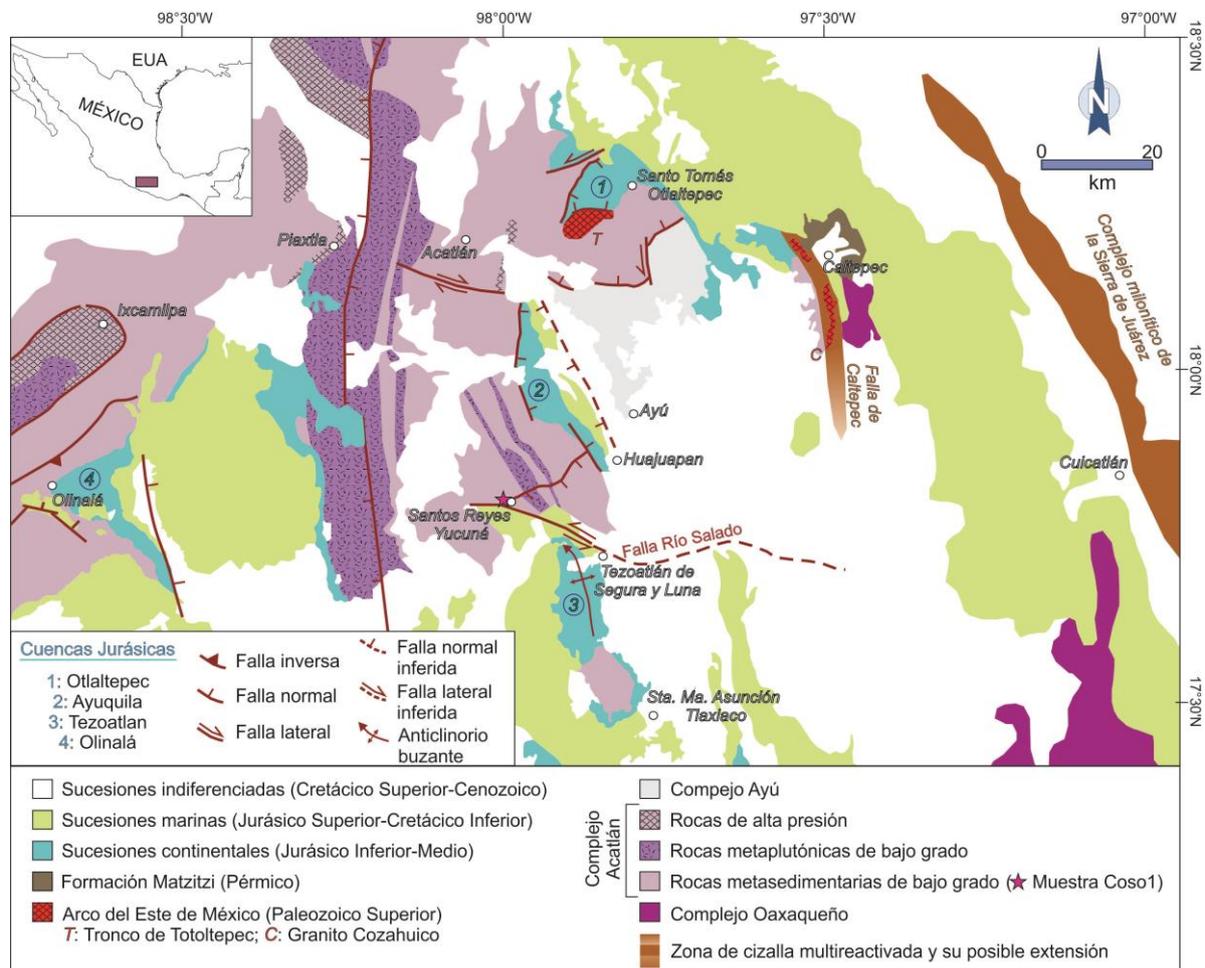


Figura 2.4 Mapa geológico donde se muestra la localización y extensión de las cuencas sedimentarias del Jurásico en los estados de Guerrero, Puebla y Oaxaca, así como las relaciones de estas con las rocas de basamento. La localización y extensión de las cuencas sedimentarias es de acuerdo con Campos-Madrigal *et al.*, 2013, Moran-Zenteno *et al.*, 1993; García-Díaz, 2004; y con base en los mapas del Servicio Geológico Mexicano a escala 1:250 000. La geología de los basamentos cristalinos se basa en Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez, 1981; Helbig *et al.*, 2012.

2.3.1 Estado de Guerrero.

Los mapas del Servicio Geológico Mexicano muestran que sucesiones clásticas del Jurásico se encuentran expuestas en diferentes partes del estado de Guerrero (Fig. 2.4). Sin embargo, la única zona para la cual se cuenta con un estudio estratigráfico relativamente satisfactorio de estas sucesiones es la de Olinalá (Corona-Esquivel, 1981; García-Díaz, 2004) (Fig. 2.4). En esta zona aflora una sucesión clástica del Jurásico Inferior y Medio que sobreyace en disconformidad a las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán y su cobertura pérmica (Corona-Esquivel, 1981; García-Díaz, 2004). La sucesión Jurásica está compuesta de base a cima por las formaciones Las Lluvias, Cualac y el Grupo Tecocoyunca (García-Díaz, 2004) (Fig. 2.5).

La Formación Las Lluvias sobreyace en disconformidad a las rocas pérmicas de la cobertura sedimentaria (Formación Los Arcos, Corona-Esquivel, 1981). Esta formación está compuesta por rocas volcánicas de composición riolítica a andesítica que han arrojado edades U-Pb en circón entre 179 y 177 Ma (Campa-Uranga *et al.*, 2004; García-Díaz, 2004).

Las rocas volcánicas de la Formación Las Lluvias están sobreyacidas en contacto estratigráfico discordante por la Formación Cualac (Fig. 2.5), la cual está compuesta por una sucesión de conglomerado y arenisca conformados principalmente de cuarzo, fragmentos líticos metamórficos cuarzosos y escasos fragmentos volcánicos felsíticos (Corona-Esquivel, 1981; García-Díaz, 2004). La Formación Cualac se ha interpretado como el registro depositacional de abanicos aluviales proximales desarrollados bajo un contexto tectónico de extensión (Corona-Esquivel, 1981; González-Torres, 1989). La edad de la Formación Cualac está pobremente constreñida. Los datos U-Pb de la subyacente Formación Las Lluvias permiten determinar una edad máxima de depósito de 177 Ma para la Formación Cualac. De lo contrario, la edad mínima de depositación de la Formación Cualac no está bien definida, en cuanto en el área de Olinálá no se ha realizado ningún estudio paleontológico que permita identificar las asociaciones faunísticas contenidas en los depósitos sobreyacentes del Grupo Tecocoyunca.

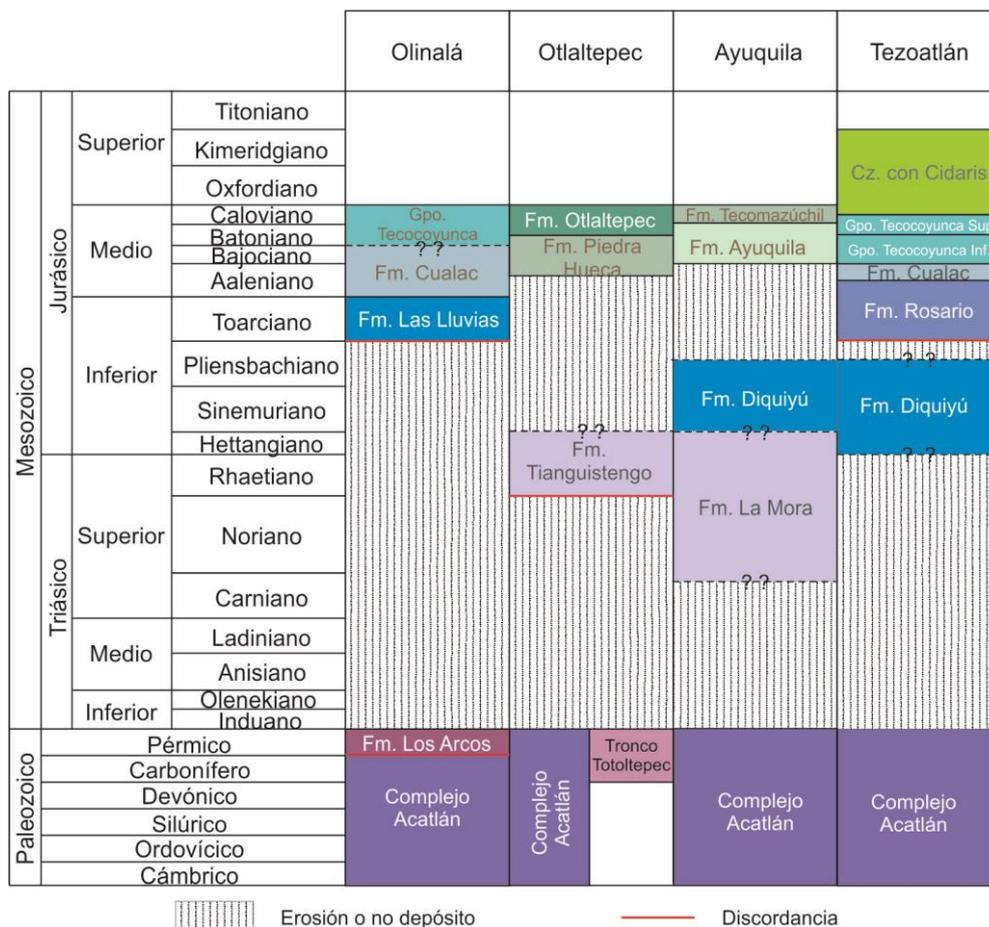


Figura 2.5 Columnas estratigráficas de las cuencas jurásicas del Sur de México de acuerdo a Corona-Esquivel (1981), Morán-Zenteno *et al.* (1993), García-Díaz (2004), Campos-Madrigal *et al.* (2013), Ramírez-Calderón (2015), Silva-Romo *et al.* (2015), y Verde-Ramírez (2016).

La Formación Cualac está sobreyacida en contacto estratigráfico concordante por el Grupo Tecocoyunca (Corona-Esquivel, 1981; García-Díaz, 2004) (Fig. 2.5). Este grupo está conformado por areniscas y lutitas continentales en la base, las cuales pasan de manera transicional a depósitos marino hacia la cima, registrando de esta manera un evento transgresivo (Corona-Esquivel, 1981; García-Díaz, 2004). En su área tipo en el estado de Oaxaca, los depósitos marinos del Grupo Tecocoyunca contienen amonites del Bajociano-Calloviano (Erben, 1956; Cantú-Chapa, 1998). Sin embargo, no existe hasta la fecha algún estudio bioestratigráfico y petrológico de detalle que permita corroborar una correlación fuerte entre los depósitos agrupados dentro del Grupo Tecocoyunca en la zona de Olinalá y la sucesión tipo del Grupo Tecocoyunca expuesta en el estado de Oaxaca. Por ende, se considera en este trabajo que la edad del Grupo Tecocoyunca en Olinalá queda por ser definida.

2.3.2 Estados de Puebla y Oaxaca.

En los estados de Puebla y Oaxaca se han documentado numerosos afloramientos de sucesiones clásticas del Jurásico (Erben, 1956; González-Torres, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Campos-Madrigal *et al.*, 2013; Ramírez-Calderón, 2015; Verde-Ramírez, 2016) (Fig. 2.4). En particular, son tres las cuencas que han sido objeto de estudio en las últimas décadas. Desde norte a sur, estas cuencas son: la Cuenca de Otlaltepec, la Cuenca de Ayuquila y la Cuenca de Tezoatlán (Fig. 2.4).

2.3.2.1 La Cuenca de Otlaltepec

La Cuenca de Otlaltepec se encuentra ubicada entre los estados de Puebla y Oaxaca (Fig. 2.4). Los bordes de esta cuenca son representados por fallas normales y laterales que muestran una historia de reactivación compleja (Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Verde-Ramírez, 2016). El basamento de la cuenca está conformado por rocas metamórficas del Paleozoico del Complejo Acatlán y el Plutón de Totoltepec de edad Carbonífero-Pérmico (Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Kirsch *et al.*, 2012, Verde-Ramírez, 2016) (Fig. 2.4). La sucesión expuesta en la Cuenca de Otlaltepec está conformada por depósitos aluviales y fluviales de las formaciones Tianguistengo, Piedra Hueca y Otlaltepec, que están sobreyacidos por depósitos litorales de la Formación Magdalena (Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Ramírez-Calderón, 2015; Verde-Ramírez, 2016) (Fig. 2.5). La edad de esta sucesión continental a litoral es pobremente constreñida. La flora fósil y las edades U-Pb en circones detríticos contenidos en las formaciones Piedra Hueca y Otlaltepec sugieren un intervalo de edad que se extiende del Jurásico Medio a Superior (Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Ramírez-Calderón, 2015). Sin embargo, se ha inferido de manera preliminar que la depositación de la Formación Tianguistengo podría extenderse hasta el Triásico Superior (Verde-Ramírez, 2016).

Con base en el análisis de procedencia de areniscas, se ha documentado que la depositación de por lo menos parte del registro estratigráfico de la cuenca de Otlaltepec registra la erosión de rocas metamórficas de alto grado del Complejo Oaxaqueño, las cuales están expuesta ca. 50 km al este de esta cuenca (Fig. 2.4) y conformaban un alto estructural a escala regional delimitado por fallas corticales con orientación NNW como la falla de Caltepec y la zona de cizalla de Sierra de Juárez (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996; Martini *et al.*, 2016).

La sucesión clástica de la cuenca de Otlaltepec está sobreyacida por calizas de ambiente marino somero de la Formación Coyotepec, las cuales contienen una asociación faunística del Cretácico (Morán-Zenteno *et al.*, 1993). Sin embargo, el contacto entre dichas calizas y los depósitos clásticos subyacentes es actualmente una falla subhorizontal de despegue (Verde-Ramírez, 2016), por lo cual la edad precisa del inicio del evento transgresivo en la Cuenca de Otlaltepec es actualmente desconocida.

2.3.2.2 La Cuenca de Ayuquila

La Cuenca de Ayuquila está localizada en el estado de Oaxaca, ca. 45 km al sur de la Cuenca de Otlaltepec (Fig. 2.4). El borde occidental de esta cuenca es representado por las fallas Texcalapa y El Sabino, las cuales presentan una orientación NNW y ponen en contacto la sucesión clástica del Jurásico con las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán (Campos-Madrigal *et al.*, 2013) (Fig. 2.4). El borde oriental está representado por el lineamiento Petlalcingo-Huajuapán, el cual presenta una orientación NNW y ha sido interpretado como una falla mayor que pondría en contacto la sucesión clástica jurásica con las rocas metamórficas del Complejo Ayú (Campos-Madrigal *et al.*, 2013) (Fig. 2.4). Las fallas que bordean la Cuenca de Ayuquila presentan una historia de reactivación compleja (Campos-Madrigal *et al.*, 2013), lo que dificulta establecer con claridad la evolución estructural de estas mismas.

De manera similar a la Cuenca de Otlaltepec, la sucesión expuesta en la Cuenca de Ayuquila está compuesta por depósitos aluviales y fluviales que han sido subdivididos en tres formaciones que, desde la más antigua a la más reciente, son: las formaciones La Mora, Ayuquila y Tecamazúchil (Campos-Madrigal *et al.*, 2013) (Fig. 2.5). La edad de esta sucesión clástica está constreñida entre 181 Ma, edad U-Pb del circón detrítico más joven contenido en la Formación Ayuquila (Campos-Madrigal *et al.*, 2013), y el Oxfordiano, edad de las calizas de agua somera de la Formación Chimeco, la cual sobreyace los depósitos clásticos (Alencaster y Buitrón-Sánchez, 1965). Sin embargo, Silva-Romo *et al.* (2015) han propuesto de manera tentativa que la sedimentación de la Formación La Mora pueda extenderse dentro del Triásico Superior.

De acuerdo con el análisis de litofacies y datos de paleo-corrientes, Campos-Madrigal *et al.* (2013) sugieren que la depositación de las formaciones Ayuquila y Tecamazúchil estaría relacionada con la actividad de las fallas Texcalapa, El Sabino y Petlalcingo-Huajuapán durante el Jurásico Medio, las cuales tienen una orientación NNW y promovieron el levantamiento progresivo de los bloques de basamento que bordean la Cuenca de Ayuquila.

2.3.2.3 La Cuenca de Tezoatlán

La Cuenca de Tezoatlán está ubicada ca. 40 km al sur de la Cuenca de Ayuquila, entre los poblados de San Andrés Yutatío, Rosario Nuevo y San Juan Diquiyú, al sureste de Tezoatlán de Segura y Luna (Fig. 2.4). El límite norte de esta cuenca es representado por la falla Río Salado. Dicha falla se extiende por aproximadamente 25 km con una orientación WNW y pone en contacto el relleno de la Cuenca de Tezoatlán con las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán (Martiny *et al.*, 2012) (Fig. 2.4). Los límites oriental y occidental están cubiertos por rocas volcánicas del Cenozoico.

De acuerdo con Martiny *et al.* (2012), la falla Río Salado es una estructura cortical de larga vida, que ha experimentado reactivaciones durante el Mesozoico y Cenozoico. La actividad más antigua de esta falla se remonta aparentemente al Jurásico Inferior, tiempo en que esta actuó como una falla de desplazamiento predominantemente lateral izquierdo (Martiny *et al.*, 2012). En efecto, el fechamiento de granos de muscovita extraídos de rocas del Complejo Acatlán colectadas dentro de la zona de falla ha arrojado edades de 190 ± 5 y 180 ± 13 Ma (Martiny *et al.*, 2012). Dichas edades han sido interpretadas como el resultado del reseteo isotópico de las muscovitas paleozoicas del Complejo Acatlán causado por la actividad de la falla Río Salado (Martiny *et al.*, 2012). Sin embargo, considerando esta interpretación, las edades obtenidas deben de tratarse como edades máximas de la deformación, en cuanto la pérdida de Ar ocasionada por la activación de la falla Río Salado podría haber sido parcial. Considerando esta posibilidad, los cristales de muscovita analizados podrían mantener todavía una cierta cantidad de componentes radiogénicos antiguos relacionados con la historia de cristalización

anterior a la actividad de la falla Río Salado. Por ende, se considera que las edades de 190 ± 5 y 180 ± 13 Ma representan edades máximas de la deformación a lo largo de esta estructura. Cabe remarcar que definir con precisión la edad de esta estructura es fundamental para reconstruir la dinámica de disgregación de la Pangea. En efecto, como se ha dicho anteriormente, esta falla presenta una cinemática lateral izquierda y una orientación WNW. Por ende, si de verdad fue activa durante el Jurásico Temprano como fue propuesto por Martiny *et al.* (2012), esta estructura podría representar uno de los grandes lineamientos tectónicos que promovieron el desplazamiento lateral izquierdo de bloques litosféricos durante la disgregación de la Pangea. De esta manera, se tendría alguna evidencia firme de que por lo menos el sur de México ocupaba una posición más noroccidental de su posición actual durante el principio del Mesozoico.

La sucesión expuesta en la Cuenca de Tezoatlán está conformada por rocas volcánicas y depósitos clásticos continentales a marinos, los cuales están sobreyacidos en contacto estratigráfico concordante por calizas de agua somera del Oxfordiano agrupadas dentro de la unidad Calizas con Cidaris (Burckhardt, 1927; Erben, 1956). Existe cierta discrepancia sobre la estratigrafía interna de la Cuenca de Tezoatlán por parte de los diferentes autores (Fig. 2.6). Dicha divergencia de opiniones se debe principalmente a la falta de estudios paleontológicos e isotópicos exhaustivos que permitan ubicar las unidades que componen el relleno de esta cuenca dentro del marco cronoestratigráfico. Las rocas más antiguas expuestas en la Cuenca de Tezoatlán son representadas por la Formación Diquiyú, la cual está compuesta por un conjunto de derrames andesíticos-basálticos y depósitos riolíticos que presentan evidencias de un grado metamórfico muy bajo e hidrotermalismo (González-Torres, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993). La edad de la Formación Diquiyú es controvertida. Varios autores han sugerido de manera tentativa que estas rocas volcánicas pudieran tener una edad que se extiende desde el Triásico Tardío al Jurásico Temprano (Ochoterena, 1981; González-Torres, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Rueda-Gaxiola y De Anda, 2011) o, inclusive, que podría ser una unidad de edad meramente triásica (Jiménez-Rentería, 2004) (Fig. 2.6). Sin embargo, hasta la fecha no existen datos isotópicos exhaustivos que permitan determinar con certidumbre la edad de la Formación Diquiyú. Cabe resaltar que Durán-Aguilar (2014) ha documentado edades U-Pb en circones separados de una autobrecha volcánica de la Formación Diquiyú. Los resultados obtenidos por este autor indican que más del 95% de los circones contenidos en la muestra analizada son heredados de rocas pre-Mesozoicas y que solamente tres cristales han arrojado edades jurásicas entre 197 y 184 Ma. Sin embargo, dos de las tres edades jurásicas muestran un porcentaje de discordancia mayor al 15% y, por ende, su significado geológico podría ser discutible.

De acuerdo con Erben (1956), la Formación Diquiyú está sobreyacida en contacto estratigráfico discordante por la Formación Rosario (Fig. 2.6), la cual está conformada por una sucesión de conglomerados interestratificados con escasos niveles de arenisca, limolita, lodolita y niveles decimétricos a métricos de carbón. Los conglomerados están compuestos predominantemente por clastos de andesita y dacita-riolita aparentemente derivados de las subyacentes rocas volcánicas, así como de rocas metamórficas ricas en cuarzo (Erben, 1956; González-Torres, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993). La Formación Rosario ha sido interpretada como el registro de depósito de un ambiente fluvial con planicies de inundación (González-Torres, 1989; Morán Zenteno *et al.*, 1993). Los niveles de limolita y lodolita contienen fósiles de plantas (González-Torres, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993). Sin embargo, no se ha realizado hasta la fecha un estudio paleontológico sistemático que permita identificar la flora contenida en la Formación Rosario y asignarle de esta manera una edad bioestratigráfica. Erben (1956) ha sugerido de manera tentativa para esta unidad una edad del Pliensbachiano-Toarciense de acuerdo a su posición estratigráfica (Fig. 2.6). De manera alternativa, Jiménez Rentería (2004) propuso una edad sinemuriana de acuerdo al estudio de los palinomorfos contenidos en la Formación Rosario (Fig. 2.6).

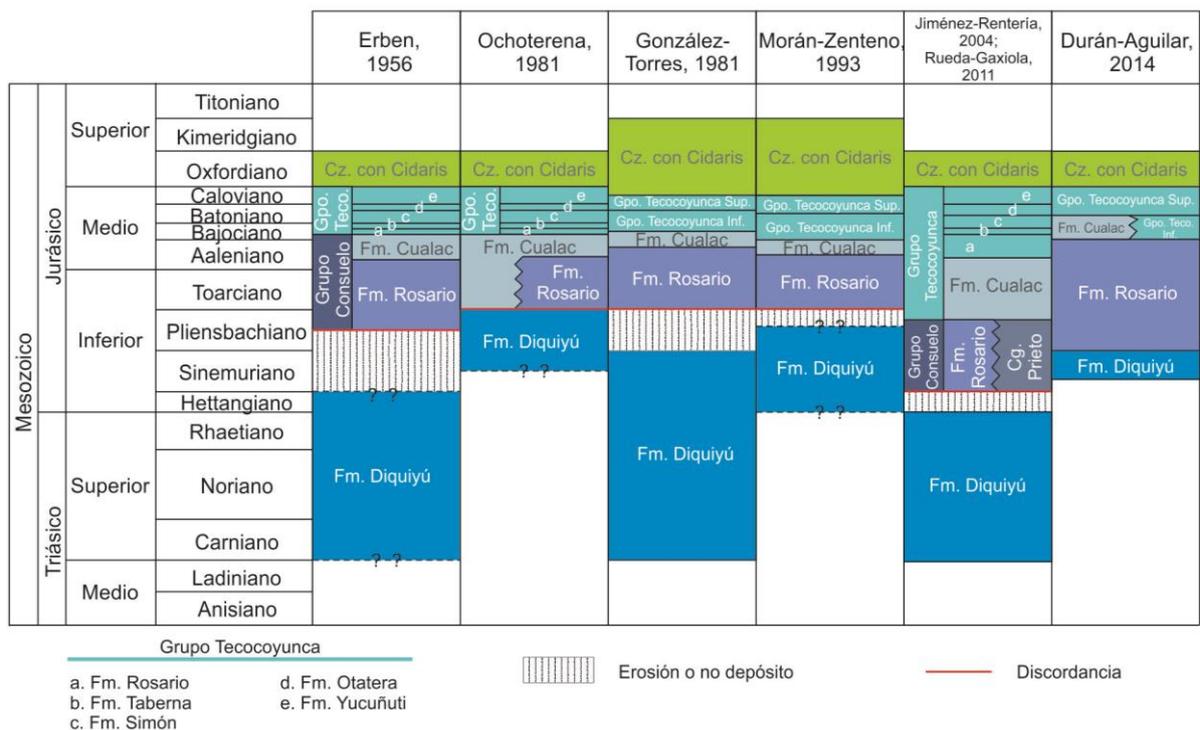


Figura 2.6 Columnas cronoestratigráficas propuestas para la Cuenca de Tezoatlán por los autores previos.

La Formación Rosario está sobreyacida en contacto estratigráfico concordante por la Formación Cualac (Erben, 1956; González-Torres, 1989), aunque algunos autores han propuesto que, por lo menos en parte, estas dos unidades estén en contacto por medio de una transición lateral (Ochoterna, 1981) (Fig. 2.6). La Formación Cualac está compuesta por conglomerado, arenisca y lutita que se han interpretado como depósitos generados en un abanico aluvial proximal (Erben, 1956; Morán-Zenteno *et al.*, 1993). Los conglomerados y las areniscas están compuestos principalmente por clastos de cuarzo, rocas metamórficas cuarcíticas, esquistos y gneises (Erben, 1956; Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Durán-Aguilar, 2014). Con base en la composición de los clastos, algunos autores han propuesto que los depósitos de la Formación Cualac fueron derivados de las rocas metamórficas en facies granulítica del Complejo Oaxaqueño (Vite del Ángel, 2014), el cual se encuentra actualmente expuesto 65 km al noreste de Tezoatlán (Fig. 2.4). Las rocas de la Formación Cualac contienen troncos de árboles y restos de plantas. Sin embargo, debido a que el registro fósil de esta formación tiene un amplio alcance estratigráfico, es difícil restringir su edad (Silvia-Pineda y González-Gallardo, 1988). González-Torres (1989) y Morán-Zenteno *et al.* (1993) asignan una edad del Aaleniano Superior-Bajociano Inferior y Jurásico Medio pre-Bajociano, respectivamente, mientras que Erben (1956) propone una edad del Aaleniano Medio-Bajociano Inferior para esta unidad de acuerdo a sus relaciones estratigráficas (Fig. 2.6).

De acuerdo con Erben (1956), la Formación Cualac está sobreyacida en contacto estratigráfico concordante por el Grupo Tecocoyunca (Fig. 2.6). De manera alternativa, Durán-Aguilar (2014) ha propuesto que por lo menos la parte inferior del Grupo Tecocoyunca representa una variación lateral de la Formación Cualac (Fig. 2.6). El Grupo Tecocoyunca fue subdividido por Erben (1956) en cinco formaciones. Sin embargo, Torres-González (1989) y Morán-Zenteno (1993) mencionan que estas formaciones no pueden ser distinguidas fácilmente en campo por poseer características litológicas muy

similares y ser lateralmente discontinuas, por lo que proponen una subdivisión informal en: una sucesión inferior, que agrupa a las Formaciones Zorrillo, Taberna y Simón de Erben (1956) y una sucesión superior que comprende las Formaciones Otatera y Yucuñuti (Fig. 2.6).

La sucesión inferior consiste en areniscas, limolitas carbonosas y carbón, interestratificados con frecuentes estratos de caliza y lutitas calcáreas. Por otro lado, la sucesión superior está conformada principalmente por areniscas y algunos paquetes de caliza. El ambiente de depósito para el Grupo Tecocoyunca ha sido interpretado como una llanura de inundación que progresivamente fue transgredida por aguas marinas (Morán-Zenteno *et al.*, 1993). De acuerdo a la flora fósil, así como a pelecípodos y amonitas encontradas en esta sucesión, se ha asignado una edad del Bajociano al Caloviano (Alencaster, 1963; Burckhardt, 1930; Erben, 1956; Silva-Pineda, 1970, 1978; Ochoterena, 1981; Torres-González, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993). Por lo tanto, a diferencia de otros lugares de México donde la transgresión marina se ha registrado durante el inicio del Oxfordiano (e.g. Goldhammer, 1999; Campos-Madrigal *et al.*, 2013), en la Cuenca de Tezoatlán la transgresión marina parece haber iniciado por lo menos 7 Ma antes de la fase de *drift* y apertura del Golfo de México. Además, las amonitas encontradas en los depósitos marinos de la Cuenca de Tezoatlán muestran aparentemente afinidad pacífica en vez que tetisiana como los de las otras cuencas jurásicas de México (Cantu-Chapa, 1998).

CAPÍTULO 3. PROBLEMÁTICA A RESOLVER Y OBJETO DE ESTUDIO



3.1 Planteamiento del problema

La evolución de la fragmentación de Pangea es muy poco conocida en el territorio mexicano debido a que la mayoría de los datos son propiedad de compañías petroleras y, por ende, no están a disposición del público en general. Por otro lado, las fallas activas durante este evento tectónico han tenido varias historias de reactivación durante el Cretácico y Cenozoico lo que complica el análisis estructural en campo de estos lineamientos. El análisis petrológico de las areniscas puede ser una herramienta muy valiosa para el entendimiento de la evolución estructural de México durante la fragmentación de Pangea, ya que la composición de las sucesiones clásticas puede aportar información sobre los procesos tectónicos.

Una de las cuencas Jurásicas del sur de México, es la Cuenca de Tezoatlán, la cual se encuentra expuesta en el estado de Oaxaca (Fig. 2.4). De acuerdo con la literatura, esta cuenca conserva un registro estratigráfico continuo que aparentemente abarca tanto el Jurásico Inferior como el Jurásico Medio y, por ende, debe de preservar información valiosa sobre la evolución topográfica y estructural asociada a la etapa temprana de fragmentación de la Pangea. Además de cambios en el ambiente de depósito, la sucesión expuesta en la cuenca de Tezoatlán muestra variaciones composicionales importantes de sus rocas clásticas desde la base hasta la cima. Estos cambios composicionales y del ambiente de depósito podrían reflejar la historia de exhumación de bloques corticales a lo largo de fallas mayores, cuya actividad podría estar relacionada con la fase de *rift* de la Pangea.

Las reconstrucciones paleogeográficas regionales de la Pangea predicen que el sur de México se encontraba más al noroeste de su posición actual durante el inicio del Mesozoico para obviar al problema de traslape entre Norte y Sudamérica (e.g. Pindell y Kennan, 2009). Esto implica que la evolución tectónica del sur de México durante el Jurásico se haya caracterizado por el desplazamiento lateral izquierdo de bloques litosféricos a lo largo de fallas mayores con orientación WNW, las cuales determinaron el emplazamiento de la porción meridional del territorio mexicano en su posición actual. Desafortunadamente, hasta la fecha no se han documentado todavía fallas izquierdas con orientación WNW que claramente hayan sido activas en el sur de México durante el Jurásico. Martiny *et al.* (2012) proponen que la falla Río Salado, una estructura lateral izquierda con orientación WNW, haya participado a la fase de atenuación continental de la Pangea entre 190 ± 5 y 180 ± 13 Ma. Sin embargo, como fue discutido en el apartado 2.3.2.3, éstas deben de considerarse como edades máximas de la deformación a lo largo de esta estructura.

Considerando que la falla Río Salado representa el límite septentrional de la cuenca jurásica de Tezoatlán, la cual tiene un registro clástico con un espesor de 340 m aproximadamente, la hipótesis de que esta estructura tectónica haya participado activamente a la fase de atenuación continental durante el rompimiento de la Pangea como ha sido sugerido por Martiny *et al.* (2012) es altamente probable. Por ende, se considera que el estudio petrológico de dicho registro clástico permitirá documentar con más solidez la actividad de la falla Río Salado durante el Jurásico y, por ende, evaluar la importancia de desplazamientos laterales izquierdos y verticales de bloques litosféricos en el sur de México como impuesto por las reconstrucciones regionales.

Por lo tanto, se propone en este trabajo el estudio petrológico detallado de los cambios de composición en la sucesión clástica de la Cuenca de Tezoatlán, con el fin de identificar la historia de exhumación de bloques corticales que ocurrió durante el evento de atenuación continental que llevó a la disgregación de la Pangea.

3.2 Hipótesis de trabajo

El registro estratigráfico jurásico expuesto en la cuenca de Tezoatlán está conformado por una sucesión que presenta tanto variaciones composicionales de las rocas clásticas como en los ambientes de depósito (Erben, 1956; Ochoterena, 1981; González-Torres, 1981; Jimenez-Rentería, 2004; Rueda-Gaxiola, 2011; Durán-Aguilar, 2014). Si se considera que tanto los ambientes de depósito y la composición de las rocas sedimentarias son extremadamente sensibles a los cambios en los ambientes tectónicos que pueden ocurrir en determinados entornos geológicos, el análisis petrológico detallado del registro estratigráfico expuesto en el sur de México podrá ofrecer información fundamental sobre la evolución estructural relacionada con el proceso de fragmentación cortical, además de que permitirá identificar cuáles fueron los bloques de basamento en proceso de exhumación durante el momento de sedimentación de esta sucesión clástica.

3.3 Objetivos

El objetivo general de este proyecto consiste en documentar y caracterizar las variaciones composicionales presentes en el registro estratigráfico jurásico de la Cuenca de Tezoatlán y determinar si éstas están relacionadas con algún proceso tectónico importante, como por ejemplo la exhumación de bloques continentales a lo largo de la falla Río Salado. En caso de estar asociados con la actividad de esta falla mayor, este trabajo se propone de identificar cual fue la influencia de esta estructura en la evolución sedimentaria de la Cuenca de Tezoatlán y determinar cuál podría ser el papel que esta falla tuvo en el marco del proceso de fragmentación de la Pangea.

Para cumplir con el objetivo principal de este proyecto, se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- I. Identificación de los ambientes de depósito de las unidades estratigráficas presentes en la Cuenca de Tezoatlán;
- II. Caracterización de las variaciones composicionales presentes en la sucesión objeto de estudio;
- III. Análisis de procedencia con base en la petrografía de roca total de areniscas, análisis de minerales pesados y geocronología de circones detríticos;
- IV. Interpretación de los resultados obtenidos y elaboración de un modelo petrogenético que explique la variación composicional contenida en el registro clástico expuesto en la Cuenca de Tezoatlán.

4.1 Análisis bibliográfico.

Se realizó el análisis de trabajos de geología del área de estudio y zonas aledañas. Se reunieron mapas geológicos, artículos científicos, tesis y bases topográficas que sirvieron para hacer una revisión a detalle de la estratigrafía, contenido fósil y estructuras que sirvió como referencia para posteriormente iniciar con la cartografía geológica a detalle.

4.2 Cartografía geológica.

Se realizó la cartografía geológica a la escala 1:20,000 del área de estudio (Apéndice I), utilizando los datos vectoriales de la carta topográfica Tezoatlán de Segura y Luna de 2001, con clave E14D24, publicados en la página web de INEGI. En esta cartografía se identificaron las diferentes unidades litoestratigráficas presentes en el área de estudio, describiéndose detalladamente afloramientos, litologías, estructuras sedimentarias, relaciones de contacto y rasgos estructurales, llevando un control preciso de la ubicación de cada uno de los afloramientos, datos estructurales, columnas estratigráficas levantadas y las muestras colectadas con un receptor GPS, en el sistema de coordenadas UTM, datum WGS84. Esta etapa del proyecto se apoyó en el análisis constante de las imágenes tridimensionales del área tomadas del *software Google Earth*, las cuales en conjunto con los mapas recopilados ayudaron a planear trayectos estratégicos para el mapeo de estructuras y unidades litoestratigráficas expuestas en el área. Posteriormente se utilizó el *software* libre *QGIS* para la digitalización del mapa obtenido en las campañas de trabajo de campo.

4.3 Medición de columnas estratigráficas.

Con base en la cartografía realizada se seleccionaron tres localidades donde se efectuó el levantamiento de las columnas estratigráficas representativas del área de estudio. Éstas se levantaron utilizando el báculo de Jacob. La primera columna fue levantada al sur de Rosario Nuevo y comprende las formaciones Diquiyú, Rosario y Cualac, mientras que las otras dos columnas se levantaron en el centro y sur del área de estudio y comprenden la parte estratigráfica inferior de la Formación Rosario. Se tuvo como resultado una longitud de 267 m para la primera columna, 24.25 y 4.5 m, para la segunda y tercera columnas, respectivamente.

Dichas columnas fueron levantadas midiendo con detalle los espesores, describiendo con cuidado la geometría de los estratos y las estructuras sedimentarias primarias. Algunas de éstas estructuras proporcionaron datos concernientes a paleocorrientes que fueron corregidos a la horizontal por medio de la red estereográfica y ulteriormente graficados en diagramas de rosetas. Adicionalmente, el levantamiento de las columnas permitió la recolección de 32 muestras de areniscas y posteriormente se seleccionaron 17 de éstas para realizar el análisis composicional. Las muestras fueron extraídas de diferentes niveles estratigráficos, referenciadas en su respectiva columna estratigráfica y colectadas de estratos con rasgos mínimos de intemperismo, con el fin de evitar componentes que alteren su composición original.

La descripción detallada de las columnas estratigráficas levantadas permitió la identificación de diferentes litofacias de acuerdo con Miall (2006) en cada una de las unidades litoestratigráficas involucradas, para la posterior interpretación de sus ambientes de depósito.

4.4 Análisis petrográfico cuantitativo de roca total.

Se realizaron 17 láminas delgadas de las areniscas colectadas, las cuales se observaron en el microscopio óptico y sus componentes se contaron con ayuda de un contador de puntos manual, el cual posee dos reglas graduadas que permiten el movimiento de la lámina delgada en un intervalo de distancia determinada, formando en una red de puntos equidistantes en un sistema de coordenadas x-y.

Los componentes de la arenisca se contaron en cada punto (o cruce de hilos) bajo el microscopio petrográfico. De esta forma se determinaron los porcentajes modales de los diferentes tipos de componentes de las muestras analizadas.

Aún no se ha establecido formalmente en la literatura un número mínimo de puntos a contar para un trabajo de procedencia. No obstante, Van der Plas y Tobi (1965) demostraron estadísticamente que contando un número mínimo de 300 puntos se obtienen errores 2σ comprendidos entre 5.8 y 4% (nivel de confianza del 95%) para poblaciones con una abundancia modal entre 73 y 14%, mientras que un conteo de 500 puntos reduce el error dentro de un rango comprendido entre el 4.4 y 3.1% (Fig. 2.7). Para este proyecto se decidió contar 400 puntos como mínimo por lámina delgada.

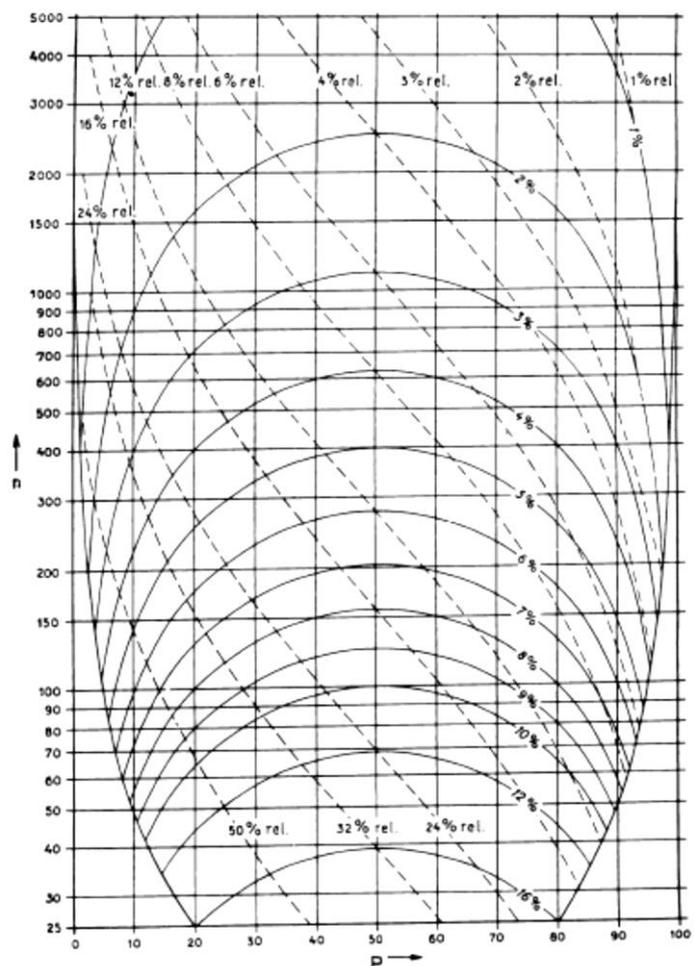


Figura 2.7 Gráfica donde se muestra la confiabilidad del conteo de puntos al variar el número de puntos contados, donde n es el número total de granos contados y p es la proporción estimada de un mineral en particular. Los porcentajes denotados por curvas marcan los límites de confiabilidad. (Van der Plas y Tobi, 1965).

El conteo de puntos se realizó de acuerdo con el método de Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970) con el fin de independizar la composición modal de las areniscas del tamaño grano. De acuerdo con este método, todos los componentes poliminerales compuestos por minerales de tamaño menor a 0.0625 mm (límite arena-arcilla) se cuentan como líticos, mientras que los componentes de tamaño mayor a este límite se cuentan como granos monominerales, y se incluyen en las categorías adecuadas dependiendo de su naturaleza (Fig. 2.8).

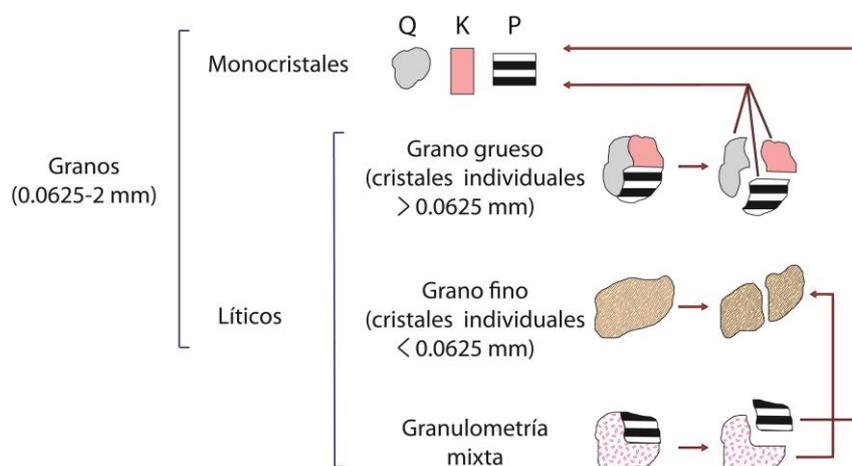


Figura 2.8 Esquema donde se sintetiza la clasificación de clastos en el conteo de puntos de acuerdo al método Gazzi-Dickinson (modificado de Zuffa, 1985).

Para eliminar eventuales problemas de reconocimiento del cuarzo y del feldespato potásico las láminas delgadas fueron teñidas con rodizonato de potasio.

Para la clasificación de los componentes metamórficos de las areniscas se utilizó el esquema propuesto por Garzanti y Vezzoli (2003), el cual contempla cuatro categorías principales de fragmentos metamórficos de acuerdo al protolito (meta-lutita, meta-arenisca/metafelsita, metacarbonato y metabasita). Cada categoría basada en el tipo de protolito se subdivide ulteriormente en cinco subcategorías con base en el rango metamórfico, el cual puede ser identificado de manera objetiva tomando en cuenta tanto la paragénesis, así como el tamaño de grano de los minerales metamórficos y la naturaleza de las microestructuras.

Se definieron 31 categorías de componentes detríticos con el fin de documentar detalladamente los cambios composicionales en la sucesión objeto de estudio. Finalmente, los resultados obtenidos del conteo de puntos se graficaron en el diagrama ternario de Garzanti (2016) para obtener un nombre petrográfico-descriptivo de las areniscas y en otros diagramas ternarios que nos ayudaron a entender e interpretar el significado de la sucesión.

4.5 Análisis de minerales pesados.

El análisis de minerales pesados se realizó con la técnica establecida por Morton (1985) y Mange y Maurer (1992) la cual consiste en cinco etapas: muestreo, tamizado, separación, conteo y procesado de datos.

Durante las campañas de trabajo de campo se colectaron 13 muestras para análisis de minerales pesados, cada una con un peso de 10 kg aproximadamente. Se eligieron rocas sin rastros de alteración con el fin de evitar que los minerales extraídos posteriormente fueran representativos de

procesos asociados al intemperismo. Las muestras fueron disgregadas mecánicamente por medio de una prensa perteneciente al Taller de Molienda del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Una vez disgregadas las muestras, el sedimento obtenido se tamizó y se seleccionó la fracción con granulometría inferior a 0.165 mm (utilizando un tamiz número 80). Posteriormente, el material se procesó con la Mesa Wilfley, cuyo principio es el método de concentración gravimétrica con flujo laminar (o vía húmeda) y separa los minerales a partir de sus diferentes densidades relativas.

Por último, el concentrado final de minerales pesados de cada muestra se obtuvo por decantación en líquidos pesados. En este proyecto se usó bromoformo, el cual tiene una densidad de 2.89 g/cm³ y permite la decantación de los minerales de interés. Estos concentrados se montaron y laminaron para su reconocimiento bajo el microscopio petrográfico.

Para el análisis modal de minerales pesados se utilizó el método del listón (*ribbon counting method*), el cual consiste en seleccionar aleatoriamente bandas en la lámina delgada y contar los granos minerales que se encuentren dentro de esta banda (Galehouse, 1969 y Mange y Maurer, 1993). El ancho de la banda se determina de acuerdo al promedio de la granulometría observada y se mide con ayuda del contador manual (Mange y Maurer, 1992). En algunas muestras procesadas se obtuvieron concentrados muy pobres. Por esta razón se decidió utilizar el método de *Fleet* (Fleet, 1926) que consiste en contar todos los granos montados en la lámina delgada y determinar sus abundancias relativas.

En cada lámina se contaron de 200 a 500 minerales pesados detríticos no opacos. Se establecieron 10 categorías con base en la mineralogía y morfología encontradas con la finalidad de establecer la paragénesis característica de cada unidad litoestratigráfica.

4.6 Análisis de turmalinas en microsonda electrónica de barrido.

Cuatro muestras de arenisca extraídas de la Formación Cualac fueron seleccionadas para el análisis de elementos mayores de turmalinas detríticas, con el objetivo de determinar la composición de estos minerales y comparar con las turmalinas presentes en otros complejos metamórficos del sur de México. Las turmalinas fueron montadas en láminas delgadas pulidas y cubiertas por grafito. Los elementos mayores fueron determinados utilizando la microsonda electrónica de barrido marca JEOL, modelo A8900-R del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM.

En total, se analizaron 45 cristales de la Formación Cualac. Los cristales fueron seleccionados cuidadosamente evitando inclusiones y fracturas, así mismo los puntos analizados de cada cristal se eligieron semicuantitativamente con ayuda de imágenes de composición elemental (CP) formadas con electrones retrodispersados utilizando un espectrómetro de energía dispersiva de rayos X (EDS) multielemental, con un voltaje de aceleración de 20 kv y una corriente de 2.0×10^{-8} A, con una resolución de 1,024 x 1,024 píxeles y con un tiempo de adquisición de 10 a 30 segundos.

Los análisis cuantitativos se realizaron utilizando espectrómetros de longitud de onda de energía dispersiva de rayos X (WDS) y estándares externos, con un voltaje de aceleración de 20 kv, una corriente de 2.0×10^{-8} A, un diámetro de haz de 1 micra. y una magnificación de 4000x. Al no contar con un estándar de turmalina se utilizó como estándar principal la kaersutita para Na, K, Si, Mg, Ca, Al y Fe, ilmenita para Ti y Mn, diopsida de Cr para Cr, y Vanadio para V. En todos los elementos el tiempo de adquisición fue de 40 s, excepto en el Na y K que fue de 10 s.

Los datos obtenidos fueron graficados en los diagramas propuestos por Henry y Guidotti (1985), el cual permite hacer algunas inferencias sobre el origen de los granos de turmalina.

Considerando que los datos actualmente disponibles en la literatura sobre la composición de turmalinas en los complejos metamórficos del sur de México son escasos, en este estudio se analizaron 9 granos de turmalina extraídos de una muestra del Litodema Cosoltepec (Complejo Acatlán) aflorante 12 km al norte de la Cuenca de Tezoatlán. Esto con el objetivo de poder comparar la composición de los cristales analizados y reforzar la interpretación sobre la procedencia de la Formación Cualac.

4.7 Geocronología U-Pb de circones.

Como parte del análisis de procedencia, se seleccionaron cuatro muestras para realizar el fechamiento de circones: una muestra de la Formación Diquiyú, una de la Formación Rosario y dos de la Formación Cualac. Adicionalmente, se extrajeron y analizaron circones también de la muestra recolectada del Litodema Cosoltepec (Complejo Acatlán) para una comparación con los datos obtenidos de la sucesión sedimentaria. Para cada muestra seleccionada, se montaron manualmente más de 200 circones bajo un microscopio binocular estereoscópico. Los circones se montaron en un cristal con cinta adhesiva de doble cara, seleccionándolos al azar para que no haya un sesgo subjetivo que podría resultar en una alteración de las poblaciones de edad contenidas en las muestras.

Los circones se montaron en resina epóxica, y se dejaron secar por 8 horas aproximadamente. En seguida se desgastaron utilizando papel abrasivo (1500-gritt) hasta llegar aproximadamente a la mitad del grosor de los granos, con el objetivo de exponer su interior. Finalmente, los cristales se pulieron con un abrasivo de diamante (6 y 1 μm) para obtener una superficie uniforme.

Los cristales pulidos fueron fotografiados con una cámara digital adaptada a un microscopio binocular y bajo catodoluminiscencia (CL), utilizando un luminoscopio ELM-3R. Las imágenes de CL son importantes para revelar la zonación interna de los circones, proporcionando así un mejor control sobre la selección de los puntos de análisis, que a su vez ayuda a la interpretación de las edades.

Los análisis isotópicos se efectuaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM, por ablación láser y espectrometría de masas de multicolección con plasma acoplado por inducción (*laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry, LA-MC-ICP-MS*).

La ablación de los circones se realizó con un láser excímero de una longitud de onda de 193 nm, modelo RESOLUTION M-50 que utiliza una mezcla de fluoruro de Argón (ArF) y trabaja con un oscilador Lambda Physik, LPX 220, acoplado con un cuadrupolo ICP-MS Thermo Xseriesii. Los detalles de la metodología analítica y especificaciones del sistema utilizado se pueden encontrar en Solari *et al.* (2010).

Para la reducción de datos se utilizó la metodología descrita en Solari y Tanner (2011), utilizando el estándar Plěsovice ($\pm 337.13 \pm 0.37$ Ma, Sláma *et al.*, 2008). La corrección para el plomo común se realizó empleando las ecuaciones de Andersen (2002), asumiendo la composición inicial de plomo reportada por Stacey y Kramers (1975). Esto debido a la imposibilidad de medir de manera detallada el ^{204}Pb .

Los errores relacionados con la calibración del estándar, la edad del estándar, la composición del plomo común y la constante de decaimiento de uranio se reportan al nivel 2σ . Una vez realizada la reducción y corrección, se descartaron los datos que presentan pérdida de plomo, errores mayores al

10% y porcentajes de discordancias menores a -5% y mayores a 12%. Los datos descartados se considera que no tengan algún significado geológico real. Los resultados fueron graficados en el diagrama de concordia Tera-Wasserburg (1972) por medio del programa de *Isoplot*, versión 4.0 (Ludwing, 2008). Con este mismo programa se graficaron los modelos de probabilidad de densidad, los cuales se utilizaron para interpretar las poblaciones de circones contenidas en las muestras.

5. LITOESTRATIGRAFÍA

La sucesión representativa de la Cuenca de Tezoatlán se encuentra aflorando en el núcleo de una estructura regional conocida como el Anticlinorio de Diquiyú (Erben, 1956), el cual tiene un eje con orientación NNW-SSE y buzamiento hacia el NNW (Fig. 2.4 y Apéndice I). El flanco oriental de este anticlinorio presenta una inclinación dominante de 22-58° hacia el NE, mientras que en el flanco occidental los estratos están inclinados de 12-56° hacia el SW. El Anticlinorio de Diquiyú está además cortado por dos sistemas de fallas normales a oblicuas principales, uno con orientación NW-SE y otro con orientación NE-SW (Apéndice I). A pesar de estar involucrada en un pliegue de extensión regional y de haber experimentado fallamiento, la sucesión expuesta en la Cuenca de Tezoatlán sigue preservando todas las características sedimentológicas originales, así como los rasgos texturales y composicionales primarios de cada nivel estratigráfico.

El núcleo del anticlinorio está representado por rocas volcánicas de la formación Diquiyú, siendo esta unidad la base de la columna estratigráfica del área de estudio, mientras que la sucesión sedimentaria compuesta por las Formaciones Rosario, Cualac, Tecocoyunca, y la unidad conocida como Caliza con Cidarís se encuentran expuestas en los flancos de dicha estructura regional (Apéndice I).

La sucesión estratigráfica de la Cuenca de Tezoatlán se encuentra cubierta discordantemente por derrames cenozoicos (Apéndice I), los cuales no fueron diferenciados ni descritos por no ser el objeto de principal interés en este trabajo.

A continuación, se hace una descripción detallada de las unidades litoestratigráficas cartografiadas, desde la más antigua hasta la más joven, y haciendo mayor énfasis en las Formaciones Rosario y Cualac, las cuales constituyen el objeto de estudio de este trabajo.

5.1 Basamento: Complejo Acatlán (Litodema Cosoltepec).

En el área cartografiada no se encuentran expuestas rocas pertenecientes al basamento de la Cuenca de Tezoatlán. Sin embargo, éste se encuentra expuesto 12 km al norte del área de estudio y está representado por rocas metamórficas del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Keppie *et al.*, 2008; Martiny *et al.*, 2012) (Fig. 2.4). El límite entre las rocas metamórficas del basamento y la sucesión mesozoica de la Cuenca de Tezoatlán es representado por la falla Río Salado, para la cual los autores previos han determinado una cinemática caracterizada por una componente dominante lateral izquierda (Martiny *et al.*, 2012).

Considerando que estas rocas metamórficas del Complejo Acatlán representan potenciales rocas fuentes para por lo menos parte de la sucesión clástica analizada en este trabajo, se describen a continuación sus características texturales y composicionales principales. Debido a la ausencia de afloramientos de estas rocas metamórficas en el área de estudio, se visitó la localidad Santos Reyes Yucuná, al suroeste de Huajuapán de León (Oaxaca) y al norte del área cartografiada (Fig. 2.4). En esta zona se observa una intercalación de meta-lutita y meta-arenisca en facies metamórficas de esquistos verdes, las cuales se presentan moderada a intensamente foliadas y plegadas (Fig. 5.1).

La meta-lutita se presenta en paquetes de algunos centímetros de espesor y se caracteriza por un color negro, gris y en menor medida verde. Presenta el desarrollo de una foliación continua de grano fino (Twiss y Moores, 1991), la cual es pervasiva a la escala submilimétrica y es definida por la lineación de muscovita y, en menor medida, clorita.

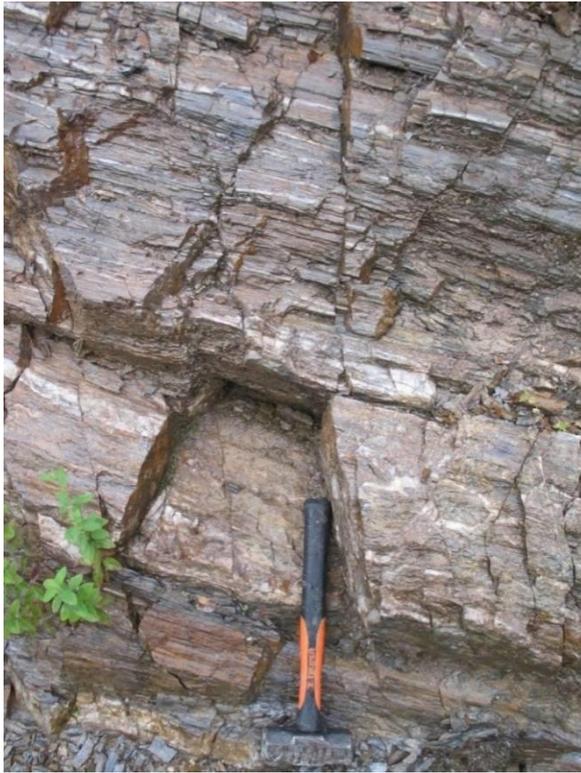


Figura 5.1 Fotografía del Litodema Cosoltepec del Complejo Acatlán, donde se puede observar la alternancia de meta-lutitas y meta-areniscas en facies metamórficas de esquistos verdes.

La meta-arenisca se presenta en paquetes de hasta 40 cm de espesor y coloraciones grisáceas, con superficies intemperizadas de color rojizo, pardo y blanquecino. Consiste de una alternancia de niveles milimétricos a centimétricos de texturas granoblástica y lepidoblástica. Los niveles granoblásticos están compuestos predominantemente por cristales de grano muy fino a fino de cuarzo (0.05 a 0.2 mm) y, en menor medida, cristales de grano fino a medio de feldespato (0.1 a 0.3 mm). Turmalina y circón detríticos son los componentes accesorios más comunes en estos niveles (Fig. 5.2). Los cristales de cuarzo presentan claras evidencias de recrystalización y deformación cristal-plástica como la migración del borde de grano, los dominios de subgrano y la extinción ondulada. Los niveles lepidoblásticos están compuestos por cristales de muscovita alineados a lo largo de la foliación principal de la roca, y presentan un tamaño de grano variable de muy fino a fino (0.02 a 0.2 mm).

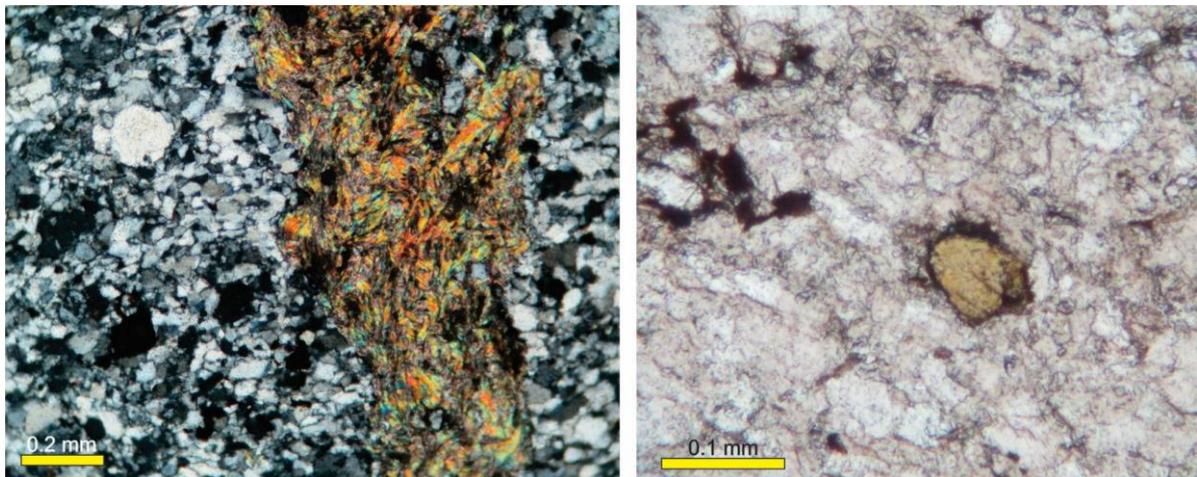


Figura 5.2. Micrografías de una muestra de meta-arenisca del Complejo Acatlán (Litodema Cosoltepec). Izquierda: alternancia de texturas granoblástica y lepidoblástica. Derecha: cristal detrítico de turmalina.

En los afloramientos visitados, se observa una alta densidad de vetas de cuarzo de espesor milimétrico a centimétrico. Algunas de estas vetas están emplazadas a lo largo de la foliación principal que presentan las rocas metasedimentarias y se encuentran plegadas, mientras que otras cortan a la foliación. Dichas vetas presentan textura granoblástica y, localmente, muestran una foliación continua (Twiss y Moores, 1991) definida por cristales alargados de cuarzo con un tamaño de grano variable de fino a grueso (0.15 a 0.6 mm). Los cristales de cuarzo presentan evidencias de deformación cristal-plástica como la extinción ondulante, los dominios de subgrano, la migración del borde de grano y la orientación preferencial forma (Fig. 5.3).

De acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1978), las rocas descritas anteriormente pertenecen al Litodema Cosoltepec, el cual representa la unidad más extensa del Complejo Acatlán.

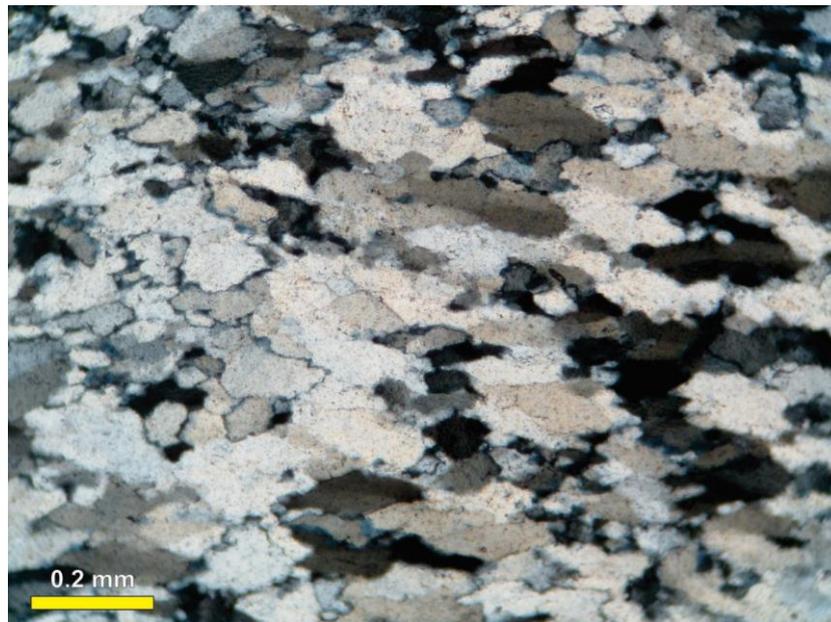


Figura 5.3 Micrografía de una veta emplazada paralelamente a la foliación principal de las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán. Es posible observar una granulometría gruesa para los cristales de cuarzo, además de la deformación cristal-plástica.

5.2 Formación Diquiyú.

En la literatura se ha nombrado a esta unidad litoestratigráfica como Unidad Diquiyú (Morán-Zenteno *et al.*, 1993); sin embargo, en el marco de este trabajo, se decidió asignarle informalmente la categoría de formación, ya que cumple con los requisitos establecidos por el Código Estratigráfico Norteamericano para esta denominación.

La formación Diquiyú es la unidad más antigua expuesta en la zona de estudio. Durán-Aguilar (2014) ha reportado edades U-Pb en circones obtenidos de una autobrecha volcánica de esta formación, donde el 95% de los circones de esta muestra son heredados de rocas pre-Mesozoicas y sólo tres cristales arrojan edades jurásicas entre 187 y 184 Ma. Cabe mencionar que dos de estas edades jurásicas muestran un porcentaje de discordancia mayor al 15% y, por ende, su significado podría ser debatible.

Esta unidad se distribuye a lo largo del sector oriental y meridional del área cartografiada (Apéndice I). Su contacto estratigráfico inferior se desconoce debido a que no está expuesto en el área de estudio, sin embargo, Silva-Romo *et al.* (2015) reporta que la formación Diquiyú se encuentra sobreyaciendo a la Formación La Mora al norte del área de estudio, en la localidad Yododuxi. Por otro lado, su contacto superior se observa claramente en el área de estudio de manera transicional con la sobreyacente Formación Rosario.

La formación Diquiyú está compuesta por rocas meta-volcánicas de composición basalto-andesítica a dacítica, las cuales presentan evidencias de metamorfismo en facies de esquisto verde de bajo grado. Las rocas de composición basalto-andesítica y andesítica son las más abundantes y forman derrames de lava con una textura afírica a porfídica. Dichas rocas están compuestas por fenocristales de plagioclasa (Fig. 5.4) que frecuentemente se encuentran sustituidos por arcillas y calcita. La matriz está conformada por microlitos de plagioclasa, óxidos y, en ocasiones, relictos de vidrio intersticial de color marrón oscuro (Fig. 5.4). Localmente, estos derrames volcánicos presentan una textura variolítica, donde las vesículas presentan rellenos de cuarzo y calcita, además presenta minerales de bajo grado metamórfico como prehnita-pumpelita y epidota. Frecuentemente, los ejes mayores de los microlitos de plagioclasas, así como los fenocristales, se encuentran alineados definiendo una foliación de flujo magmático (Fig. 5.4). Dicha foliación de flujo magmático es reconocible también a la escala macroscópica y es expresada por un bandeamiento pervasivo a la escala centimétrica (Fig. 5.5a). Localmente, este bandeamiento se encuentra involucrado en pliegues disarmónicos de escala decimétrica (Fig. 5.5b). Dichos pliegues no presentan foliación de plano axial y solamente afectan de manera local a las rocas de la Formación Diquiyú; por lo tanto, se interpretan como estructuras de flujo generadas por el escurrimiento del magma cuando todavía se encontraba en el estado plástico.



Figura 5.4 Micrografías de muestras pertenecientes a la Formación Diquiyú, con fenocristales de plagioclasa y matriz microlítica de feldespato y óxidos. En ambas muestras se observan las plagioclasas alteradas a arcillas y calcita. Del lado izquierdo se muestra una textura porfídica, mientras que a la derecha se observa la foliación magmática.

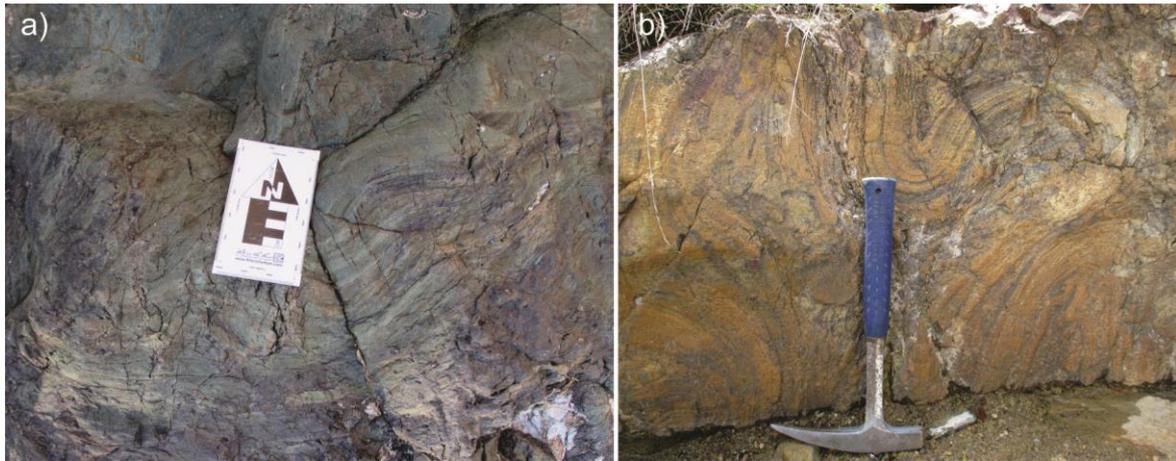


Figura 5.5 Estructuras de flujo en los derrames máficos de la formación Diquiyú, a) foliación magmática de escala centimétrica, b) pliegues disarmónicos decimétricos decimétricos, la intensa oxidación en el afloramiento lo cual favorece la observación de estas estructuras.

Adicionalmente, los derrames de composición basalto-andesítica presentan frecuentemente autobrechas (Fig. 5.6), las cuales están compuestas por fragmentos volcánicos máficos a intermedios de tamaño centimétrico en una matriz volcánica de la misma composición. En muchas ocasiones, los clastos volcánicos muestran bordes difuminados con la matriz y una forma fluidal, lo cual sugiere que estas brechas se formaron durante el emplazamiento de los derrames de lava cuando el magma todavía estaba en el estado plástico.

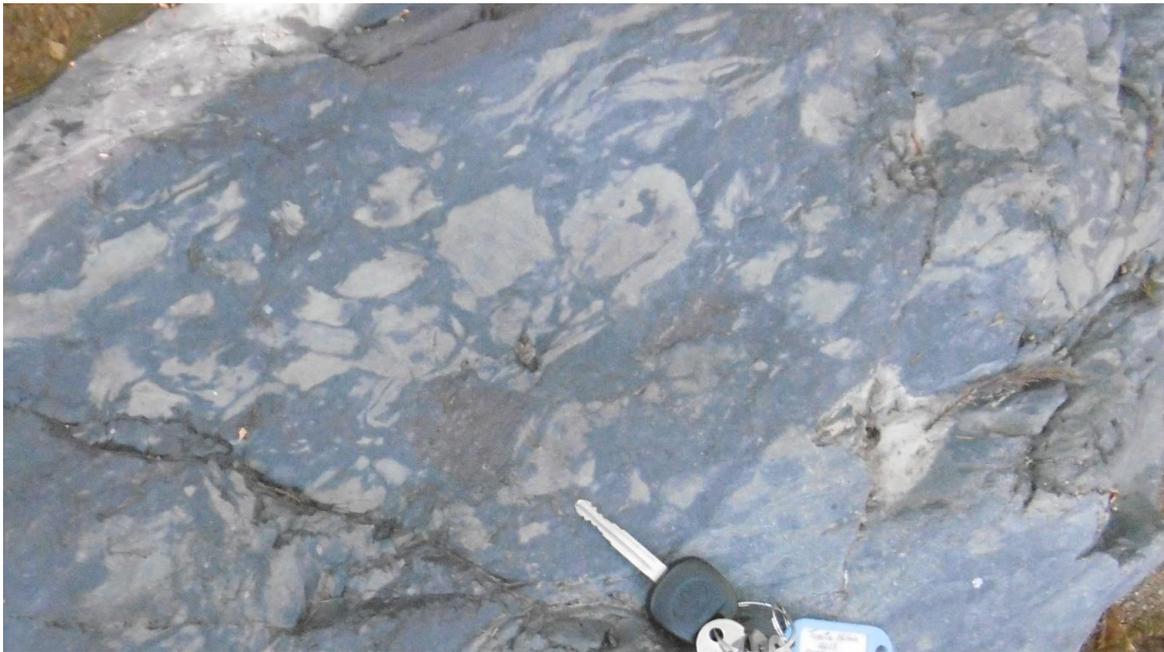


Figura 5.6 Autobrecha de la formación Diquiyú donde se pueden observar los bordes de los fragmentos brechados que muestran deformaciones plásticas.

Las rocas de composición dacítica se presentan en menor proporción dentro de la Formación Diquiyú y se encuentran intercaladas con los derrames andesíticos. Presentan una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y, en menor medida, cuarzo en una matriz de composición cuarzo-feldespática que muestra una textura típica de desvitrificación (Fig. 5.7). Tanto la plagioclasa como el cuarzo se encuentran comúnmente reemplazados por calcita. Así como los derrames basáltico-andesíticos, las rocas de composición dacítica muestran de manera frecuente una foliación de flujo

magmático expresada por un bandeamiento pervasivo desde la escala centimétrica a decimétrica (Fig. 5.8). Localmente, dicho bandeamiento se encuentra involucrado en pliegues centimétricos, los cuales se interpretan como estructuras de flujo generadas durante el emplazamiento de estos derrames felsíticos.

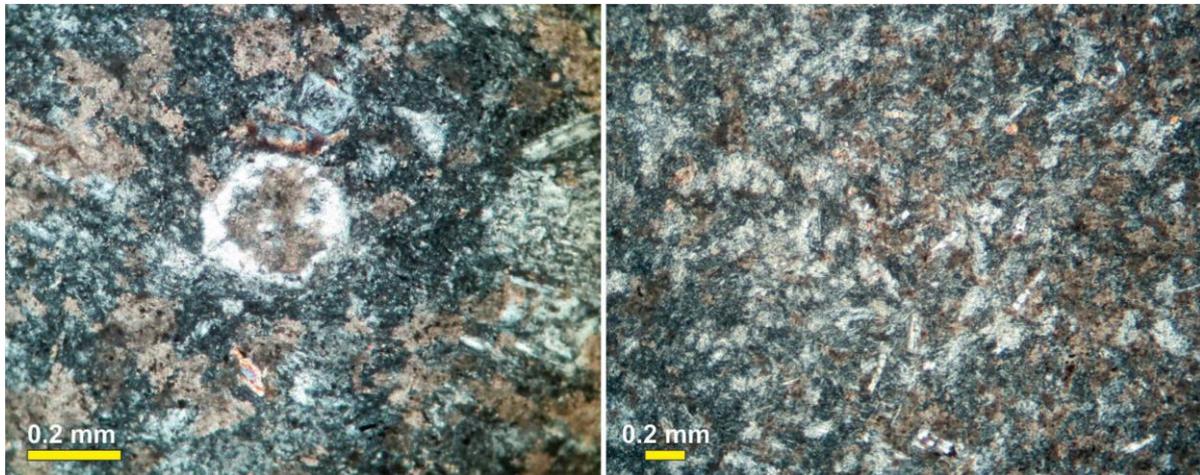


Figura 5.7 Micrografías de muestras de composición dacíticas pertenecientes a la Formación Diquiyú. Izquierda: se pueden observar fenocristales de cuarzo y plagioclasa y la textura de desvitrificación en la matriz cuarzo-feldespática. Derecha: se muestra la textura porfídica de la roca y el alto grado de reemplazamiento de calcita.

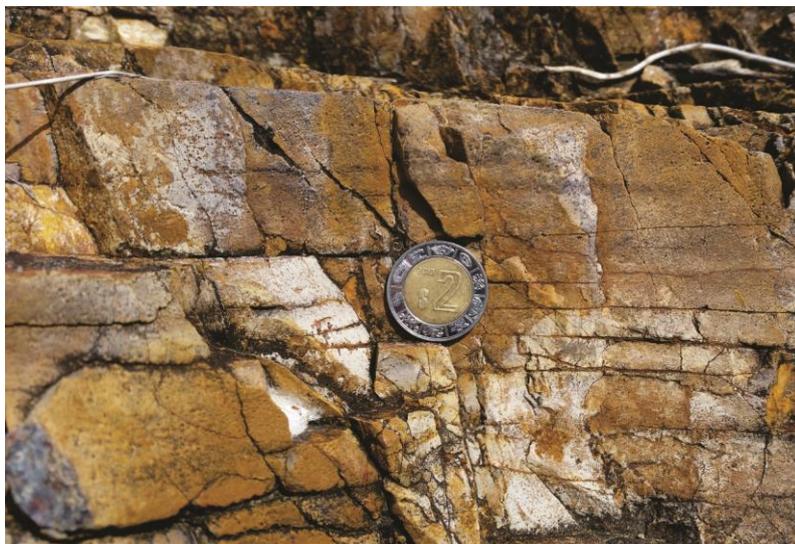


Figura 5.8. Fotografía donde se muestra la foliación magmática en la Formación Diquiyú, se observa claramente la alternancia de bandas de color oscuro y colores claros.

5.3 Formación Rosario

Antecedentes

A pesar de que la Formación Rosario ha sido estudiada en diversas ocasiones por múltiples autores aún sigue siendo un tema de controversia, y por lo tanto ha sufrido numerosos cambios en su definición. Erben (1956) define por primera vez a esta unidad y a la sobreyacente Formación Cualac como el Grupo Consuelo, posteriormente Ochoterena (1981) plantea que estas dos unidades son contemporáneas y por lo tanto presentan cambios de facies laterales. González-Torres (1981) y Morán-Zenteno *et al.* (1993) plantean que la Formación Rosario se encuentra cubierta concordantemente y de manera transicional por la Formación Cualac. Jiménez-Rentería (2004) y Rueda Gaxiola (2011) plantean que el Grupo Consuelo está conformado tanto por la Formación Rosario y el Conglomerado Prieto, que muestran una contemporaneidad en su depósito. Finalmente, Durán-Aguilar (2014) plantea que la Formación Rosario sobreyace discordantemente a la formación Diquiyú y es sobreyacida concordantemente tanto por la Formación Cualac y el Grupo Tecocoyunca Inferior, además de que descarta que el Conglomerado Prieto sea una formación debido a su extensión muy limitada.

La Formación Rosario ha sido interpretada por González-Torres (1989) y Morán Zenteno *et al.* (1993) como producto del depósito de un ambiente fluvial con planicies de inundación, mientras que Durán-Aguilar (2014) infiere un ambiente de alta energía donde predominan los flujos de detritos y dunas fluviales.

Erben (1956) sugirió una edad para la Formación Rosario del Pliensbachiano-Toarciano con base en su posición estratigráfica, mientras que Jiménez-Rentería (2004) propone una edad del Sinemuriano por su contenido paleopalínológico.

Resultados

La Formación Rosario está expuesta en los sectores central y norte del área cartografiada (Apéndice I). Esta unidad sobreyace en contacto transicional a la formación Diquiyú. Dicho contacto es caracterizado por una alternancia entre derrames volcánicos, los cuales son característicos de la formación Diquiyú, y conglomerados volcanoclásticos, que corresponden con la litología más representativa de la Formación Rosario. En este trabajo se considera que la base de la Formación Rosario está definida por la superficie de techo del derrame volcánico más joven que se encuentra en la zona de transición (Fig. 5.9). La Formación Rosario está a su vez sobreyacida en contacto estratigráfico transicional por la Formación Cualac.

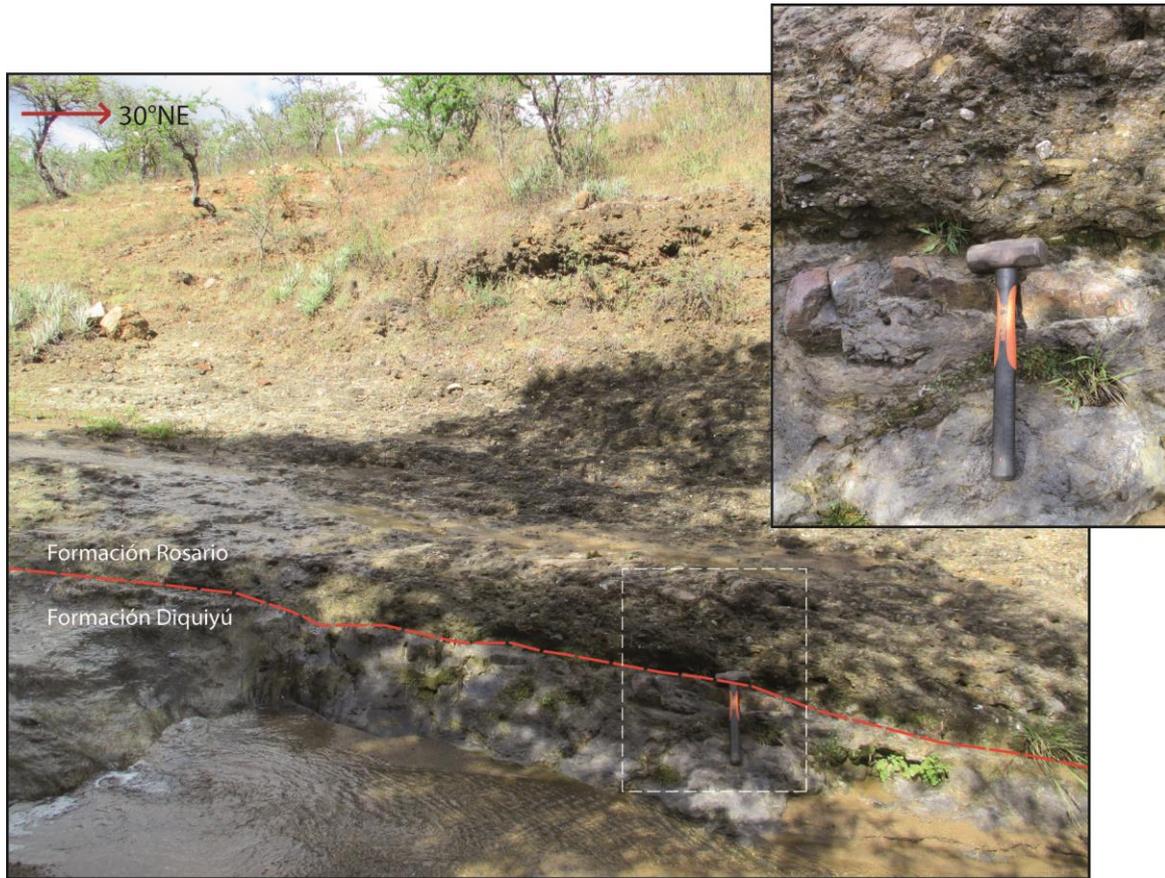


Figura 5.9 Fotografía donde se muestra el contacto estratigráfico entre la formación Diquiyú y la Formación Rosario.

En general, la Formación Rosario está compuesta predominantemente por conglomerado grueso a fino interestratificado con arenisca conglomerática a fina (Fig. 5.15). Localmente, paquetes de espesor decimétrico a métrico de lutita carbonosa y carbón están intercalados con los conglomerados y areniscas. Fragmentos y moldes de troncos, así como impresiones de hojas de cícadas, son comunes en los niveles de lutitas (Fig. 5.10). Los conglomerados están conformados predominantemente por clastos de rocas volcánicas de composición máfica a félsítica (Fig. 5.11). Los clastos volcánicos máficos presentan una textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa en una matriz microlítica compuesta por plagioclasa, vidrio y óxidos. En ocasiones, estos clastos presentan amígdalas rellenas de cuarzo, calcita o minerales de bajo grado metamórfico como zeolita, prehnita-pumpelita y epidota. Los clastos felsíticos presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y cuarzo, en una matriz de composición cuarzo-feldespática que, frecuentemente, presenta texturas de desvitrificación y reemplazamiento por calcita. En cantidad subordinada, los conglomerados presentan clastos meta-sedimentarios de cuarcita y esquisto.

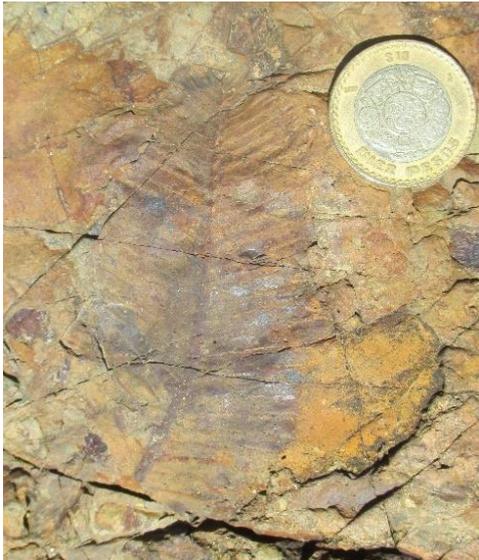


Figura 5.10 Impresión de una hoja en la cima de un estrato de lutita.



Figura 5.11 Clastos volcánicos en los conglomerados de la Formación Rosario.

En la Formación Rosario se han observado fallas sin-sedimentarias normales a la escala métrica (Fig. 5.12) y discordancias angulares (Fig. 5.13), lo que sugiere que las rocas de esta unidad fueron depositadas en un ambiente tectónicamente activo.



Figura 5.12 Falla sinsedimentaria con cinemática normal en la Formación Rosario, en las cercanías de la localidad Rancho Juárez.

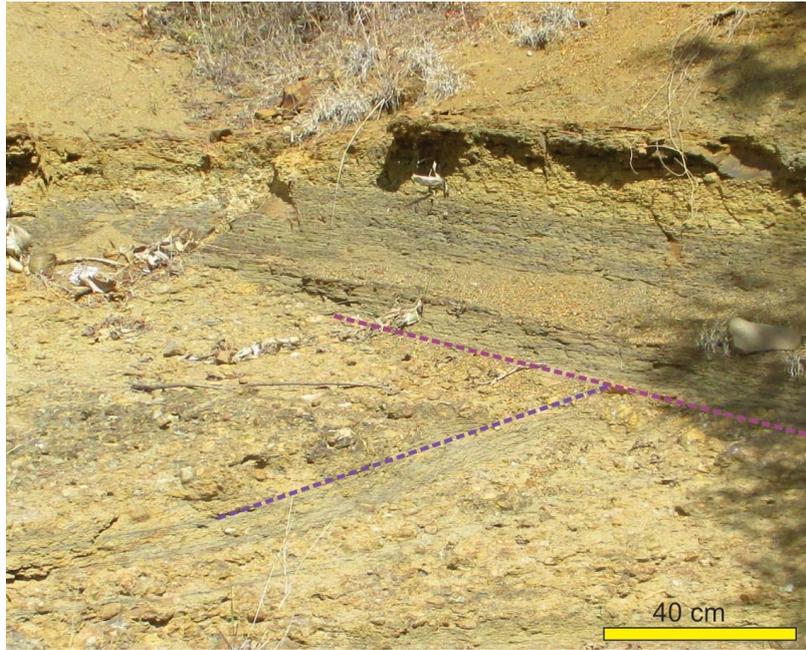


Figura 5.13 Discordancia angular dentro de la Formación Rosario.

En la Formación Rosario se midieron tres columnas estratigráficas: la columna A se midió en la barranca localizada al sureste de la localidad Rosario Nuevo (Apéndice I); la columna B se levantó en el centro del área cartografiada, al este de Yucuquími de Ocampo y al oeste del afluente principal del río Yutatoyíc (Apéndice I); finalmente, la columna C se midió en sur del área de estudio, 1 km al noroeste del poblado Yuniquiavi, en una barranca paralela al camino que va de San Juan Diquiyú a Lázaro Cárdenas (Apéndice I). En las tres columnas se midieron para la Formación Rosario 150, 24 y 4.5 m de espesor, respectivamente (Figs. 5.15, 5.16 y 5.17). Cabe mencionar que el primer espesor representa el espesor completo de esta formación medido en la localidad de Rosario Nuevo, mientras que los últimos dos espesores corresponden a secciones parciales de la Formación Rosario.

SIMBOLOGÍA					
	Lutita		Lente de lutita		Gradación normal
	Limolita		Lente de arenisca		Gradación inversa
	Arenisca		Laminación planoparalela inferior		Marcas de carga
	Conglomerado		Laminación planoparalela superior		Marcas de flama
	Derrames basáltico-andesíticos		Laminación cruzada planar		Carbón
	Gci		Laminación cruzada curvada		Hojas fósiles
	Gmm		Rizaduras		Muestra petrográfica
	Gcm		Imbricación		Muestra para minerales pesados
	Gh		Clastos orientados horizontalmente		Muestra para geocronología
	Gt		Estratificación burda		Número de muestra
	Gp		Laminación flaser		Direcciones de paleocorrientes corregidas
	Sp		Clasto metamórfico		n=14 Número de datos colectados y graficados
	Sr		Clasto volcánico		
	Fl		Clasto de cuarzo		
			Base erosiva		

Figura 5.14 Simbología utilizada en las columnas estratigráficas. Las litofacies fueron nombradas e interpretadas de acuerdo al esquema propuesto por Miall (2006) para ambientes fluviales.

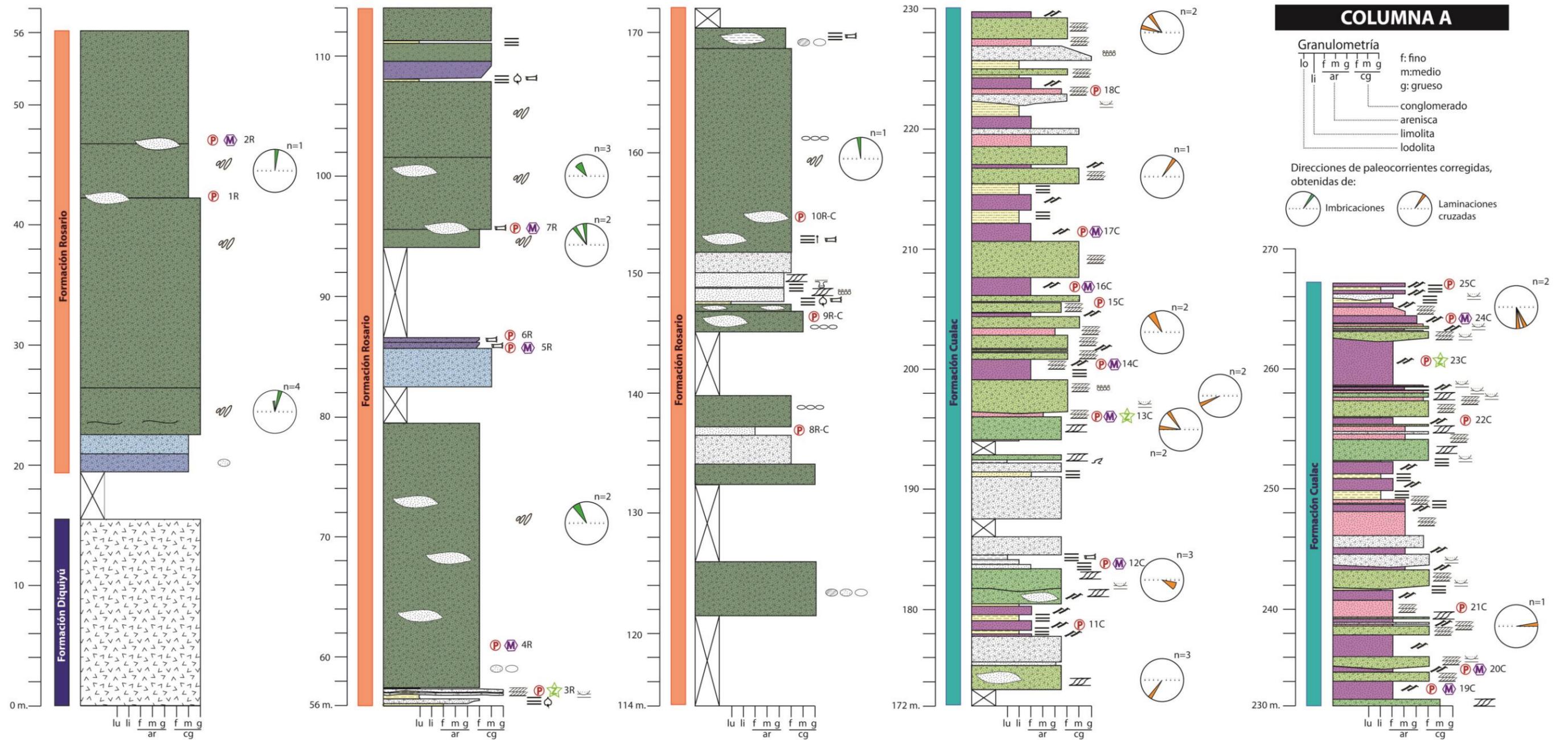


Figura 5.15 Columna A, medida al sur de la localidad Rosario Nuevo. La columna medida incluye las formaciones Diquiyú, Rosario y Cualac.

A lo largo de las columnas medidas dentro de la Formación Rosario se identificaron 9 litofacies, las cuales fueron nombradas e interpretadas de acuerdo al esquema propuesto por Miall (2006) para ambientes fluviales (Tabla 1). A continuación, se presenta una descripción detallada de cada una de las litofacies observadas.

<i>Litofacies</i>	Nombre/Descripción	Interpretación
<i>Gh</i>	Conglomerado Clasto-Soportado con Estratificación Horizontal	Barras fluviales logitudinales, conglomerado basal.
<i>Gmm</i>	Conglomerado Masivo Matriz-Soportado	Depósito generado por un flujo de detritos con comportamiento plástico (alta resistencia y viscosidad).
<i>Gci</i>	Conglomerado Clasto-Soportado con Gradación Inversa	Depósito generado por un flujo de detritos hiperconcentrado con comportamiento plástico (alta resistencia), o por un flujo de detritos con comportamiento pseudo-plástico (baja resistencia y alta viscosidad).
<i>Gcm</i>	Conglomerado Masivo Clasto-Soportado	Depósito generado por un flujo de detritos con comportamiento pseudo-plástico (baja resistencia y alta viscosidad).
<i>Gp</i>	Conglomerado con Estratificación Cruzada Planar	Barras fluviales transversales.
<i>Sp</i>	Arenisca con Estratificación Cruzada Planar	Barras fluviales transversales con geometría linguoidal (dunas 2D).
<i>Sr</i>	Arenisca con Rizaduras	Rizaduras formadas por corrientes de baja velocidad.
<i>Fl</i>	Arenisca fina, Limolita y Lodolita con Laminación Plano-paralela Inferior	Depósito formado por de la decantación de la carga en suspensión bajo corrientes muy débiles.
<i>C</i>	Carbón	Depósitos de pantano con vegetación.

Tabla 1. Litofacies de la Formación Rosario, de acuerdo a Miall (2006).

5.3.1 Litofacies de Conglomerado Clasto-Soportado con Estratificación Horizontal (Gh)

La litofacies de Conglomerado Clasto-Soportado con Estratificación Horizontal (Gh) es la más representativa y abundante dentro de la Formación Rosario y presenta sus mejores exposiciones a lo largo de las columnas A y B (Figs. 5.15 y 5.16). Está compuesta por conglomerado grueso a fino que se caracteriza por presentar una estratificación horizontal burda (Fig. 5.18). Individualmente, los estratos presentan espesores decimétricos. Sin embargo, la sobreposición de las diferentes capas determina el desarrollo de paquetes conglomeráticos de varios metros de espesor (Fig. 5.15). El conglomerado es predominantemente clasto-soportado y presenta un grado de clasificación bajo. Comúnmente, los clastos

e encuentran orientados con su eje mayor paralelo a la estratificación mientras que en otras ocasiones se encuentran definiendo una geometría imbricada, con los ejes mayores de los clastos formando ángulos entre 20 y 40° con respecto a los planos de estratificación (Figs. 5.19 y 5.20).

Adicionalmente, en la litofacies Gh es común encontrar cuerpos lenticulares arenosos de algunos decímetros de longitud y espesor interestratificados con los conglomerados (Fig. 5.21).

De acuerdo con Miall (2006), la litofacies Gh representa comúnmente el registro de barras fluviales conglomeráticas de tipo longitudinal, las cuales crecen tanto verticalmente como en la dirección de la corriente durante los momentos de alta energía del drenaje.



Figura 5.18 Fotografía que muestra la estratificación horizontal burda de la litofacies Gh.



Figura 5.19 Fotografía de la litofacies Gh, donde los ejes mayores de los clastos se encuentran orientados paralelamente a la estratificación.



Figura 5.20 Fotografía de la litofacies Gh, donde los ejes mayores de los clastos describen una geometría imbricada.



Figura 5.21 Cuerpo lenticular de arenisca interestratificado con los conglomerados de la litofacies Gh.

5.3.2 Litofacies de Conglomerado Masivo Matriz-Soportado (Gmm)

Esta litofacies de Conglomerado Masivo Matriz-Soportado (Gmm) se presenta ocasionalmente en la columna A medida en la Formación Rosario (Fig. 5.15). Consta de conglomerado medio a fino en estratos de espesores decimétricos, cuyas superficies de base no muestran evidencias de erosión. Estos depósitos de conglomerado son principalmente matriz-soportado y muestran un bajo grado de clasificación (Fig. 5.22). Los clastos son redondeados a angulosos y están flotando en una matriz principalmente conformada por arenisca gruesa a conglomerática. Esta litofacies se caracteriza por la ausencia de estructuras internas, dando como resultado una apariencia masiva (Fig. 5.22). De acuerdo con Miall (2006), la litofacies Gmm representa el depósito de flujos de detrito con un comportamiento plástico (alta resistencia y viscosidad), los cuales se acomodan pasivamente a la topografía existente sin generar la erosión del sustrato.



Figura 5.22 Fotografía donde se observa la facies Gmm.

5.3.3 Litofacies de Conglomerado Clasto-Soportado con Gradación Inversa (Gci)

La litofacies de Conglomerado Clasto-Soportado con Gradación Inversa (Gci) fue observada sólo localmente en la Formación Rosario y fue reconocida exclusivamente a lo largo de la columna la columna A (Fig. 5.15). Esta litofacies está compuesta por conglomerado grueso a medio, en estratos de hasta 1.5 m de espesor con bases no erosivas. Estos depósitos de conglomerado son clasto-soportados, aunque localmente pueden presentar partes con una mayor abundancia de matriz. Típicamente se caracterizan por una clasificación muy pobre y muestran gradación inversa (Fig. 5.23). Es común encontrar restos de troncos carbonizados en la base de estos depósitos.

Miall (2006) define esta litofacies como el resultado del depósito de dos posibles tipos de flujo de detritos: 1) flujos de detritos hiperconcentrados con comportamiento plástico (alta resistencia) y, 2) flujos de detritos con comportamiento pseudo-plástico (baja-resistencia).



Figura 5.23 Litofacies Conglomerado Clasto-Soportado con Gradación Inversa (Gci).

5.3.4 Litofacies de Conglomerado Clasto-Soportado Masivo (Gcm)

La litofacies de Conglomerado Clasto-Soportado Masivo (Gcm) se presenta frecuentemente tanto en la columna A como en la columna B (Figs. 5.15 y 5.16). Se compone de conglomerado medio a grueso en estratos de forma lenticular de espesores decimétricos que, en ocasiones, llegan a medir poco más de un metro. Algunos de estos depósitos de conglomerado presentan bases erosivas, mientras que otros no muestran evidencias de erosión. Los conglomerados son clasto-soportado con un grado de clasificación muy bajo (Fig. 5.24). La ausencia de organización interna genera un aspecto masivo de estos depósitos, lo que es el rasgo distintivo de esta litofacies (Fig. 5.24). De acuerdo con Miall (2006), la litofacies Gcm representa el depósito de flujos de detritos pseudo-plástico o de baja resistencia y alta viscosidad.



Figura 5.24 Fotografía de la facies Conglomerado Clasto-Soportado Masivo (Gcm).

5.3.5 Litofacies de Conglomerado con Estratificación Cruzada Planar (Gp)

La litofacies de Conglomerado con Estratificación Cruzada Planar (Gp) es una litofacies poco común en la Formación Rosario y fue observada exclusivamente a lo largo de la columna B (Fig. 5.16). Se presenta como un conglomerado grueso a muy grueso en estratos decimétricos, cuyas superficies de bases siempre son erosivas. Dichos depósitos de conglomerados son clasto-soportados, presentan un grado de clasificación bajo y se caracterizan por presentar estratificación cruzada planar. Los conglomerados de la litofacies Gp se encuentran comúnmente sobreyacidos en contacto transicional por areniscas de la litofacies Sp (Fig. 5.16). De acuerdo con Miall (2006), los depósitos de la litofacies Gp son asociados a barras fluviales transversales.

5.3.6 Litofacies de Arenisca con Estratificación Cruzada Planar (Sp)

La litofacies de Arenisca con Estratificación Cruzada Planar (Sp) fue observada únicamente a lo largo de la columna B (Fig. 5.16). Está constituida por arenisca gruesa a conglomerática en estratos decimétricos con bases erosivas. Las areniscas presentan una clasificación moderada y, como rasgo principal, muestran la laminación cruzada planar. Esta litofacies se encuentra típicamente sobreyaciendo de manera transicional a los conglomerados de la litofacies Gp y está sobreyacida a su vez por areniscas finas, limolitas y lodolitas de la litofacies Fl.

De acuerdo con Miall (2006), las areniscas de la litofacies Sp representan barras fluviales bidimensionales generalmente con geometría linguoidal.

5.3.7 Litofacies de Arenisca con Rizaduras (Sr)

La litofacies de Arenisca con Rizaduras (Sr) tiene una presencia importante tanto en la columna B como en la columna C, donde presenta su mejor exposición (Figs. 5.16 y 5.17). Esta litofacies consta de arenisca fina a gruesa, en estratos con espesores centimétricos a decimétricos. Muestra una buena clasificación y, en cuanto a sus estructuras primarias, posee rizaduras. Comúnmente, esta litofacies sobreyace transicionalmente a los depósitos conglomeráticos de la litofacies Gp y es sobreyacida por areniscas finas, limolitas y lodolitas de la litofacies Fl.

De acuerdo con Miall (2006), la litofacies Sr representa depósitos formados por trenes de rizaduras por la tracción al fondo relacionada a corrientes de baja velocidad.

5.3.8 Litofacies de Arenisca Fina, Limolita y Lodolita con Laminación Plano-Paralela Inferior (Fl)

La litofacies de Arenisca Fina, Limolita y Lodolita con Laminación Plano-paralela Inferior (Fl) está presente en las tres columnas medidas, predominando en las columnas B y C (Figs. 5.15, 5.16 y 5.17). Consta de paquetes tabulares con espesores decimétricos a métricos compuestos por una alternancia de arenisca fina a muy fina, limolita y lodolita (Fig. 5.25). La estructura primaria característica de esta litofacies es la laminación plano-paralela inferior. En ocasiones, las rocas de la litofacies Fl contienen impresiones de hojas, troncos y finas láminas de carbón.

De acuerdo a Miall (2006), esta litofacies representa el depósito de la carga en suspensión de corrientes fluviales de muy baja velocidad asociadas a eventos de desborde e inundación y canales en procesos de ser abandonados.



Figura 5.25. Izquierda: litofacies Fl, donde se observa en la cima una superficie de erosión. Arriba: Laminación plano-paralela inferior en litofacies Fl.

5.3.9 Litofacies de Carbón (C)

La litofacies de Carbón (C) llega a ser muy abundante en la localidad cercana a donde se midió la columna C. Sin embargo, esta litofacies no fue incluida en la columna debido a la presencia de fallas en el registro estratigráfico, las cuales no permitieron medir la sucesión de manera continua y determinar exactamente la relación estratigráfica entre estos niveles de carbón y los otros depósitos. La litofacies C está compuesta por paquetes tabulares de hasta 1.5 m de espesor de carbón intercalados con estratos decimétricos de arenisca, limolita y lodolita (Fig. 5.26). Miall (2006) sugiere que la presencia de paquetes gruesos de carbón indica la presencia de pantanos caracterizados por la acumulación de plantas bajo condiciones climáticas húmedas-tropicales.



Figura 5.26 Carbón dentro de la Formación Rosario, con espesores de más de un metro.

5.3.10 Paleocorrientes

A lo largo de las columnas levantadas, se tomaron mediciones de paleocorrientes tanto en conglomerados de la litofacies Gh que presentaran imbricación de clastos, así como en las areniscas de la litofacies Sp, caracterizadas por presentar estratificación y laminación cruzada planar. Todos los datos recolectados fueron corregidos a la horizontal de acuerdo a la metodología propuesta por Collinson *et al.* (2006) y se graficaron en diagramas en roseta representados a lo largo de las columnas medidas. Los datos obtenidos indican una dirección de transporte sedimentario dominante hacia el norte, con una dispersión de 70°, restringida a los cuadrantes NE y NW de los diagramas de rosetas (Figs. 5.15 y 5.16). Solamente en la columna B, se obtuvieron direcciones de transporte sedimentario hacia el SW para un depósito de arena de la litofacies Sp (Fig. 5.27).

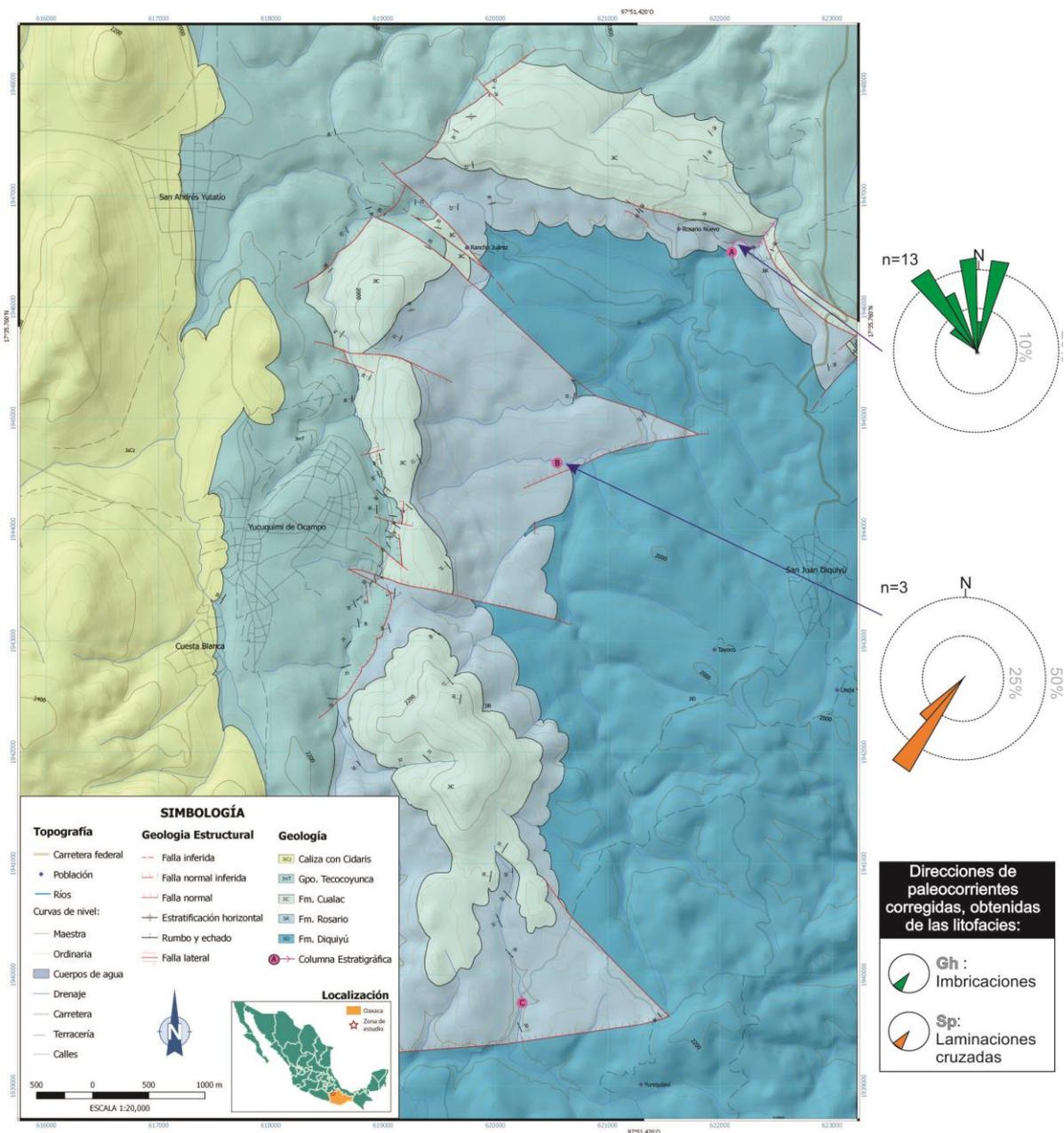


Figura 5.27. Paleocorrientes medidas en la formación Rosario en las columnas estratigráficas A y B.

5.4 Formación Cualac

Antecedentes

Esta unidad fue definida por primera vez de manera informal por Guzmán (1950) como Cuarcita Cualac en el estado de Guerrero, y posteriormente, Erben (1956) la designa como parte del Grupo Consuelo en el área de Tezoatlán. Sin embargo, de la misma manera que la Formación Rosario, la definición y relaciones estratigráficas de la Formación Cualac han sido modificadas constantemente en esta área por diversos autores, como se detalló en el capítulo 5.3.

Erben (1956) y Morán-Zenteno et al. (1993) han interpretado a la Formación Cualac como los depósitos generados en un ambiente aluvial proximal, mientras que Durán-Aguilar (2014) propone que esta formación y el Grupo Tecocoyunca Inferior forman parte de un sistema fluvial anastomosado.

Debido a que el registro fósil preservado en esta unidad tiene un amplio alcance estratigráfico es difícil restringir su edad, González-Torres (1989) y Morán-Zenteno et al (1993) han asignado una edad del Aaleniano Superior-Bajociano Inferior y Jurásico Medio pre-Bajociano, respectivamente, mientras que Erben (1956) propone una edad del Aleniano Medio-Bajociano Inferior para esta unidad de acuerdo a sus relaciones estratigráficas.

Resultados

La Formación Cualac está expuesta predominantemente en las cumbres y algunos lomeríos del área cartografiada, abarcando los sectores norte y central de ésta (Apéndice I). Esta formación descansa de manera concordante y transicional sobre la Formación Rosario. Dicho contacto se caracteriza por una alternancia de conglomerados epiclásticos, que corresponden con la litología típica de la Formación Rosario, y cuerpos lenticulares de espesores centimétricos de areniscas cuya composición es principalmente cuarzosa. En este trabajo se considera como la base de la Formación Cualac la superficie de techo del último conglomerado de composición epiclástica. El contacto superior estratigráfico de la Formación Cualac es transicional con el Grupo Tecocoyunca.

La Formación Cualac está compuesta por conglomerado de grano medio a fino, arenisca conglomerática a fina, así como limolita y lodolita. A diferencia de la Formación Rosario, los conglomerados de la Formación Cualac están dominados por cuarzo y fragmentos metamórficos de cuarcita y esquistos de cuarzo-muscovita (figura 5.28), presentado un porcentaje subordinado de fragmentos volcánicos sólo en la parte basal de esta unidad.

Comúnmente, se pueden observar restos de troncos y ramas carbonizadas dentro de los depósitos de granulometrías finas.



Figura 5.28 Fotografías de conglomerados de la formación Cualac, donde se observa la abundancia de cuarzo y fragmentos metamórficos.

En la Formación Cualac, se midió una columna de 94 m de espesor (Fig. 5.15) en una barranca ubicada al sureste de la localidad de Rosario Nuevo (Fig. 5.15 y Apéndice I).

A lo largo de esta columna se identificaron 5 litofacies (Tabla 2), las cuales fueron nombradas e interpretadas de acuerdo a Miall (2006). La descripción detallada de cada litofacies se describe a continuación.

<i>Litofacies</i>	Nombre/Descripción	Interpretación
<i>Gt</i>	Conglomerado con Estratificación Cruzada Curvada	Conglomerado basal y barras fluviales 3D.
<i>Gp</i>	Conglomerado con Estratificación Cruzada Planar	Barras fluviales transversales 2D.
<i>Sp</i>	Arenisca con Estratificación Cruzada Planar	Barras fluviales transversales 2D con geometría linguoidal.
<i>Sr</i>	Arenisca con Rizaduras	Rizaduras formadas por corrientes de baja velocidad.
<i>Fl</i>	Arenisca fina, Limolita y Lodolita con Laminación Plano-paralela Inferior	Depósito formado por de la decantación de la carga en suspensión bajo corrientes muy débiles.

Tabla 2. Litofacies presentes en la Formación Cualac, de acuerdo a Miall (2006).

5.4.1 Litofacies de Conglomerado con Estratificación Cruzada Curvada (Gt)

La litofacies de Conglomerado con Estratificación Cruzada Curvada (Gt) es frecuente en la Formación Cualac y está compuesta por conglomerado muy fino a medio en estratos de espesores decimétricos a métricos. Estos depósitos de conglomerado muestran base erosiva, frecuentemente presentan forma lenticular y se cortan tanto lateralmente como verticalmente uno a otro. Los conglomerados son principalmente clasto-soportado y presentan un grado de clasificación bajo. Se caracterizan por tener estratificación cruzada curvada y, localmente, gradación normal. De acuerdo con Miall (2006), la litofacies Gt representa barras conglomeráticas fluviales asociadas a drenajes de alta energía, caracterizados por canales de baja sinuosidad que migran en el espacio durante intervalos de tiempo cortos (e.g. sistemas fluviales con canales entrelazados y abanicos aluviales).

5.4.2 Litofacies de Conglomerado con Estratificación Cruzada Planar (Gp)

La litofacies de Conglomerado con Estratificación Cruzada Planar (Gp) es la más abundantes en la Formación Cualac (Fig. 5.15). Esta facies consiste en conglomerado fino a medio en estratos con espesores decimétricos y bases erosivas. El apilamiento de diferentes estratos de la litofacies Gp genera paquetes de varios metros de espesor (Fig. 5.15). Los conglomerados son generalmente clasto-soportado, aunque localmente el contenido de matriz llega a ser abundante. El grado de clasificación va de bajo a moderado. Los conglomerados de esta facies se caracterizan por presentar estratificación y laminación cruzada planar (Figs. 5.29 y 5.30) así como gradación normal.

De acuerdo con Miall (2006), la litofacies Gp está asociada al desarrollo de barras fluviales transversales.



Figura 5.29. Estratificación cruzada planar en un conjunto de capas de conglomerado de la litofacies Gp.



Figura 5.30. Estratificación cruzada planar en un conjunto de capas de conglomerado de la litofacies Gp.

5.4.3 Litofacies de Arenisca con Estratificación Cruzada Planar (Sp)

La litofacies de Arenisca con Estratificación Cruzada Planar (Sp) es progresivamente más frecuente hacia la cima de la Formación Cualac (Fig. 5.15). Está definida por arenisca fina a muy gruesa en estratos de geometrías lenticulares de algunos decímetros de espesor. Se caracteriza por presentar un grado de clasificación moderado a bueno y estratificación o laminación cruzada planar (Fig. 5.31), además de gradación normal. Cuando presente, la litofacies Sp sobreyace en contacto transicional las litofacies Gt y Gp.

De acuerdo con Miall (2006), la litofacies Sp está asociada al desarrollo de barras fluviales bidimensionales transversales generalmente con geometría linguoidal.



Figura 5.31 Litofacies Sp de la Formación Cualac, sobreyacida por una facies conglomerática, delimitadas por una superficie de erosión.

5.4.4 Litofacies de Arenisca con rizaduras (Sr)

La litofacies de Arenisca con Rizaduras (Sr) es progresivamente más abundante hacia la parte superior de la Formación Cualac (Fig. 5.15). Esta litofacies está conformada por arenisca fina a media en estratos de espesores decimétricos, aunque algunas veces la sobreposición de éstos genera paquetes de hasta 2 metros de espesor. Las areniscas presentan un grado de clasificación moderado a alto y estructuras primarias como rizaduras (Fig. 5.32), laminación convoluta y marcas de carga y flama. Comúnmente, las areniscas de la litofacies Sr se encuentran sobreyaciendo transicionalmente a las areniscas de la litofacies Sp o interestratificadas con areniscas finas, limolitas y lodolitas de la litofacies Fl. Menos frecuentemente forman cuerpos lenticulares dentro de la litofacies Gt. De acuerdo con Miall (2006), la litofacies Sr representa depósitos formados por trenes de rizaduras por la tracción al fondo relacionada a corrientes de baja velocidad.

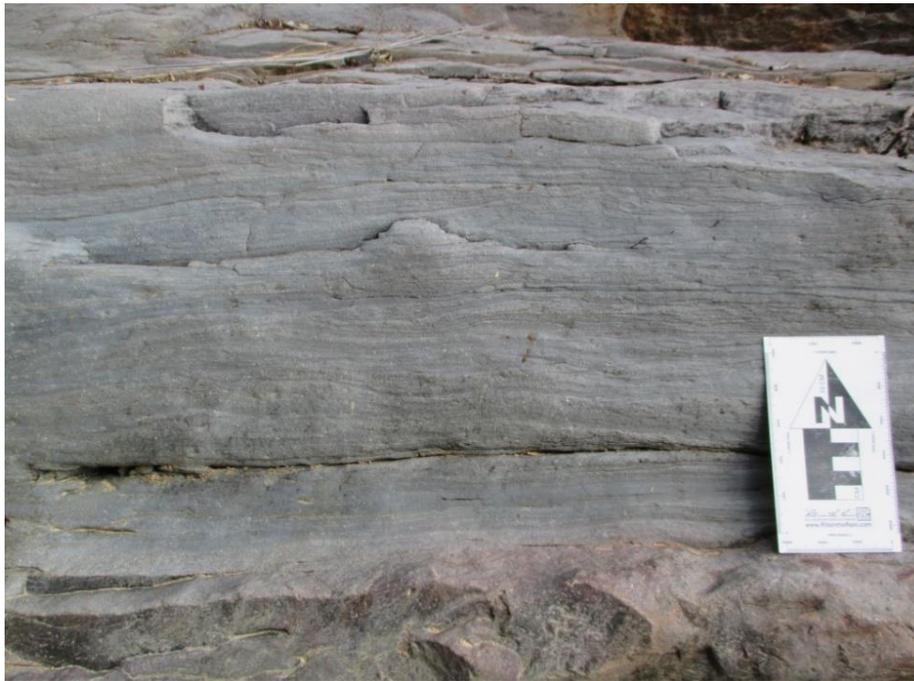


Figura 5.32 Fotografía de litofacies Sr de la Formación Cualac.

5.4.5 Litofacies de Arenisca Fina, Limolita y Lodolita con laminación plano-paralela inferior (FI)

La litofacies de Arenisca Fina, Limolita y Lodolita (FI) es poco frecuente en la Formación Cualac, haciéndose más abundante hacia la parte superior (Fig. 5.15). Está definida por una alternancia rítmica de arenisca fina a muy fina, limolita y lodolita formando paquetes tabulares de espesores centimétricos a decimétricos. Se caracteriza por poseer laminación plano-paralela inferior (Fig. 5.33) y, en algunas ocasiones, estructuras como marcas de carga y flama. Generalmente, las rocas de la litofacies FI sobreyacen a las otras litofacies arenosas y conglomeráticas (Fig. 5.34). En esta litofacies es común encontrar moldes de hojas y ramas de plantas.

De acuerdo a Miall (2006), esta litofacies representa el depósito de la carga en suspensión de corrientes fluviales de muy baja velocidad asociadas a eventos de desborde e inundación y canales en procesos de ser abandonados.



Figura 5.33 Laminación plano-paralela inferior en limolitas y lodolitas.



Figura 5.34 Facies FI interestratificadas con facies conglomeráticas.

5.4.6 Paleocorrientes

A lo largo de la columna A, se tomaron mediciones de paleocorrientes en los conglomerados y areniscas de las litofacies Gp, Gt y Sp. De la misma forma que en la Formación Rosario, los datos fueron restaurados a la horizontal con base en la metodología propuesta por Collinson *et al.* (2006), y se graficaron en diagramas en roseta representados a lo largo de la columna medida (Fig. 5.15). Los resultados obtenidos muestran un patrón complejo, donde la mayoría de los datos indican direcciones de transporte sedimentarios desde N 160° a N300° y una cantidad subordinada de mediciones que se distribuyen de manera aislada hacia el NE, E y SE (Fig. 5.15). Adicionalmente, se tomaron mediciones de paleocorrientes en conglomerados y areniscas de las litofacies Gp, Gt y Sp expuestos a lo largo de la carretera principal que va desde Diquiyú a Tezoatlán. Los resultados se presentan en la Figura 5.35 y muestran una dirección de transporte sedimentario dominante hacia N160°.

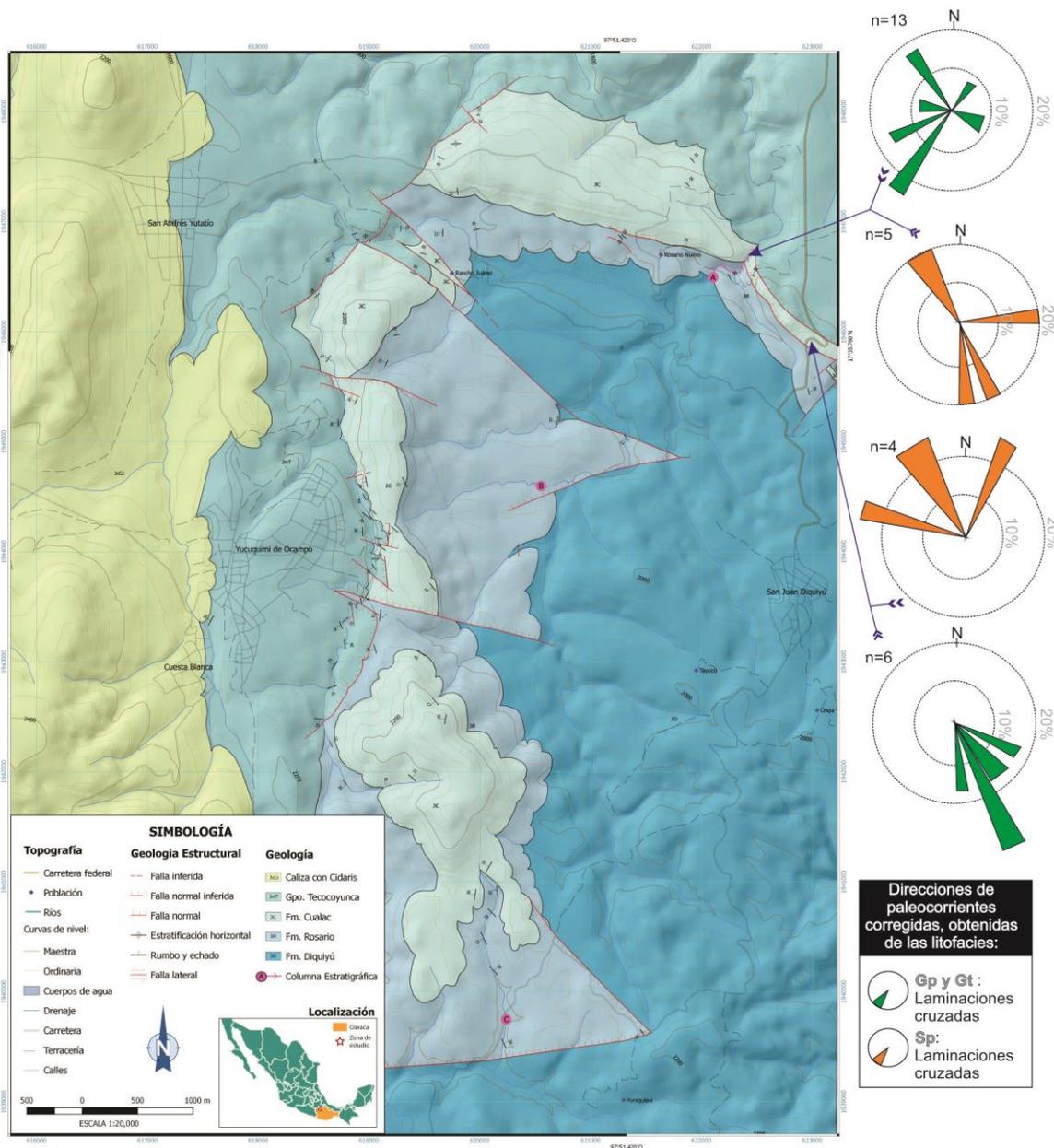


Figura 5.35 Paleocorrientes medidas en la formación Cualac en la columna estratigráfica A y a lo largo de la carretera principal que va desde Diquiyú a Tezoatlán.

CAPÍTULO 6. PETROGRAFÍA DE ROCA TOTAL

Una vez determinado durante el trabajo de campo que las formaciones Rosario y Cualac presentan una diferencia composicional sustancial, siendo la primera compuesta por rocas epiclásticas y la segunda por rocas metamorfolíticas, se procedió a coleccionar muestras representativas de areniscas de ambas unidades en diferentes niveles estratigráficos (Fig. 5.15). Esto con el objetivo de realizar la petrografía detallada y documentar de manera cuantitativa ésta diferencia composicional.

Se coleccionaron en total 31 muestras a lo largo de las tres columnas estratigráficas medidas para su posterior estudio petrográfico preliminar, el cual consta de observaciones tanto texturales como composicionales de tipo cualitativo. La ubicación de las muestras coleccionadas se puede consultar tanto en el mapa anexo como en las columnas estratigráficas medidas (Apéndice I y Figs. 5.15, 5.16 y 5.17).

Posteriormente, se seleccionaron 17 láminas delgadas de la columna A para realizar el análisis composicional cuantitativo. Las láminas seleccionadas fueron teñidas con rodizonato de potasio para evitar errores en la diferenciación entre feldespato potásico y cuarzo. La metodología utilizada para el conteo de puntos fue la descrita por Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970). Las areniscas coleccionadas se clasifican de acuerdo a sus componentes principales utilizando el diagrama QtFL de Garzanti, (2016). Los fragmentos volcánicos se clasificaron de acuerdo a Dickinson (1970) y Marsaglia e Ingersoll (1992). Los líticos metamórficos se clasificaron de acuerdo al esquema propuesto por Garzanti y Vezzoli (2003). En dicho esquema, el primer nivel de clasificación se basa en la naturaleza del protolito, lo que permite subdividir cuatro categorías diferentes: 1) metapelita, 2) metapsamita/metafelsita, 3) metabasita, y 4) metacaliza. El segundo nivel de clasificación toma en cuenta el rango metamórfico, el cual puede ser establecido de manera objetiva por medio de observaciones texturales y composicionales. De acuerdo con Garzanti y Vezzoli (2003), es posible definir 5 diferentes rangos de metamorfismo. A continuación, se ilustran de manera sintética las características de cada uno de estos rangos.

- **Rango metamórfico 1 (facies metamórfica prehnita-pumpelita):** los granos muestran un débil clivaje (foliación espaciada) definido por la alineación de cristales muy finos de illita y, eventualmente, pods de clorita. En los dominios de *microlithons*, los cristales de cuarzo presentan evidencia de deformación cristal-plástica incipiente tales como la extinción ondulatoria y la migración del borde de grano. Las texturas sedimentarias o ígneas son reconocibles. En los fragmentos con protolito basáltico se observa típicamente la cristalización de minerales del grupo prehnita-pumpelita.
- **Rango metamórfico 2 (facies metamórfica de esquistos verdes de muy bajo grado):** los granos presentan una textura claramente anisotrópica caracterizada por un crucero bien desarrollado, el cual es expresado por la alineación de cristales de sericita y clorita. En los dominios de *microlithons*, los cristales de cuarzo muestran microtexturas de deformación cristal-plástica

pronunciadas como la migración de borde de grano y extinción ondulada, dominios de subgrano y, localmente, orientación preferencial de forma. Los granos con protolito basáltico muestran típicamente el crecimiento de clorita y epidota rica en Fe (pistachita).

- **Rango metamórfico 3 (facies metamórfica de esquistos verdes de grado intermedio):** los granos muestran el desarrollo de esquistosidad (foliación continua) incipiente, la cual es expresada por la alineación de los cristales de cuarzo alargado y laminillas de mica blanca. Los granos con protolito basáltico de rango 3 presentan típicamente el crecimiento de epidota de bajo contenido de hierro (clinozoisita).
- **Rango metamórfico 4 (facies metamórfica de esquistos verdes de alto grado):** los granos muestran una esquistosidad pervasiva definida por cristales alargados de cuarzo sin distorsión interna, neoblastos euhedrales de muscovita conformados por múltiples laminillas. Los granos con protolito basáltico de rango 4 presentan típicamente el crecimiento de y anfíboles de bajo hierro (tremolita-actinolita).
- **Rango metamórfico 5 (facies metamórfica de anfibolitas a granulitas):** los granos muestran típicamente una textura granoblástica caracterizada por juntas triples. Los cristales no muestran evidencias de distorsión interna y presentan generalmente un tamaño de grano superior a 0.0625 mm, por lo cual no serán clasificados como fragmentos líticos de acuerdo a la metodología de Gazzi-Dickinson. El rango 5 es típicamente caracterizado por la aparición de la biotita y hornblenda en la paragénesis.

Considerando que en las muestras analizadas no todos los granos observados muestran las características texturales y composicionales suficientes para poderlos clasificar con seguridad dentro de una categoría específica de las propuestas por Garzanti y Vezzoli (2003), se propone en este trabajo la posibilidad de introducir categorías mixtas (por ej. Rango metamórfico 3-4) en aquellos casos en los cuales no sea posible diferenciar claramente entre rangos metamórficos distintos.

En la Tabla 3 se enlistan las categorías adoptadas en este trabajo para el conteo de puntos, y en los siguientes subcapítulos se describen detalladamente la textura y los resultados del análisis composicional de las areniscas colectadas de las formaciones Rosario y Cualac. En las tablas 4 y 5 se pueden consultar los resultados del conteo de puntos, así como los valores de los parámetros recalculados.

CATEGORÍA	DESCRIPCIÓN
Qs	Cristal individual de cuarzo.
QLmf ₂	Cuarzo en lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 2.
QLmf ₃	Cuarzo en lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 3.
QLmf ₃₋₄	Cuarzo en lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 3 o 4.
QLmf ₄	Cuarzo en lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 4.
QLmf ₅	Cuarzo en lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 5.
QLvf	Cuarzo en lítico volcánico félsítico.
Qp	Cuarzo policristalino.
Lvl	Lítico volcánico lathwork.
Lvm	Lítico volcánico microlítico.
Lvf	Lítico volcánico félsítico.
Lvv	Lítico volcánico vítreo.
Lvvp	Lítico vítreo volcánico palagonitizado.
Lmp ₂	Lítico metapelítico de rango 2.
Lmp ₃	Lítico metapelítico de rango 3.
Lmp ₄	Lítico metapelítico de rango 4.
Lmf ₂	Lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 2.
Lmf ₃	Lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 3.
Lmb ₁	Lítico metabasítico de rango 1.
Car	Clasto argilitizado.
K	Cristal individual de feldespato potásico.
Ps	Cristal individual de plagioclasa.
PLvf	Plagioclasa en lítico volcánico félsítico.
PLvl	Plagioclasa en lítico volcánico lathwork.
RLvf	Minerales pesados
Qm	Qs+QLmf ₂ + QLmf ₃ +QLmf ₃₋₄ +QLmf ₄ +QLmf ₅ +QLvf
Qt	Qm+Qp
P	Ps+PLvf+PLvl
F	P+K
L	Lvl+Lvm+Lvf+Lvv+Lvvp+Lmp ₂ +Lmp ₃ +Lmp ₄ +Lmf ₂ +Lmf ₃ +Lmb ₁
Lm	Lmp ₂ +Lmp ₃ +Lmp ₄ +Lmf ₂ +Lmf ₃ +Lmb ₁
Lv	Lvl+Lvm+Lvf+Lvv+Lvvp
Lmf	Lmf ₂ +Lmf ₃
Lmp	Lmp ₂ +Lmp ₃ +Lmp ₄
Lmb	Lmb ₁
LM _{1,2}	Lmb ₁ +QLmf ₂ +Lmp ₂ +Lmf ₂
LM _{3,4}	Lmf ₃ +Lmf ₃₋₄ +Lmf ₄ +Lmp ₃ +Lmp ₄ +Lmf ₃
LM ₅	QLmf ₅

Tabla 3. Categorías utilizadas para la petrografía cuantitativa de roca total.

	Muestra	Qs	QLmf2	QLmf3	QLmf3-4	QLmf4	QRmf5	QLvf	Qp	Lvl	Lvm	Lvf	Lvv	Lvvp	Car	Lmp2	Lmp3	Lmp4	Lmb1	Lmf2	Lmf3	KLvf	Ps	PLvf	PLvl	RLvf	Total
Formación Rosario	1R							65		53	9	90	96	1	31				29						26		400
	2R	2						64		89	8	50	117	1	19				36				1		33		420
	3R	4						9	10	152		3	107	16	13				1						82		397
	4R	1						13		162	8	23	108	1	4				7			3			70	1	401
	5R	6						14		190	28	36	65	3	14				36						25		417
	6R		3					12		181	6	30	90		16				17			1		1	70		427
	7R	1						18		118	35	31	121		8				29						43		404
Formación Cualac	9RC	14	84	41	92	45	17									16	51	13		2	26						402
	10RC	10	67	46	71	29	15		2							20	75	20		1	50						407
	13C	11	47	19	68	5	1									61	73	15		73	40						413
	15C	5	83	46	69	45	12										57	17			37						371
	16C	8	74	40	60	4	1		1							49	93	8		40	39						417
	18C	7	96	52	79	53	21										79	20			9						416
	19C	7	88	31	47	1	1										26	124	24		40	15					404
	20C	1	77	76	110	24	1										11	57	15		26	16					414
	22C	2	95	57	87	7											13	119	14		22	30					446
24C		138	64	79	59	15											25	22			9						411

Tabla 4. Resultados de análisis composicional cuantitativo de roca total de las areniscas de la sucesión objeto de estudio.

	Muestra	Qt%	F%	L%	Qm%	P%	K%	Lm%	Ls%	Lv%	Lvf%	Lvl%	Lvmi%	Lmp%	Lmf%	Lmb%	Rm1,2%	Rm3,4%	Rm5	P/(P+F)
Formación Rosario	1R	16.3	6.5	77.3	71.4	28.6	0.0	10.4	0.0	89.6	59.2	34.9	5.9	0.0	0.0	100.0	100.0	0.0	0.0	1.00
	2R	15.7	8.1	76.2	66.0	34.0	0.0	12.0	0.0	88.0	34.0	60.5	5.4	0.0	0.0	100.0	100.0	0.0	0.0	1.00
	3R	5.8	20.7	73.6	13.7	86.3	0.0	0.4	0.0	99.6	1.9	98.1	0.0	0.0	0.0	100.0	100.0	0.0	0.0	1.00
	4R	3.5	18.3	78.3	16.1	80.5	3.4	2.3	0.0	97.7	11.9	83.9	4.1	0.0	0.0	100.0	100.0	0.0	0.0	0.96
	5R	4.8	6.0	89.2	44.4	55.6	0.0	10.1	0.0	89.9	14.2	74.8	11.0	0.0	0.0	100.0	100.0	0.0	0.0	1.00
	6R	3.5	16.9	79.6	17.2	81.6	1.1	5.2	0.0	94.8	13.8	83.4	2.8	0.0	0.0	100.0	100.0	0.0	0.0	0.99
	7R	4.7	10.6	84.7	30.6	69.4	0.0	8.7	0.0	91.3	16.8	64.1	19.0	0.0	0.0	100.0	100.0	0.0	0.0	1.00
Formación Cualac	9RC	72.9	0.0	27.1	100.0	0.0	0.0	99.1	0.0	0.9				74.1	25.9	0.0	26.4	69.3	4.4	
	10RC	59.0	0.0	41.0	100.0	0.0	0.0	99.4	0.0	0.6				69.3	30.7	0.0	22.3	73.9	3.8	
	13C	36.6	0.0	63.4	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0				56.9	43.1	0.0	45.0	54.7	0.2	
	15C	70.1	0.0	29.9	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0				66.7	33.3	0.0	22.7	74.0	3.3	
	16C	45.1	0.0	54.9	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0				65.5	34.5	0.0	40.0	59.8	0.2	
	18C	74.0	0.0	26.0	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0				91.7	8.3	0.0	23.5	71.4	5.1	
	19C	43.3	0.0	56.7	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0				76.0	24.0	0.0	38.8	61.0	0.3	
	20C	69.8	0.0	30.2	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0				66.4	33.6	0.0	27.6	72.2	0.2	
22C	55.6	0.0	44.4	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0				73.7	26.3	0.0	29.3	70.7	0.0		
24C	86.4	0.0	13.6	100.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0				83.9	16.1	0.0	33.6	62.8	3.6		

Tabla 5. Parámetros recalculados para generar los diagramas ternarios utilizados en este proyecto.

6.1 Formación Rosario

Se seleccionaron siete muestras de la Formación Rosario para el análisis composicional de rocas clásticas. Dos de éstas se colectaron de la matriz arenosa de conglomerados de las litofacies Gh y Gp, tres proceden de lentes arenosos intercalados con los conglomerados de la litofacies Gh, mientras que dos muestras fueron extraídas de la base arenosa de depósitos de flujo de escombros que presentan gradación inversa (litofacies Gci) (Fig. 5.15).

Las areniscas analizadas son de grano medio a grueso, con una clasificación pobre a moderada. Los clastos son subredondeados a subangulosos y presentan contactos de tipo puntual, recto y cóncavo-convexo. La matriz no excede el 15% en abundancia y está conformada fundamentalmente por minerales arcillosos de grano muy fino y óxidos. Localmente, se llega a presentar pseudomatrix producto de la deformación por compactación de algunos clastos metapelíticos de menor competencia.

Desde el punto de vista composicional, las muestras colectadas en la Formación Rosario definen una guirnalda que cubre los campos de las areniscas líticas, lítico-cuarzosas y lítico-feldespáticas (Fig. 6.1a).

En orden de abundancia decreciente, las muestras analizadas están conformadas por: fragmentos líticos (73.6-89.2%), feldespato (6-20.7%) y cuarzo mono- y policristalino (3.5-16.3%) (Fig. 6.1a). Se observa un claro dominio de la plagioclasa (34-86.3% del feldespato total) sobre el feldespato potásico (0-3.4%) con una razón $P/(P+F)$ de 0.96-1.0 (Fig. 6.1b). Dentro de los líticos dominan los líticos volcánicos (88.0-99.6% de los líticos totales), con algunas concentraciones subordinadas de líticos metamórficos (0.4-12.0%) (Fig. 6.1c). Respecto a los líticos volcánicos, se puede observar que los líticos lathwork (34.9-98.1% de los líticos volcánicos totales) y felsíticos (1.9-59.2%) predominan sobre los líticos microlíticos (0-19.0%) (Fig. 6.1d). En cuanto a los líticos metamórficos, la Formación Rosario posee mayormente líticos metabásicos con rango metamórfico 1 (Fig. 6.1 e y f).

Los líticos volcánicos felsíticos muestran texturas porfíricas, con fenocristales de cuarzo en una matriz cuarzo-feldespática micro a criptocristalina (Fig. 6.2a), la cual algunas veces se encuentra alterada por minerales arcillosos. En algunos casos, los fenocristales de cuarzo presentan golfos de corrosión (Fig. 6.2a), lo cual confirma el origen magmático de estos granos líticos.

Algunos de los líticos volcánicos felsíticos están puramente conformados por vidrio volcánico incoloro y presentan frecuentemente vesículas y amígdalas (Fig. 6.2b), además de presentar texturas de desvitrificación (Fig. 6.2c).

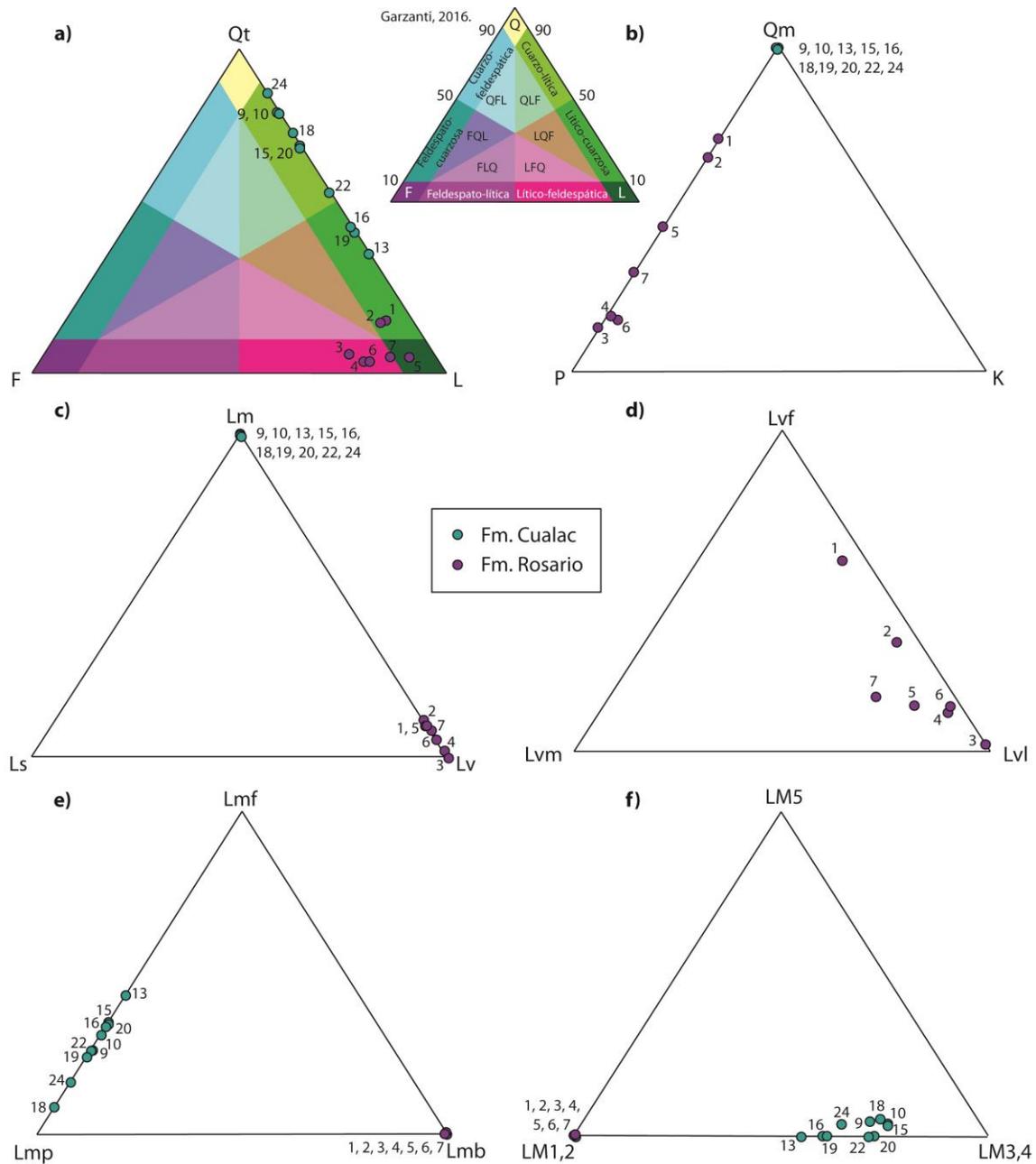


Figura 6.1 Diagramas ternarios que denotan la clasificación y diferenciación entre las unidades clásticas estudiadas. a) Diagrama ternario de Garzanti (2016), donde Qt=cuarzo total (cuarzo monocristalino + cuarzo policristalino), F= feldespatos, L= líticas. b) Qm=cuarzo monocristalino, P= plagioclasa, K=feldespato potásico. c) Líticas: Lm= líticas metamórficas, Ls= líticas sedimentarios, Lv= líticas volcánicas. d) Líticas volcánicas: Lvf= líticas volcánicas felsíticas, Lvm= líticas volcánicas microlíticas, Lvl= líticas volcánicas lathwork. e) Líticas metamórficas: Lmf= líticas metafelsíticas/metapsamíticas, Lmp= líticas metapelíticas, Lmb= líticas metabasíticas. f) Rangos metamórficos: LM1,2= líticas con rangos metamórficos 1 y 2, LM3,4= líticas con rangos metamórficos 3 y 4, LM5= líticas con rango metamórfico 5.

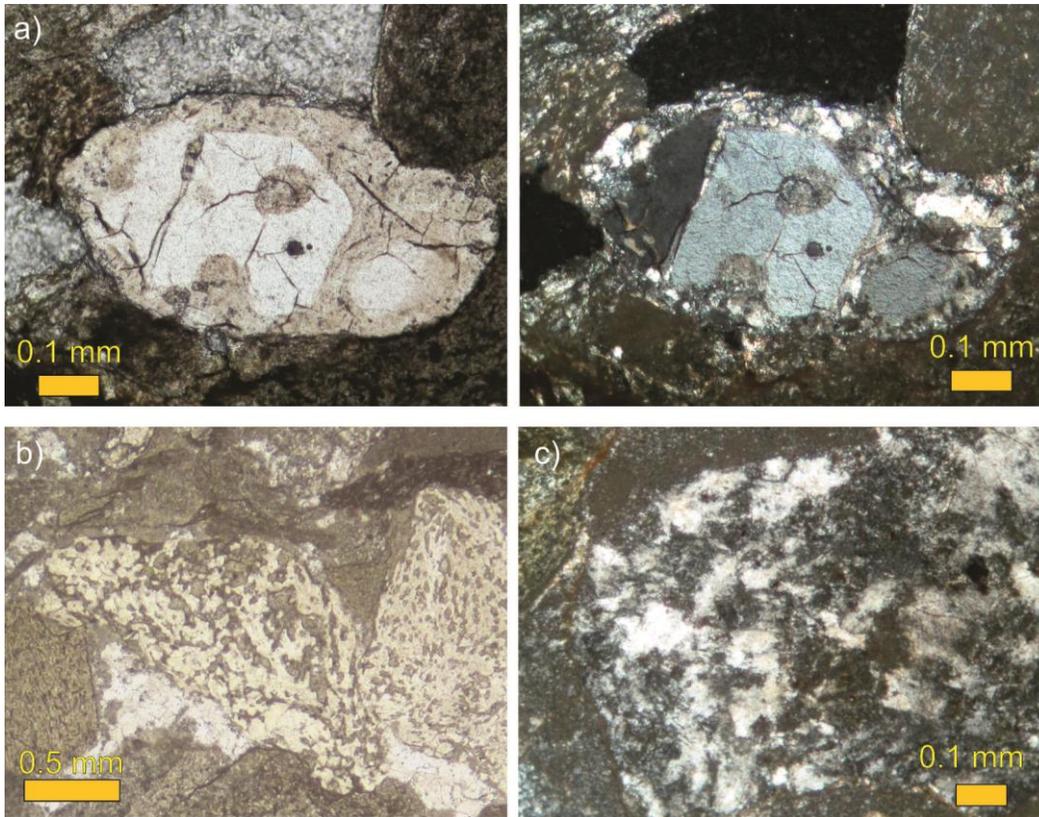


Figura 6.2 Fotomicrografías de líticos volcánicos felsíticos: a) se observa un lítico volcánico felsítico con textura porfídica, donde un fenocristal de cuarzo presenta golfos de corrosión (izquierda: nicoles paralelos, derecha: nicoles cruzados); b) lítico volcánico vítreo vesiculado (nicoles paralelos) y c) muestra un lítico volcánico vítreo con textura de desvitrificación (nicoles cruzados).

Los líticos volcánicos lathwork presentan una textura porfírica y están compuestos por fenocristales de plagioclasa de tamaño mayor a 0.0625 mm en una matriz de microlitos de plagioclasa, vidrio volcánico y óxidos (Fig. 6.3a). En algunas ocasiones, los fenocristales y los microlitos de plagioclasa en la matriz muestran sus ejes mayores orientados paralelamente formando una foliación de flujo magmático (Fig. 6.3b). Entre los líticos volcánicos de composición máfica, se han observado fragmentos vítreos de color marrón oscuro. En ocasiones, éstos presentan vesículas con bordes palagonitizados o tienen una alteración pervasiva de palagonita, lo cual permite determinar que estos fragmentos vítreos son de composición basáltica (sideromelano) (Fig. 6.3c).

Los líticos con textura microlítica presentan una textura afírica a subafírica y están compuestos por microlitos de plagioclasa de tamaño menor a 0.0625 mm y óxidos rodeados por vidrio volcánico de color marrón oscuro (Fig. 6.3d).

Los líticos metabásíticos presentan una textura porfírica donde se pueden apreciar fenocristales de plagioclasa en una matriz ampliamente sustituida por minerales del grupo prehnita-pumpelita de grano muy fino (figura 6.3e).

Finalmente, los clastos que presentan intensa argilitización y cuya textura y composición original no pueden ser reconocidas se asignaron a la categoría de clastos intensamente argilitizados (Car).

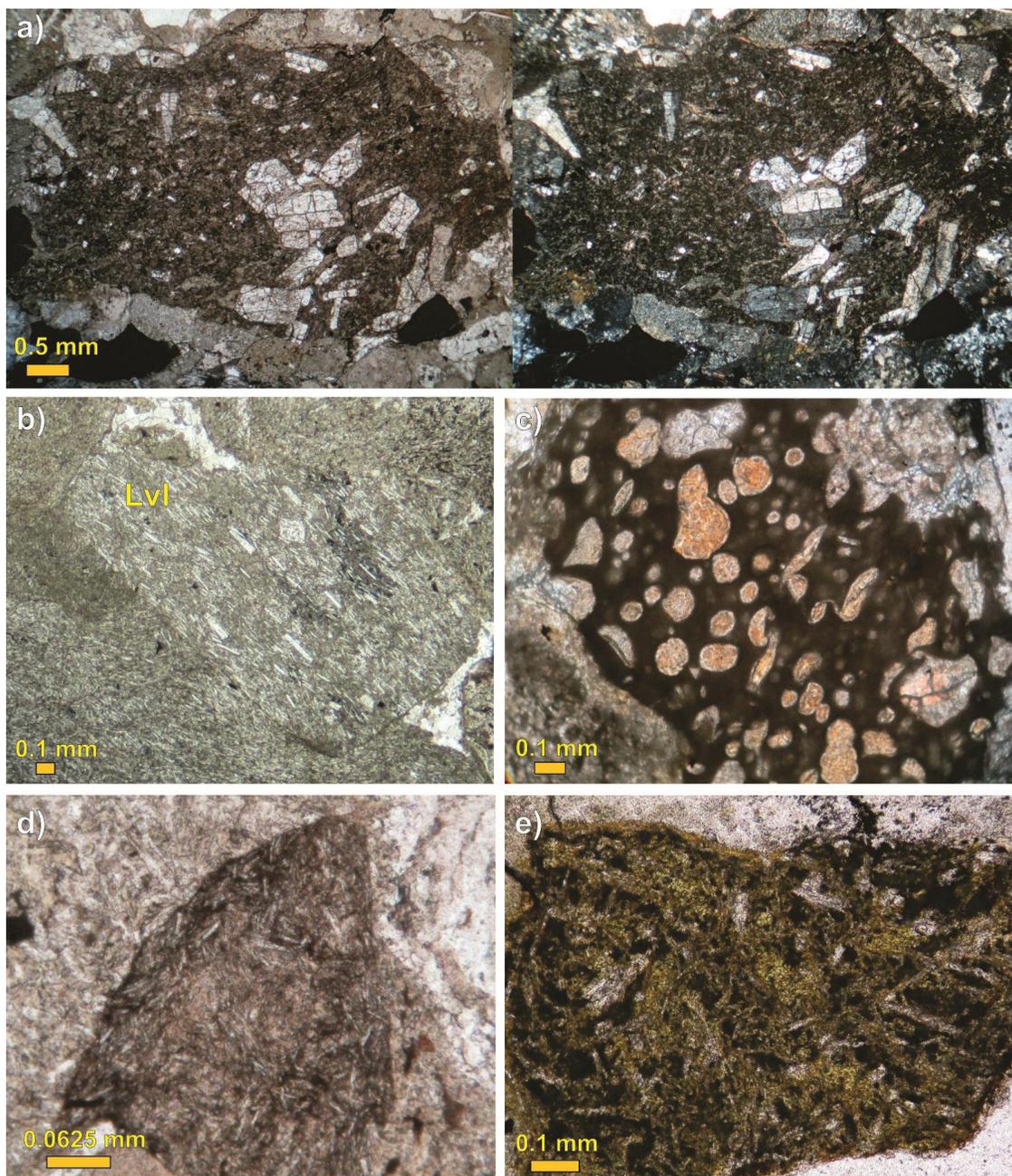


Figura 6.3 Micrografías de líticos de composición máfica e intermedia: a) lítico volcánico con textura lathwork, donde se observan fenocristales de plagioclasa en una matriz de plagioclasa y vidrio; b) lítico volcánico lathwork con ejes mayores de fenocristales y microlitos orientados paralelamente; c) lítico vítreo de vesiculado y con vesículas palagonitizadas; d) lítico volcánico microlítico, con fenocristales menores a 0.0625 mm; e) lítico metabasítico, donde se observan relictos de fenocristales de plagioclasa y presencia de prehnita-pumpellyita.

6.2 Formación Cualac

Para la Formación Cualac se analizaron diez muestras de arenisca. Dos de éstas se colectaron de lentes arenosos contenidos en los conglomerados de la litofacies Gh perteneciente a la transición entre la Formación Rosario y la Formación Cualac. Dicha litofacies presenta una composición volcanoclástica característica de la Formación Rosario, sin embargo, se observó que en la transición de estas unidades los lentes arenosos muestreados presentan la composición cuarzosa característica de la Formación Cualac. Adicionalmente seis muestras fueron colectadas de las litofacies Sr y dos de la litofacies Sp (Fig. 5.15).

Las areniscas analizadas son de grano medio a grueso, moderada a pobremente clasificadas, con clastos angulosos a subangulosos que presentan contactos rectos y cóncavos-convexo entre sí. La matriz siempre es presente en abundancia menor al 15% y está compuesta por minerales arcillosos y óxidos. Localmente, los líticos metasedimentarios menos competentes se encuentran muy deformados por la compactación producida durante el sepultamiento produciendo una pseudomatriz.

De acuerdo a los resultados petrográficos, la Formación Cualac está conformada principalmente por areniscas cuarzo-líticas y lítico-cuarzosas (Fig. 6.1a).

En orden de abundancia decreciente, las areniscas analizadas están conformadas por: cuarzo mono- y policristalino (36.6-86.4%) y fragmentos líticos (13.6-63.4%) (Fig. 6.1a). Respecto al tipo de líticos, los de origen metamórfico son dominantes en las areniscas de la Formación Cualac (99.0-100% de los líticos totales), mientras que los fragmentos volcánicos son subordinados (0-0.9%) y únicamente se observan en la base de esta unidad (Fig. 6.1c). Dentro de los líticos metamórficos, dominan los metapelíticos (56.9-91.7% de los líticos metamórficos totales) sobre los metapsamíticos/metafelsíticos (8.3-43.1%) (Fig. 6.1e). Los rangos metamórficos 3 y 4 son los más representados en estas areniscas (54.7-74.0% de los líticos metamórficos totales). En menor medida, se han reconocido líticos metamórficos de rangos 1 y 2 (22.3-45.0%) y, subordinadamente, de rango 5 (0-5.1%) (Fig. 6.1f).

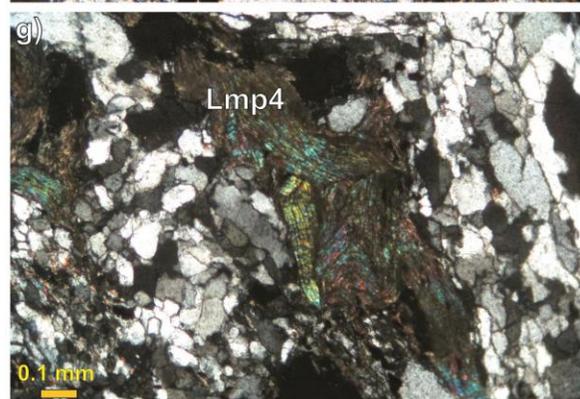
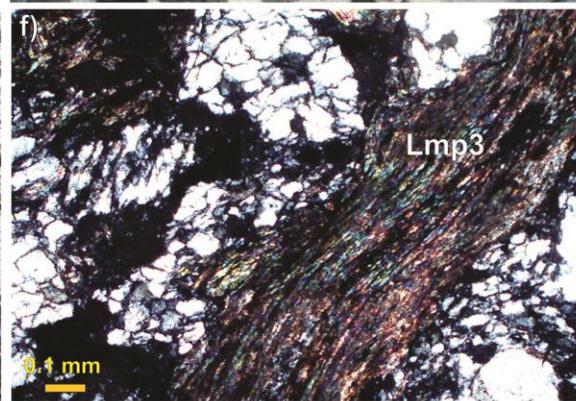
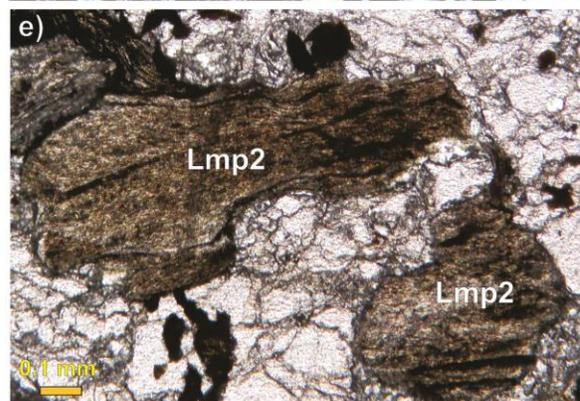
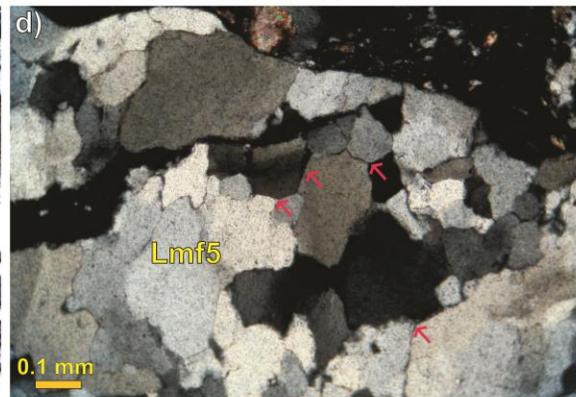
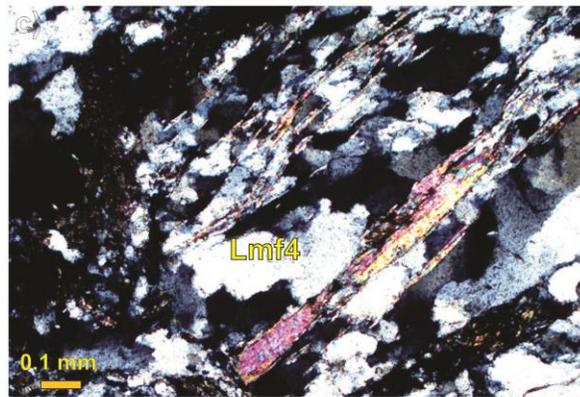
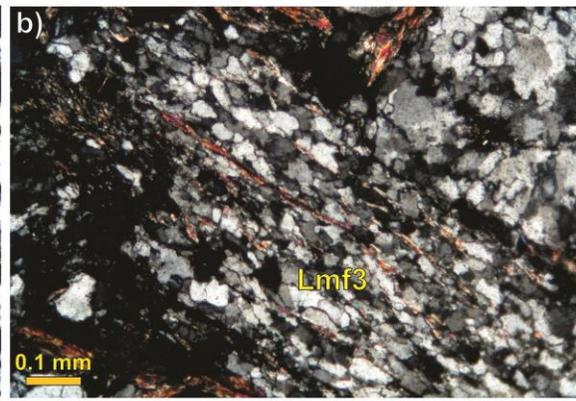
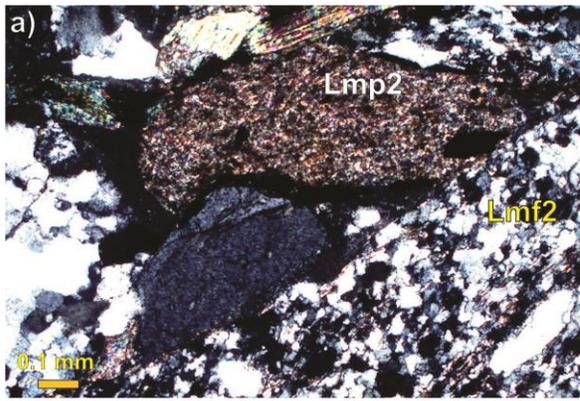
Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos están compuestos predominantemente por cuarzo y minerales arcillosos o muscovita en diferentes cantidades, dependiendo de su rango metamórfico. Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos de rango 2, presentan un clivaje bien desarrollado definido por alineaciones de cristales de sericita, mientras que los dominios de *microlithons* están compuestos por cristales de cuarzo que muestran migración del borde de grano, extinción ondulada y, algunos de ellos, la orientación preferencial de forma (Fig. 6.4a). Los granos metapsamíticos/metafelsíticos con rango metamórfico 3, muestran una esquistosidad definida por la alineación de cristales de cuarzo alargados y finas laminillas de muscovita (Fig. 6.4d).

Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos de rango 4 están caracterizados por una esquistosidad pervasiva expresada por cristales euhedrales de muscovita bien desarrollados y alineados, además de cristales de cuarzo alargados y sin distorsión interna (Fig. 6.4f). Finalmente, los líticos metapsamíticos/metafelsíticos de rango 5 muestran una textura granoblástica caracterizada

por juntas triples y están conformados por cristales de cuarzo que no presentan rasgos de distorsión interna (Fig. 6.4h).

Los líticos metapelíticos, como su nombre lo indica, proceden del metamorfismo aplicado a rocas pelítica, por lo que al incrementar su grado de metamorfismo tienden a estar conformados en su totalidad por micas de diferentes tamaños de acuerdo a su rango metamórfico. Los de rango metamórfico 2 presentan un clivaje bien definido desarrollado en parte por el mecanismo de disolución por presión y, generalmente, es expresado por la concentración de óxidos y otros minerales insolubles a lo largo de superficies paralelas y la alineación de minerales arcillosos (Figs. 6.4 a y b). Los líticos metapelíticos de rango metamórfico 3 muestran el desarrollo de esquistosidad definida por el crecimiento de pequeñas laminillas de muscovita (Fig. 6.4c). Los líticos metapelíticos de rango metamórfico 4 muestran esquistosidad bien desarrollada y están compuestos por neoblastos de muscovita en laminillas múltiples (Fig. 6.4g).

Figura 6.4 Líticos presentes en la Formación Cualac. a) Lítico metapelítico de rango metamórfico 2 (Lmp2) y lítico metafelsítico/metapsamítico de rango metamórfico 2 (Lmf2), en los cuales se observa el crecimiento de agujas de sericita. b) Lítico metafelsítico/metapsamítico de rango metamórfico 3 (Lmf3), donde los cristales de cuarzo poseen una elongación incipiente y la alineación de micas. c) Lítico metafelsítico/metapsamítico de rango metamórfico 4 (Lmf4), muestra cristales de muscovita bien desarrollados y cristales de cuarzo deformados y sin distorsión interna. d) Lítico metafelsítico/metapsamítico de rango metamórfico 5 (Lmf5), las flechas rojas señalan las juntas triples y un contacto recto entre los cristales de cuarzo. e) Líticos metapelíticos de rango metamórfico 2 (Lmp2), el clivaje es espaciado y está denotado por la concentración de óxidos y arcillas. f) Lítico metapelítico de rango metamórfico 3 (Lmp3), donde se observa esquistosidad y la lineación de láminas de muscovita. g) Lítico metapelítico de rango metamórfico 4 (Lmp4), compuesto por neoblastos de muscovita.



6.3 Análisis de la variación composicional.

De acuerdo al análisis composicional cuantitativo de las muestras colectadas, se pueden identificar diferencias importantes en la composición de las formaciones Rosario y Cualac.

Mientras que la Formación Rosario está compuesta por petrofacies volcánicas caracterizadas por contenidos elevados de líticas volcánicas lathwork, felsíticas y microlíticas, la Formación Cualac está conformada por petrofacies metamórficas que se caracterizan por un elevado contenido en líticas metapsamíticas/metafelsíticas y metapelíticas (Fig. 6.5).

Adicionalmente, las dos unidades objeto de estudio muestran diferencias significativas también en el contenido de cuarzo y feldespato. En efecto, mientras que las areniscas de la Formación Rosario presentan porcentajes variables de plagioclasa y poca abundancia en cuarzo, las muestras de la Formación Cualac se caracterizan por la ausencia de feldespato, tanto potásico como plagioclasa, y contenidos de cuarzo de moderados a elevados.

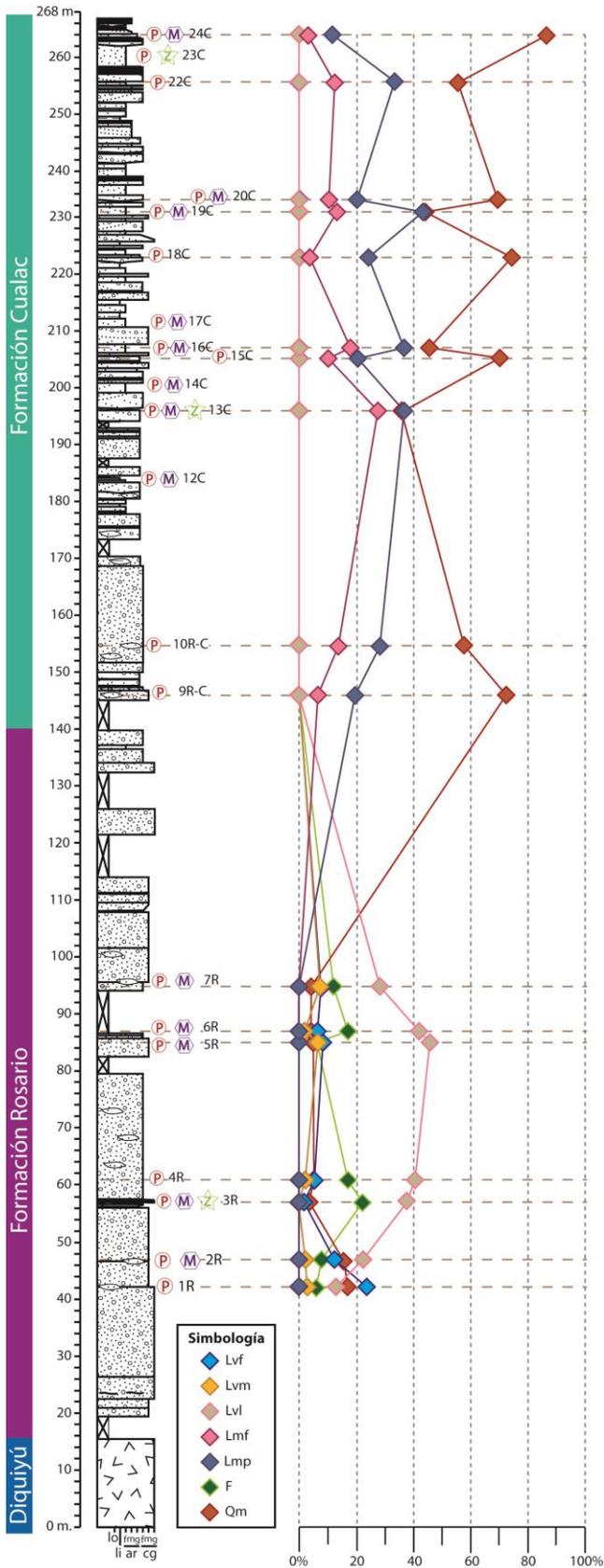


Figura 6.5 Gráfica donde se observa una síntesis de los resultados del análisis composicional en términos porcentuales de las formaciones Rosario y Cualac a lo largo de la columna estratigráfica medida.

CAPÍTULO 7. PETROGRAFÍA DE MINERALES PESADOS

Para el análisis cuantitativo de minerales pesados se contaron 13 láminas delgadas elaboradas a partir de concentrados extraídos de 4 muestras de la Formación Rosario y 8 de la Formación Cualac. Las rocas del complejo Acatlán constituyen el basamento que aflora en zonas aledañas a la cuenca y, por lo tanto, representa una posible fuente de la sucesión estudiada en este proyecto, por lo que se decidió analizar una muestra del Litodema Cosoltepec, perteneciente al Complejo Acatlán (Fig. 2.4).

Las abundancias relativas de los minerales pesados fueron determinadas con base en el conteo de 400 a 500 granos por medio de un contador manual bajo el microscopio petrográfico. Se utilizó el método del listón (*ribbon counting method*) (Galehouse, 1969; Mange y Maurer, 1993) para la mayoría de las muestras. Para aquellas muestras donde no se obtuvo un concentrado abundante de minerales pesados sólo se contaron 200 puntos y se utilizó el método de Fleet (Fleet, 1926). Dichas metodologías se detallaron en el capítulo 4.

En la columna A del capítulo 5 (Fig. 5.15) se puede consultar la ubicación de los niveles estratigráficos de donde fueron colectadas las muestras. Las categorías utilizadas para el conteo de puntos se presentan en la tabla 6, mientras que en los resultados y parámetros recalculados se pueden consultar en las tablas 7 y 8.

Mineral	Abreviación
Prehnita-Pumpelita	PP
Apatito	Ap
Epidota	Ep
Circón	Z
Turmalina	T
Rutilo	R

Tabla 6. Categorías establecidas para el análisis cuantitativo de minerales pesados.

Se utilizaron algunos minerales diagnósticos para las diferentes unidades analizadas para generar diagramas ternarios, los cuales fueron utilizados para evaluar y visualizar de forma cuantitativa diferencias composicionales entre las Formaciones Rosario y Cualac.

	Muestra	Prehnita-pumpelita		Epidota		Apatito		Circón				Turmalina		Rutilo		Total Cantidad	Total Proporción %
		Cantidad	Proporción %	Cantidad	Proporción %	Cantidad	Proporción %	Cantidad	Cantidad	Roto	Total Circón	Cantidad	Proporción %	Cantidad	Proporción %		
Formación Rosario	2R	203	46.88	138	31.87	82	18.94	7	2	1	2.31					433	100
	4R	93	45.81	96	47.29	7	3.45	5	1	1	3.45					203	100
	5R	49	9.82	435	87.17	7	1.40	5	3		1.60					499	100
	7R	27	6.77	361	90.48	8	2.01	3			0.75					399	100
Formación Cualc	12C	61	12.84	272	57.26			20	4	5	6.11	83	17.47	30	6.32	475	100
	13C	15	3.73	92	22.89			74	7	9	22.39	126	31.34	79	19.65	402	100
	14C	23	4.89	24	5.11			77	17	13	22.77	246	52.34	70	14.89	470	100
	16C	8	2.04	118	30.10			66	17	7	22.96	95	24.23	81	20.66	392	100
	17C	24	5.33	94	20.89			37	5	4	10.22	153	34.00	133	29.56	450	100
	19C	25	5.87	222	52.11			13	9	6	6.57	86	20.19	65	15.26	426	100
	20C	16	3.05	79	15.05			17	1	3	4.00	289	55.05	120	22.86	525	100
24C	45	9.00	112	22.40			63	29	12	20.80	130	26.00	109	21.80	500	100	
L. Cosoltepec	COS	41	8.86	24	5.18			217	81	19	68.47	50	10.80	31	6.70	463	100

Tabla 7. Resultados del análisis composicional cuantitativo de minerales pesados de las areniscas de las formaciones Rosario, Cualac y Complejo Acatlán.

	Muestra	PP%	ZTR%	Ep%	Z%	T%	R%
Formación Rosario	2R	57.83	2.85	39.32	100.0	0.0	0.0
	4R	47.45	3.57	48.98	100.0	0.0	0.0
	5R	9.96	1.63	88.41	100.0	0.0	0.0
	7R	6.91	0.77	92.33	100.0	0.0	0.0
Formación Cualac	12C	12.84	29.89	57.26	20.42	58.45	21.13
	13C	3.73	73.38	22.89	30.51	42.71	26.78
	14C	4.89	90.00	5.11	25.30	58.16	16.55
	16C	2.04	67.86	30.10	33.83	35.71	30.45
	17C	5.33	73.78	20.89	13.86	46.08	40.06
	19C	5.87	42.02	52.11	15.64	48.04	36.31
	20C	3.05	81.90	15.05	4.88	67.21	27.91
24C	9.00	68.60	22.40	30.32	37.90	31.78	
L. Cosoltepec	COSO1	8.86	85.96	5.18	79.65	12.56	7.79

Tabla 8. Parámetros recalculados para generar los diagramas ternarios utilizados en este capítulo.

7.1 Formación Rosario

Las muestras analizadas de la Formación Rosario muestran una asociación de minerales pesados constituida en orden de abundancia decreciente por: epidota (31.87-90.48% del total de minerales pesados), minerales del grupo prehnita-pumpelita (6.77-46.88%), apatito (1.4-18.94%) y circón (0.75-3.45%) (Fig. 7.1).

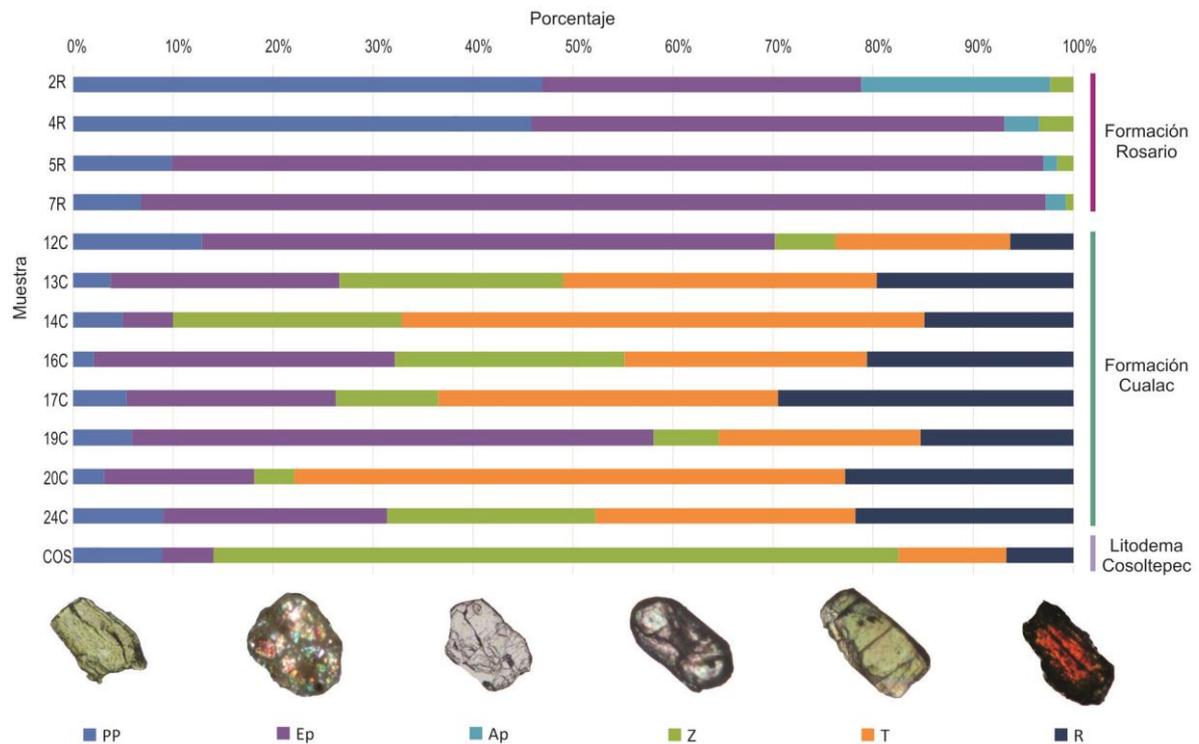


Figura 7.1 Porcentajes de minerales pesados contenidos en las formaciones Rosario y Cualac, así como el Litodema Cosoltepec. Se contaron de 400 a 500 granos de cada muestra, esta gráfica está organizada de acuerdo a los niveles estratigráficos de donde fueron colectadas las muestras. PP: prehnita-pumpelita; Ep: epidota; Ap: apatito; Z: circón; T: turmalina; R: rutilo.

En los diagramas ternarios se observa que las muestras de la Formación Rosario están dominadas por minerales metamórficos de bajo a muy bajo grado como los del grupo prehnita-pumpelita y la epidota en conjunto con cantidades subordinadas de apatito y circón (Figs. 7.2 y 7.3).

Es importante remarcar el incremento en epidota hacia la cima estratigráfica de la Formación Rosario, acompañada por el decremento de minerales del grupo prehnita-pumpelita (Fig. 7.2a). De acuerdo con Garzanti y Vezzoli (2003) y Garzanti *et al.* (2007), este *trend* se podría interpretar como el registro de la exhumación de niveles progresivamente más profundos y, consecuentemente, con un grado metamórfico mayor del área fuente.

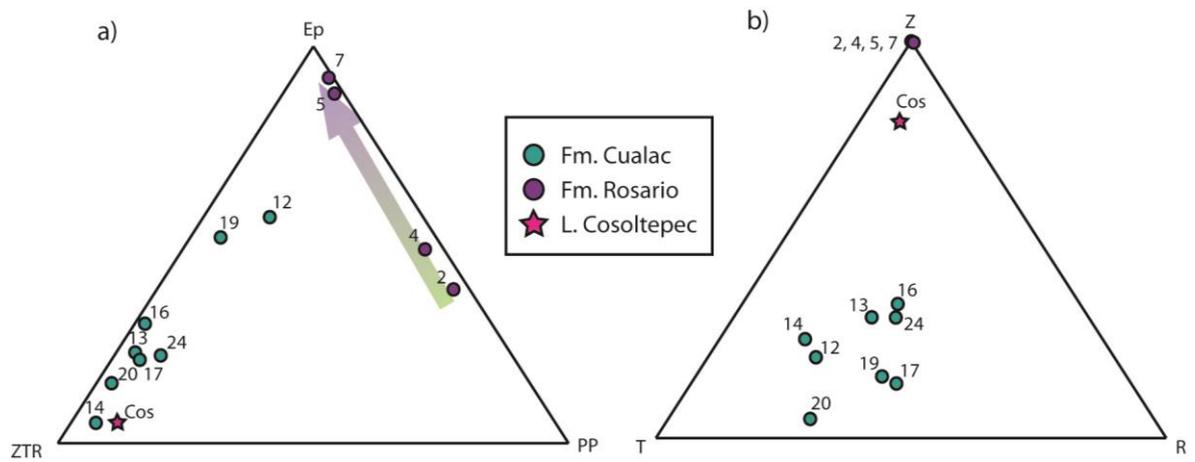


Figura 7.2. Diagramas ternarios de los principales minerales pesados presentes en las unidades clásticas analizadas, así como su comparación con posibles fuentes.

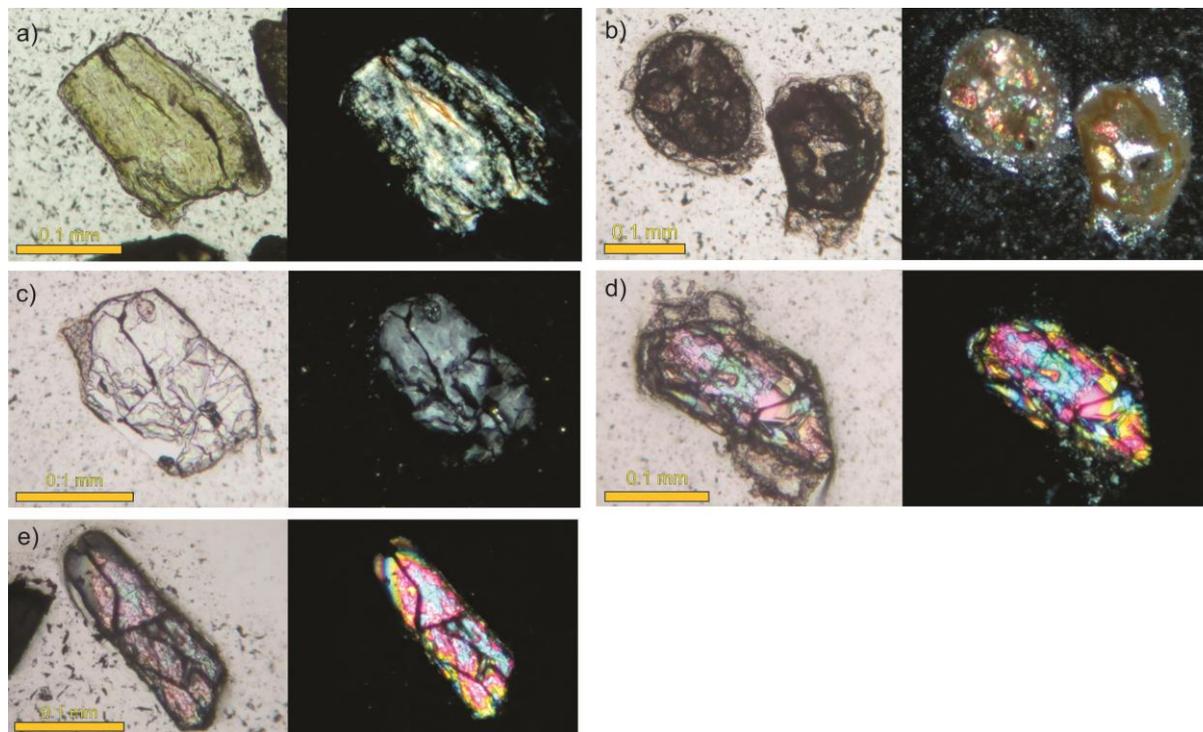


Figura 7.3 Minerales pesados pertenecientes a la Formación Rosario: a) Prehnita-pumpellyita, b) epidota, c) apatito, d y e) circones.

7.2 Formación Cualac

Las muestras analizadas de la Formación Cualac contienen una asociación de minerales pesados compuesta en orden de abundancia decreciente por los siguientes minerales pesados: turmalina (17.47-55.05), rutilo (6.32-29.56), epidota (5.11-57.26%), circón (4-22.96%) y prehnita-pumpelita (2.04-12.84%) (Fig. 7.1).

Los minerales ultra-estables como circón, turmalina y rutilo predominan en casi todas las muestras de la Formación Cualac (Figs. 7.2a y 7.4). Dentro de este grupo de minerales, la turmalina representa el componente más abundante en todas las muestras (Fig. 7.2b).

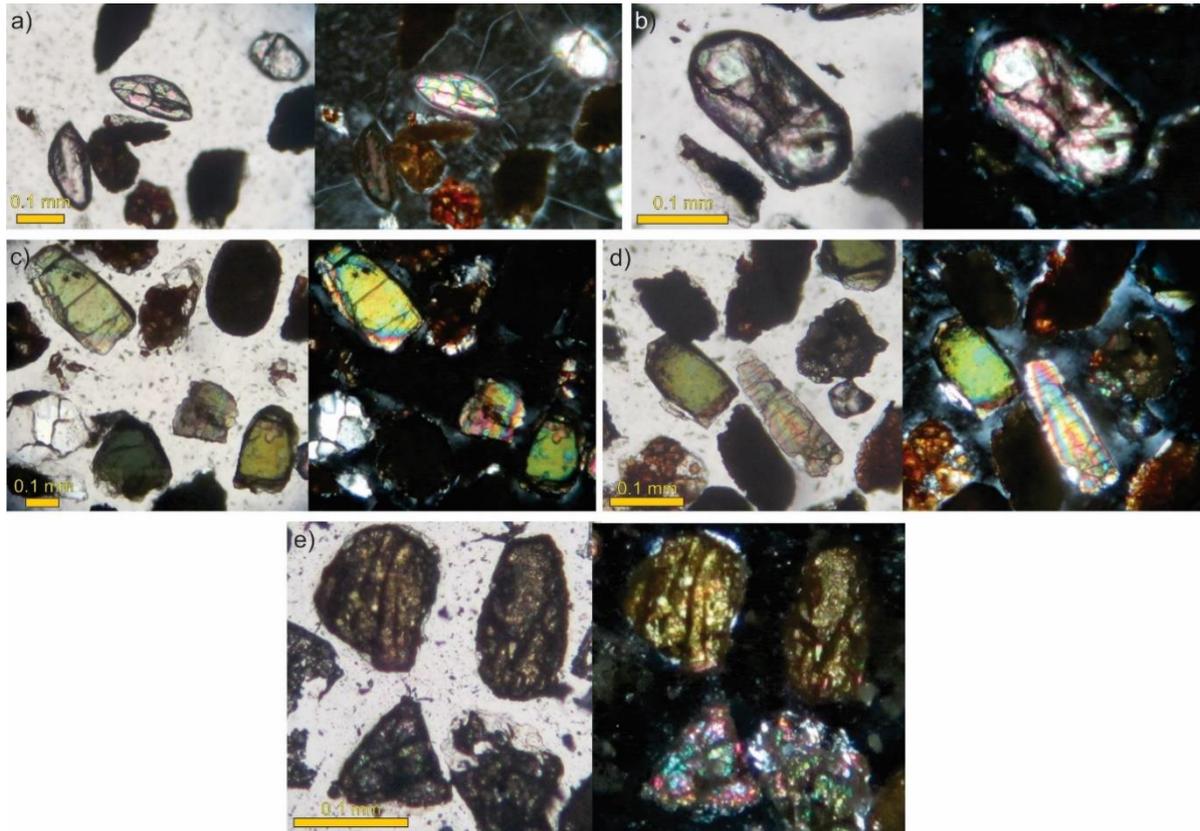


Figura 7.4 Minerales pesados de la Formación Cualac: a y b) circones, c y d) turmalinas, e) arriba: rutilo, abajo epidota

7.3 Litodema Cosoltepec (Complejo Acatlán)

Con el fin de establecer con mayor seguridad la procedencia de la Formación Cualac, se decidió comparar los resultados obtenidos del conteo de puntos de minerales pesados de esta unidad con una muestra del Litodema Cosoltepec del Complejo Acatlán colectada de las exposiciones de basamento en los alrededores de la cuenca de Tezoatlán (muestra Coso1).

La muestra perteneciente al Complejo Acatlán fue colectada en la localidad Santos Reyes Yucuná, localizada a 18 km al suroeste de Huajuapán de León y 25 km al norte de la Cuenca de Tezoatlán (Fig. 2.4). Dicha muestra fue extraída de un afloramiento compuesto por una intercalación de meta-lutitas y meta-areniscas en facies metamórficas de esquistos verdes, las cuales se presentan moderada a intensamente foliadas y plegadas.

La muestra colectada del Litodema Cosoltepec muestra una asociación de minerales pesados compuesta en orden de abundancia por: circón (68.47% del total de minerales pesados), turmalina (10.8%), prehnita-pumpelita (8.86%), rutilo (6.7%), y epidota (5.18%) (figuras 7.1 y 7.5).

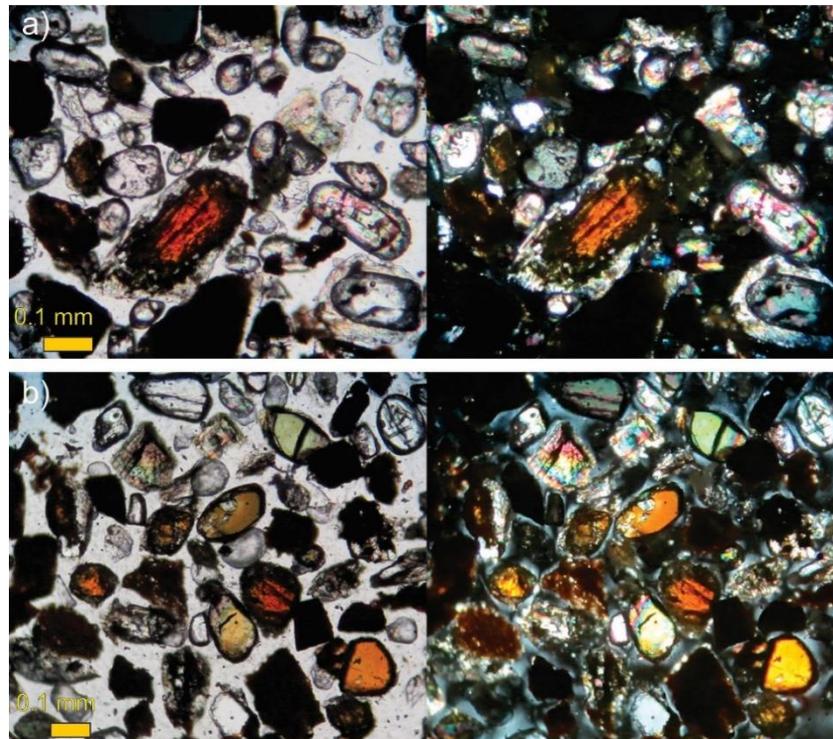


Figura 7.5 Minerales pesados del Complejo Acatlán: a) rutilo y circones, b) rutilo, turmalina y circones

De manera similar a las muestras de la Formación Cualac, la muestra analizada del Litodema Cosoltepec muestra en los diagramas ternarios una clara abundancia de los minerales ultra-estables (circón, turmalina y rutilo) sobre los minerales metamórficos de bajo grado (Fig. 7.2). Sin embargo, a diferencia de la Formación Cualac, la muestra del litodema Cosoltepec presenta un enriquecimiento en circón con respecto a la turmalina y el rutilo (Fig. 7.2b).

CAPÍTULO 8. GEOCRONOLOGÍA U-Pb DE CIRCONES

Se realizó el fechamiento U-Pb de los circones detríticos extraídos de tres muestras de arenisca con la finalidad de determinar si el cambio composicional documentado entre las Formaciones Rosario y Cualac corresponde a un cambio en las poblaciones de edad de estos minerales detríticos. Adicionalmente, el fechamiento de circones detríticos permite establecer la edad máxima de depósito de las unidades estudiadas y, por ende, poderlas incluir dentro del marco cronoestratigráfico. Una de las muestras fechadas pertenece a la Formación Rosario y dos a la Formación Cualac. Adicionalmente, se ha procedido al fechamiento de una roca volcánica félsica colectada de la Formación Diquiyú, la cual subyace en contacto estratigráfico a la Formación Rosario y, por ende, permitiría determinar con mayor detalle la edad máxima de depósito de la sucesión que sobreyace a la formación Diquiyú. Finalmente, se realizó el fechamiento de circones detríticos también de una muestra extraída del Litodema Cosoltepec del Complejo Acatlán. Esto con el fin de determinar si estas rocas podrían representar la fuente de alguna de las unidades estudiadas en este trabajo. Estos resultados, en conjunto con los resultados petrográficos, permitirán establecer la procedencia de las Formaciones Rosario y Cualac.

La ubicación de los niveles estratigráficos de donde fueron colectadas las muestras empleadas en al fechamiento se pueden consultar en la columna A del capítulo 5 (Fig. 5.15) y los resultados analíticos de los fechamientos son parte del Apéndice II.

8.1 Formación Diquiyú

Para la Formación Diquiyú se tomó una muestra de una roca metavolcánica de composición félsica expuesta sobre el río Yutatoyíco, 700 metros al sur de la Localidad Rosario Nuevo (Fig. 2.4). Dicha muestra ha arrojado una cantidad limitada de circones con tamaño de grano variable entre 62 y 250 μm .

Bajo el microscopio binocular se identificaron circones predominantemente subredondeados a euhedrales con elongaciones variables de hasta 2:1, incoloros y de tonalidades rosadas. Bajo catodoluminiscencia (CL) estos cristales muestran texturas homogéneas y con zoneamiento oscilante, que, en algunas ocasiones, se desarrollan alrededor de núcleos xenocrísticos. De acuerdo a Connelly (2000) y Corfu *et al.* (2003), las texturas observadas en estos cristales denotan un origen magmático, lo cual es corroborado por la relación de Th/U mayor a 0.1 para todos los cristales (Fig. 8.1) (Rubatto, 2002).

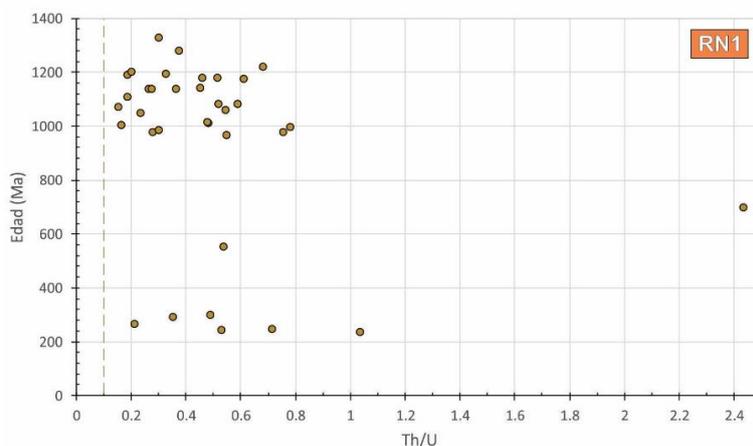


Figura 8.1 Gráfica de la relación Th/U contra edad (Ma.) del total de circones analizados para la Unidad Diquiyú, donde la línea punteada corresponde al valor 0.1 de Th/U. De acuerdo a Rubatto (2002), los circones con valores de Th/U mayores a 0.1 tienen un origen magmático, mientras que los de origen metamórfico poseen valores menores a 0.1 de Th/U.

Se analizaron 36 circones, 35 de los cuales generaron porcentajes de discordancia y error aceptables de acuerdo con los criterios expuestos en el Capítulo 4. Las edades obtenidas se pueden agrupar en 3 poblaciones: 1) una población con edades grenvilianas de 968 ± 46 a $1,326 \pm 29$ Ma (77% de los circones analizados); 2) una población representada por circones con edades panafricanas de 551.8 ± 8.8 a 696 ± 10 Ma (6%); 3) una población de cristales con edades del Pérmio-Triásico que abarcan de 236.6 ± 4 a 299 ± 6 Ma (17%) (Fig. 8.2).

Debido a la gran variedad de edades obtenidas y a la ausencia de un grupo de por lo menos tres circones jóvenes que se traslapan en edad dentro de 2σ , resulta difícil determinar la edad de emplazamiento para la roca volcánica analizada. En efecto, la presencia de circones con edades que van del Mesoproterozoico hasta el Triásico sugiere que por lo menos buena parte de los cristales analizados son probablemente heredados de rocas de un basamento pre-Mesozoico. Por ende, se considera que la gran variedad de poblaciones de edad en la muestra analizada refleja principalmente el proceso de contaminación del magma con rocas más antiguas, posiblemente del Complejo Acatlán que representa el basamento de la Cuenca de Tezoatlán (Fig. 8.2).

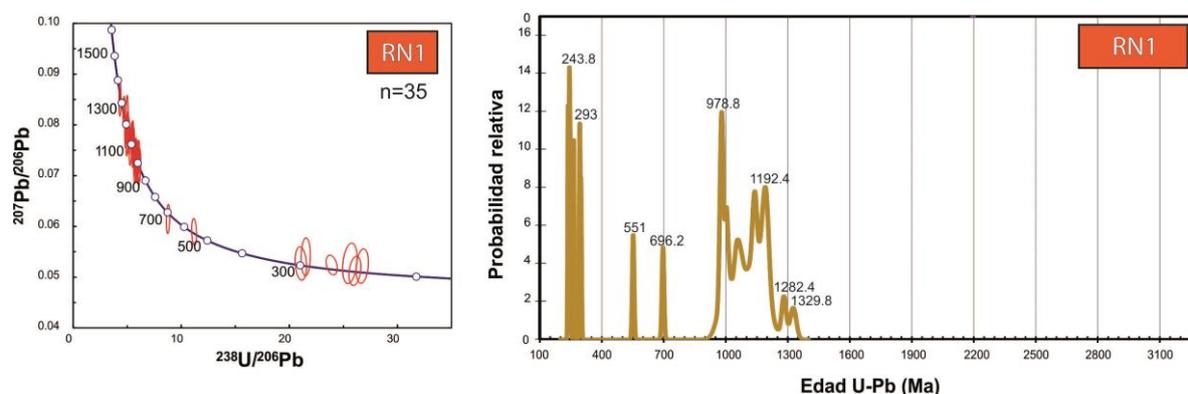


Figura 8.2 Diagrama de concordia y gráfica de abundancia de circones de la muestra fechada perteneciente a la Formación Diquiyú, donde se observan edades grenvilianas, panafricanas y del Pérmio-Triásico.

8.2 Formación Rosario

Para el fechamiento de circones detríticos de la Formación Rosario, se colectó la muestra 3R de la matriz arenosa de un conglomerado de la litofacies Gp expuesto cerca de la base de esta sucesión (Fig. 5.15). Por medio de la metodología para la separación de minerales pesados descrita en el capítulo 4, se obtuvo un concentrado de circones poco abundante, compuesto por cristales con tamaño de grano de hasta $180 \mu\text{m}$. Bajo el microscopio binocular estereoscópico se identificaron circones predominantemente subredondeados a subedrales, con una razón largo/ancho (L/A) de hasta 2:1. Los cristales son principalmente incoloros y de tonalidades rosadas; en cantidades subordinadas se observan cristales de color rosa pálido e incoloros. Bajo catodoluminiscencia (CL) estos cristales se presentan homogéneos o con un zoneamiento concéntrico que, en algunas ocasiones, muestra núcleos xenocrísticos. Estas texturas han sido descritas por Connelly (2000) y Corfu *et al.* (2003) como típicas de circones magmáticos, lo cual también es confirmado por la relación de Th/U mayor a 0.1 para la mayoría de los cristales (Fig. 8.3) (Rubatto, 2002). Sólo ocasionalmente, algunos cristales muestran texturas irregulares o en parches. Estos últimos no fueron utilizados para el fechamiento.

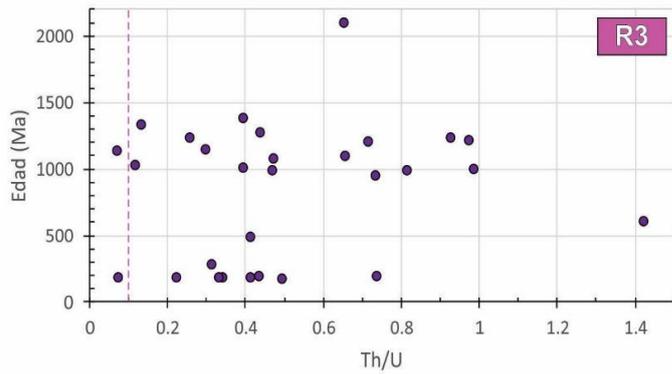


Figura 8.3 Gráfica de la relación Th/U contra edad (Ma.) del total de circones analizados para la Formación Rosario, donde la línea punteada corresponde al valor 0.1 de Th/U. De acuerdo a Rubatto (2002), los circones con valores de Th/U mayores a 0.1 tienen un origen magmático, mientras que los de origen metamórfico poseen valores menores a 0.1 de Th/U.

Se seleccionaron 30 cristales idóneos para el análisis isotópico, 29 de los cuales arrojaron porcentajes de discordancia y errores aceptables de acuerdo a los criterios planteados en el capítulo 4, descartándose los datos que presentan errores mayores al 10% y porcentajes de discordancia menores a -5% y mayores a 12%. Las edades obtenidas se pueden clasificar en cinco poblaciones principales: 1) el 59% de los circones analizados tiene edades grenvilianas de 943 ± 15 a $1,375 \pm 46$ Ma; 2) el 27% está presenta edades del Jurásico Inferior entre 176 ± 3.2 y 194.4 ± 4.6 Ma; 3) 7% de los circones analizados ha arrojado edades panafricanas comprendidas entre 481 ± 11 y 602 ± 12 Ma; 4) el 3% de los cristales (un grano) tiene una edad Pérmica de 280.7 ± 4.5 Ma y, finalmente, 5) el 3% restante (un grano) corresponde con la edad arqueana de $2,092 \pm 32$ Ma (Fig. 8.4).

De acuerdo con Dickinson y Gehrels (2009), si la media aritmética de la población más joven de circones ($n \geq 3$) se traslapa en edad dentro de 2σ dará como resultado una medida estadísticamente robusta para la edad máxima de depósito. De esta manera, para esta muestra se calculó una edad máxima de depósito robusta de 179.4 ± 3.0 Ma, la cual es obtenida a partir de un grupo coherente representado por los 5 circones más jóvenes (Figura 8.4).

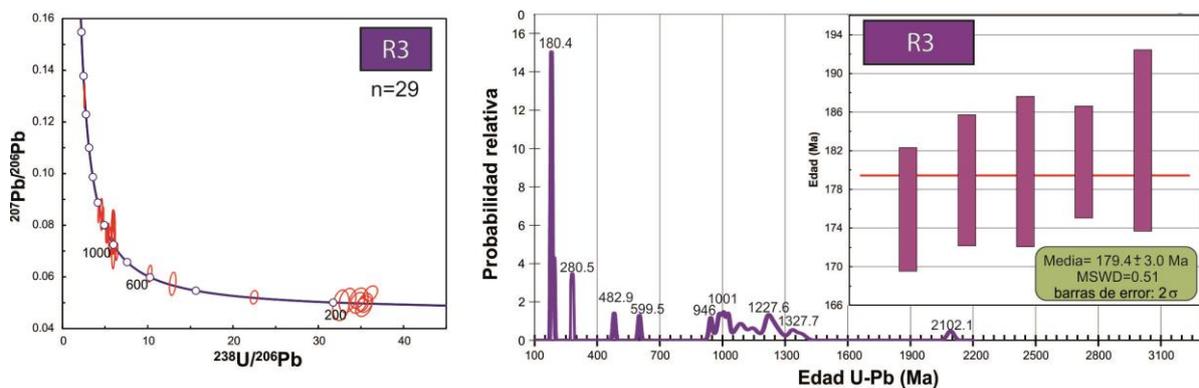


Figura 8.4 Diagrama de concordia y gráfica de abundancia de circones de la muestra fechada perteneciente a la Formación Rosario, donde se observan edades arqueanas, grenvilianas, panafricanas, del Permo-Triásico y del Jurásico Inferior. Así mismo, se muestra la edad máxima de depósito robusta para esta formación, calculada a partir de los cinco circones más jóvenes.

8.3 Formación Cualac

Se analizaron los circones detríticos de dos muestras de la Formación Cualac, C13 y C23, cuyas ubicaciones estratigráficas dentro de la columna medida se pueden consultar en la figura 5.15. La separación de minerales pesados permitió la concentración de abundantes cristales de tamaño de grano de hasta 180 μm para ambas muestras.

La muestra C13 se colectó de una arenisca lítico-cuarzosa perteneciente a la litofacies Sp, en un nivel estratigráfico cercano a la base de la Formación Cualac (Fig. 5.15). Bajo el microscopio binocular estereoscópico se identificaron principalmente circones con morfologías esféricas y subredondeadas a euhedrales, con una razón L/A variables que llegan a ser de hasta 2:1. Los cristales presentan diferentes tonalidades de rosa o son incoloros. Bajo CL, estos cristales se presentan principalmente homogéneos y con amplias bandas de zoneamiento concéntrico alrededor de núcleos xenocrísticos. Subordinadamente, presentan texturas irregulares o en parches. La mayoría de los circones analizados presenta valores mayores a 0.1 de Th/U (Fig. 8.5), lo cual, en conjunto con las texturas internas de los cristales, confirma un origen magmático para ellos (Rubatto, 2002 y Corfu et al, 2003). Algunos circones muestran delgadas capas externas muy luminiscentes. Debido a que éstos podrían ser el resultado de algún evento de recristalización tardía relacionada con un proceso metamórfico o un evento hidrotermal han sido excluidos de los análisis isotópicos.

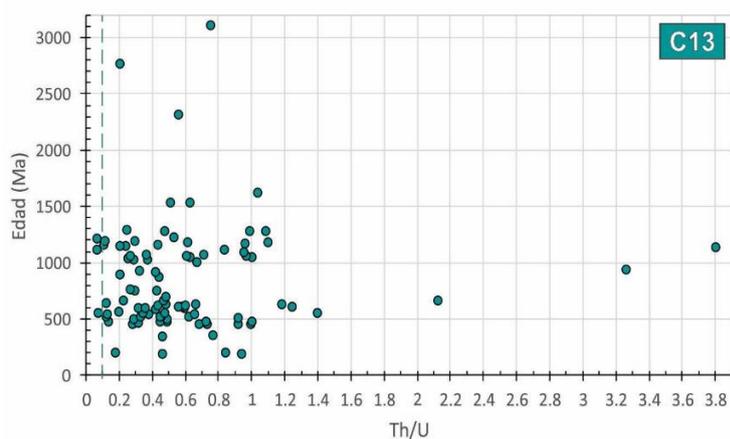


Figura 8.5 Gráfica de la relación Th/U contra edad (Ma.) del total de circones analizados para la muestra C13 de la Formación Cualac, donde la línea punteada corresponde al valor 0.1 de Th/U. De acuerdo a Rubatto (2002), los circones con valores de Th/U mayores a 0.1 tienen un origen magmático, mientras que los de origen metamórfico poseen valores menores a 0.1 de Th/U.

Se seleccionaron 97 cristales para el análisis isotópico, 94 de los cuales presentan porcentajes de discordancia y errores aceptables. Los resultados obtenidos permiten definir las siguientes poblaciones de edades: 1) una población de circones con edades del Proterozoico-Arqueano de $1,525\pm 33$ a $3,103\pm 48$ Ma (6%), 2) una población de circones que arrojaron edades grenvillianas comprendidas entre 868 ± 38 y $1,280\pm 75$ Ma (37%); 3) una población compuesta por cristales con edades panafricanas desde 488 ± 12 hasta 765 ± 32 Ma (38%); 4) una población representada por granos con edades del Ordovícico-Carbonífero (14%) entre 336.3 ± 7 y 472.2 ± 8.2 Ma; 5) una población con edades del Jurásico (4%) entre 180.8 ± 4 a 188.3 ± 4.4 Ma (Fig. 8.6).

Para esta muestra no existe un grupo de mínimo tres circones que traslapan en error dentro de 2σ , por lo que no fue posible calcular la edad máxima de depósito robusta.

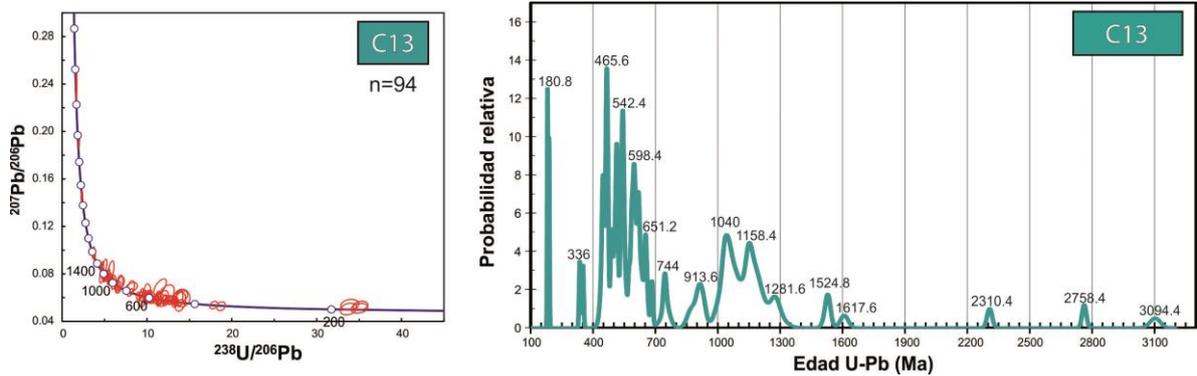


Figura 8.6 Diagrama de concordia y gráfica de abundancia de circones de la muestra C13 perteneciente a la Formación Cualac, donde se observan edades del Proterozoico-Arqueano, grenvilianas, panafricanas, del Ordovícico-Carbonífero y del Jurásico.

La muestra C23 es una arenisca cuarzo-lítica que fue colectada de la litofacies Sr, cuyo nivel estratigráfico se ubica muy cercano a la cima de la Formación Cualac (Fig. 5.15). Bajo el microscopio binocular estereoscópico se observaron cristales mayormente morfologías esféricas, y de subhedrales a euhedrales, con elongaciones variables de hasta 2:1, incoloros y rosa pálido.

Los circones de la muestra C23 presentan las mismas texturas internas que los de la muestra C13, así como relaciones Th/U mayores a 0.1 (Fig. 8.7), lo cual sugiere un origen magmático para estos circones. Al igual que la muestra anteriormente descrita, los circones de la muestra C23 presentan cristales con bordes muy luminiscentes posiblemente originadas por eventos de recristalización tardía, por lo cual estos circones fueron omitidos en el análisis isotópico.

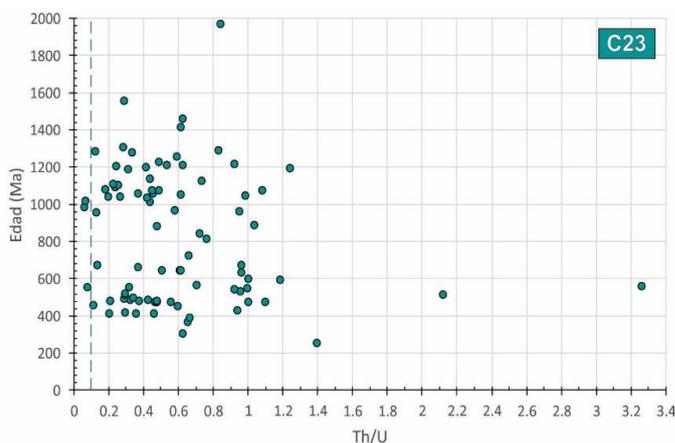


Figura 8.7 Gráfica de la relación Th/U contra edad (Ma.) del total de circones analizados para la muestra C23 de la Formación Cualac, donde la línea punteada corresponde al valor 0.1 de Th/U. De acuerdo a Rubatto (2002), los circones con valores de Th/U mayores a 0.1 tienen un origen magmático, mientras que los de origen metamórfico poseen valores menores a 0.1 de Th/U.

De los circones montados, se seleccionaron 98 cristales para el análisis isotópico, 86 de los cuales generaron resultados satisfactorios de acuerdo con los criterios expuestos en el Capítulo 4. Las edades identificadas en esta muestra son las siguientes: 1) el 2% de los cristales analizado define una población proterozoica con edades de $1,551 \pm 28$ a $1,969 \pm 29$ Ma; 2) el 45% de los cristales arrojaron edades neoproterozoicas a mesoproterozoicas entre 882 ± 14 a 1456 ± 30 Ma; 3) el 30% comprende edades panafricanas entre 484.1 ± 9.4 y 838 ± 57 Ma; 4) 21% de los cristales arrojaron edades del Ordovícico-Carbonífero de 300.5 ± 5.8 a 479.2 ± 9.7 Ma; 5) el 1% incluye un cristal del Pérmico-Triásico con edad 252 ± 4.7 Ma (Fig. 8.8).

Para esta muestra no existe un grupo de mínimo tres circones que traslapan en error dentro de 2σ , por lo que no fue posible calcular la edad máxima de depósito robusta.

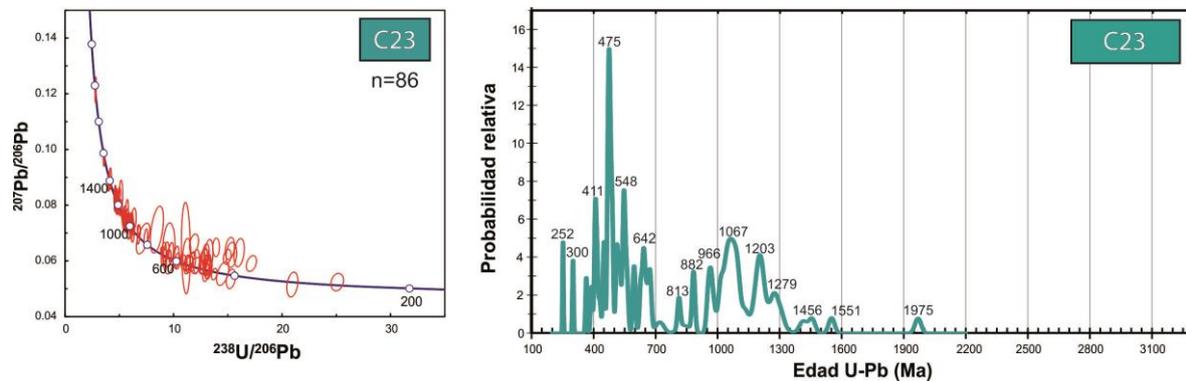


Figura 8.8 Diagrama de concordia y gráfica de abundancia de circones de la muestra C23 perteneciente a la Formación Cualac, donde se observan edades del Proterozoico, grenvilianas, panafricanas, del Ordovícico-Carbonífero y del Permo-Triásico.

8.4 Basamento: Litodema Cosoltepec (Complejo Acatlán)

Considerando las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán representan el basamento y los límites laterales de la sucesión clástica estudiada en este trabajo y, por ende, podrían representar potencialmente las rocas fuente de las unidades analizadas, se decidió hacer uso de la geocronología de los circones de esta unidad como una herramienta fundamental para establecer la procedencia de las formaciones Rosario y Cualac.

Como se mencionó en capítulos anteriores, la muestra perteneciente al Complejo Acatlán fue colectada en la localidad Santos Reyes Yucuná al norte de la Cuenca de Tezoatlán, 18 km al suroeste de Huajuapán de León, donde se encuentra expuesto el Litodema Cosoltepec de este complejo (Fig. 2.4). La muestra colectada para el fechamiento de circones detríticos de esta unidad presenta una intercalación de meta-lutita y meta-arenisca en facies metamórficas de esquistos verdes, las cuales se presentan moderada a intensamente foliadas y plegadas.

De acuerdo a la metodología para la separación de minerales pesados, se obtuvo una cantidad abundante de circones detríticos para esta muestra, presentando cristales con granulometrías entre 62 y 250 μm . Bajo el microscopio binocular estereoscópico se observaron cristales de hasta 180 μm , mayormente morfologías muy esféricas y euhedrales con elongaciones 2:1 de color rosa pálido y algunos incoloros. Bajo CL, estos cristales muestran texturas principalmente homogéneas y con zoneamiento oscilante. La mayoría de los circones analizados presenta valores mayores a 0.1 de Th/U (Fig. 8.9), lo cual, en conjunto con las texturas internas presentes en los cristales, confirma un origen magmático para estos circones (Rubatto, 2002).

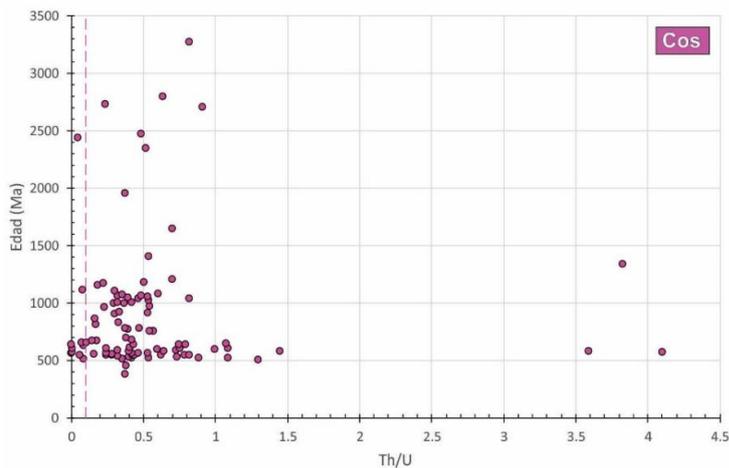


Figura 8.9 Gráfica de la relación Th/U contra edad (Ma.) del total de circones analizados para el Complejo Acatlán (Litodema Cosoltepec), donde la línea punteada corresponde al valor 0.1 de Th/U. De acuerdo a Rubatto (2002), los circones con valores de Th/U mayores a 0.1 tienen un origen magmático, mientras que los de origen metamórfico poseen valores menores a 0.1 de Th/U.

De 100 cristales analizados, 98 arrojaron edades aceptables de acuerdo a los criterios expuestos en el Capítulo 4. De manera similar a las muestras analizadas para la Formación Cualac, los resultados obtenidos para el litodema Cosoltepec definen la presencia de 5 poblaciones de edades: 1) la población con edades del Paleoproterozoico-Arqueano de $1,960 \pm 47$ a $3,270 \pm 120$ Ma (8%), 2) una población con edades proterozoicas de 904 ± 26 a $1,650 \pm 41$ Ma. (27%); 3) los cristales con edades correspondientes al inicio del Neoproterozoico de 758 ± 21 a 867 ± 23 Ma (8%); 4) una población con edades panafricanas desde 505 ± 18 a 695 ± 19 Ma (54%); 5) una población que presenta edades correspondientes al Ordovícico-Devónico con 380 ± 12 a 460 ± 12 Ma (2%) (Fig. 8.10)

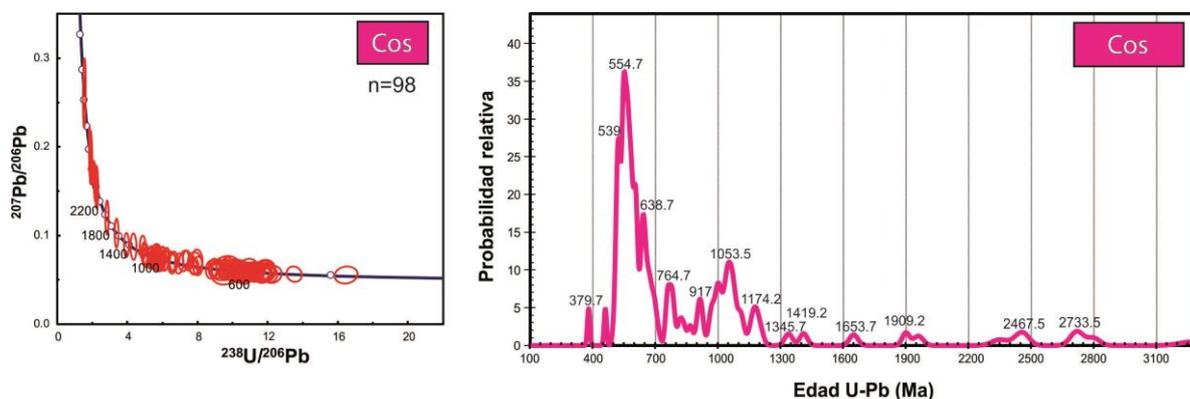


Figura 8.10 Diagrama de concordia y gráfica de abundancia de circones de la muestra perteneciente al Litodema Cosoltepec, donde se observan edades del Paleoproterozoico-Arqueano, del Neoproterozoico, grenvilianas, panafricanas, del Ordovícico-Devónico.

CAPÍTULO 9. QUÍMICA MINERAL DE TURMALINAS

La turmalina es un mineral química y mecánicamente estable en ambientes sedimentarios, por lo que se ha utilizado como un trazador de procedencia en rocas sedimentarias clásticas (Henry and Guidotti, 1985; Henry and Dutrow 1992; Von Eynatten and Gaupp, 1999; Morton *et al.* 2005; Marschall *et al.*, 2008).

La Turmalina es un borosilicato complejo con fórmula general: $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$, donde el lugar X puede ser ocupado por Na^+ , Ca^{2+} , K^+ o puede quedar vacío, en el lugar Y se puede encontrar Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Li^+ , Fe^{3+} , Ti^{4+} , el lugar Z puede ser ocupado por Al^{3+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , Cr^{3+} , en el lugar T puede encontrarse Si^{4+} , Al^{3+} , el lugar B es ocupado por B^{3+} , en el espacio V principalmente se encuentran OH^- , O^{2-} y, finalmente, el lugar W se pueden encontrar OH^- , F^- , O^{2-} . Su estructura mineral es capaz de capturar variaciones químicas significativas que reflejan la composición de la roca huésped, la composición de fluidos y las condiciones de presión-temperatura bajo las cuales se formó (Henry and Guidotti, 1985; Henry and Dutrow 1992).

Para este proyecto se seleccionaron 5 láminas delgadas pulidas y se cubrieron por grafito para realizar el análisis químico puntual de 45 cristales de turmalina. De éstas 5 láminas, 4 pertenecen a la Formación Cualac y una al Complejo Acatlán (Litodema Cosoltepec). Se utilizó la microsonda electrónica de barrido marca JEOL modelo JXA8900-R del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM. Las especificaciones del equipo y metodología utilizada se describen en el capítulo 4. La ubicación de las muestras analizadas se puede consultar en el mapa de la Figura 2.4 y en la columna A del capítulo 5 (Fig. 5.15).

Los cristales de turmalina se seleccionaron primeramente con ayuda del microscopio óptico, eligiéndose cristales sin rastros de alteración y evitando el intenso fracturamiento. La química mineral de cada cristal se midió por medio de un punto en la mayoría de los cristales, y dos puntos en el caso de que el cristal presentara algún zoneamiento interno. Los 49 puntos analizados fueron seleccionados con ayuda de las imágenes de composición elemental (CP) formadas con electrones retrodispersados, eligiéndose áreas de los cristales que presentaran una coloración y textura homogéneas (Apéndice III).

Debido a que ni el B, Li, H, ni el estado de oxidación del Fe se pudieron medir directamente, los datos adquiridos se normalizaron a 24.5 aniones, lo cual quiere decir que se omitieron los lugares V, W y B de la estructura cristalina, y el Fe se contabilizó como Fe total (Manning, 1982; Henry y Dutrow, 1996; Anani *et al.*, 1999; Henry *et al.*, 2011) (Apéndice IV).

Dado que los cuatro sustituyentes principales de la turmalina, exceptuando el Si, son el Al, Ca, Fe y Mg, las composiciones obtenidas fueron graficadas en los diagramas ternarios Al-Fe(tot)-Mg y Ca-Fe(tot)-Mg de Henry y Guidotti (1985), los cuales asocian las composiciones de turmalinas detríticas con determinados tipos de roca fuente.

9.1 Formación Cualac

Los 36 cristales analizados presentan predominantemente morfologías euhedrales a subeuhedrales, con elongaciones de hasta 2:1. En menor proporción, los granos presentan bordes redondeados a subredondeados (Apéndice III).

Por medio del microscopio óptico se distinguieron 3 variedades de color de turmalinas: 1) amarillo pálido, 2) azul verdoso y 3) café (Figs. 9.1 a y b).

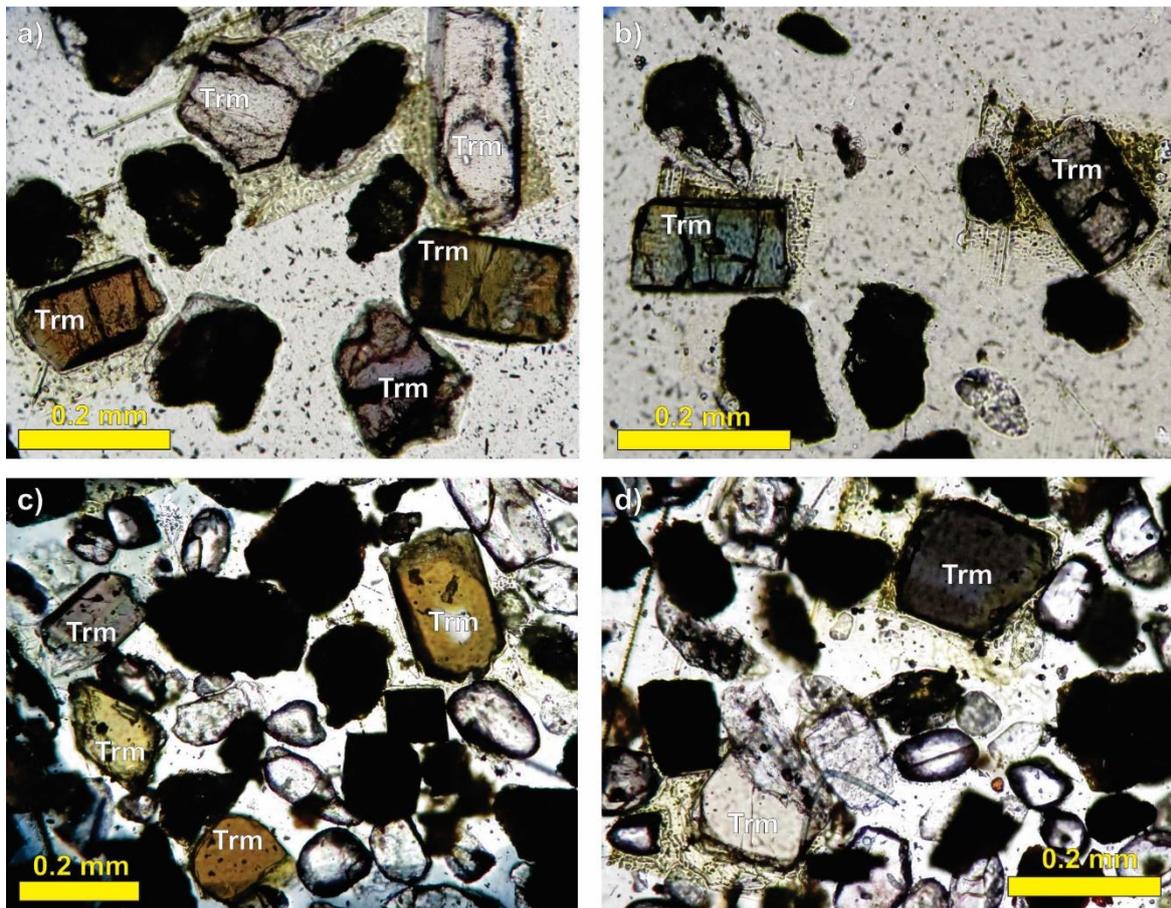


Figura 9.1 Fotomicrografías de las turmalinas analizadas, donde se pueden observar las variedades de color, a y b corresponden a la Formación Cualac, mientras que c y d pertenecen al Complejo Acatlán (Litodema Cosoltepec).

De acuerdo al diagrama ternario Al-Fe(tot)-Mg (Henry and Guidotti, 1985), la mayoría de los cristales de turmalina (60% de los 40 puntos analizados) corresponden a las Chorlo-dravitas (Fig. 9.2a), las cuales son típicas de rocas metapelíticas y metapsamíticas tanto aluminosas como pobres en Al. En menor proporción, coexisten las turmalinas con fuentes metapsamíticas, calcisilicatadas y rocas de cuarzo-turmalina ricas en Fe^{3+} (22.5%) y, subordinadamente, algunas turmalinas grafican en el campo de procedencia de granitoides pobres en Li, así como sus pegmatitas y aplitas asociadas (17.5%) (Fig. 9.2a).

En el diagrama ternario Ca-Fe(tot)-Mg (Henry and Guidotti, 1985), el 82.5% de los puntos analizados pertenecen a turmalinas provenientes de rocas de cuarzo-turmalina, metapelitas y metapsamitas pobres en Ca, a diferencia del 17.5% restante, que corresponde a las turmalinas derivadas de granitoides pobres en Li y sus aplitas y pegmatitas asociadas (17.5%) (Fig. 9.2b).

9.2 Complejo Acatlán

Para el Complejo Acatlán (Litodema Cosoltepec) se analizaron 9 cristales con morfologías predominantemente subeuhedrales a redondeados, y en menor proporción granos euhedrales. Estos cristales presentan 3 variedades de color: 1) amarillo pálido, 2) azul-verde y 3) café (Fig. 9.1 c y d).

En el diagrama ternario Al-Fe(tot)-Mg (Henry and Guidotti, 1985), se puede observar que las composiciones de los cristales de turmalina seleccionados para esta unidad se ubican principalmente

en el campo de las chorlo-dravitas provenientes de metapelitas y metapsamitas tanto aluminosas como pobres en Al (55.6% del total de los 9 puntos analizados), mientras que el resto de los cristales grafican en los campos de procedencia de metapsamitas, calcisilicatos y rocas de cuarzo-turmalina ricas en Fe^{3+} (22.2%), así como granitoides pobres en Li y sus pegmatitas y aplitas asociadas (22.2%) (Fig. 9.2a).

Por último, en el diagrama ternario Ca-Fe(tot)-Mg (Henry and Guidotti, 1985), se observa que el 88.9% de los puntos analizados pertenecen a turmalinas provenientes de rocas de cuarzo-turmalina, metapelitas y metapsamitas pobres en Ca, a diferencia del 11.1 %, que corresponde a las turmalinas procedentes de granitoides pobres en Li, así como sus aplitas y pegmatitas asociadas (Fig. 9.2b).

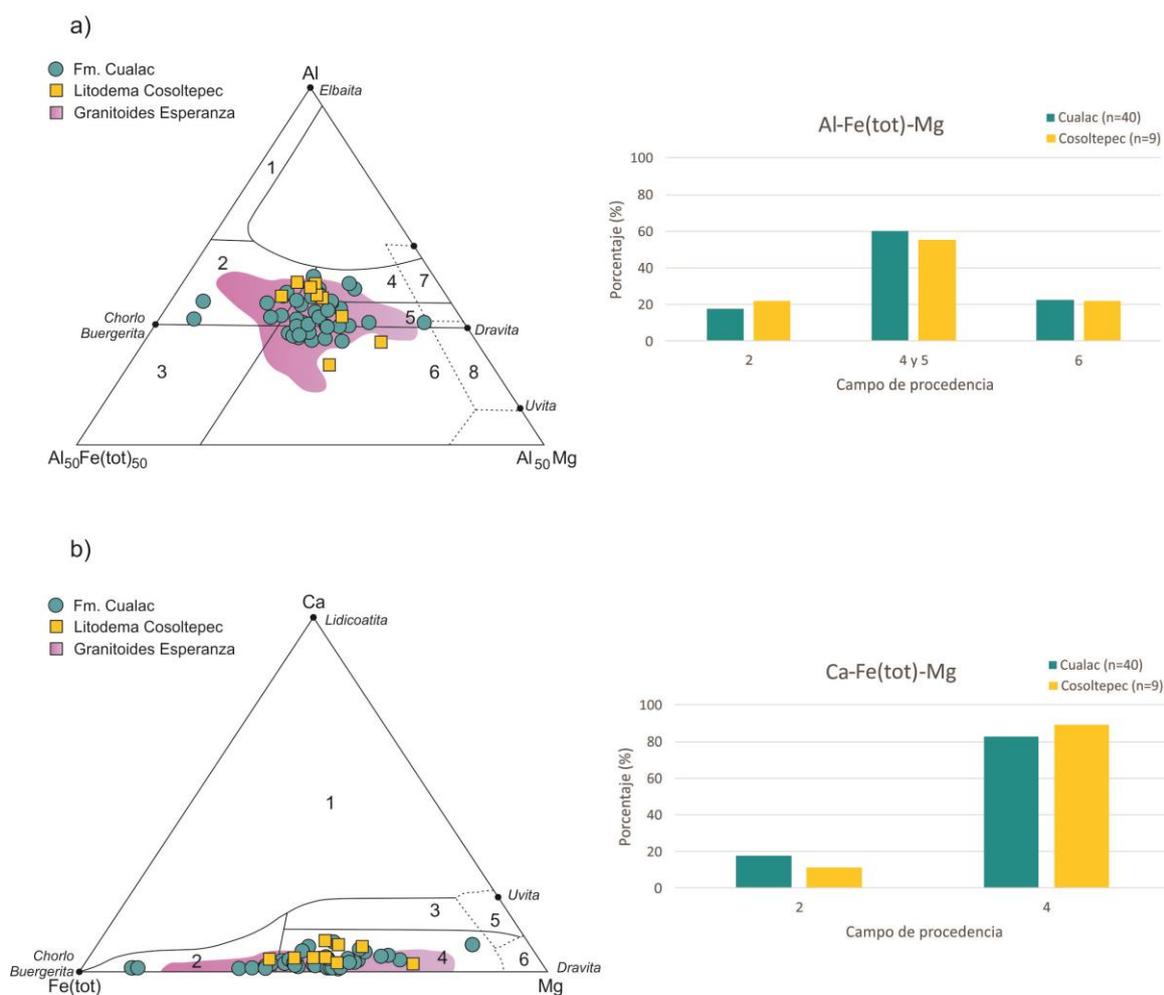


Figura 9.2 Diagramas ternarios para turmalinas detríticas utilizadas para asignar una roca fuente de acuerdo a su composición química (Henry y Guidotti, 1985) y gráficas de porcentajes donde se expresa el número de puntos analizados por campo de procedencia. El campo de las turmalinas pertenecientes a los Granitoides Esperanza se graficaron de acuerdo a Reyes-Salas, 2003. Los campos en cada diagrama de discriminación son los siguientes:

- a) **Al-Fe(tot)-Mg:** (1) Granitoides ricos en Li, pegmatitas y aplitas; (2) Granitoides pobres en Li y sus pegmatitas y aplitas asociadas; (3) Rocas de cuarzo-turmalina ricas en Fe^{3+} (granitos alterados hidrotermalmente); (4) Metapelitas y metapsamitas aluminosas; (5) Metapelitas y metapsamitas pobres en Al; (6) Rocas de cuarzo-turmalinas, rocas calcosilicatadas y metapelitas ricas en Fe^{3+} ; (7) Rocas meta-ultramáficas pobres en Ca y metasedimentos ricos en Cr y V; y (8) Metacarbonatos y meta-piroxenitas.
- b) **Ca-Fe(tot)-Mg:** (1) Granitoides ricos en Li, pegmatitas y aplitas; (2) Granitoides pobres en Li y sus pegmatitas y aplitas asociadas; (3) Metapelitas, metapsamitas y rocas calcosilicatadas ricas en Ca; (4) Metapelitas, metapsamitas y rocas de cuarzo-turmalina pobres en Ca; (5) Meta-carbonatos; (6) Meta-ultramáficas.

10.1 Ambientes de depósito

Debido a que el objetivo principal de este proyecto no es la reconstrucción a detalle del ambiente de depósito de la sucesión expuesta en la localidad de Rosario Nuevo, no se realizó una cartografía de litofacies para poder interpretar con detalle los ambientes de depósito de las Formaciones Rosario y Cualac y la arquitectura interna de la cuenca de Tezoatlán. Las inferencias generales sobre el ambiente de depósito para cada formación, que a continuación se explicarán, se hicieron a partir de las columnas medidas en las tres localidades descritas anteriormente y del análisis de litofacies de los depósitos en ellas contenidos.

10.1.1 Formación Rosario

La abundancia de hojas y ramas de plantas en la litofacies Fl así como los gruesos espesores de carbón de la litofacies C sugieren que la Formación Rosario se depositó en un ambiente continental. A lo largo de las columnas medidas, la Formación Rosario está compuesta principalmente por litofacies conglomeráticas Gh, las cuales se encuentran interestratificadas con litofacies Gmm, Gcm y Gci y, localmente, con litofacies Gp, Sp, Sr y Fl (Figs. 5.15, 5.16 y 5.17). De acuerdo con Miall (2006), las litofacies Gh se interpretan como barras fluviales longitudinales, las cuales se desarrollan a partir de un núcleo representado por un depósito de conglomerado del espesor de algunos pocos clastos que crece progresivamente tanto corriente abajo como verticalmente durante los eventos de alta energía del drenaje, formando estratos horizontales con espesores decimétricos a métricos. Siempre de acuerdo con Miall (2006), la transición vertical de la litofacies Gh a las litofacies Gp, Sp, Sr y Fl puede ser interpretada como una disminución progresiva de la velocidad de la corriente fluvial debida tanto al decremento general de energía del drenaje como al crecimiento local de la barra fluvial, lo que produce una somerización progresiva de dicha macroforma y la reducción del tirante de agua que escurrió por encima de ella.

Diversamente a los depósitos anteriormente descritos, los cuales se generaron por la tracción al fondo producida por una corriente fluvial, las litofacies Gmm, Gcm y Gci se han interpretado comúnmente en la literatura como el registro estratigráfico producido por flujos de detritos activados por la inestabilidad gravitacional de detritos fluidificados a lo largo de una pendiente (e.g. Miall, 2006). Dichas condiciones de inestabilidad gravitacional de sedimentos son típicas de zonas tectónicamente activas, las cuales se caracterizan por el rejuvenecimiento progresivo del relieve y la generación de una topografía con pendientes abruptas. La presencia de fallas sin-sedimentarias normales y discordancias angulares en la Formación Rosario confirma que esta unidad se depositó en una cuenca tectónicamente activa.

En síntesis, la asociación de litofacies observada en la Formación Rosario sugiere que dicha unidad se depositó a partir de un drenaje fluvial de alta energía que escurría a lo largo de pendientes abruptas. Generalmente, los sistemas de drenaje que se forman bajo estas condiciones son representados por abanicos aluviales y corrientes fluviales de tipo trenzado (e.g. Reading, 1996; Miall, 2006). La clara predominancia de litofacies conglomeráticas sugiere que las partes estudiadas de la Formación Rosario corresponden a zonas proximales del sistema de drenaje.

El análisis de paleocorrientes realizado en este trabajo indica direcciones de transporte sedimentario hacia los cuadrantes NE y NW (Fig. 5.15, 5.16 y 5.17), por lo cual se infiere que el área fuente de la Formación Rosario se encontraba hacia el sur de las columnas medidas (Fig. 10.1).

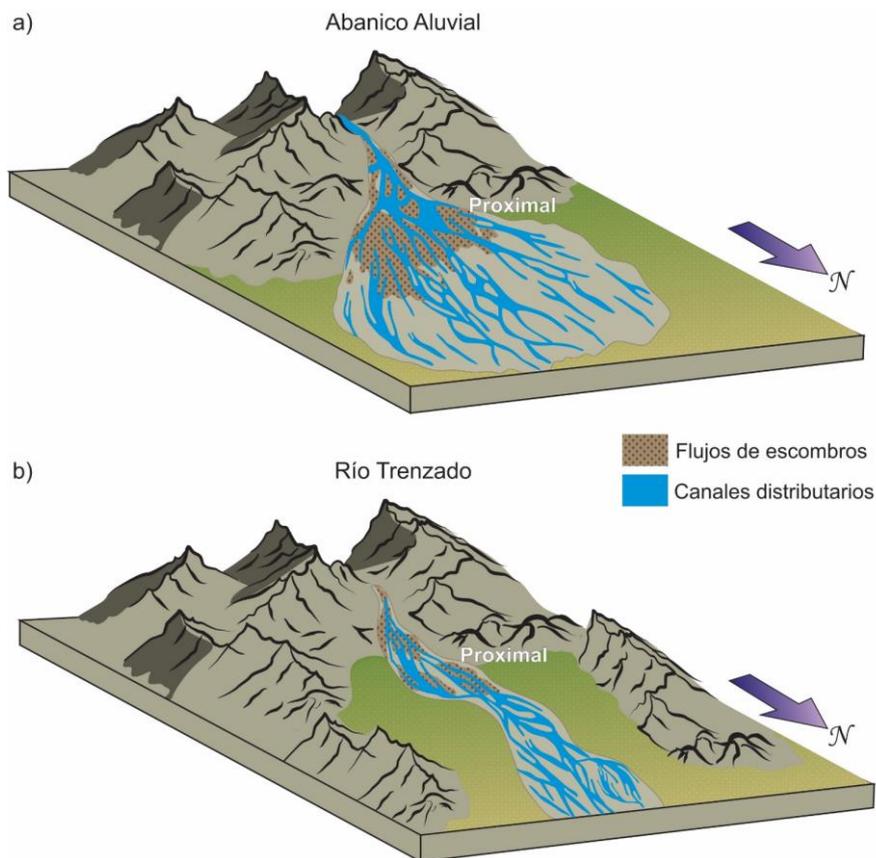


Figura 10.1 Reconstrucción esquemática de los posibles ambientes de depósito para la Formación Rosario donde se representan las facies proximales de a) un abanico aluvial y, b) un río trenzado.

10.1.2 Formación Cualac

Durán-Aguilar (2014) interpreta que el depósito de las formaciones Tecocoyunca y Cualac es contemporáneo, sin embargo, en este trabajo se documenta que las relaciones estratigráficas observadas en campo entre estas formaciones no son un cambio de facies lateral, por el contrario, la Formación Cualac subyace de manera concordante y transicional a la Formación Tecocoyunca.

La abundancia de hojas y ramas de plantas en la litofacies Fl y la ausencia de fauna marina sugieren que la Formación Cualac se depositó en un ambiente continental. A lo largo de las columnas medidas, la Formación Cualac está compuesta por una sobreposición rítmica de sucesiones granodecrecientes conformadas de base a cima por las litofacies Gt, Gp, Sp, Sr y Fl (Fig. 5.15). La sobreposición de dichas sucesiones se interpreta como el resultado del depósito a partir de un drenaje caracterizado por variaciones cíclicas en la energía de la corriente. Las bases de dichas sucesiones granodecrecientes están representadas por superficies erosivas. Estas superficies están sobreyacidas por depósitos conglomeráticos de las litofacies Gt y Gp, los cuales presentan típicamente formas lenticulares y se cortan uno a otro tanto verticalmente como lateralmente. De acuerdo con Miall (2006), estas características son típicas de sistemas de drenaje con canales inestables que migran rápidamente entre una temporada de alta energía y la sucesiva, produciendo la erosión de las barras fluviales generadas durante los eventos previos de depósito.

La asociación de litofacies observada en la Formación Cualac sugiere que esta unidad representa el registro de una corriente fluvial trenzada o un abanico aluvial caracterizados por variaciones cíclicas de la velocidad de la corriente. Sin embargo, a diferencia de la Formación Rosario que es representada predominantemente por depósitos conglomeráticos proximales, en la Formación Cualac predominan las litofacies arenosas, lo que sugiere que esta unidad pueda representar la parte intermedia de un sistema fluvial trenzado o de un abanico. No obstante, se requiere un estudio mucho más detallado de paleocorrientes para poder definir la geometría del ambiente de depósito.

Durán-Aguilar reporta con base en estratificaciones cruzadas, alineaciones de clastos y restos de helechos alineados, una dirección de transporte sedimentario hacia el SW-W y NE-E (en litofacies Gh, Gp, Sh) para las formaciones Cualac y Tecocoyunca, y de manera subordinada hacia el NW (en litofacies Sh y Fl). Este autor infiere que el comportamiento de estas paleocorrientes se debe a la configuración de un sistema fluvial meándrico-anastomosado. Es difícil constreñir una dirección contundente de paleoflujo en los datos reportados por el autor debido a que direcciones reportadas en las litofacies Gp, Gt y Gh tienen una dispersión de 90° tanto en el cuadrante SW como NE, sin embargo, los datos reflejados en las litofacies Sh y Fl (NE y NW) podrían ser discutibles debido a su significado sedimentológico.

Los datos de paleocorrientes obtenidos en este trabajo indican direcciones dominantes de transporte sedimentarios desde N150° hasta N300° (Fig. 5.15 y 5.34), lo cual sugiere que las rocas fuentes que alimentaron la Formación Cualac se localizaban hacia el NE de las columnas medidas (Fig. 10.2). Adicionalmente, una cantidad subordinada de mediciones indica direcciones de paleoflujo hacia el E y NE (Fig. 5.15). Sin embargo, considerando la geometría complicada que pueden llegar a tener los canales en ambientes como abanicos aluviales y sistemas fluviales trenzados, es posible que dichas mediciones puedan reflejar deflexiones locales de la corriente alrededor de zonas intercanales como se puede observar en la Figura 10.2, lo cual también puede explicar los datos reportados por Durán-Aguilar (2014) que muestran un transporte sedimentario hacia el norte del área.

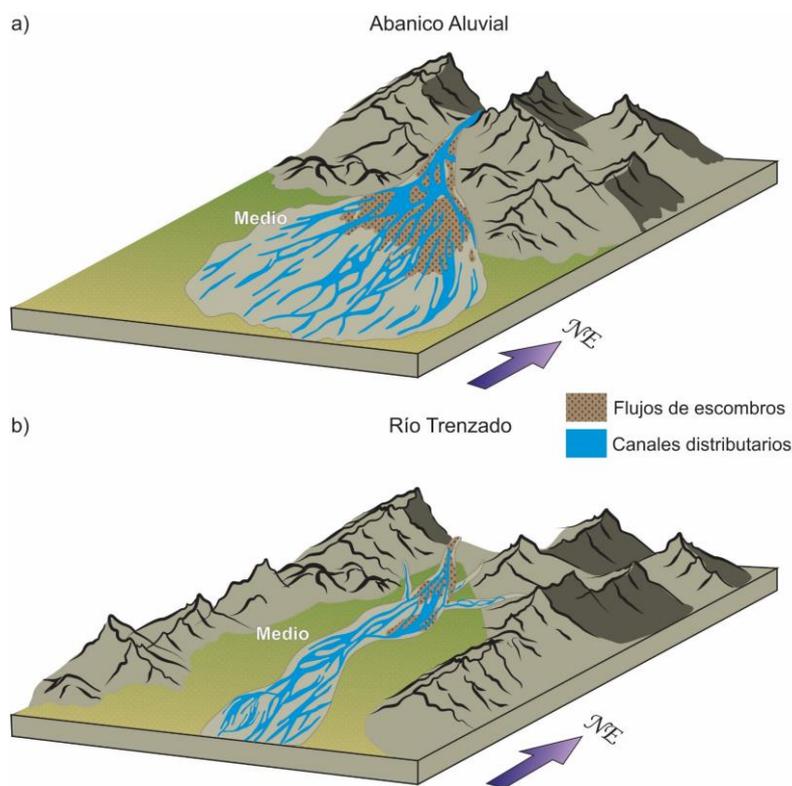


Figura 10.2 Reconstrucción esquemática de los posibles ambientes de depósito para la Formación Cualac donde se representan las facies medias de a) un abanico aluvial y b) un río trenzado.

10.2 Procedencia

10.2.1 Formación Rosario

Con base en los datos obtenidos de la petrografía cuantitativa de roca total de las 7 muestras pertenecientes a la Formación Rosario, es posible afirmar que esta unidad es producto de la erosión de rocas volcánicas y meta-volcánicas de muy bajo grado metamórfico de composición felsítica a basáltica. Considerando que las rocas de esta formación se han interpretado como los depósitos proximales de un abanico aluvial o un sistema fluvial trenzado que transportaba el detrito hacia el NE y NW, el área fuente de la Formación Rosario tuvo que estar localizada muy cerca de las columnas medidas en una posición más meridional.

Una posible fuente para la Formación Rosario es la formación Diquiyú, ya que esta unidad volcánica y meta-volcánica constituye el basamento de la cuenca de Tezoatlán y presenta sus espesores mayores hacia el sur del área cartografiada (Apéndice I).

Esta hipótesis está soportada por las observaciones texturales realizadas al microscopio petrográfico para los diferentes tipos de rocas volcánicas y meta-volcánicas de la Formación Diquiyú y los clastos contenidos en la Formación Rosario. Por ejemplo, en las rocas volcánicas máficas de la Formación Diquiyú es frecuente observar los fenocristales de plagioclasa alineados formando una foliación magmática, característica que también es posible observar comúnmente en los líticos volcánicos *lathwork* de la Formación Rosario. De manera similar, las texturas vesiculadas y de desvitrificación identificadas en las rocas volcánicas de composición intermedia y felsíticas de la formación Diquiyú también fueron observadas en los clastos volcánicos *lathwork* y felsíticos de la Formación Rosario.

La asociación de minerales pesados contenida en las rocas de la Formación Rosario también corrobora la hipótesis de una fuente representada por las rocas de la formación Diquiyú. En efecto, las rocas volcánicas de la formación Diquiyú presentan localmente evidencia de metamorfismo de muy bajo grado expresada por la cristalización de minerales como la prehnita-pumpelita y epidota. Dichos minerales se concentran principalmente en vetas y vesículas, aunque localmente sustituyen tanto los fenocristales como parte de la matriz de las rocas volcánicas. El análisis cuantitativo de minerales pesados en la Formación Rosario permite identificar que, además del apatito y circón, estas rocas clásticas contienen también cantidades importantes de prehnita-pumpelita y epidota (Fig. 7.2).

Adicionalmente, el análisis cuantitativo de minerales pesados permitió evidenciar que la Formación Rosario fue alimentada por una fuente volcánica/meta-volcánica en proceso de exhumación. En efecto, las muestras recolectadas de la parte inferior de la Formación Rosario se caracterizan por la predominancia de prehnita-pumpelita, mientras que las muestras extraídas desde la parte superior de la unidad muestran un enriquecimiento progresivo en epidota (Fig. 7.2). De acuerdo con Garzanti y Vezzoli (2003), dicho *trend* de composición sugiere la erosión de niveles estructurales progresivamente más profundos, lo cual documenta la historia de exhumación de la formación Diquiyú durante la deposición de la Formación Rosario. Con base en estas observaciones, se plantea en este trabajo que los grandes espesores de rocas volcánicas/meta-volcánicas expuestos en la parte meridional del área cartografiada fueron exhumados progresivamente a lo largo de una estructura mayor que potencialmente representaba el límite sur de la cuenca de Tezoatlán durante el depósito de la Formación Rosario.

La localización de la falla a lo largo de la cual ocurrió el levantamiento tectónico de las rocas de la formación Diquiyú no pudo ser determinada en este trabajo, debido a que la exposición del registro estratigráfico en la parte meridional del área cartografiada es pobre y discontinua. Los datos

de paleocorrientes anteriormente discutidos indican direcciones de transporte sedimentario hacia el NE y NW, por lo que se sugiere de manera preliminar y tentativa en este trabajo que dicha falla mayor se localizaba al sur del área de estudio, desconociéndose su orientación (Fig. 10.2).

Los datos geocronológicos obtenidos para la Formación Rosario muestran que esta unidad se caracteriza por tener poblaciones de circones detríticos con edades grenvilianas y panafricanas, del Jurásico Temprano y, de manera subordinada, Permo-Triásico. Dichas poblaciones reflejan claramente la contribución de la formación Diquiyú, ya que esta unidad volcánica posee abundantes circones heredados con edades grenvilianas, panafricanas y del Permo-Triásico (Fig. 10.3).

Las poblaciones de edades obtenidos para la Formación Diquiyú reflejan un proceso de contaminación del magma con rocas más antiguas y no la edad de cristalización, coincidiendo con las poblaciones de circones heredados reportadas por Durán-Aguilar (2014). Consecuentemente, se puede inferir que la población más joven obtenida para la Formación Rosario, con edades del Jurásico Inferior, pudiera documentar la edad del magmatismo de la formación Diquiyú, concordando con las edades del reportadas por Durán-Aguilar (2014) para el magmatismo de esta unidad.

En síntesis, los datos sedimentológicos, petrológicos y geocronológicos obtenidos en este trabajo sugieren que la Formación Rosario es el resultado de la erosión de las rocas volcánicas y meta-volcánicas de la formación Diquiyú, las cuales se estaban exhumando a lo largo de una falla mayor que potencialmente podría haber representado el límite meridional de la cuenca de Tezoatlán (Fig. 10.4).

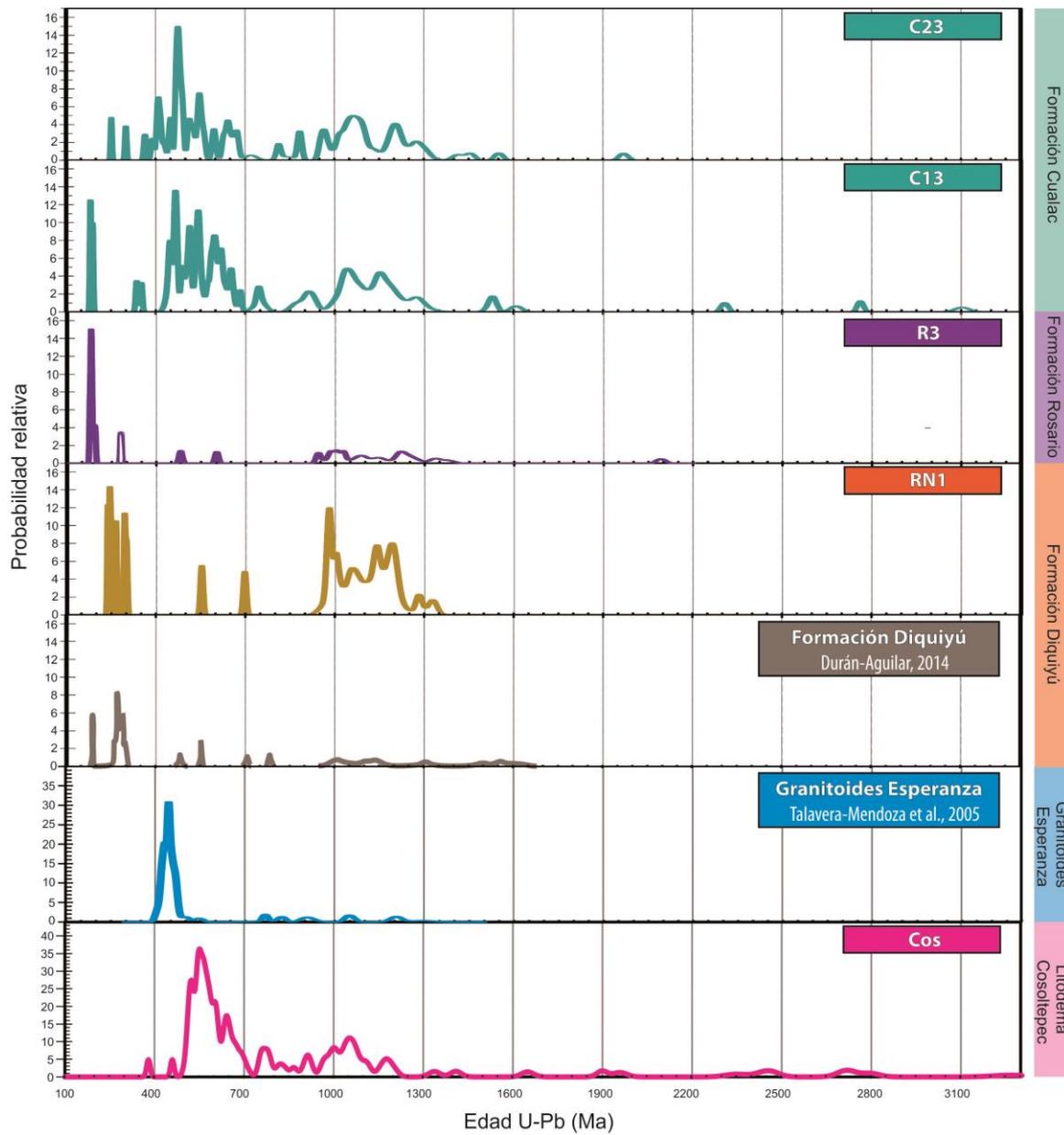


Figura 10.3 Gráficas de abundancia para circones de las Formaciones Diquiyú, Rosario, Cualac y Litodema Cosoltepec fechados en este trabajo, así como circones pertenecientes a los Granitoides Esperanza reportados por Talavera-Mendoza *et al.*, 2005.

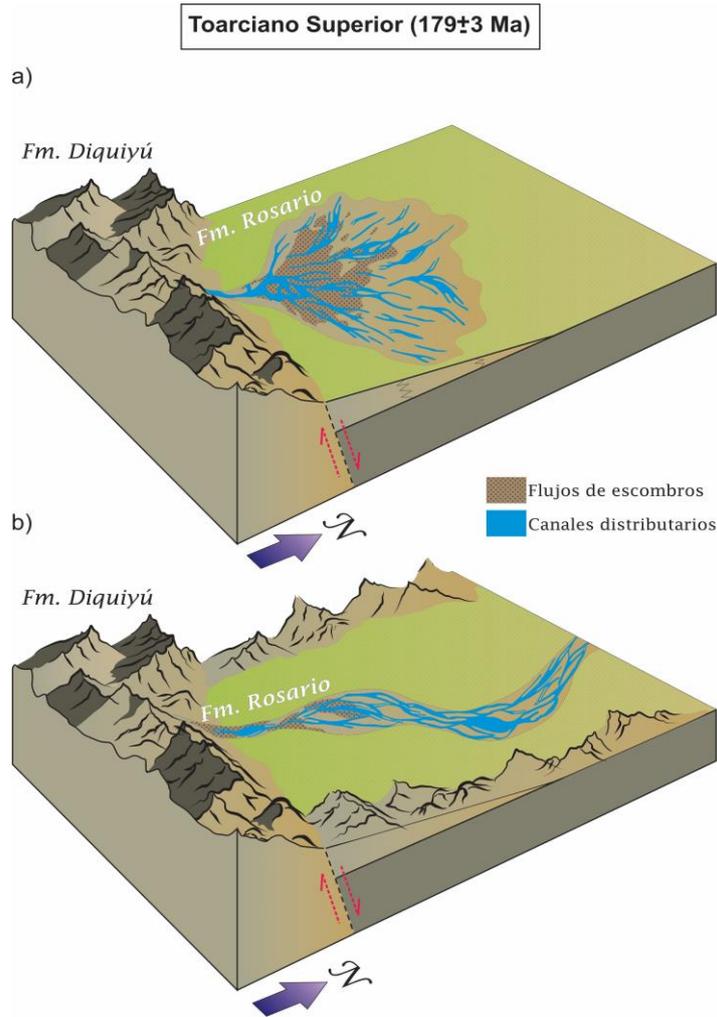


Figura 10.4 Reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca de Tezoatlán para el depósito de la Formación Rosario durante el Toarciano Superior (179±3 Ma), donde se observa los posibles ambientes de depósito y la posible estructura que generó la erosión de la Formación Diquiyú.

10.2.2 Formación Cualac

De acuerdo al análisis petrográfico de roca total de las 10 muestras de arenisca pertenecientes a la Formación Cualac, se determinó que las rocas clásticas de esta unidad se generaron a partir de rocas meta-sedimentarias en facies de esquistos verdes con texturas fanerítica a afanítica y composición cuarzosa. Como se discutió anteriormente, la Formación Cualac representa el registro sedimentario de la parte intermedia de abanicos aluviales o un sistema fluvial trenzado que transportaban el detrito hacia el SE, SW y NW, por lo que se infiere que el área fuente de estas rocas se localizaba hacia el NE de las columnas medidas. Hacia el NE, la cuenca de Tezoatlán colinda con las rocas meta-sedimentarias del Litodema Cosoltepec (Complejo Acatlán). Dichas rocas meta-sedimentarias están limitadas hacia el sur por la falla Río Salado, una estructura multirreactivada que presenta una orientación NNW y cinemática izquierda (Martiny *et al.*, 2012) (Fig. 2.4). El Litodema Cosoltepec al norte de la falla Río Salado está compuesto por una alternancia de metapelitas y metapsamitas en facies de esquistos verdes, las cuales se encuentran cortadas por una gran densidad de vetas de cuarzo. Bajo el microscopio petrográfico, las metapelitas del Litodema Cosoltepec

presentan una foliación continua de grano fino expresada por la alineación de cristales de muscovita, mientras que las metapsamitas muestran una foliación continua a espaciada de grano grueso a fino definida por la alineación de cuarzo y muscovita. Las vetas contenidas en el Litodema Cosoltepec son compuestas exclusivamente por cuarzo y presentan una textura granoblástica, mostrando localmente una foliación continua definida por cristales alargados. Las evidencias de deformación cristal-plástica en estas son representadas por la migración del borde de grano, los dominios de subgrano y la extinción ondulada en los cristales de cuarzo. Las mismas características texturales documentadas en las rocas del Litodema Cosoltepec son observables también en los líticos y los fragmentos policristalinos faneríticos contenidos en las areniscas de la Formación Cualac. En efecto, el análisis petrográfico cuantitativo permitió identificar que la mayoría de los líticos y fragmentos faneríticos policristalinos en la Formación Cualac son de rango metamórfico 3 y 4, con una abundancia subordinada de texturas típicas de los rangos 2 y 5 (Fig. 6.1). Por lo tanto, las rocas meta-sedimentarias del Litodema Cosoltepec representan excelentes candidatos para representar la fuente de la Formación Cualac.

El análisis de minerales pesados permitió determinar que las areniscas de la Formación Cualac están dominadas por turmalina, rutilo, epidota, circón y cantidades subordinadas de prehnita-pumpelita (Fig. 7.2). Dicha paragénesis coincide con la observada en la muestra extraída en este trabajo del Litodema Cosoltepec, con la única diferencia de que las rocas meta-sedimentarias recolectadas del Litodema Cosoltepec presentan adicionalmente abundancias menores de prehnita-pumpelita (Fig. 7.2). El análisis cuantitativo de minerales pesados pone en evidencia que tanto las rocas metamórficas del Litodema Cosoltepec como las areniscas de la Formación Cualac son dominadas por minerales ultra-estables como circón, turmalina y rutilo (Fig. 7.2). Esta similitud en la asociación de minerales pesados permite establecer una liga sedimentaria sólida entre el Litodema Cosoltepec y la Formación Cualac, lo que soporta la hipótesis de procedencia realizada a partir de la composición de roca total de las areniscas. Cabe mencionar que la muestra recolectada en este trabajo del Litodema Cosoltepec se caracteriza por un enriquecimiento notable en circón, a comparación con las rocas clásticas de la Formación Cualac, las cuales en vez muestran un enriquecimiento significativo en turmalina. Dicha diferencia puede deberse a la heterogeneidad interna en la abundancia de minerales pesados que posee el Litodema Cosoltepec, y a que las muestras de arenisca de la Formación Cualac contienen en vez un promedio de dicha heterogeneidad.

La turmalina es un mineral altamente resistente a procesos tanto sedimentarios como metamórficos, lo cual favorece la conservación de sus características químicas originales. Actualmente se tiene el conocimiento de las distintas variedades químicas de turmalina y la relación que tienen con distintos tipos de roca fuente. Por esta razón, este mineral puede ser utilizado como un excelente trazador de procedencia para las rocas sedimentarias clásticas (Henry and Guidotti, 1985; Henry and Dutrow, 1992; Von Eynatten and Gaupp, 1999; Morton *et al.* 2005; Marschall *et al.* 2008). Debido a que la turmalina es el mineral pesado más abundante en las rocas de la Formación Cualac, se decidió analizar la química mineral de la turmalina detrítica con el objetivo de verificar si las rocas metamórficas del Litodema Cosoltepec podrían haber arrojado detrito en la cuenca de Tezoatlán. De acuerdo con los resultados obtenidos, se observa que la turmalina detrítica contenida en la Formación Cualac pertenece a la variedad de las schorl-dravitas, las cuales pueden proceder tanto de rocas metapelíticas y metapsamíticas así como de granitoides (Henry and Guidotti, 1985) (Fig. 9.2). Con el objetivo de documentar con mayor solidez la procedencia de la Formación Cualac, se analizaron los cristales de turmalina obtenidos de la muestra recolectada del Litodema Cosoltepec, teniéndose como resultado una clara correspondencia de la química mineral y, por lo tanto, de los campos de procedencia (Fig. 9.2). Cabe remarcar que en la literatura se ha documentado que los Granitoides Esperanza, los cuales son parte del Complejo Acatlán y afloran al norte de la cuenca de Tezoatlán, presentan cantidades importantes de turmalina (Ortega-Gutiérrez, 1999). Los cristales de turmalina contenidos en los

Granitoides Esperanza también pertenecen a la variedad de las chorlo-dravitas y son comparables químicamente con las turmalinas de la Formación Cualac (Reyes-Salas, 2003) (Fig. 9.2). Sin embargo, los Granitoides Esperanza están compuestos por rocas faneríticas cuarzo-feldespáticas (Ortega-Gutiérrez, 1999), mientras que los fragmentos policristalinos contenidos en las areniscas de la Formación Cualac son predominantemente afaníticos y no presentan concentraciones de feldespato. Con base en estas consideraciones, se sugiere en este trabajo que las rocas intrusivas de los Granitoides Esperanza no representaron una fuente importante para la Formación Cualac, aunque no se excluye completamente que puedan haber aportado cantidades limitadas de detrito.

Otra evidencia que soporta una derivación dominante de las rocas meta-sedimentarias del Litodema Cosoltepec es proporcionada por las edades de los circones. En efecto, tanto las areniscas de la Formación Cualac como la muestra del Litodema Cosoltepec presentan patrones de edad comparables entre ellas y caracterizados por poblaciones grenvillianas, panafricanas y Ordovícico-Carbonífero (Fig. 10.3). Adicionalmente, las areniscas de la Formación Cualac muestran una cantidad subordinada (cuatro cristales) de circones del Jurásico Temprano, considerando que durante el Jurásico Temprano y Medio en el oriente de México se encontraba caracterizado por el magmatismo de la Provincia Volcánica de Nazas, esta pequeña población de circones podría considerarse como una posible aportación de algún evento explosivo de estos centros volcánicos lejanos (Fig. 10.6).

Como es posible observar, también los circones detríticos descartan una derivación principal de las rocas intrusivas de los Granitoides Esperanza, en cuanto éstas contienen una única población con edades entre 440 y 480 Ma (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Talavera *et al.*, 2005), mientras que los cristales de circón analizados para la Formación Cualac, muestran un espectro de edades más complejo y similar al del Litodema Cosoltepec.

Con base en los datos sedimentológicos, petrográficos de roca total y de minerales pesados y por la similitud existente entre los datos geoquímicos y geocronológicos, se propone en este trabajo que la fuente de la Formación Cualac es representada por las rocas metasedimentarias del Litodema Cosoltepec (Fig. 10.5).

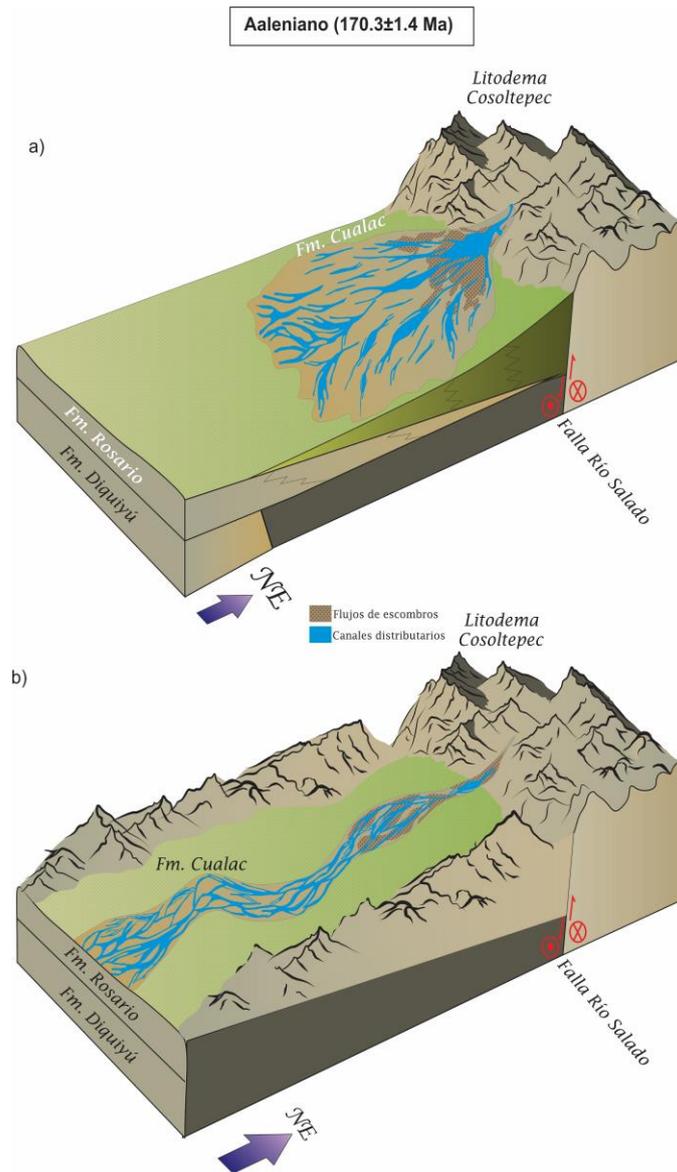


Figura 10.5 Reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca de Tezoatlán para el depósito de la Formación Cualac durante el Aaleniano (170±1.4 Ma), donde se observa los posibles ambientes de depósito y Falla Río Salado que generó la erosión de la Formación Diquiyú.

10.3 Interpretación tectónica de la variación composicional en la sucesión clástica.

Los cambios sedimentológicos y en la procedencia registrados en la sucesión continental objeto de estudio evidencian que las Formaciones Rosario y Cualac son el resultado de la erosión de diferentes fuentes. En efecto, los datos obtenidos en este trabajo sugieren que la Formación Rosario fue alimentada por las rocas volcánicas de la Formación Diquiyú expuestas en la parte sur del área de estudio, mientras que la Formación Cualac fue derivada de la erosión de las rocas metamórficas del Litodema Cosoltepec expuestas al norte y noreste de la Cuenca de Tezoatlán. Dicho cambio en la procedencia refleja claramente una variación sustancial en la dirección de transporte sedimentario durante el desarrollo de la sucesión estudiada, lo cual está soportado también por los datos de paleocorrientes. Considerando que las variaciones repentinas en la dirección de transporte de sedimento por corrientes fluviales son altamente favorecidas por cambios rápidos en la configuración topográfica, y que estos últimos son principalmente producidos por la actividad tectónica, se propone que el cambio composicional documentado en este trabajo para la sucesión del Jurásico expuesta en la Cuenca de Tezoatlán pueda registrar un evento tectónico importante.

Considerando que el límite septentrional de la Cuenca de Tezoatlán con el Litodema Cosoltepec está definido por la falla Río Salado, se propone que el cambio en la procedencia pueda ser el resultado de la actividad de esta falla mayor durante el depósito de la sucesión clástica objeto de estudio.

La falla Río Salado se extiende por aproximadamente 25 km con una orientación WNW y, de acuerdo con Martiny *et al.* (2012), es una estructura cortical de larga vida que ha tenido múltiples reactivaciones durante el Mesozoico y Cenozoico. Siempre de acuerdo con Martiny *et al.* (2012), la actividad más antigua de esta falla se remonta al Jurásico Temprano, periodo en el cual actuó como una estructura principalmente lateral izquierda. La actividad de esta estructura durante el Jurásico Temprano ha sido sugerida a partir de edades $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ entre 190 ± 5 y 180 ± 13 Ma obtenidas en granos individuales de muscovita contenidos en las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán afectadas por la zona de falla (Martiny *et al.*, 2012). Estas edades han sido interpretadas como el resultado del reseteo isotópico de las muscovitas paleozoicas del Complejo Acatlán debido a la actividad de la falla Río Salado (Martiny *et al.*, 2012). Sin embargo, estas edades deben de considerarse como edades máximas de deformación a lo largo de esta estructura, en cuanto la pérdida de Ar ocasionada por la activación de la falla Río Salado podría haber sido parcial.

Los datos petrológicos y geocronológicos obtenidos en este trabajo, integrados con las determinaciones paleontológicas realizadas por los autores previos, permiten establecer con mayor detalle y solidez la temporalidad de la falla Río Salado. En efecto, de acuerdo con la interpretación propuesta en este trabajo, la falla Río Salado fue responsable de la exhumación de las rocas metamórficas del Litodema Cosoltepec, las cuales fueron rápidamente erosionadas y aportaron detrito dentro de la Cuenca de Tezoatlán, permitiendo el desarrollo de la Formación Cualac (Fig. 10.5). Tomando en cuenta este escenario, la edad del depósito de la Formación Cualac correspondería con la edad de activación de la falla Río Salado. El depósito de la Formación Cualac queda constreñida entre 180.8 ± 4 Ma, edad del circón más joven en ella contenido (este trabajo), y el Bajociano (170.3 ± 1.4 Ma, Gradstein *et al.*, 2012), edad de los amonites contenidos en el sobreyacente Grupo Tecocoyunca (Cantú-Chapa, 1998) (Fig. 10.6). Sin embargo, cabe recordar que para la Formación Rosario, la cual subyace estratigráficamente a la Formación Cualac, fue posible obtener en este trabajo una edad máxima de depósito robusta de 179.4 ± 3 Ma a partir de cinco circones que se traspalan en edad dentro de 2σ . Por ende, es posible constreñir con más precisión la edad de la Formación Cualac entre 179.4 ± 3 y 170.3 ± 1.4 Ma (Fig. 10.6).

De esta manera, los nuevos datos obtenidos en este trabajo reafirman de manera más sólida que la falla Río Salado estuvo activa durante el Jurásico como lo propuso Martiny *et al.* (2012), refinando y constriñendo la edad de actividad de esta falla entre el Toarciano Superior y el Aaleniano.

Por ende, los datos obtenidos confirman que la falla Río Salado participó en la atenuación cortical relacionada con la fragmentación de la Pangea y determinó la exhumación del Litodema Cosoltepec, proceso que controló la sedimentación y la arquitectura interna en la Cuenca de Tezoatlán.

Consecuentemente, este trabajo documenta que, por lo menos en el área estudiada del sur de México, el desplazamiento lateral izquierdo de bloques corticales a lo largo de fallas con orientación WNW fue un proceso importante que acomodó parte de la extensión impuesta por la divergencia entre Norte y Sur América, así como fue propuesto originalmente en las reconstrucciones tectónicas de carácter regional con base en consideraciones geométricas (Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1989).

En conclusión, este estudio piloto permite corroborar que la integración de diversas metodologías para establecer la procedencia de rocas clásticas en las cuencas jurásicas del sur de México es una herramienta eficaz para documentar satisfactoriamente la historia de exhumación de bloques corticales y la actividad de los sistemas de fallas involucrados en la fase de adelgazamiento continental producidos por la fragmentación de la Pangea. Por ende, se espera que esta contribución permita abrir nuevas perspectivas para trabajos futuros enfocados en el estudio petrológico de las sucesiones jurásicas de México, con el objetivo de lograr reconstruir con mayor detalle la evolución estructural de nuestro país durante uno de los eventos a escala global más importantes del Mesozoico

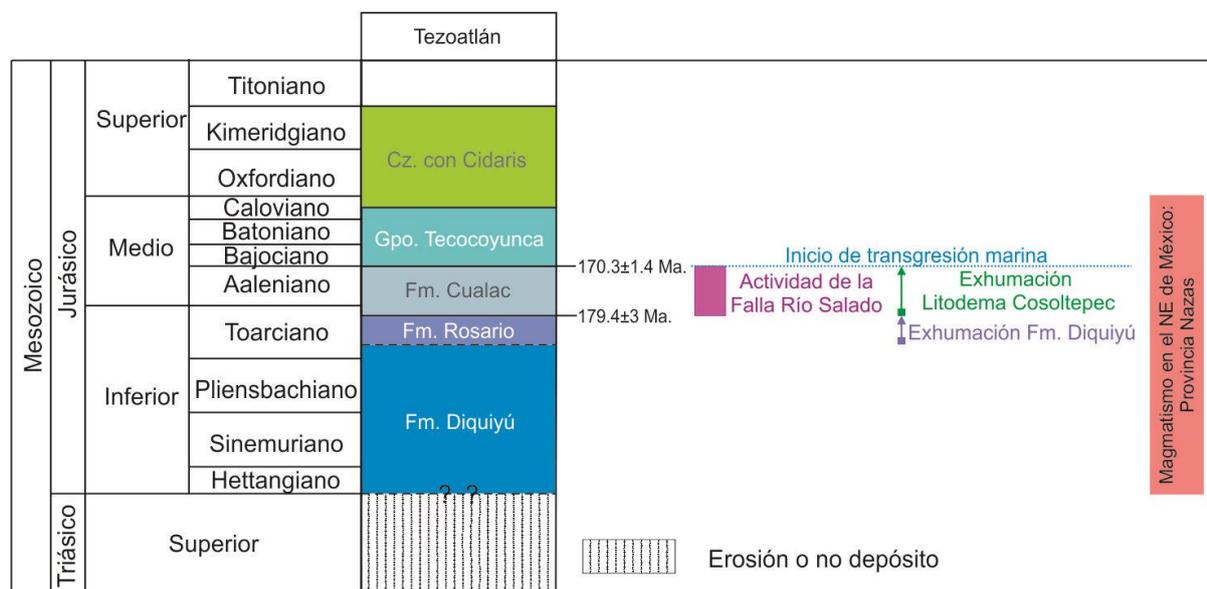


Figura 10.6 Tabla crono-estratigráfica donde se denotan los eventos tectónicos que participaron en la evolución de la cuenca de Tezoatlán.

De acuerdo con los datos obtenidos en este trabajo se propone que:

- la sucesión expuesta en la Cuenca de Tezoatlán está compuesta por unidades clásticas que muestran diferentes conjuntos de litofacies, petrofacies, minerales pesados y circones detríticos.
- 1) La Formación Rosario está compuesta principalmente por litofacies conglomeráticas Gh, las cuales se encuentran interestratificadas con litofacies Gmm, Gcm y Gci y, localmente, con litofacies Gp, Sp, Sr y Fl. Dichas litofacies definen las zonas proximales de un ambiente de abanicos aluviales o corrientes fluviales de tipo trenzado.
Desde el punto de vista composicional, está conformada por petrofacies epiclásticas caracterizadas por contenidos elevados de líticos volcánicos *lathwork*, felsíticos y microlíticos, un contenido importante de plagioclasa y cantidades subordinadas de cuarzo. Adicionalmente, se encuentra dominada por minerales metamórficos de bajo a muy bajo grado como los del grupo prehnita-pumpelita y la epidota en conjunto con cantidades subordinadas de zeolita, apatito y circón, donde el incremento en epidota hacia la cima estratigráfica define un *trend* de exhumación de la roca fuente.
Las edades obtenidas se pueden clasificar en cinco poblaciones principales: 1) edades grenvilianas de 943 ± 15 a $1,375\pm 46$ Ma; 2) edades del Jurásico Inferior entre 176 ± 3.2 y 194.4 ± 4.6 Ma; 3) edades panafricanas comprendidas entre 481 ± 11 y 602 ± 12 Ma; 4) un grano tiene una edad Permo-Triásica de 280.7 ± 4.5 Ma y, finalmente, 5) un grano corresponde con la edad arqueana de $2,092\pm 32$ Ma.
Para esta muestra se calculó una edad máxima de depósito robusta de 179.4 ± 3 Ma, a partir de un grupo coherente representado por los 5 circones más jóvenes
- 2) La Formación Cualac está compuesta por una sobreposición rítmica de sucesiones granodecrecientes conformadas de base a cima por las litofacies Gt, Gp, Sp, Sr y Fl, las cuales representan la parte intermedia de un sistema fluvial trenzado o abanico aluvial.
Composicionalmente, se caracteriza por metamorfolíticas que se caracterizan por un elevado contenido en líticos metapsamíticos/metafelsíticos y metapelíticos, la ausencia total tanto de feldespato potásico como de plagioclasa y un contenido importante de cuarzo. Además, se encuentra caracterizada por la presencia de minerales ultra-estables como el circón, turmalina y rutilo, además de epidota y zeolita.
Posee las siguientes poblaciones de edades: 1) Proterozoico-Arqueano de $1,525\pm 33$ a $3,103\pm 48$ Ma, 2) edades grenvilianas comprendidas entre 868 ± 38 y $1,280\pm 75$ Ma; 3) una población compuesta por cristales con edades panafricanas desde 488 ± 12 hasta 765 ± 32 Ma; 4) edades del Ordovícico-Carbonífero entre 336.3 ± 7 y 472.2 ± 8.2 Ma; 5) una población con edades del Jurásico entre 180.8 ± 4 a 188.3 ± 4.4 Ma.
- Los datos documentan que estas unidades fueron el resultado de la erosión de diferentes fuentes: la Formación Rosario fue alimentada por las rocas volcánicas de la Formación Diquiyú expuestas en la parte sur del área de estudio, mientras que la Formación Cualac fue derivada de la erosión de las rocas metamórficas del Litodema Cosoltepec expuestas al norte y noreste de la Cuenca de Tezoatlán.

- El cambio en la procedencia entre las Formaciones Rosario y Cualac se interpreta que fue el resultado de un evento tectónico mayor que exhumó las rocas metamórficas del Litodema Cosoltepec a lo largo de la falla Río Salado.
- La actividad de la falla Río Salado se constriñe entre 179 ± 3 a 170 Ma, y por ende se documenta que esta falla participó en la atenuación cortical relacionada con la fragmentación de Pangea.
- Este trabajo documenta que existió fallamiento lateral izquierdo a lo largo de estructuras mayores con orientación WNW, el cual controló la atenuación cortical de Pangea para el Jurásico Inferior-Medio, por lo menos para la Cuenca de Tezoatlán.

REFERENCIAS

- Alaniz-Alvarez, S.A., van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutiérrez, F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 24, n. 5, p. 443–446.
- Alencaster, G., Buitrón-Sánchez, B. E., 1965, Fauna del Jurásico Superior de la región de Petlalcingo, Estado de Puebla: *Paleontología Mexicana*, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Vol. 21, p. 53.
- Andersen, T., 2002, Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb. *Chemical Geology*, v. 192, p. 59-79.
- Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1983, A model of the evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941–966.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 2005, The Mojave-Sonora megashear–Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis: *Geological Society of America Special Paper* 393, p. 1–50.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p. 49–63.
- Bartolini, C., 1998, Stratigraphy, geochemistry, geochronology and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central Mexico [Ph.D. thesis]: El Paso, University of Texas, 557 p.
- Burckhardt, C., Scalia, S., 1905, La faune marine du Trias Supérieur de Zacatecas: *Instituto de Geología de México Boletín*, v. 21, 44 p.
- Campa, M. F., Coney, P. J., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, pp. 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., García-Díaz, J.L., and Iriondo, A., 2004, El arco sedimentario del Jurásico Medio (Grupo Tecocoyunca y Las Lluvias) de Olinalá, Guerrero: *GEOS: Unión Geofísica Mexicana*, v. 24, p. 174.
- Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., Silva-Romo, G., 2013, Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla-Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 30, n. 1, p. 34–50.

- Cantú-Chapa, A., 1998, Las trasgresiones jurásicas en México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, n. 1, p. 25–37.
- Centeno-García, E., 2005, Review of upper Paleozoic and lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora Megashield Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper 393*, p. 233–258.
- Collinson, J.D., Mountney, N. and Thompson, D.B., 2006. *Sedimentary Structures*, 3a. ed, Terra Publishing, London, 207 pp.
- Connelly, J.N., 2001, Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U/Pb geochronology: *Chemical Geology*, v. 172, p. 25–39.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., and Kinny, P., 2003, Atlas of zircon textures: Reviews in *Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, p. 469–500.
- Corona-Esquivel, R. J.J., 1981, Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, Noreste del Estado de Guerrero, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, vol. 5, número 1, p. 17-24.
- Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, no. 2, p. 695-707.
- Dickinson, W.R. y Lawton, T., 2001, Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1142–1160.
- Durán-Aguilar, R. F., 2014, Sedimentología y geocronología de los lechos rojos del Jurásico, Región Norte de la Cuenca de Tlaxiaco, Tezoatlán, Oaxaca; correlaciones y procedencia. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM, 87 p.
- Erben, H.K., 1956, Estratigrafía y Paleontología del Mesozoico de la Cuenca Sedimentaria de Oaxaca y Guerrero. Especialmente del Jurásico Inferior y Medio: XX Congreso Geológico Internacional, Excursión A-12, México, D.F. p. 11–36.
- Fleet, W. F., 1926, Petrological notes on the Old Red Sandstone of the West Midlands: *Geological Magazine*, vol. 63, no. 11, pp. 505-516.
- Galehouse, J. S. (1969). Counting of grain mounts number percentage vs number frequency. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 812-815.
- García-Díaz, J.L., 2004. Etude Geologique de la Sierra Madre del Sur aux environs de Chilpancingo et D'Olinalá, Gro. Tesis doctoral. Universite de Savoie.

- Garzanti, E., 2016, From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded: *Sedimentary Geology*, v. 336, p. 3–13.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., 2003. A classification of metamorphic grains in sand base on their composition and grade. *Journal of sedimentary*, vol. 73, no. 5, p. 830-837.
- Gazzi, P., 1966, Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro: *Mineralogica e Petrografica Acta*, v. 12, p. 69–97.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., López-Martínez, M., 2011, Jurassic volcanic and sedimentary rocks of La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico: *Geosphere*, v. 7, p. 121–144.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in 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, 1–58.
- González-Torres, E., 1989. *Geología y paleomagnetismo del área de Tezoatlán, Oaxaca*. Tesis de licenciatura, UNAM, Facultad de Ingeniería, 188 p.
- Guzmán, E.J., 1950, *Geología del noreste de Guerrero: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 2(2), 95-156.
- Gray, G.G., Lawton, T.F., Murphy, J.J., 2008, Looking for the Mojave-Sonora megashear in northeastern Mexico: *The Geological Society of America Field Guide* 14, p. 1–25.
- Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., and Solari, L.A., 2012, Exotic rifted passive margin of a back-arc basin off western Pangea: geochemical evidence from the Early Mesozoic Ayú Complex, southern Mexico: *International Geology Review*, v. 55, p. 863–881.
- Henry, D. J., Guidotti, C.V., 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine: *American Mineralogist*, vol. 70, p. 1-15.
- Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 1992, Tourmaline in a low grade clastic metasedimentary rock: an example of the petrogenetic potential of tourmaline: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 112, pp. 203-218.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2001, Carta topográfica Tezoatlán de Segura y Luna (E14D24), escala 1:20,000: México, D.F., mapa.
- Iriondo, A., Martínez-Torres, L.M., Kunk, M.J., Atkinson Jr., W.W., Premo, W.R., McIntosh, W.C., 2005, Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis: *Geological Society of America Special Paper* 393, p. 631–669.

- Jiménez-Rentería, J., Estudio palinoestratigráfico de las formaciones Conglomerado Prieto (Grupo Consuelo) y Cuarcita Cualac nov. Nom. (Grupo Tecocoyunca), en la barranca Rosario Nuevo, región Tezoatlán, Oaxaca: Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Keppie, J.D., 2004, Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey: *International Geology Review*, v. 46, p. 765–794.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B.V., Ramos-Arias, M.A., Morales-Gómez, M., Nance, R.D., Murphy, J.B., Ortega-Rivera, A., Lee, J.W.K., Housh, T., and Cooper, P., 2008b, Ordovician–earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, southern Mexico: evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean: *Tectonophysics*, v. 461, p. 130–156.
- Kirsch, M., Keppie, D.J., Murphy, B., and Solari, L., 2012, Permian–Carboniferous arc magmatism and basin evolution along the western margin of Pangea: Geochemical and Geochronological Evidence from the Eastern Acatlán Complex, Southern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 124, p. 1607–1628.
- 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*, v. 126, n. 9–10, p. 1181–1199.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, D.A., Sliter, I.P., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, n. 7, p. 1010–1029.
- Ludwing, K. R., 2008, Isoplot 3.6, Berkeley Geochronology Center Spec. Pub. No. 4. 77 p.
- Mange, M. A., Maurer, H. F. W., 1992. Heavy minerals in colour. Ed. Chapman and Hall, 1a edición, 147 p.
- Marsaglia, K. M., Ingersoll, R. V., 1992, Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: A reassessment of magmatic-arc provenance: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, pp. 1637-1649.
- Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2016, Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review: *Earth-Science Review*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.013>.
- Martini, M., Ramírez-Calderón, M., Solari, L., Villanueva-Amadoz, U., Zepeda-Martínez, M., Ortega-Gutiérrez, F., and Elías-Herrera, M., 2016, Provenance analysis of Jurassic sandstones from the Otlaltepec Basin, southern Mexico: Implications for the reconstruction of Pangea breakup: *Geosphere*, v. 12, no. 6, p. 1–23, doi:10.1130/GES01366.1.

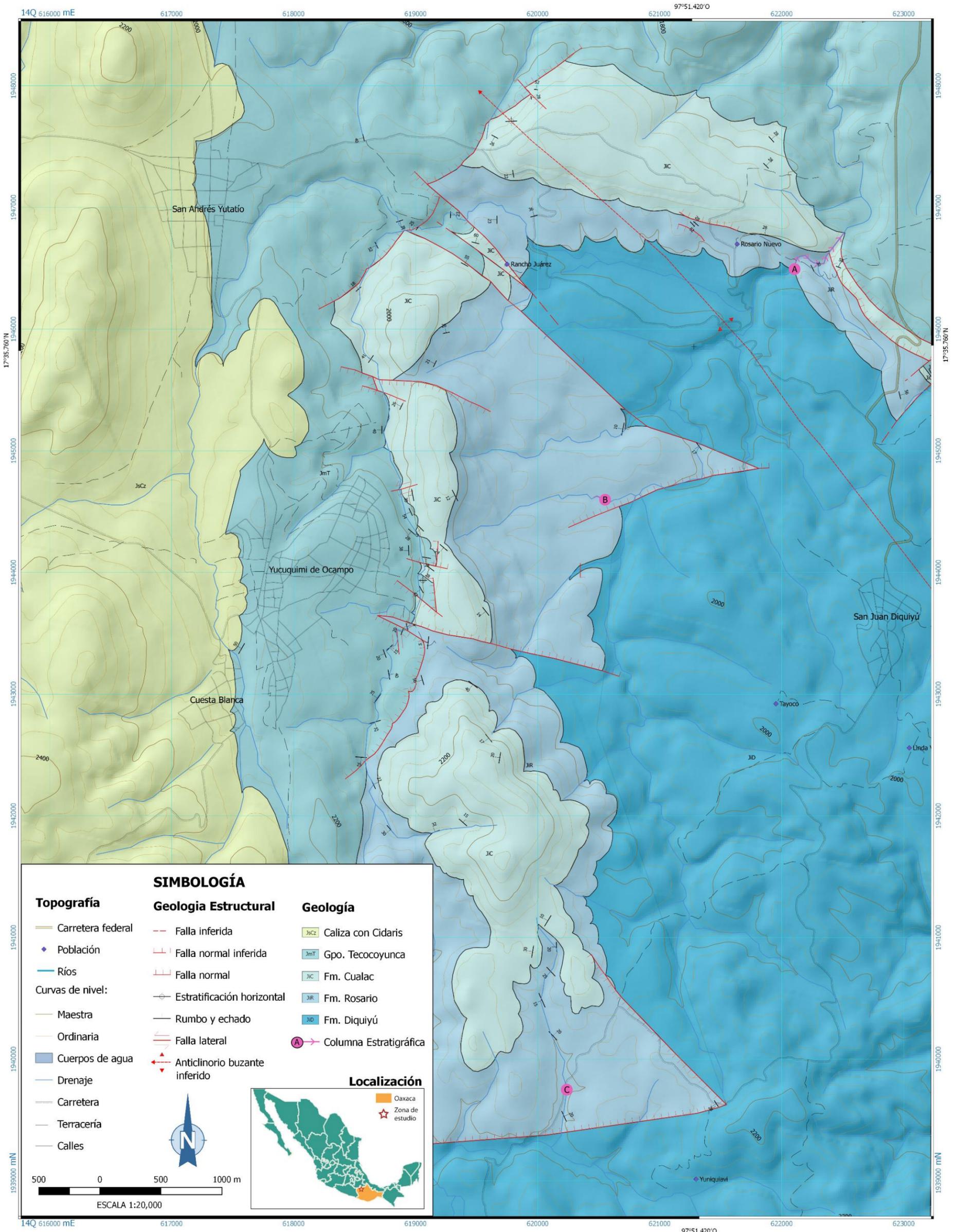
- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Silva-Romo, G., López-Martínez, M., 2012, The Salado River fault: reactivation of an Early Jurassic fault in a transfer zone during Laramide deformation in southern Mexico: *International Geology Review*, v. 54, n. 2, p. 144–164.
- Marton, G.L., Buffler, R.T., 1999, Jurassic-Early Cretaceous tectono-paleogeographic evolution of the southeastern Gulf of Mexico Basin, in P., Mann, ed., *Caribbean Basins*, Elsevier Science, Amsterdam, *Sedimentary Basins of the World*, v. 4, p. 63–91.
- Mendoza-Rosales, C.C., Centeno-García, E., Silva-Romo, G., Campos-Madriral, E., Bernal, J.P., 2010. Barremian rift-related turbidites and alkaline volcanism in southern Mexico and their role in the opening of the Gulf of Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 295, p. 419–434.
- Miall, A.D., 2006, *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*: Heidelberg, Germany, Springer, 582 p.
- Michalzik, D., 1991, Facies sequence of Triassic–Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 71, p. 243–259.
- Molina-Garza, R.S., and Iriondo, A., 2005, La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México, Tomo LVII, n. 1, p. 1–26.
- Morán-Zenteno, D., Caballero-Miranda, G., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, González-Torres, E., 1993, Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 23, p. 453–473.
- Morton, A. C., 1985. Heavy Minerals in provenance studies *en* Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*: D. Reidel Publishing Company, 249-277 p.
- Morton, A.C., Whitham, A.G., Fanning, C.M., 2005, Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: Integration of heavy mineral, mineral chemistry and zircon age data, *Sedimentary Geology*, v. 182, p. 3–28.
- Ochoa-Camarillo, H.R., Buitrón, B.E., Silva-Pineda, A., 1998, Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, p. 57–63.
- Ochoterena, F. M., 1982, Evolución de las unidades morfoestructurales de la región de Diquiyú, Oaxaca. UNAM, Instituto de Geografía, *Boletín* 10, p. 285-317.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la región de la Mixteca Baja, Estado de Puebla, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 2, p. 112-131.

- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, *Geofísica Internacional*, v. 20, p. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., and Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127–1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R. 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections; *Geology*, v. 27, no. 8, p. 719-722.
- Pindell, J.L., 1985, Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean: *Tectonics*, n. 4, p. 1–39.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2001, Processes and events in the terrane assembly of Trinidad and eastern Venezuela, in Fillon, R.H., Rosen, N.C., Weimer, P., Lowrie, A., Pettingill, H., Phair, R.H., Roberts, H.H., Van Hoorn, B., eds., *Transactions of the 21st GCSSEPM Annual Bob F. Perkins Research Conference: Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, p. 159–192.
- Pindell, J., Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean, and northern South America in the mantle reference frame: An update: *Geological Society of London Special Publication*, v. 328, p. 1–55.
- Poole, F.G., Perry Jr., W.J., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005, Tectonic síntesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model: *Geological Society of America Special Paper* 393, p. 543–596.
- Ramírez-Calderón, M. G., 2015, Análisis composicional de las areniscas continentales del Jurásico de la Cuenca Otlaltepec (Puebla, Oaxaca). Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM.
- Ramírez-Calderón, M. G., 2015, Análisis composicional de las areniscas continentales del Jurásico de la Cuenca Otlaltepec (Puebla, Oaxaca): Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM.
- Ross, M.I., and Scotese, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, v. 135, p. 139–168.
- Reading, H.G., 2009, *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: John Wiley & Sons, 669 p.
- Reyes-Salas, A. M., 2003, *Mineralogía y Petrología de los Granitoides Esperanza del Complejo Acatlán, Sur de México*: Tesis doctoral, Universidad Autónoma del Estado de Morelos, 165 p.
- Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism: *Chemical Geology*, v. 184, p. 123-138.

- Rubio-Cisneros, I.I., Lawton, T.F., 2011, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension: *Geosphere*, v. 7, n. 1, p. 159–170.
- Rueda-Gaxiola, J., De Anda-García, A., 2011, Petrology of the Consuelo Group in the Tlaxiaco Anticlinorium at Rosario Nuevo, Tezoatlán, Oaxaca, México: Simposio Dr. Zoltan de Cserna: Sesenta años geologizando en México: Instituto de Geología, UNAM, p. 177.
- Salvador, A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, p. 389–444.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Peralta-Salazar, R., 2015, Early Mesozoic Southern Mexico–Amazonian connection based on U–Pb ages from detrital zircons: The La Mora Paleo-River in the Mixteca Terrane and its paleogeographic and tectonic implications, *Gondwana Research*, 28 (2), pp. 689-701.
- Silvia-Pineda, A., González-Gallardo, S., 1978. Algunas Bennettiales (Cycadophyta) y coniferales (Coniferophyta) del Jurásico Medio del área de Cualac, Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, vol. 7, no. 2, p. 244-248.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010. U-Pb Zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and geoanalytical research*, vol. 34, no. 1, p. 5-18.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207.
- Solari, L. A., Tanner, M., 2011. UPb age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, no. 1, p. 83-91.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D., Vega-Granillo, R., and Campa-Uranga, M.F., 2005, U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, p. 682–699.
- Tera, F., y Wasserburg, G.J., 1972, U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, p. 281–304.
- Twiss, R. J., y Moores, E. M., 1991. *Structural Geology*, W. H: Freeman and Company, New York, 532 p.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr., Thompson, S. III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in Payton C.E., ed., *Seismic stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26, p. 83–97.

- Van der Plas, L., Tobi, A.C., 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of science*, vol. 263, p. 87-90.
- Verde-Ramírez, A., 2015. Relación entre la tectónica y la sedimentación del Jurásico, Santo Domingo Tianguistengo, Oaxaca: Tesis de maestría, Instituto de Geología, UNAM.
- Vite del Ángel, A. O., 2014: Estudio petrológico de la secuencia basal del Grupo Tecocoyunca (sensu Jiménez Rentería, J., 2004) en la cañada de Rosario Nuevo, Mpio. de Tezoatlán, Oax: Tesis de licenciatura: Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, IPN.
- Von Eynatten, H., Gaupp, R., 1999. Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis, and mineral chemistry. *Sediment. Geol.* 124, 81 – 111.
- Zuffa, G.G., 1985, Optical Analyses of Arenites: Influence of methodology on compositional results, in G.G., Zuffa ed., *Provenance of Arenites*, NATO Advanced Study Institute Series. Dordrecht, Netherlands, D. Reidel, p. 165–189.

APÉNDICE I.
 MAPA GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE TEZOATLÁN.



GEOLÓGIA DE LA CUENCA DE TEZOATLÁN

APÉNDICE II.
GEOCRONOLOGÍA DE CIRCONES

Los datos excluidos por presentar errores mayores al 10% y porcentajes de discordancias menores a -5% y mayores a 12%, se encuentran marcados de color gris.

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS												EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th		Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		Mejor edad		
				±2S abs	±2S abs	±2S abs	±2S abs	±2S abs	±2S abs	±2S	±2S		±2S	±2S	(Ma)	±2S	Disc %				
Zircon-023	540	606	1.12	0.0580	0.0220	0.2200	0.1300	0.0275	0.00	0.0100	0.0029	0.31	174.7	6.3	205.0	69.0	610.0	230.0	174.7	6.3	14.78
Zircon-015	968	911	0.94	0.0526	0.0022	0.2045	0.0085	0.0277	0.00	0.0090	0.0003	0.02	176.0	3.2	188.8	7.1	270.0	49.0	176.0	3.2	6.78
Zircon-018	375	289	0.77	0.0498	0.0030	0.1940	0.0110	0.0282	0.00	0.0088	0.0004	-0.02	179.0	3.4	179.7	9.3	312.0	58.0	179.0	3.4	0.39
Zircon-031	304	210	0.69	0.0478	0.0029	0.1900	0.0120	0.0283	0.00	0.0090	0.0004	0.01	179.9	3.9	178.0	10.0	353.0	64.0	179.9	3.9	-1.07
Zircon-014	757	1058	1.40	0.0494	0.0019	0.1932	0.0078	0.0285	0.00	0.0088	0.0003	0.16	180.9	2.9	179.1	6.7	195.0	43.0	180.9	2.9	-1.01
Zircon-017	220	142.1	0.65	0.0520	0.0042	0.2020	0.0150	0.0288	0.00	0.0089	0.0005	-0.03	183.1	4.7	188.0	12.0	405.0	87.0	183.1	4.7	2.61
Zircon-012	602	2440	4.05	0.0509	0.0023	0.2029	0.0091	0.0289	0.00	0.0086	0.0003	0.04	183.5	3.6	188.3	7.5	261.0	44.0	183.5	3.6	2.55
Zircon-035	190	61.9	0.33	0.0518	0.0040	0.2100	0.0150	0.0299	0.00	0.0110	0.0009	0.03	190.0	4.5	192.0	13.0	363.0	86.0	190.0	4.5	1.04
Zircon-009	185	120	0.65	0.0491	0.0047	0.2070	0.0200	0.0306	0.00	0.0100	0.0006	0.03	194.4	4.6	189.0	17.0	366.0	90.0	194.4	4.6	-2.86
Zircon-022	521	256	0.49	0.0519	0.0021	0.3200	0.0130	0.0445	0.00	0.0143	0.0005	0.20	280.7	4.5	281.2	9.6	323.0	48.0	280.7	4.5	0.18
Zircon-010	137	80.1	0.58	0.0575	0.0034	0.6120	0.0370	0.0774	0.00	0.0252	0.0013	0.08	481.0	11.0	482.0	23.0	556.0	51.0	481.0	11.0	0.21
Zircon-004	195	6.21	0.03	0.0613	0.0023	0.8260	0.0340	0.0978	0.00	0.0550	0.0062	0.12	602.0	12.0	610.0	19.0	673.0	51.0	602.0	12.0	1.31
Zircon-006	148.1	39.6	0.27	0.0689	0.0023	1.5150	0.0560	0.1575	0.00	0.0492	0.0024	0.06	943.0	15.0	935.0	23.0	909.0	29.0	943.0	15.0	-0.86
Zircon-029	182.9	74.8	0.41	0.0709	0.0021	1.6290	0.0530	0.1651	0.00	0.0504	0.0019	0.43	985.0	17.0	980.0	21.0	982.0	31.0	985.0	17.0	-0.51
Zircon-005	35.1	17.3	0.49	0.0714	0.0043	1.8200	0.1100	0.1796	0.00	0.0569	0.0038	0.00	1065.0	21.0	1045.0	37.0	988.0	70.0	988.0	70.0	-1.91
Zircon-002	55.8	37.8	0.68	0.0727	0.0037	1.7110	0.0880	0.1687	0.00	0.0501	0.0022	0.14	1005.0	20.0	1007.0	34.0	999.0	63.0	999.0	63.0	0.20
Zircon-027	230	40	0.17	0.0713	0.0024	1.6740	0.0550	0.1690	0.00	0.0547	0.0024	0.17	1006.0	16.0	998.0	21.0	976.0	40.0	1006.0	16.0	-0.80
Zircon-019	235	124.9	0.53	0.0726	0.0022	1.7250	0.0550	0.1726	0.00	0.0526	0.0018	-0.16	1027.0	15.0	1017.0	21.0	964.0	38.0	1027.0	15.0	-0.98
Zircon-033	172	134	0.78	0.0753	0.0024	2.0410	0.0740	0.1929	0.00	0.0556	0.0018	0.17	1140.0	20.0	1130.0	25.0	1073.0	41.0	1073.0	41.0	-0.88
Zircon-013	523	228	0.44	0.0757	0.0021	1.9910	0.0950	0.1893	0.01	0.0555	0.0027	0.72	1117.0	33.0	1111.0	30.0	1092.0	35.0	1092.0	35.0	-0.54
Zircon-003	256	81	0.32	0.0771	0.0054	1.7800	0.1500	0.1684	0.00	0.0630	0.0073	0.50	1003.0	18.0	1036.0	46.0	1131.0	99.0	1131.0	99.0	3.19
Zircon-025	168.9	43.1	0.26	0.0776	0.0025	1.9840	0.0680	0.1861	0.00	0.0590	0.0025	0.11	1100.0	18.0	1108.0	23.0	1144.0	39.0	1144.0	39.0	0.72
Zircon-016	9.72	2.18	0.22	0.0753	0.0097	1.7200	0.2100	0.1675	0.01	0.0525	0.0094	-0.06	998.0	29.0	1021.0	79.0	1200.0	130.0	1200.0	130.0	2.25
Zircon-026	170.2	52.7	0.31	0.0810	0.0028	2.4530	0.0810	0.2177	0.00	0.0643	0.0025	0.03	1270.0	19.0	1257.0	24.0	1215.0	27.0	1215.0	27.0	-1.03
Zircon-032	747	524	0.70	0.0815	0.0022	1.9240	0.0520	0.1704	0.00	0.0499	0.0016	0.04	1014.0	15.0	1089.0	18.0	1232.0	37.0	1232.0	37.0	6.89
Zircon-024	152	32.7	0.22	0.0826	0.0031	1.9180	0.0740	0.1697	0.00	0.0720	0.0048	0.12	1011.0	16.0	1085.0	25.0	1233.0	52.0	1233.0	52.0	6.82
Zircon-021	90.7	49.4	0.54	0.0822	0.0032	2.4110	0.0990	0.2112	0.00	0.0733	0.0028	-0.12	1235.0	22.0	1244.0	31.0	1266.0	46.0	1266.0	46.0	0.72
Zircon-034	108.7	67.6	0.62	0.0862	0.0030	2.7530	0.0980	0.2346	0.00	0.0680	0.0023	0.00	1358.0	21.0	1340.0	27.0	1333.0	34.0	1333.0	34.0	-1.34
Zircon-028	61.9	23.3	0.38	0.0876	0.0045	2.5900	0.1200	0.2181	0.00	0.0737	0.0034	-0.47	1278.0	25.0	1301.0	34.0	1375.0	46.0	1375.0	46.0	1.77
Zircon-030	108.9	41.9	0.38	0.1297	0.0037	6.9700	0.1900	0.3886	0.01	0.1113	0.0043	0.18	2116.0	33.0	2107.0	25.0	2092.0	32.0	2092.0	32.0	-0.43

Tabla II.1 Datos isotópicos de U-Pb de la Formación Rosario, muestra R3.

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS											EIDADES CORREGIDAS (Ma)									
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor edad		
																			(Ma)	±2s	Disc %
Zircon-134	235	22.1	0.09	0.0616	0.0045	0.2410	0.0190	0.0278	0.0010	0.0104	0.0007	0.08	177.0	6.0	218.0	16.0	730.0	100.0	177.0	6	18.81
Zircon-123	252	6.81	0.03	0.0525	0.0034	0.2090	0.0120	0.0285	0.0006	0.0102	0.0006	-0.16	180.8	3.6	192.0	10.0	443.0	77.0	180.8	4	5.83
Zircon-106	462	182.5	0.40	0.0498	0.0032	0.2010	0.0130	0.0286	0.0007	0.0089	0.0009	0.11	181.4	4.1	186.0	11.0	341.0	69.0	181.4	4	2.47
Zircon-113	198	26.5	0.13	0.0539	0.0038	0.2200	0.0150	0.0295	0.0008	0.0100	0.0010	-0.19	187.4	4.8	204.0	13.0	438.0	64.0	187.4	5	8.14
Zircon-036	1167	754	0.65	0.0516	0.0038	0.2060	0.0160	0.0296	0.0007	0.0088	0.0005	0.05	188.3	4.4	189.0	14.0	427.0	87.0	188.3	4.4	0.37
Zircon-104	122.9	36.6	0.30	0.0518	0.0028	0.3890	0.0220	0.0534	0.0012	0.0167	0.0008	0.16	336.3	6.9	337.0	16.0	364.0	64.0	336.3	7	0.21
Zircon-060	168.9	43.1	0.26	0.0540	0.0025	0.4150	0.0190	0.0560	0.0012	0.0173	0.0007	0.12	351.2	7.2	351.0	14.0	365.0	63.0	351.2	7.2	-0.06
Zircon-088	238	176	0.74	0.0599	0.0031	0.5830	0.0660	0.0709	0.0039	0.0295	0.0039	-0.44	442.0	23.0	466.0	36.0	586.0	80.0	442.0	23.0	5.15
Zircon-057	521	256	0.49	0.0560	0.0020	0.5530	0.0190	0.0718	0.0016	0.0181	0.0010	-0.17	446.7	9.4	447.0	12.0	443.0	47.0	446.7	9.4	0.07
Zircon-133	36.1	0.294	0.01	0.0571	0.0068	0.5620	0.0630	0.0719	0.0027	0.0229	0.0014	0.05	447.0	17.0	450.0	42.0	680.0	110.0	447.0	17	0.67
Zircon-038	256	81	0.32	0.0594	0.0023	0.6010	0.0420	0.0722	0.0040	0.0266	0.0014	0.33	449.0	24.0	476.0	24.0	630.0	47.0	449.0	24.0	5.67
Zircon-103	133.4	123.8	0.93	0.0621	0.0059	0.5940	0.0560	0.0723	0.0017	0.0223	0.0011	0.01	450.0	10.0	478.0	34.0	700.0	110.0	450.0	10	5.86
Zircon-061	170.2	52.7	0.31	0.0558	0.0018	0.5670	0.0200	0.0743	0.0013	0.0250	0.0010	0.30	462.1	8.0	455.0	13.0	418.0	45.0	462.1	8.0	-1.56
Zircon-078	234	134.3	0.57	0.0573	0.0026	0.5870	0.0260	0.0747	0.0013	0.0233	0.0015	-0.16	464.2	8.1	468.0	17.0	549.0	63.0	464.2	8.1	0.81
Zircon-096	324	108	0.33	0.0570	0.0018	0.5850	0.0200	0.0751	0.0012	0.0229	0.0009	0.19	466.5	7.5	467.0	13.0	491.0	43.0	466.5	8	0.11
Zircon-068	172	134	0.78	0.0561	0.0028	0.5770	0.0310	0.0752	0.0017	0.0234	0.0009	0.19	467.0	10.0	460.0	20.0	437.0	53.0	467.0	10.0	-1.52
Zircon-082	203	14.5	0.07	0.0590	0.0029	0.6020	0.0280	0.0754	0.0014	0.0247	0.0011	-0.04	469.6	8.6	477.0	18.0	592.0	60.0	469.6	8.6	1.55
Zircon-099	280	117.5	0.42	0.0691	0.0037	0.7410	0.0370	0.0757	0.0014	0.0507	0.0028	-0.08	470.4	8.2	562.0	21.0	925.0	63.0	470.4	8	16.30
Zircon-084	176	83	0.47	0.0583	0.0025	0.6080	0.0260	0.0760	0.0014	0.0241	0.0009	-0.03	472.2	8.2	484.0	17.0	530.0	52.0	472.2	8.2	2.44
Zircon-086	95.1	45.6	0.48	0.0571	0.0025	0.6300	0.0340	0.0787	0.0021	0.0340	0.0110	0.32	488.0	12.0	494.0	21.0	545.0	55.0	488.0	12.0	1.21
Zircon-064	182.9	74.8	0.41	0.0574	0.0024	0.6250	0.0240	0.0788	0.0014	0.0254	0.0010	0.02	488.6	8.7	492.0	15.0	484.0	46.0	488.6	8.7	0.69
Zircon-128	495	140	0.28	0.0582	0.0027	0.6450	0.0320	0.0808	0.0015	0.0253	0.0009	0.03	500.9	9.2	506.0	19.0	551.0	53.0	500.9	9	1.01
Zircon-056	90.7	49.4	0.54	0.0617	0.0024	0.6980	0.0730	0.0820	0.0056	0.0353	0.0046	-0.09	508.0	32.0	537.0	38.0	654.0	61.0	508.0	32.0	5.40
Zircon-048	523	228	0.44	0.0580	0.0037	0.6580	0.0420	0.0825	0.0017	0.0231	0.0009	0.12	511.0	10.0	510.0	25.0	571.0	50.0	511.0	10.0	-0.20
Zircon-080	252	102.8	0.41	0.0617	0.0032	0.7030	0.0420	0.0829	0.0025	0.0261	0.0014	0.24	513.0	15.0	549.0	25.0	708.0	53.0	513.0	15.0	6.56
Zircon-047	602	2440	4.05	0.0592	0.0030	0.6680	0.0330	0.0830	0.0017	0.0529	0.0047	-0.14	514.0	10.0	520.0	20.0	562.0	65.0	514.0	10.0	1.15
Zircon-089	123.8	51.1	0.41	0.0589	0.0022	0.6750	0.0260	0.0833	0.0015	0.0420	0.0060	-0.01	515.5	8.6	523.0	16.0	558.0	48.0	515.5	8.6	1.43
Zircon-125	99.3	22.3	0.22	0.0584	0.0018	0.6910	0.0220	0.0864	0.0015	0.0270	0.0009	-0.03	534.2	8.9	533.0	13.0	531.0	39.0	534.2	9	-0.23
Zircon-097	135.1	56	0.41	0.0665	0.0046	0.8250	0.0520	0.0867	0.0046	0.0327	0.0015	0.05	536.0	28.0	606.0	31.0	910.0	85.0	536.0	28	11.55
Zircon-121	212	5.26	0.02	0.0591	0.0042	0.7050	0.0480	0.0868	0.0022	0.0281	0.0016	-0.03	537.0	13.0	537.0	29.0	609.0	79.0	537.0	13	0.00
Zircon-071	208	127	0.61	0.0574	0.0019	0.6940	0.0250	0.0877	0.0013	0.0274	0.0010	0.13	542.0	7.9	535.0	15.0	512.0	49.0	542.0	7.9	-1.31
Zircon-051	9.72	2.18	0.22	0.0561	0.0032	0.6860	0.0370	0.0881	0.0018	0.0265	0.0014	0.26	544.0	11.0	526.0	22.0	466.0	65.0	544.0	11.0	-3.42
Zircon-100	130.1	57.1	0.44	0.0601	0.0028	0.7370	0.0320	0.0882	0.0018	0.0273	0.0011	-0.03	545.0	11.0	562.0	18.0	622.0	57.0	545.0	11	3.02
Zircon-130	181	79.5	0.44	0.0611	0.0039	0.7410	0.0450	0.0886	0.0019	0.0280	0.0013	0.00	547.0	11.0	559.0	26.0	620.0	73.0	547.0	11	2.15
Zircon-052	220	142.1	0.65	0.0590	0.0032	0.7370	0.0380	0.0904	0.0022	0.0269	0.0013	0.08	558.0	13.0	561.0	22.0	576.0	65.0	558.0	13.0	0.53
Zircon-093	91.5	20.6	0.23	0.0580	0.0020	0.7510	0.0260	0.0930	0.0015	0.0288	0.0011	0.17	573.1	9.0	568.0	16.0	554.0	47.0	573.1	9.0	-0.90
Zircon-085	201	148	0.74	0.0574	0.0028	0.7650	0.0380	0.0948	0.0019	0.0295	0.0011	0.23	584.0	11.0	574.0	22.0	537.0	65.0	584.0	11.0	-1.74
Zircon-126	1123	245	0.22	0.0599	0.0018	0.7870	0.0250	0.0951	0.0016	0.0290	0.0010	0.33	585.6	9.6	589.0	14.0	582.0	36.0	585.6	10	0.58
Zircon-040	35.1	17.3	0.49	0.0595	0.0030	0.7920	0.0400	0.0966	0.0020	0.0304	0.0014	-0.06	594.0	12.0	594.0	23.0	605.0	60.0	594.0	12.0	0.00
Zircon-070	190	61.9	0.33	0.0622	0.0033	0.8180	0.0440	0.0971	0.0018	0.0296	0.0013	0.04	597.0	11.0	610.0	24.0	681.0	65.0	597.0	11.0	2.13

Tabla II.2 Datos isotópicos de U-Pb de la Formación Cualac, muestra C13.

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS											EIDADES CORREGIDAS (Ma)									
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor edad		
																			(Ma)	±2s	Disc %
Zircon-067	747	524	0.70	0.0610	0.0032	0.8170	0.0470	0.0971	0.0021	0.0295	0.0011	0.39	598.0	13.0	606.0	27.0	636.0	54.0	598.0	13.0	1.32
Zircon-120	91	105	1.15	0.0622	0.0035	0.8360	0.0430	0.0976	0.0027	0.0311	0.0011	0.12	600.0	16.0	614.0	24.0	687.0	71.0	600.0	16	2.28
Zircon-107	199	79	0.40	0.0604	0.0028	0.8260	0.0400	0.0986	0.0023	0.0375	0.0012	0.13	606.0	13.0	609.0	22.0	719.0	57.0	606.0	13	0.49
Zircon-098	485	58.1	0.12	0.0648	0.0084	0.8700	0.0950	0.0997	0.0035	0.3100	0.1200	-0.19	612.0	21.0	617.0	49.0	810.0	140.0	612.0	21	0.81
Zircon-073	198	34.7	0.18	0.0628	0.0022	0.8740	0.0300	0.1005	0.0017	0.0314	0.0010	-0.02	617.4	9.7	637.0	16.0	693.0	32.0	617.4	9.7	3.08
Zircon-122	178	71.5	0.40	0.0603	0.0028	0.8450	0.0400	0.1012	0.0022	0.0295	0.0015	0.29	621.0	13.0	620.0	22.0	629.0	43.0	621.0	13	-0.16
Zircon-039	195	6.21	0.03	0.0579	0.0031	0.8130	0.0410	0.1013	0.0021	0.0297	0.0011	-0.08	622.0	13.0	605.0	24.0	577.0	70.0	622.0	13.0	-2.81
Zircon-108	291	237	0.81	0.0608	0.0030	0.9050	0.0400	0.1036	0.0020	0.0318	0.0011	-0.43	635.0	12.0	652.0	22.0	711.0	68.0	635.0	12	2.61
Zircon-132	105	77.8	0.74	0.0598	0.0064	0.8730	0.0930	0.1062	0.0032	0.0322	0.0020	0.08	651.0	19.0	637.0	51.0	750.0	100.0	651.0	19	-2.20
Zircon-053	375	289	0.77	0.0602	0.0023	0.8810	0.0330	0.1064	0.0018	0.0318	0.0011	-0.10	652.0	10.0	640.0	18.0	648.0	43.0	652.0	10.0	-1.88
Zircon-063	61.9	23.3	0.38	0.0625	0.0020	0.9230	0.0350	0.1074	0.0029	0.0346	0.0020	0.50	657.0	17.0	663.0	18.0	715.0	44.0	657.0	17.0	0.90
Zircon-087	78.5	48.5	0.62	0.0621	0.0026	0.9450	0.0420	0.1118	0.0018	0.0364	0.0016	0.17	683.0	10.0	677.0	21.0	673.0	50.0	683.0	10.0	-0.89
Zircon-045	137	80.1	0.58	0.0695	0.0023	1.1580	0.0790	0.1222	0.0084	0.0366	0.0027	0.75	743.0	50.0	779.0	44.0	904.0	44.0	743.0	50.0	4.62
Zircon-117	185	119	0.64	0.0662	0.0022	1.0990	0.0400	0.1225	0.0025	0.0354	0.0015	0.52	745.0	14.0	755.0	20.0	783.0	37.0	745.0	14	1.32
Zircon-116	22.8	8.1	0.36	0.0664	0.0024	1.1580	0.0810	0.1239	0.0056	0.0438	0.0021	0.12	753.0	32.0	780.0	33.0	850.0	49.0	753.0	32	3.46
Zircon-094	89.2	44.1	0.49	0.0730	0.0025	1.4490	0.0880	0.1443	0.0067	0.0569	0.0038	0.52	868.0	38.0	907.0	42.0	1016.0	56.0	868.0	38.0	4.30
Zircon-042	173.5	90.4	0.52	0.0702	0.0034	1.4600	0.1100	0.1481	0.0077	0.0398	0.0025	0.15	890.0	44.0	909.0	50.0	982.0	78.0	890.0	44.0	2.09
Zircon-095	242	173	0.71	0.0712	0.0025	1.4560	0.0620	0.1513	0.0051	0.0481	0.0020	0.22	908.0	29.0	911.0	26.0	941.0	38.0	908.0	29	0.33
Zircon-090	25.2	17.4	0.69	0.0678	0.0026	1.4070	0.0610	0.1526	0.0047	0.0509	0.0028	0.54	915.0	27.0	889.0	29.0	842.0	40.0	915.0	27.0	-2.92
Zircon-037	55.8	37.8	0.68	0.0715	0.0032	1.5130	0.0730	0.1559	0.0046	0.0495	0.0024	0.36	933.0	26.0	936.0	28.0	982.0	57.0	933.0	26.0	0.32
Zircon-092	572	376	0.66	0.0731	0.0027	1.7440	0.0670	0.1716	0.0028	0.0531	0.0024	0.24	1021.0	15.0	1023.0	25.0	1001.0	50.0	1001.0	50.0	0.20
Zircon-131	400	172	0.43	0.0729	0.0024	1.8190	0.0610	0.1790	0.0035	0.0528	0.0020	0.31	1062.0	19.0	1051.0	23.0	1016.0	41.0	1016.0	41	-1.05
Zircon-081	226	223	0.99	0.0723	0.0046	1.6600	0.1100	0.1651	0.0062	0.0538	0.0052	0.31	984.0	35.0	989.0	45.0	1020.0	66.0	1020.0	66.0	0.51
Zircon-076	173	52.1	0.30	0.0734	0.0020	1.8090	0.0560	0.1778	0.0035	0.0532	0.0020	0.51	1055.0	19.0	1048.0	20.0	1032.0	23.0	1032.0	23.0	-0.67
Zircon-072	75.8	32.7	0.43	0.0738	0.0022	1.7200	0.0610	0.1688	0.0039	0.0525	0.0018	0.23	1005.0	22.0	1018.0	23.0	1035.0	38.0	1035.0	38.0	1.28
Zircon-066	304	210	0.69	0.0726	0.0029	1.8240	0.0750	0.1781	0.0037	0.0529	0.0027	0.32	1056.0	20.0	1051.0	27.0	1045.0	47.0	1045.0	47.0	-0.48
Zircon-129	264	34.4	0.13	0.0742	0.0026	1.8040	0.0690	0.1763	0.0029	0.0559	0.0054	0.38	1046.0	16.0	1047.0	25.0	1047.0	36.0	1047.0	36	0.10
Zircon-114	131	57	0.44	0.0743	0.0020	1.8450	0.0720	0.1772	0.0041	0.0537	0.0021	0.43	1054.0	22.0	1061.0	23.0	1054.0	33.0	1054.0	33	0.66
Zircon-058	540	606	1.12	0.0748	0.0024	1.9110	0.0680	0.1848	0.0036	0.0555	0.0025	0.46	1095.0	20.0	1086.0	23.0	1056.0	37.0	1056.0	37.0	-0.83
Zircon-124	355	6.54	0.02	0.0749	0.0022	1.8720	0.0830	0.1792	0.0060	0.0561	0.0024	0.18	1062.0	33.0	1070.0	34.0	1065.0	41.0	1065.0	41	0.75
Zircon-041	148.1	39.6	0.27	0.0750	0.0025	1.9480	0.0800	0.1843	0.0069	0.0581	0.0023	0.59	1090.0	39.0	1109.0	35.0	1066.0	41.0	1066.0	41.0	1.71
Zircon-110	115.9	39.6	0.34	0.0759	0.0019	1.9540	0.0700	0.1857	0.0048	0.0564	0.0018	0.64	1098.0	26.0	1099.0	26.0	1086.0	27.0	1086.0	27	0.09
Zircon-115	137.1	62.9	0.46	0.0768	0.0022	1.8600	0.0570	0.1783	0.0029	0.0528	0.0020	0.49	1058.0	17.0	1071.0	20.0	1105.0	34.0	1105.0	34	1.21
Zircon-111	241	62.3	0.26	0.0756	0.0041	1.8620	0.0900	0.1774	0.0043	0.0537	0.0031	-0.08	1053.0	23.0	1067.0	33.0	1107.0	70.0	1107.0	70	1.31
Zircon-050	968	911	0.94	0.0775	0.0024	2.0230	0.0650	0.1885	0.0031	0.0530	0.0020	0.17	1113.0	17.0	1122.0	22.0	1124.0	41.0	1124.0	41.0	0.80
Zircon-054	235	124.9	0.53	0.0774	0.0026	2.0970	0.0750	0.1965	0.0035	0.0571	0.0023	0.22	1157.0	19.0	1146.0	24.0	1135.0	50.0	1135.0	50.0	-0.96
Zircon-105	190	185	0.97	0.0783	0.0038	2.1600	0.1000	0.2013	0.0039	0.0595	0.0036	0.09	1182.0	21.0	1163.0	32.0	1137.0	55.0	1137.0	55	-1.63
Zircon-044	185	120	0.65	0.0779	0.0021	2.1540	0.0630	0.2000	0.0033	0.0574	0.0020	0.27	1175.0	18.0	1171.0	20.0	1148.0	26.0	1148.0	26.0	-0.34
Zircon-135	152.8	92.9	0.61	0.0784	0.0026	2.1680	0.0750	0.2007	0.0034	0.0596	0.0020	-0.04	1179.0	18.0	1172.0	24.0	1152.0	32.0	1152.0	32	-0.60
Zircon-075	172	79	0.46	0.0789	0.0031	2.1670	0.0860	0.1985	0.0035	0.0581	0.0025	0.09	1167.0	19.0	1178.0	26.0	1156.0	43.0	1156.0	43.0	0.93

Continuación Tabla II.2

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS												EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2S abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2S abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2S abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2S abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2S	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2S	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2S	Mejor edad (Ma)	±2S	Disc %
Zircon-062	230	40	0.17	0.0789	0.0028	2.1820	0.0780	0.2018	0.0034	0.0598	0.0024	0.02	1185.0	18.0	1176.0	24.0	1174.0	45.0	1174.0	45.0	-0.77
Zircon-069	108.7	67.6	0.62	0.0794	0.0027	2.2990	0.0800	0.2089	0.0035	0.0610	0.0026	0.25	1223.0	19.0	1210.0	25.0	1176.0	44.0	1176.0	44.0	-1.07
Zircon-091	354	26.8	0.08	0.0796	0.0027	2.0250	0.0650	0.1815	0.0028	0.0620	0.0036	0.20	1075.0	15.0	1123.0	23.0	1182.0	50.0	1182.0	50.0	4.27
Zircon-043	59.1	32.9	0.56	0.0791	0.0032	2.0750	0.0790	0.1909	0.0032	0.0524	0.0019	0.04	1126.0	17.0	1142.0	27.0	1185.0	45.0	1185.0	45.0	1.40
Zircon-059	152	32.7	0.22	0.0815	0.0033	2.3600	0.1000	0.2115	0.0040	0.0671	0.0030	0.29	1237.0	21.0	1225.0	31.0	1208.0	48.0	1208.0	48.0	-0.98
Zircon-109	114.1	74.7	0.65	0.0801	0.0031	2.2840	0.0950	0.2064	0.0042	0.0642	0.0027	0.32	1210.0	22.0	1208.0	28.0	1216.0	49.0	1216.0	49	-0.17
Zircon-074	114.9	146.2	1.27	0.0827	0.0052	2.4000	0.1800	0.2096	0.0056	0.0655	0.0089	0.25	1227.0	30.0	1243.0	48.0	1270.0	100.0	1270.0	100.0	1.29
Zircon-055	2550	792	0.31	0.0813	0.0051	1.9700	0.1500	0.1750	0.0100	0.0637	0.0040	0.05	1039.0	60.0	1095.0	62.0	1274.0	55.0	1274.0	55.0	5.11
Zircon-065	108.9	41.9	0.38	0.0827	0.0030	2.4900	0.0910	0.2164	0.0037	0.0649	0.0025	-0.07	1263.0	20.0	1267.0	26.0	1275.0	39.0	1275.0	39.0	0.32
Zircon-102	133	125	0.94	0.0823	0.0058	2.3400	0.1600	0.2060	0.0150	0.0623	0.0042	0.02	1212.0	84.0	1221.0	59.0	1280.0	75.0	1280.0	75	0.74
Zircon-118	276	100.8	0.37	0.0890	0.0160	1.6500	0.3600	0.1333	0.0080	0.0810	0.0280	0.25	806.0	45.0	970.0	110.0	1460.0	210.0	1460.0	210	16.91
Zircon-049	757	1058	1.40	0.0951	0.0026	3.4100	0.0980	0.2616	0.0042	0.0730	0.0025	0.34	1498.0	22.0	1509.0	24.0	1525.0	33.0	1525.0	33.0	0.73
Zircon-083	121.5	173	1.42	0.0956	0.0023	3.6210	0.0970	0.2745	0.0046	0.0824	0.0028	0.58	1564.0	23.0	1554.0	21.0	1530.0	23.0	1530.0	23.0	-0.64
Zircon-119	309	188	0.61	0.0999	0.0031	3.6800	0.1300	0.2695	0.0065	0.0805	0.0027	0.48	1538.0	34.0	1565.0	30.0	1608.0	37.0	1608.0	37	1.73
Zircon-079	249	97.8	0.39	0.1462	0.0035	8.5900	0.3300	0.4290	0.0130	0.1249	0.0044	0.69	2299.0	59.0	2293.0	37.0	2307.0	24.0	2307.0	24.0	-0.26
Zircon-077	97.6	71.3	0.73	0.1923	0.0046	13.2400	0.3800	0.5011	0.0096	0.1489	0.0050	0.47	2618.0	42.0	2699.0	29.0	2762.0	20.0	2762.0	20.0	3.00
Zircon-101	88.9	28	0.31	0.2386	0.0067	19.3700	0.7600	0.5910	0.0130	0.1584	0.0045	0.25	2994.0	55.0	3059.0	45.0	3103.0	48.0	3103.0	48	2.12

Continuación Tabla II.2

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS												EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	Mejor edad								
													²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	(Ma)	±2s	Disc %
Zircon-144	59.1	32.9	0.56	0.0691	0.0024	0.2740	0.0150	0.0290	0.0008	0.0047	0.0002	0.04	184.3	5	246	11	866	50	184.3	5	25.08
Zircon-141	35.1	17.3	0.49	0.0720	0.0120	0.3100	0.1300	0.0310	0.0037	0.0074	0.0040	0.61	197	23	277	74	970	200	197	23	28.88
Zircon-173	75.8	32.7	0.43	0.0522	0.0026	0.2880	0.0140	0.0399	0.0008	0.0121	0.0005	-0.18	252	4.7	256	11	321	62	252	4.7	1.56
Zircon-151	968	911	0.94	0.0514	0.0036	0.3390	0.0230	0.0477	0.0009	0.0141	0.0008	0.00	300.5	5.8	297	17	381	57	300.5	5.8	-1.18
Zircon-145	185	120	0.65	0.0499	0.0039	0.3790	0.0300	0.0547	0.0015	0.0164	0.0007	0.05	343.3	9.1	324	22	515	84	343.3	9.1	-5.96
Zircon-227	1123	245	0.22	0.0592	0.0019	0.4740	0.0180	0.0582	0.0013	0.0053	0.0005	0.23	364.7	7.7	393	13	589	38	364.7	7.7	7.20
Zircon-194	91.5	20.6	0.23	0.0610	0.0035	0.5410	0.0340	0.0623	0.0015	0.0144	0.0007	-0.07	389.8	9.2	438	22	728	71	389.8	9.2	11.00
Zircon-203	133	125	0.94	0.0830	0.0130	0.7300	0.1300	0.0640	0.0015	0.0271	0.0041	0.11	399.9	9.1	550	66	1230	190	399.9	9.1	27.29
Zircon-207	462	182.5	0.40	0.0623	0.0036	0.5590	0.0340	0.0652	0.0017	0.0235	0.0015	0.29	407	10	448	22	691	58	407	10	9.15
Zircon-142	148.1	39.6	0.27	0.0530	0.0030	0.4830	0.0250	0.0654	0.0015	0.0207	0.0009	0.14	408.2	9.4	399	17	352	53	408.2	9.4	-2.31
Zircon-208	199	79	0.40	0.0650	0.0034	0.5850	0.0290	0.0658	0.0015	0.0222	0.0010	-0.19	410.7	9	466	19	785	53	410.7	9	11.87
Zircon-147	672	494	0.74	0.0608	0.0020	0.5670	0.0200	0.0669	0.0013	0.0157	0.0011	0.25	417.5	8	456	13	626	41	417.5	8	8.44
Zircon-143	173.5	90.4	0.52	0.0720	0.0190	0.6600	0.2400	0.0672	0.0026	0.0195	0.0037	0.03	419	16	510	100	1000	260	419	16	17.84
Zircon-225	355	6.54	0.02	0.0570	0.0029	0.5260	0.0290	0.0688	0.0022	0.0093	0.0009	0.05	429	13	428	20	479	68	429	13	-0.23
Zircon-200	280	117.5	0.42	0.0657	0.0026	0.6420	0.0290	0.0718	0.0013	0.0515	0.0036	0.36	447.1	7.6	499	17	816	44	447.1	7.6	10.40
Zircon-146	137	80.1	0.58	0.0554	0.0016	0.5540	0.0160	0.0727	0.0011	0.0188	0.0008	0.17	452.5	6.7	447	11	447	32	452.5	6.7	-1.23
Zircon-206	190	185	0.97	0.0575	0.0027	0.5960	0.0290	0.0756	0.0015	0.0210	0.0011	0.03	469.7	9.5	474	18	500	60	469.7	9.5	0.91
Zircon-222	212	5.26	0.02	0.0575	0.0025	0.6040	0.0250	0.0756	0.0015	0.0243	0.0009	0.39	469.9	8.7	482	16	570	55	469.9	8.7	2.51
Zircon-184	121.5	173	1.42	0.0614	0.0050	0.6410	0.0510	0.0757	0.0020	0.0245	0.0015	0.00	470	12	496	30	667	83	470	12	5.24
Zircon-153	220	142.1	0.65	0.0568	0.0040	0.6080	0.0390	0.0760	0.0016	0.0246	0.0012	-0.15	472.1	9.5	484	24	571	68	472.1	9.5	2.46
Zircon-164	61.9	23.3	0.38	0.0576	0.0031	0.6150	0.0300	0.0764	0.0017	0.0234	0.0013	0.03	474.3	9.9	489	20	550	57	474.3	9.9	3.01
Zircon-189	238	176	0.74	0.0581	0.0026	0.6200	0.0270	0.0768	0.0014	0.0137	0.0006	-0.01	476.8	8.3	489	17	565	39	476.8	8.3	2.49
Zircon-223	178	71.5	0.40	0.0560	0.0025	0.5930	0.0260	0.0770	0.0015	0.0240	0.0010	0.06	478.3	8.7	472	17	440	51	478.3	8.7	-1.33
Zircon-179	234	134.3	0.57	0.0622	0.0033	0.6600	0.0340	0.0772	0.0016	0.0254	0.0011	0.03	479.2	9.7	515	21	690	56	479.2	9.7	6.95
Zircon-192	354	26.8	0.08	0.0601	0.0029	0.6510	0.0320	0.0780	0.0016	0.0254	0.0009	0.03	484.1	9.4	508	19	628	52	484.1	9.4	4.70
Zircon-219	276	100.8	0.37	0.0614	0.0036	0.6470	0.0370	0.0782	0.0020	0.0252	0.0014	0.04	485	12	504	23	704	57	485	12	3.77
Zircon-188	78.5	48.5	0.62	0.0597	0.0022	0.6520	0.0270	0.0787	0.0014	0.0266	0.0012	0.30	488.2	8.4	512	17	570	54	488.2	8.4	4.65
Zircon-202	88.9	28	0.31	0.0579	0.0019	0.6330	0.0240	0.0795	0.0013	0.0230	0.0008	0.37	493.1	8	497	16	549	37	493.1	8	0.78
Zircon-195	89.2	44.1	0.49	0.0776	0.0098	0.8500	0.1300	0.0805	0.0020	0.0181	0.0050	0.68	499	12	625	54	1140	160	499	12	20.16
Zircon-165	182.9	74.8	0.41	0.0601	0.0035	0.6810	0.0400	0.0826	0.0016	0.0241	0.0012	0.14	511.4	9.7	523	24	585	71	511.4	9.7	2.22
Zircon-193	572	376	0.66	0.0578	0.0022	0.6680	0.0280	0.0830	0.0025	0.0269	0.0012	0.40	514	15	519	16	524	50	514	15	0.96
Zircon-137	1167	754	0.65	0.0651	0.0029	0.7680	0.0330	0.0841	0.0024	0.0195	0.0013	0.36	520	14	577	20	808	57	520	14	9.88
Zircon-177	173	52.1	0.30	0.0590	0.0027	0.7000	0.0320	0.0850	0.0016	0.0259	0.0012	-0.03	527	9.6	540	19	620	58	527	9.6	2.41
Zircon-213	133	63	0.47	0.0939	0.0039	1.0600	0.0540	0.0857	0.0024	0.0277	0.0022	0.46	530	14	733	25	1461	54	530	14	27.69
Ple	264	34.4	0.13	0.0603	0.0026	0.7090	0.0310	0.0873	0.0020	0.0280	0.0014	0.23	540	12	549	19	585	55	540	12	1.64
Zircon-159	540	606	1.12	0.0597	0.0023	0.7240	0.0300	0.0884	0.0016	0.0272	0.0013	0.54	545.7	9.4	556	17	548	41	545.7	9.4	1.85
Zircon-232	400	172	0.43	0.0585	0.0025	0.7200	0.0320	0.0889	0.0018	0.0276	0.0011	0.08	549	11	549	19	579	50	549	11	0.00
Zircon-228	187	66.8	0.36	0.0638	0.0048	0.7650	0.0580	0.0891	0.0024	0.0292	0.0015	0.16	550	14	578	35	750	87	550	14	4.84
Zircon-139	256	81	0.32	0.0650	0.0110	0.8000	0.1700	0.0898	0.0027	0.0315	0.0041	-0.23	555	15	598	68	750	200	555	15	7.19
Zircon-226	99.3	22.3	0.22	0.0593	0.0022	0.7490	0.0330	0.0913	0.0020	0.0290	0.0017	0.58	563	12	569	19	583	37	563	12	1.05

Tabla II.3 Datos isotópicos de U-Pb de la Formación Cualac, muestra C23.

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS												EDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %
Zircon-175	114.9	146.2	1.27	0.0605	0.0023	0.7970	0.0310	0.0964	0.0018	0.0295	0.0013	0.20	593	11	595	18	653	45	593	11	0.34
Zircon-174	198	34.7	0.18	0.0611	0.0032	0.8230	0.0410	0.0974	0.0019	0.0306	0.0013	-0.01	599	11	611	23	679	57	599	11	1.96
Zircon-160	152	32.7	0.22	0.0633	0.0030	0.8880	0.0400	0.1023	0.0019	0.0331	0.0012	-0.08	628	11	648	21	705	48	628	11	3.09
Zircon-185	176	83	0.47	0.0655	0.0041	0.9300	0.1100	0.1046	0.0051	0.0555	0.0039	0.25	641	29	674	50	792	94	641	29	4.90
Zircon-216	137.1	62.9	0.46	0.0605	0.0022	0.8760	0.0320	0.1047	0.0020	0.0321	0.0011	0.14	642	12	638	18	630	50	642	12	-0.63
Zircon-136	158.6	97.7	0.62	0.0607	0.0025	0.8830	0.0390	0.1050	0.0023	0.0335	0.0012	0.29	643	14	639	21	617	56	643	14	-0.63
Zircon-183	203	14.5	0.07	0.0632	0.0030	0.9350	0.0390	0.1073	0.0024	0.0331	0.0012	-0.06	657	14	671	21	714	55	657	14	2.09
Zircon-214	198	26.5	0.13	0.0631	0.0022	0.9570	0.0390	0.1100	0.0027	0.0342	0.0015	0.82	672	16	682	21	747	47	672	16	1.47
Zircon-198	135.1	56	0.41	0.0618	0.0034	0.9460	0.0510	0.1100	0.0023	0.0336	0.0014	0.07	673	13	676	26	704	65	673	13	0.44
Zircon-224	252	6.81	0.03	0.0699	0.0030	1.1600	0.1000	0.1181	0.0069	0.0577	0.0018	0.15	720	39	778	42	935	55	720	39	7.46
Zircon-162	170.2	52.7	0.31	0.0671	0.0025	1.2610	0.0480	0.1344	0.0025	0.0409	0.0014	0.06	813	14	829	21	873	47	813	14	1.93
Zircon-186	201	148	0.74	0.0690	0.0110	1.3040	0.0820	0.1390	0.0098	0.0381	0.0024	0.52	838	57	851	34	900	210	838	57	1.53
Zircon-167	304	210	0.69	0.0710	0.0018	1.4350	0.0450	0.1467	0.0025	0.0436	0.0023	0.69	882	14	903	18	985	33	882	14	2.33
Zircon-221	91	105	1.15	0.0696	0.0026	1.4090	0.0510	0.1472	0.0024	0.0434	0.0024	0.00	885	14	891	21	925	38	885	14	0.67
Zircon-199	485	58.1	0.12	0.0697	0.0022	1.5370	0.0520	0.1598	0.0029	0.0471	0.0016	0.15	955	16	944	21	936	37	955	16	-1.17
Zircon-212	241	62.3	0.26	0.0726	0.0023	1.5920	0.0620	0.1605	0.0039	0.0498	0.0018	0.68	959	22	969	24	1012	42	959	22	1.03
Zircon-172	208	127	0.61	0.0733	0.0023	1.6240	0.0520	0.1619	0.0026	0.0527	0.0026	-0.22	967	14	978	20	1016	32	967	14	1.12
Zircon-217	22.8	8.1	0.36	0.0716	0.0027	1.6080	0.0590	0.1640	0.0031	0.0512	0.0026	0.25	979	17	970	24	966	45	979	17	-0.93
Zircon-196	242	173	0.71	0.0735	0.0024	1.8180	0.0600	0.1798	0.0030	0.0553	0.0022	0.17	1066	16	1051	21	1010	35	1010	35	-1.43
Zircon-161	168.9	43.1	0.26	0.0714	0.0031	1.6870	0.0780	0.1703	0.0037	0.0515	0.0028	0.26	1014	20	1000	30	957	51	1014	20	-1.40
Zircon-197	324	108	0.33	0.0738	0.0024	1.7530	0.0690	0.1730	0.0042	0.0527	0.0022	0.34	1028	23	1027	25	1033	50	1033	50	-0.10
Zircon-154	375	289	0.77	0.0740	0.0021	1.6610	0.0520	0.1629	0.0027	0.0507	0.0015	-0.03	973	15	992	20	1038	30	1038	30	1.92
Zircon-231	181	79.5	0.44	0.0739	0.0033	1.8020	0.0760	0.1747	0.0037	0.0540	0.0034	-0.18	1038	20	1043	27	1041	65	1041	65	0.48
Zircon-157	90.7	49.4	0.54	0.0738	0.0021	1.7590	0.0610	0.1737	0.0033	0.0504	0.0017	0.50	1033	18	1029	23	1045	37	1045	37	-0.39
Zircon-171	190	61.9	0.33	0.0740	0.0025	1.6710	0.0620	0.1632	0.0032	0.0466	0.0018	0.39	974	18	1001	23	1050	35	1050	35	2.70
Zircon-158	521	256	0.49	0.0747	0.0021	1.7540	0.0500	0.1708	0.0027	0.0527	0.0018	0.11	1017	15	1028	19	1053	31	1053	31	1.07
Zircon-229	495	140	0.28	0.0738	0.0024	1.8910	0.0630	0.1837	0.0031	0.0554	0.0019	0.17	1087	17	1077	22	1054	37	1054	37	-0.93
Zircon-180	249	97.8	0.39	0.0757	0.0028	1.9110	0.0750	0.1839	0.0038	0.0532	0.0018	0.49	1091	20	1082	26	1075	32	1075	32	-0.83
Zircon-170	108.7	67.6	0.62	0.0750	0.0026	1.8370	0.0640	0.1793	0.0029	0.0547	0.0023	0.13	1063	16	1060	24	1075	32	1075	32	-0.28
Zircon-176	172	79	0.46	0.0755	0.0023	1.9260	0.0660	0.1853	0.0034	0.0558	0.0020	0.36	1096	18	1094	23	1075	34	1075	34	-0.18
Zircon-138	55.8	37.8	0.68	0.0754	0.0018	1.9340	0.0530	0.1855	0.0028	0.0550	0.0018	0.25	1097	15	1093	18	1080	34	1080	34	-0.37
Zircon-156	2550	792	0.31	0.0759	0.0019	1.8660	0.0480	0.1792	0.0028	0.0514	0.0016	0.13	1063	15	1069	16	1092	26	1092	26	0.56
Zircon-178	97.6	71.3	0.73	0.0763	0.0018	1.9820	0.0530	0.1887	0.0029	0.0545	0.0020	0.70	1114	16	1111	18	1099	23	1099	23	-0.27
Zircon-155	235	124.9	0.53	0.0767	0.0037	1.6280	0.0740	0.1570	0.0039	0.0348	0.0026	0.44	940	22	978	28	1106	64	1106	64	3.89
Zircon-205	122.9	36.6	0.30	0.0790	0.0041	1.8710	0.0860	0.1754	0.0036	0.0566	0.0029	0.05	1042	20	1072	31	1123	82	1123	82	2.80
Zircon-209	291	237	0.81	0.0762	0.0021	1.9380	0.0590	0.1832	0.0033	0.0598	0.0023	0.16	1085	18	1093	21	1132	32	1132	32	0.73
Zircon-218	185	119	0.64	0.0774	0.0026	2.6260	0.0970	0.2428	0.0059	0.0612	0.0025	0.18	1401	31	1305	30	1136	40	1136	40	-7.36
Zircon-163	230	40	0.17	0.0796	0.0024	2.2820	0.0700	0.2067	0.0035	0.0607	0.0021	0.05	1211	19	1205	22	1185	37	1185	37	-0.50
Zircon-169	172	134	0.78	0.0795	0.0024	2.1170	0.0700	0.1936	0.0032	0.0606	0.0022	0.51	1141	17	1157	23	1190	42	1190	42	1.38
Zircon-220	309	188	0.61	0.0795	0.0024	2.2310	0.0770	0.2032	0.0035	0.0597	0.0022	0.43	1192	19	1189	24	1195	34	1195	34	-0.25

Continuación Tabla II.3

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS												EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2S abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2S abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2S abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2S abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2S	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2S	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2S	Mejor edad		
																			(Ma)	±2S	Disc %
Zircon-204	133.4	123.8	0.93	0.0800	0.0025	2.4130	0.0790	0.2149	0.0040	0.0660	0.0023	-0.07	1255	21	1246	22	1204	40	1204	40	-0.72
Zircon-168	747	524	0.70	0.0806	0.0023	2.3630	0.0710	0.2114	0.0034	0.0622	0.0020	0.18	1236	18	1230	21	1207	29	1207	29	-0.49
Zircon-211	115.9	39.6	0.34	0.0813	0.0022	2.3950	0.0960	0.2114	0.0051	0.0638	0.0021	0.40	1236	27	1241	26	1211	41	1211	41	0.40
Zircon-140	195	6.21	0.03	0.0808	0.0022	2.3980	0.0710	0.2139	0.0036	0.0638	0.0021	0.28	1249	19	1243	22	1216	33	1216	33	-0.48
Zircon-166	108.9	41.9	0.38	0.0814	0.0028	2.3700	0.1200	0.2117	0.0050	0.0156	0.0056	0.56	1238	26	1231	34	1226	51	1226	51	-0.57
Zircon-187	95.1	45.6	0.48	0.0824	0.0025	2.4630	0.0800	0.2151	0.0036	0.0642	0.0024	0.37	1256	19	1260	23	1256	35	1256	35	0.32
Zircon-191	25.2	17.4	0.69	0.0830	0.0025	2.5160	0.0710	0.2176	0.0036	0.0655	0.0027	0.05	1269	19	1275	20	1275	32	1275	32	0.47
Zircon-210	114.1	74.7	0.65	0.0837	0.0023	2.4120	0.0730	0.2116	0.0037	0.0561	0.0020	0.36	1237	20	1250	22	1281	33	1281	33	1.04
Zircon-148	602	2440	4.05	0.0825	0.0053	2.2200	0.1400	0.1949	0.0057	0.0575	0.0032	0.23	1153	31	1185	43	1290	83	1290	83	2.70
Zircon-190	123.8	51.1	0.41	0.0842	0.0021	2.3020	0.0650	0.1999	0.0033	0.0558	0.0018	0.23	1174	18	1212	19	1307	32	1307	32	3.14
Zircon-201	130.1	57.1	0.44	0.0885	0.0028	3.0110	0.0910	0.2465	0.0040	0.0738	0.0028	-0.13	1422	22	1409	23	1414	36	1414	36	-0.92
Zircon-182	226	223	0.99	0.0903	0.0032	2.9500	0.1200	0.2390	0.0050	0.0728	0.0024	0.49	1381	26	1391	31	1456	30	1456	30	0.72
Zircon-181	252	102.8	0.41	0.0930	0.0110	0.9900	0.1200	0.0751	0.0018	0.0311	0.0021	0.47	467	11	690	57	1540	150	1540	150	32.32
Zircon-233	105	77.8	0.74	0.0962	0.0026	3.7200	0.1100	0.2778	0.0048	0.0822	0.0026	0.47	1580	24	1574	24	1551	28	1551	28	-0.38
Zircon-149	523	228	0.44	0.1006	0.0079	1.0600	0.0790	0.0755	0.0025	0.0222	0.0016	0.17	469	15	731	39	1606	88	1606	88	35.84
Zircon-215	131	57	0.44	0.1216	0.0033	5.9300	0.1700	0.3540	0.0057	0.0995	0.0030	0.15	1956	27	1964	25	1969	29	1969	29	0.41
Zircon-152	9.72	2.18	0.22	0.1340	0.0270	0.6100	0.2400	0.0336	0.0028	0.0140	0.0042	0.08	213	17	491	81	2170	150	2170	150	56.62
Zircon-150	757	1058	1.40	0.1349	0.0066	0.9400	0.1000	0.0513	0.0029	0.0235	0.0017	0.10	323	18	673	45	2172	67	2172	67	52.01

Continuación Tabla II.3

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS											EIDADES CORREGIDAS (Ma)									
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor edad		
																		(Ma)	±2s	Disc %	
Zircon-017	893	694	0.78	0.0505	0.0032	0.1576	0.0081	0.0227	0.0004	0.0083	0.0003	0.55	144.8	2.4	148.4	7.1	200	120	144.8	2.4	2.43
Zircon-024	175.5	182.3	1.04	0.0503	0.0023	0.2690	0.0140	0.0374	0.0007	0.0117	0.0004	0.11	236.6	4.0	241.0	11.0	341.0	50.0	236.6	4.0	1.83
Zircon-002	203	107.8	0.53	0.0516	0.0023	0.2710	0.0120	0.0384	0.0007	0.0126	0.0005	0.11	242.6	4.2	242.6	9.6	388.0	63.0	242.6	4.2	0.00
Zircon-027	125.1	89.7	0.72	0.0512	0.0031	0.2840	0.0170	0.0391	0.0008	0.0116	0.0005	-0.09	247.0	5.2	253.0	13.0	330.0	63.0	247.0	5.2	2.37
Zircon-018	509	109.9	0.22	0.0532	0.0018	0.3020	0.0120	0.0418	0.0007	0.0135	0.0006	0.70	264.0	4.6	267.9	9.4	356.0	39.0	264.0	4.6	1.46
Zircon-013	135.6	48.1	0.35	0.0549	0.0032	0.3460	0.0200	0.0465	0.0008	0.0152	0.0008	0.22	292.8	4.7	305.0	16.0	401.0	64.0	292.8	4.7	4.00
Zircon-007	94.6	46.6	0.49	0.0536	0.0030	0.3450	0.0200	0.0475	0.0010	0.0149	0.0007	0.50	299.0	6.0	299.0	16.0	466.0	87.0	299.0	6.0	0.00
Zircon-033	347.4	187.3	0.54	0.0595	0.0021	0.7260	0.0310	0.0894	0.0015	0.0287	0.0012	0.54	551.8	8.8	553.0	18.0	575.0	61.0	551.8	8.8	0.22
Zircon-001	138	336	2.43	0.0612	0.0021	0.9660	0.0370	0.1140	0.0017	0.0362	0.0011	0.21	696.0	10.0	685.0	19.0	631.0	45.0	696.0	10.0	-1.61
Zircon-032	54.73	30.13	0.55	0.0718	0.0026	1.7340	0.0660	0.1742	0.0033	0.0521	0.0021	0.04	1035.0	18.0	1019.0	25.0	968.0	46.0	968.0	46.0	-1.57
Zircon-004	102	28.84	0.28	0.0719	0.0025	1.6150	0.0600	0.1635	0.0026	0.0480	0.0019	0.10	976.0	15.0	974.0	23.0	1019.0	32.0	976.0	15.0	-0.21
Zircon-003	102.3	77.6	0.76	0.0725	0.0025	1.6210	0.0570	0.1632	0.0025	0.0472	0.0015	0.18	977.0	14.0	976.0	22.0	985.0	36.0	977.0	14.0	-0.10
Zircon-029	363.5	109.6	0.30	0.0725	0.0018	1.6580	0.0470	0.1648	0.0021	0.0495	0.0015	0.19	983.0	12.0	992.0	17.0	992.0	25.0	983.0	12.0	0.91
Zircon-026	51.8	40.62	0.78	0.0706	0.0028	1.7240	0.0730	0.1710	0.0036	0.0507	0.0017	0.26	1017.0	20.0	1015.0	26.0	995.0	40.0	995.0	40.0	-0.20
Zircon-035	75.7	12.51	0.17	0.0728	0.0025	1.6720	0.0580	0.1682	0.0027	0.0519	0.0027	0.02	1002.0	15.0	997.0	22.0	996.0	39.0	1002.0	15.0	-0.50
Zircon-005	67.22	32.44	0.48	0.0730	0.0028	1.6980	0.0700	0.1692	0.0028	0.0500	0.0021	0.15	1007.0	15.0	1008.0	25.0	1012.0	42.0	1012.0	42.0	0.10
Zircon-025	127.7	61.3	0.48	0.0722	0.0022	1.6890	0.0610	0.1667	0.0032	0.0517	0.0018	0.16	994.0	18.0	1003.0	22.0	1013.0	34.0	1013.0	34.0	0.90
Zircon-008	311.7	73.9	0.24	0.0745	0.0017	1.7340	0.0470	0.1719	0.0024	0.0522	0.0018	0.47	1023.0	13.0	1021.0	17.0	1049.0	25.0	1049.0	25.0	-0.20
Zircon-023	282	153.7	0.55	0.0754	0.0019	1.8820	0.0580	0.1797	0.0028	0.0529	0.0016	-0.01	1065.0	15.0	1074.0	19.0	1061.0	31.0	1061.0	31.0	0.84
Zircon-019	216.2	33.3	0.15	0.0752	0.0023	1.7690	0.0630	0.1734	0.0029	0.0527	0.0028	0.12	1030.0	16.0	1033.0	23.0	1069.0	41.0	1069.0	41.0	0.29
Zircon-021	76.7	39.96	0.52	0.0754	0.0033	1.8830	0.0830	0.1806	0.0032	0.0547	0.0025	0.23	1070.0	18.0	1072.0	28.0	1081.0	59.0	1081.0	59.0	0.19
Zircon-016	116.6	69.1	0.59	0.0759	0.0022	1.8400	0.0580	0.1789	0.0027	0.0532	0.0019	0.24	1061.0	15.0	1059.0	21.0	1083.0	32.0	1083.0	32.0	-0.19
Zircon-009	530	100.3	0.19	0.0763	0.0018	1.9660	0.0700	0.1880	0.0040	0.0601	0.0019	0.04	1110.0	22.0	1104.0	23.0	1109.0	26.0	1109.0	26.0	-0.54
Zircon-037	239.1	63.8	0.27	0.0772	0.0019	2.0890	0.0620	0.1949	0.0030	0.0608	0.0025	0.38	1148.0	16.0	1144.0	20.0	1137.0	28.0	1137.0	28.0	-0.35
Zircon-011	188.5	52.59	0.28	0.0773	0.0019	2.0790	0.0610	0.1956	0.0027	0.0553	0.0020	0.31	1151.0	14.0	1141.0	20.0	1139.0	34.0	1139.0	34.0	-0.88
Zircon-028	187.7	68.7	0.37	0.0774	0.0020	2.1280	0.0640	0.1960	0.0035	0.0577	0.0019	0.37	1154.0	19.0	1157.0	21.0	1139.0	30.0	1139.0	30.0	0.26
Zircon-030	451.4	204.6	0.45	0.0777	0.0018	2.0940	0.0560	0.1951	0.0025	0.0570	0.0018	0.29	1149.0	13.0	1146.0	18.0	1140.0	21.0	1140.0	21.0	-0.26
Zircon-031	141.2	86.7	0.61	0.0789	0.0022	1.9560	0.0650	0.1828	0.0033	0.0495	0.0021	0.24	1082.0	18.0	1100.0	22.0	1174.0	31.0	1174.0	31.0	1.64
Zircon-010	78.8	40.9	0.52	0.0787	0.0027	2.1400	0.0730	0.2007	0.0034	0.0616	0.0023	0.11	1179.0	18.0	1160.0	24.0	1177.0	33.0	1177.0	33.0	-1.64
Zircon-015	94.6	43.66	0.46	0.0786	0.0027	1.9630	0.0680	0.1845	0.0027	0.0515	0.0020	-0.17	1091.0	15.0	1104.0	23.0	1178.0	46.0	1178.0	46.0	1.18
Zircon-006	99.7	18.79	0.19	0.0797	0.0023	2.2240	0.0700	0.2053	0.0030	0.0601	0.0025	0.12	1204.0	16.0	1187.0	22.0	1191.0	30.0	1191.0	30.0	-1.43
Zircon-020	316.7	104	0.33	0.0799	0.0019	2.2430	0.0620	0.2063	0.0028	0.0599	0.0019	0.31	1209.0	15.0	1194.0	19.0	1195.0	25.0	1195.0	25.0	-1.26
Zircon-012	286.6	58.66	0.20	0.0805	0.0020	2.1810	0.0640	0.1983	0.0027	0.0571	0.0023	0.22	1166.0	15.0	1176.0	21.0	1202.0	30.0	1202.0	30.0	0.85
Zircon-022	84.1	57.4	0.68	0.0820	0.0028	2.2690	0.0890	0.2005	0.0032	0.0609	0.0024	0.33	1178.0	17.0	1210.0	27.0	1218.0	54.0	1218.0	54.0	2.64
Zircon-036	203.1	76.6	0.38	0.0829	0.0021	2.4320	0.0680	0.2135	0.0030	0.0644	0.0021	0.11	1247.0	16.0	1252.0	20.0	1281.0	22.0	1281.0	22.0	0.40
Zircon-034	175	52.9	0.30	0.0864	0.0022	2.7060	0.0930	0.2309	0.0041	0.0679	0.0028	0.41	1339.0	22.0	1329.0	25.0	1326.0	29.0	1326.0	29.0	-0.75

Tabla II.4 Datos isotópicos de U-Pb de la Unidad Diquiyú, muestra RN1.

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS											EIDADES CORREGIDAS (Ma)									
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Mejor edad		
																			(Ma)	±2s	Disc %
Zircon_55	216	80.6	0.37	0.0552	0.0072	0.4640	0.0670	0.0607	0.0020	0.0198	0.0036	0.12	380	12	385	45	400	290	380.0	12.0	1.30
Zircon_59	877	336	0.38	0.0559	0.0067	0.5770	0.0760	0.0740	0.0020	0.0226	0.0040	0.31	460	12	462	49	450	280	460.0	12.0	0.43
Zircon_31	86.8	112.8	1.30	0.0548	0.0074	0.6330	0.0900	0.0815	0.0029	0.0237	0.0042	0.16	505	18	494	55	370	270	505.0	18.0	-2.23
Zircon_53	210	74.9	0.36	0.0560	0.0072	0.6440	0.0880	0.0828	0.0026	0.0251	0.0044	0.28	513	15	507	55	430	280	513.0	15.0	-1.18
Zircon_43	338	30.3	0.09	0.0589	0.0072	0.6700	0.0900	0.0831	0.0024	0.0256	0.0048	0.01	515	14	520	56	560	270	515.0	14.0	0.96
Zircon_71	299	105.8	0.35	0.0589	0.0076	0.6850	0.0980	0.0836	0.0025	0.0272	0.0048	0.30	518	15	534	54	560	250	518.0	15.0	3.00
Zircon_51	351	383	1.09	0.0576	0.0070	0.6770	0.0900	0.0845	0.0024	0.0260	0.0046	0.13	523	14	524	55	510	260	523.0	14.0	0.19
Zircon_91	52.4	28.3	0.54	0.0621	0.0093	0.7100	0.1100	0.0846	0.0036	0.0277	0.0057	0.17	523	22	551	68	690	310	523.0	22.0	5.08
Zircon_41	129.6	54.9	0.42	0.0625	0.0082	0.7200	0.1000	0.0847	0.0025	0.0269	0.0048	0.11	524	15	547	59	650	270	524.0	15.0	4.20
Zircon_89	102.3	90.7	0.89	0.0551	0.0072	0.6650	0.0930	0.0852	0.0029	0.0269	0.0048	0.07	527	17	514	57	410	280	527.0	17.0	-2.53
Zircon_98	313	125.1	0.40	0.0595	0.0074	0.6920	0.0930	0.0855	0.0024	0.0271	0.0048	0.33	529	15	533	56	580	280	529.0	15.0	0.75
Zircon_95	122.3	89.6	0.73	0.0593	0.0079	0.6960	0.0990	0.0856	0.0026	0.0264	0.0048	0.08	529	16	537	59	600	270	529.0	16.0	1.49
Zircon_39	276	88.3	0.32	0.0605	0.0073	0.7240	0.0960	0.0872	0.0025	0.0289	0.0051	0.08	539	15	552	59	620	260	539.0	15.0	2.36
Zircon_68	300	18.3	0.06	0.0583	0.0073	0.7080	0.0970	0.0881	0.0025	0.0261	0.0051	0.09	544	15	541	59	540	270	544.0	15.0	-0.55
Zircon_99	386	165.8	0.43	0.0585	0.0069	0.7080	0.0910	0.0881	0.0025	0.0279	0.0049	0.12	544	15	543	55	550	270	544.0	15.0	-0.18
Zircon_100	91.1	25.7	0.28	0.0592	0.0075	0.7030	0.0990	0.0882	0.0029	0.0276	0.0051	0.07	545	17	541	61	540	280	545.0	17.0	-0.74
Zircon_30	237	187	0.79	0.0586	0.0073	0.7300	0.1000	0.0889	0.0026	0.0276	0.0048	0.05	549	16	555	59	540	280	549.0	16.0	1.08
Zircon_64	283	125.4	0.44	0.0596	0.0073	0.7310	0.0980	0.0888	0.0025	0.0289	0.0050	0.12	549	15	556	57	580	280	549.0	15.0	1.26
Zircon_25	55.4	45.5	0.82	0.0587	0.0087	0.7300	0.1100	0.0891	0.0032	0.0289	0.0052	0.33	550	19	549	65	520	310	550.0	19.0	-0.18
Zircon_86	220	136.7	0.62	0.0577	0.0071	0.7210	0.0960	0.0890	0.0027	0.0278	0.0049	0.07	550	16	550	56	560	240	550.0	16.0	0.00
Zircon_97	244	59.1	0.24	0.0592	0.0073	0.7280	0.0980	0.0894	0.0027	0.0283	0.0051	0.29	552	16	554	57	560	280	552.0	16.0	0.36
Zircon_46	288	46.4	0.16	0.0580	0.0072	0.7270	0.0990	0.0907	0.0027	0.0267	0.0049	0.04	559	16	553	58	520	280	559.0	16.0	-1.08
Zircon_74	141.8	40.4	0.28	0.0591	0.0075	0.7400	0.1000	0.0905	0.0029	0.0276	0.0050	0.17	559	17	561	60	560	290	559.0	17.0	0.36
Zircon_69	694	293	0.42	0.0594	0.0071	0.7400	0.0970	0.0910	0.0025	0.0284	0.0050	0.00	561	15	563	61	580	240	561.0	15.0	0.36
Zircon_96	103.7	48.3	0.47	0.0600	0.0080	0.7500	0.1000	0.0913	0.0030	0.0278	0.0050	0.19	563	18	569	57	630	270	563.0	18.0	1.05
Zircon_82	213	114	0.54	0.0591	0.0072	0.7400	0.0980	0.0921	0.0028	0.0277	0.0050	0.06	568	16	564	62	550	260	568.0	16.0	-0.71
Zircon_35	228	0.971	0.00	0.0590	0.0072	0.7500	0.1000	0.0921	0.0027	0.0380	0.0200	0.16	568	16	569	60	570	270	568.0	16.0	0.18
Zircon_57	214	52.5	0.25	0.0584	0.0071	0.7600	0.1000	0.0922	0.0028	0.0299	0.0054	0.11	568	17	573	59	540	280	568.0	17.0	0.87
Zircon_34	43.6	0.467	0.01	0.0599	0.0092	0.7800	0.1300	0.0928	0.0045	0.0520	0.0380	0.02	572	26	583	71	530	310	572.0	26.0	1.89
Zircon_83	63.9	262	4.10	0.0550	0.0078	0.7200	0.1100	0.0932	0.0034	0.0264	0.0046	0.09	574	20	550	61	350	280	574.0	20.0	-4.36
Zircon_01	99.4	63.8	0.64	0.0599	0.0080	0.7700	0.1100	0.0938	0.0030	0.0283	0.0051	0.21	578	18	577	63	580	300	578.0	18.0	-0.17
Zircon_28	233	93	0.40	0.0611	0.0076	0.7900	0.1100	0.0940	0.0032	0.0352	0.0064	0.35	579	19	588	61	620	270	579.0	19.0	1.53
Zircon_05	226	327	1.45	0.0605	0.0075	0.7800	0.1100	0.0947	0.0028	0.0275	0.0048	0.15	583	16	586	60	630	260	583.0	16.0	0.51
Zircon_33	63.5	228	3.59	0.0567	0.0077	0.7500	0.1100	0.0949	0.0035	0.0286	0.0050	0.07	584	21	566	63	440	300	584.0	21.0	-3.18
Zircon_23	57.3	41.6	0.73	0.0566	0.0084	0.7800	0.1100	0.0952	0.0035	0.0308	0.0056	0.11	586	22	583	69	520	300	586.0	22.0	-0.51
Zircon_81	172	56	0.33	0.0609	0.0075	0.8000	0.1100	0.0955	0.0029	0.0290	0.0052	0.28	588	17	596	61	610	270	588.0	17.0	1.34
Zircon_21	147	87.7	0.60	0.0575	0.0073	0.7800	0.1000	0.0972	0.0030	0.0284	0.0050	0.40	598	17	584	55	470	260	598.0	17.0	-2.40
Zircon_66	233	232	1.00	0.0592	0.0081	0.8100	0.1600	0.0980	0.0066	0.0306	0.0069	0.45	602	38	604	81	590	280	602.0	38.0	0.33
Zircon_37	377	410	1.09	0.0583	0.0069	0.7900	0.1000	0.0981	0.0027	0.0294	0.0052	0.18	604	16	589	57	530	260	604.0	16.0	-2.55
Zircon_56	549	414	0.75	0.0607	0.0074	0.8200	0.1100	0.0987	0.0037	0.0300	0.0053	0.53	606	21	610	60	620	260	606.0	21.0	0.66

Tabla II.5 Datos isotópicos de U-Pb del Complejo Acatlán (Litodema Cosoltepec), muestra Coso1.

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS											EDADES CORREGIDAS (Ma)									
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2S abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±2S abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±2S abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±2S abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±2S	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±2S	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2S	Mejor edad (Ma)			±2S	Disc %					
Zircon_06	455	111	0.24	0.0644	0.0076	0.8500	0.1100	0.0986	0.0029	0.0461	0.0083	0.19	606	17	626	63	750	250	606.0	17.0	3.19
Zircon_36	126	1.1	0.01	0.0596	0.0076	0.8000	0.1100	0.0993	0.0034	0.0300	0.0220	0.26	610	20	609	68	590	280	610.0	20.0	-0.16
Zircon_19	88.6	36.3	0.41	0.0598	0.0080	0.8200	0.1200	0.0995	0.0034	0.0312	0.0056	0.03	611	20	616	68	620	290	611.0	20.0	0.81
Zircon_76	639	55.5	0.09	0.0657	0.0077	0.9300	0.1200	0.1029	0.0030	0.0328	0.0058	0.24	631	17	669	65	790	240	631.0	17.0	5.68
Zircon_70	828	2.52	0.00	0.0610	0.0083	0.8700	0.1900	0.1040	0.0076	0.0500	0.0130	0.18	638	43	636	86	630	260	638.0	43.0	-0.31
Zircon_29	316	136.4	0.43	0.0616	0.0076	0.8900	0.1200	0.1043	0.0031	0.0326	0.0058	0.20	639	18	647	64	650	260	639.0	18.0	1.24
Zircon_42	203	161	0.79	0.0619	0.0078	0.9000	0.1200	0.1043	0.0031	0.0307	0.0055	0.06	640	18	652	68	670	270	640.0	18.0	1.84
Zircon_26	213	159	0.75	0.0574	0.0070	0.8500	0.1100	0.1046	0.0031	0.0316	0.0055	0.22	642	18	621	63	520	280	642.0	18.0	-3.38
Zircon_50	205	220	1.07	0.0609	0.0073	0.8800	0.1200	0.1058	0.0035	0.0310	0.0054	0.62	648	20	641	65	620	260	648.0	20.0	-1.09
Zircon_65	982	70	0.07	0.0616	0.0073	0.9000	0.1200	0.1067	0.0030	0.0335	0.0059	0.51	654	17	652	63	660	250	654.0	17.0	-0.31
Zircon_38	225	24.5	0.11	0.0632	0.0078	0.9100	0.1500	0.1078	0.0055	0.0553	0.0090	0.37	660	31	668	73	700	250	660.0	31.0	1.20
Zircon_13	219	39	0.18	0.0607	0.0073	0.9200	0.1100	0.1094	0.0039	0.0337	0.0061	0.03	669	23	660	64	670	270	669.0	23.0	-1.36
Zircon_54	294	42.1	0.14	0.0605	0.0074	0.9300	0.1200	0.1095	0.0031	0.0330	0.0059	0.17	670	18	664	65	610	260	670.0	18.0	-0.90
Zircon_10	165	69.3	0.42	0.0633	0.0079	0.9800	0.1300	0.1119	0.0033	0.0353	0.0063	0.15	684	19	690	69	720	250	684.0	19.0	0.87
Zircon_07	272	104.2	0.38	0.0625	0.0075	0.9700	0.1300	0.1139	0.0032	0.0349	0.0061	0.13	695	19	690	66	700	250	695.0	19.0	-0.72
Zircon_52	105	94.4	0.90	0.0730	0.0150	1.1900	0.2900	0.1162	0.0043	0.0405	0.0084	0.30	708	24	800	110	1040	320	708.0	24.0	11.50
Zircon_80	185	105.5	0.57	0.0724	0.0090	1.2500	0.1700	0.1248	0.0036	0.0408	0.0073	0.37	758	21	822	77	1000	250	758.0	21.0	7.79
Zircon_79	811	444	0.55	0.0662	0.0078	1.1300	0.1500	0.1249	0.0034	0.0373	0.0065	0.18	759	20	768	70	810	250	759.0	20.0	1.17
Zircon_32	178	70.7	0.40	0.0682	0.0087	1.2100	0.1900	0.1274	0.0055	0.0386	0.0073	0.34	773	31	801	81	850	250	773.0	31.0	3.50
Zircon_77	695	327	0.47	0.0664	0.0080	1.1600	0.1500	0.1283	0.0035	0.0399	0.0067	0.33	778	20	784	72	810	250	778.0	20.0	0.77
Zircon_02	315	119	0.38	0.0651	0.0077	1.1600	0.1500	0.1295	0.0039	0.0387	0.0069	0.53	785	22	780	69	770	250	785.0	22.0	-0.64
Zircon_92	446	76.3	0.17	0.0719	0.0086	1.3400	0.1800	0.1349	0.0039	0.0398	0.0071	0.34	816	22	861	78	980	260	816.0	22.0	5.23
Zircon_72	412	135	0.33	0.0709	0.0086	1.3600	0.1800	0.1383	0.0043	0.0442	0.0074	0.01	835	24	870	79	950	250	835.0	24.0	4.02
Zircon_58	467	78.7	0.17	0.0682	0.0082	1.3600	0.1800	0.1439	0.0041	0.0403	0.0072	0.08	867	23	871	78	870	250	867.0	23.0	0.46
Zircon_78	713	218	0.31	0.0712	0.0083	1.4700	0.1900	0.1505	0.0045	0.0438	0.0075	0.17	904	26	925	79	960	250	904.0	26.0	2.27
Zircon_85	162	86.6	0.53	0.0665	0.0083	1.4300	0.1900	0.1527	0.0043	0.0455	0.0079	0.15	916	24	901	82	830	260	916.0	24.0	-1.66
Zircon_63	119.4	40.4	0.34	0.0704	0.0086	1.4900	0.2000	0.1532	0.0047	0.0500	0.0091	0.28	919	26	922	82	930	250	919.0	26.0	0.33
Zircon_17	211	49.3	0.23	0.0737	0.0089	1.6400	0.2200	0.1614	0.0046	0.0509	0.0090	0.03	964	26	989	79	1020	250	964.0	26.0	2.53
Zircon_27	477	260	0.55	0.0708	0.0085	1.6100	0.2100	0.1624	0.0045	0.0506	0.0089	0.01	972	24	973	82	940	250	972.0	24.0	0.10
Zircon_47	232	68.1	0.29	0.0770	0.0092	1.7300	0.2300	0.1670	0.0047	0.0484	0.0086	0.16	995	26	1019	88	1110	250	995.0	26.0	2.36
Zircon_60	101.7	37.7	0.37	0.0726	0.0087	1.7000	0.2300	0.1672	0.0052	0.0514	0.0091	0.11	996	29	1006	85	1010	250	996.0	29.0	0.99
Zircon_09	161	68.3	0.42	0.0733	0.0089	1.6600	0.2200	0.1685	0.0054	0.0544	0.0096	0.19	1004	30	992	85	1020	250	1004.0	30.0	-1.21
Zircon_94	336	108.3	0.32	0.0727	0.0086	1.7000	0.2200	0.1694	0.0050	0.0513	0.0090	0.31	1009	28	1008	84	1000	240	1009.0	28.0	-0.10
Zircon_22	166	90	0.54	0.0716	0.0085	1.6900	0.2300	0.1727	0.0053	0.0504	0.0094	0.38	1027	29	1007	85	970	240	1027.0	29.0	-1.99
Zircon_40	459	376	0.82	0.0768	0.0092	1.8400	0.2500	0.1755	0.0050	0.0508	0.0089	0.17	1042	27	1059	87	1110	230	1042.0	27.0	1.61
Zircon_11	113.2	52.7	0.47	0.0730	0.0089	1.7600	0.2400	0.1757	0.0053	0.0532	0.0095	0.11	1043	29	1033	90	1010	240	1043.0	29.0	-0.97
Zircon_18	389	153	0.39	0.0746	0.0088	1.8200	0.2400	0.1768	0.0049	0.0517	0.0091	0.06	1050	27	1052	86	1060	240	1050.0	27.0	0.19
Zircon_20	15.9	8.44	0.53	0.0770	0.0110	1.8800	0.2800	0.1777	0.0084	0.0510	0.0100	0.18	1059	46	1060	100	1040	290	1059.0	46.0	0.09
Zircon_44	46.4	22.5	0.48	0.0780	0.0100	1.8900	0.2700	0.1792	0.0065	0.0530	0.0095	0.23	1062	36	1078	93	1120	270	1062.0	36.0	1.48
Zircon_90	176	56.8	0.32	0.0763	0.0092	1.8900	0.2600	0.1801	0.0054	0.0580	0.0100	0.64	1067	29	1079	88	1100	240	1067.0	29.0	1.11

Continuación Tabla II.5

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS											EIDADES CORREGIDAS (Ma)									
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2s	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %							
Zircon_15	475	169	0.36	0.0751	0.0089	1.8600	0.2400	0.1803	0.0052	0.0570	0.0100	0.32	1069	28	1068	89	1070	240	1069.0	28.0	-0.09
Zircon_12	94	57	0.61	0.0751	0.0091	1.8600	0.2500	0.1825	0.0056	0.0542	0.0096	0.27	1081	30	1072	89	1050	250	1081.0	30.0	-0.84
Zircon_48	174	52.2	0.30	0.0754	0.0091	1.9500	0.2600	0.1873	0.0053	0.0521	0.0092	0.00	1107	29	1096	89	1080	240	1107.0	29.0	-1.00
Zircon_04	195	16.1	0.08	0.0757	0.0090	1.9500	0.2600	0.1882	0.0053	0.0560	0.0100	0.16	1113	30	1104	89	1080	240	1113.0	30.0	-0.82
Zircon_84	223	41.5	0.19	0.0752	0.0094	2.0400	0.2700	0.1968	0.0056	0.0620	0.0110	0.46	1158	30	1132	90	1090	250	1158.0	30.0	-2.30
Zircon_08	402	89.1	0.22	0.0789	0.0092	2.1700	0.2800	0.2002	0.0055	0.0600	0.0100	0.08	1176	29	1170	93	1170	230	1176.0	29.0	-0.51
Zircon_14	384	195	0.51	0.0788	0.0093	2.2100	0.2900	0.2011	0.0056	0.0600	0.0100	0.26	1183	31	1182	92	1160	230	1183.0	31.0	-0.08
Zircon_73	194.2	136	0.70	0.0860	0.0100	2.4500	0.3200	0.2052	0.0059	0.0640	0.0110	0.24	1203	32	1254	95	1320	240	1203.0	32.0	4.07
Zircon_45	60.9	233	3.83	0.0870	0.0110	2.7900	0.4000	0.2307	0.0073	0.0660	0.0120	0.28	1338	38	1360	100	1380	240	1338.0	38.0	1.62
Zircon_87	171	91.9	0.54	0.0890	0.0110	3.1200	0.4000	0.2534	0.0071	0.0740	0.0130	0.20	1456	37	1440	110	1410	230	1410.0	37.0	-1.11
Zircon_61	263	184	0.70	0.1010	0.0120	4.2000	0.5500	0.2964	0.0083	0.0840	0.0150	0.17	1673	41	1670	100	1650	210	1650.0	41.0	-0.18
Zircon_62	83.2	215	2.58	0.1150	0.0140	3.0000	0.4200	0.1873	0.0065	0.0385	0.0068	0.60	1106	35	1410	100	1900	220	1900.0	35.0	21.56
Zircon_49	233	87.4	0.38	0.1200	0.0140	5.8600	0.7700	0.3537	0.0098	0.0960	0.0170	0.13	1952	47	1950	110	1960	210	1960.0	47.0	-0.10
Zircon_24	15.9	8.27	0.52	0.1510	0.0190	9.5000	1.3000	0.4460	0.0170	0.1240	0.0230	0.39	2384	76	2380	130	2350	210	2350.0	76.0	-0.17
Zircon_88	492	22.3	0.05	0.1590	0.0190	10.2000	1.4000	0.4640	0.0140	0.1570	0.0280	0.73	2458	61	2450	120	2440	200	2440.0	61.0	-0.33
Zircon_16	304	148	0.49	0.1610	0.0190	10.5000	1.4000	0.4710	0.0130	0.1270	0.0220	0.76	2488	57	2480	120	2470	200	2470.0	57.0	-0.32
Zircon_67	507	464	0.92	0.1860	0.0220	13.3000	1.8000	0.5180	0.0140	0.1420	0.0250	0.40	2691	59	2700	120	2710	190	2710.0	59.0	0.33
Zircon_93	430	101.6	0.24	0.1890	0.0220	13.7000	1.8000	0.5280	0.0140	0.1440	0.0250	0.16	2732	60	2730	120	2730	190	2730.0	60.0	-0.07
Zircon_03	213	136	0.64	0.1970	0.0230	14.4000	1.9000	0.5390	0.0140	0.1400	0.0240	0.53	2777	60	2780	120	2800	190	2800.0	60.0	0.11
Zircon_75	40	32.9	0.82	0.2650	0.0310	23.3000	2.9000	0.6480	0.0290	0.1570	0.0290	0.22	3220	120	3250	140	3270	190	3270.0	120.0	0.92

Continuación Tabla II.5

IMÁGENES DE COMPOSICIÓN ELEMENTAL DE CRISTALES DE TURMALINA

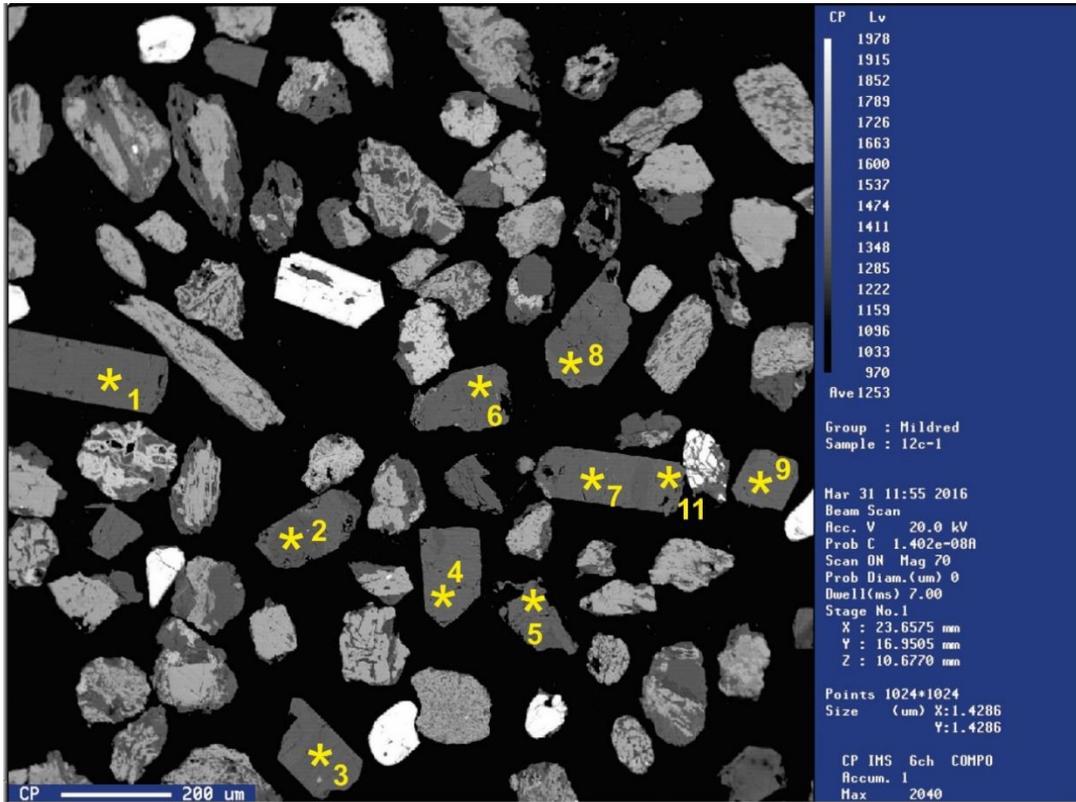


Figura III.1 Puntos analizados en cristales de turmalinas pertenecientes a la muestra 12C de la formación Cualac.

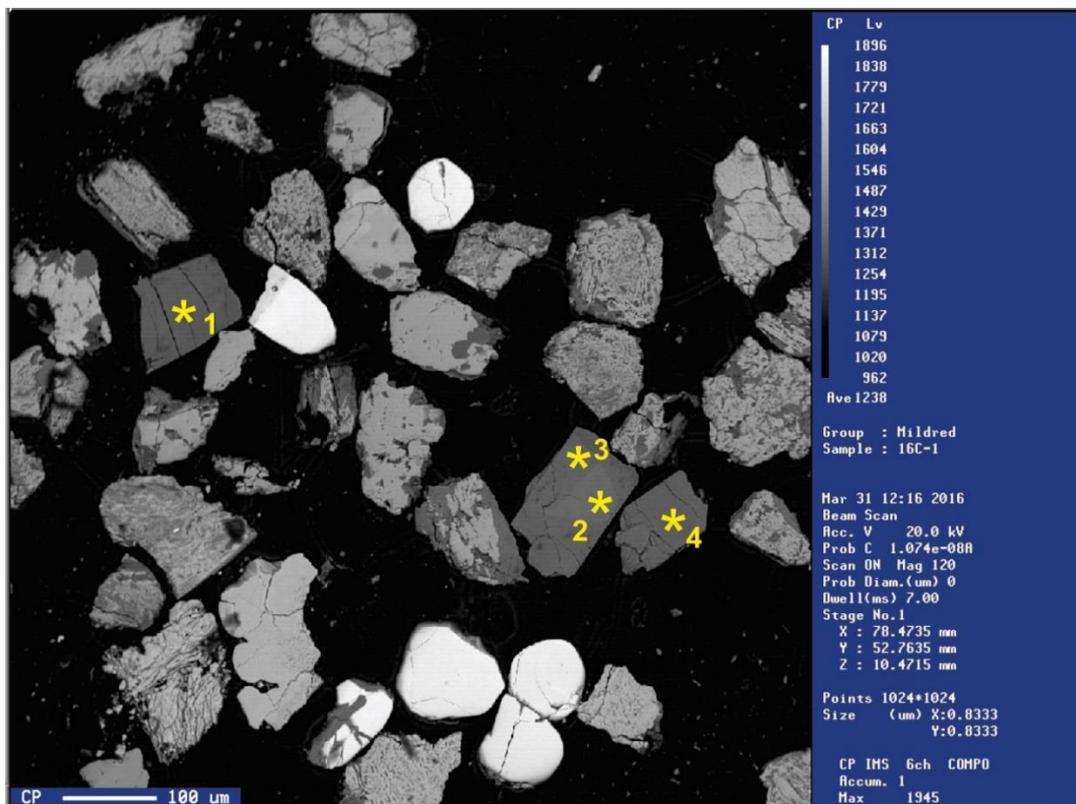


Figura III.2 Puntos analizados en cristales de turmalinas pertenecientes a la muestra 16C de la formación Cualac.

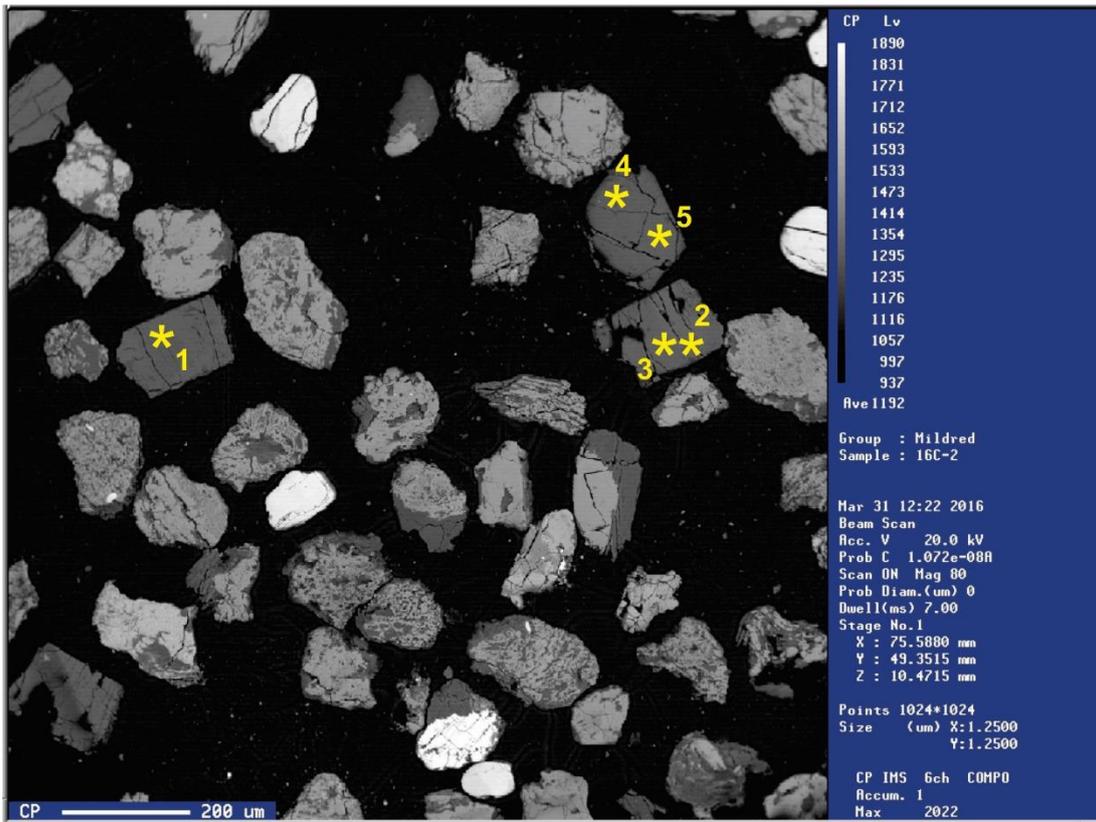


Figura III.3 Puntos analizados en cristales de turmalinas pertenecientes a la muestra 16C de la formación Cualac.

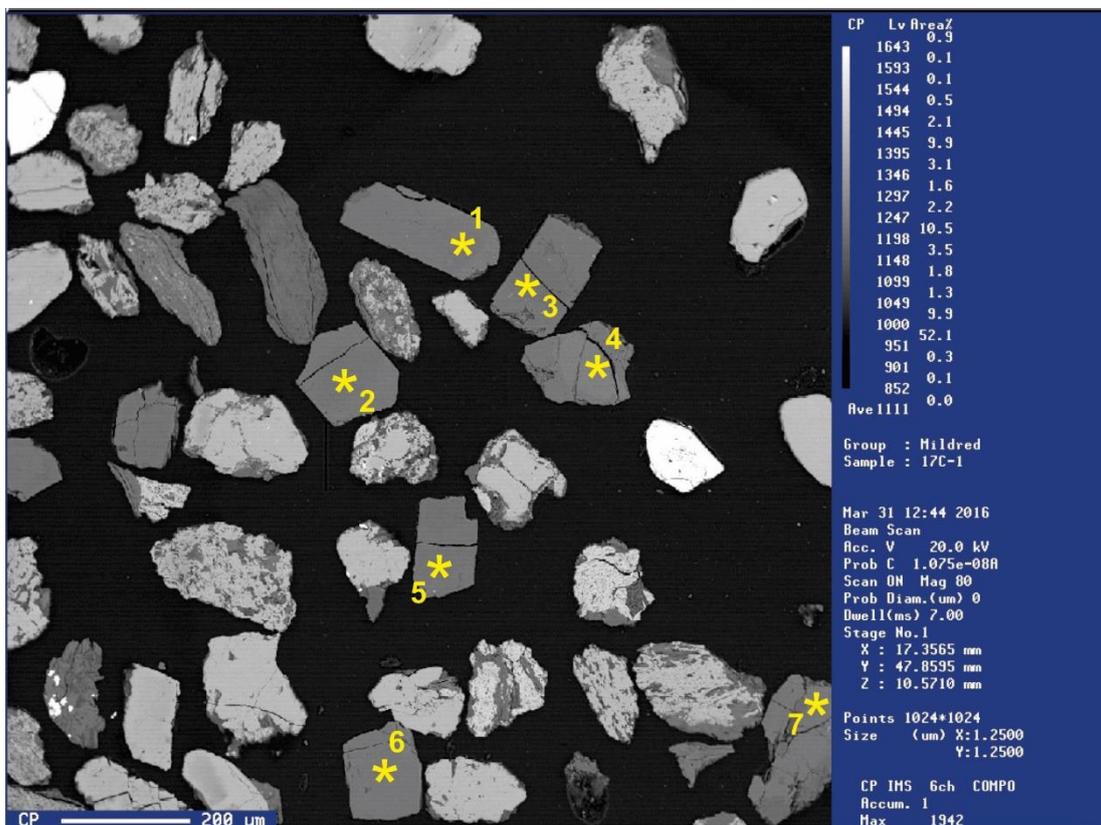


Figura III.4 Puntos analizados en cristales de turmalinas pertenecientes a la muestra 17C de la formación Cualac.

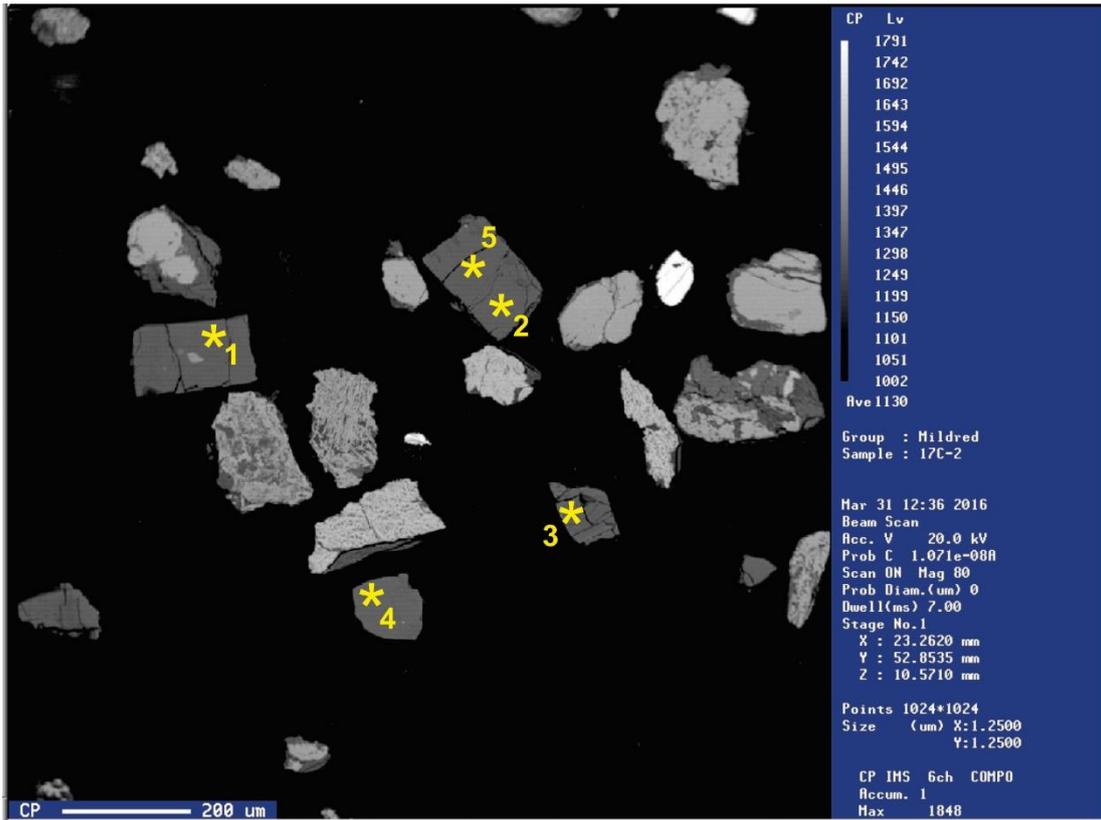


Figura III.5 Puntos analizados en cristales de turmalinas pertenecientes a la muestra 17C de la formación Cualac.

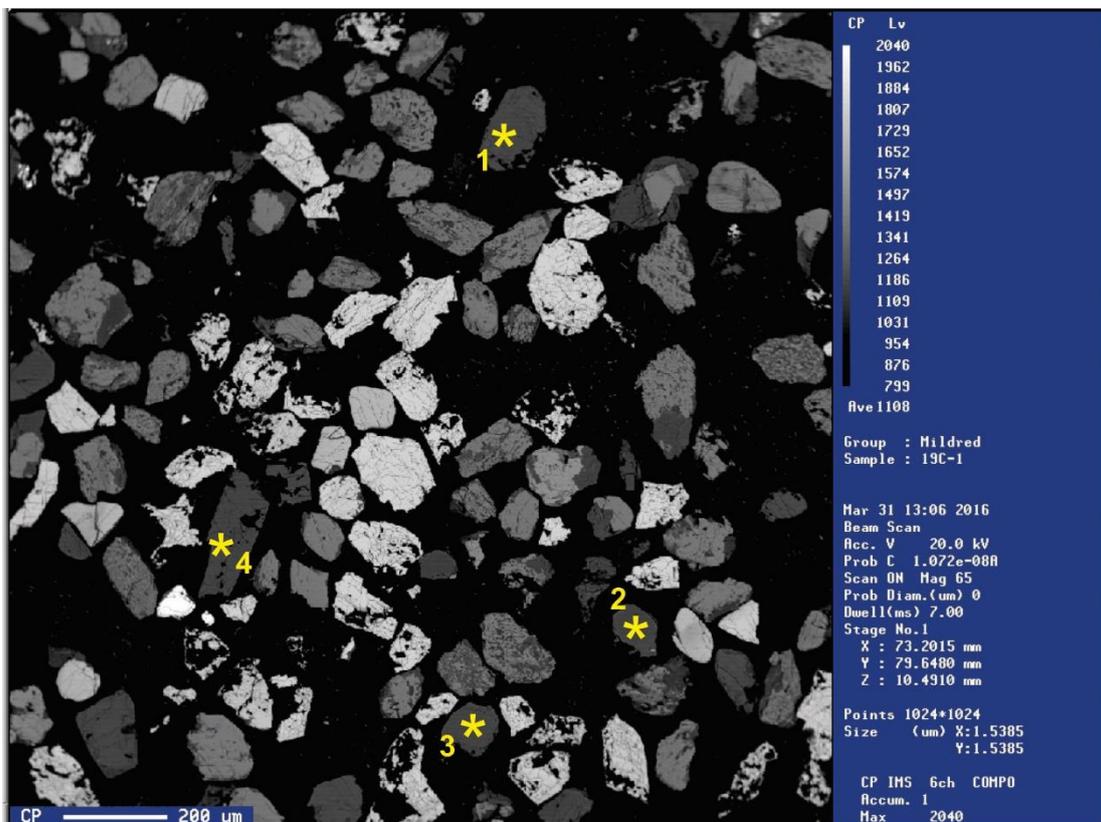


Figura III.6 Puntos analizados en cristales de turmalinas pertenecientes a la muestra 19C de la formación Cualac.

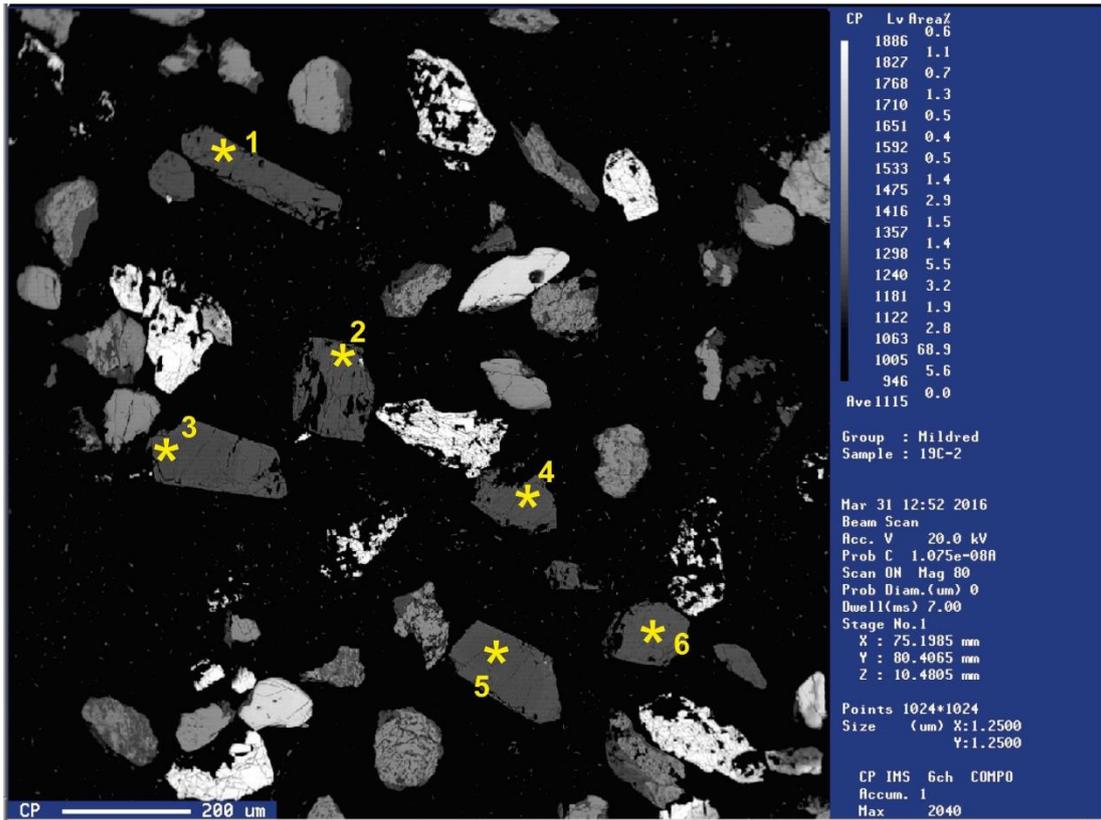


Figura III.7 Puntos analizados en cristales de turmalinas pertenecientes a la muestra 19C de la formación Cualac.

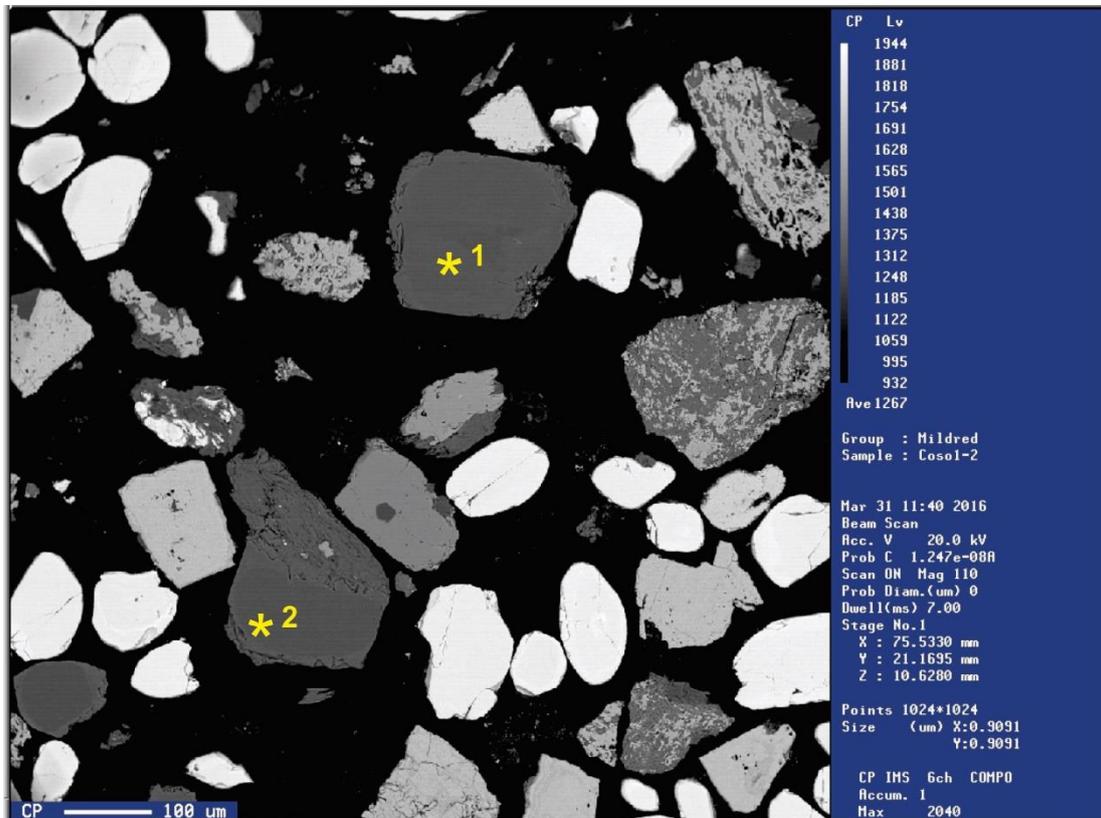


Figura III.8 Puntos analizados en cristales de turmalinas pertenecientes a la muestra Coso1 del Complejo Acatlán.

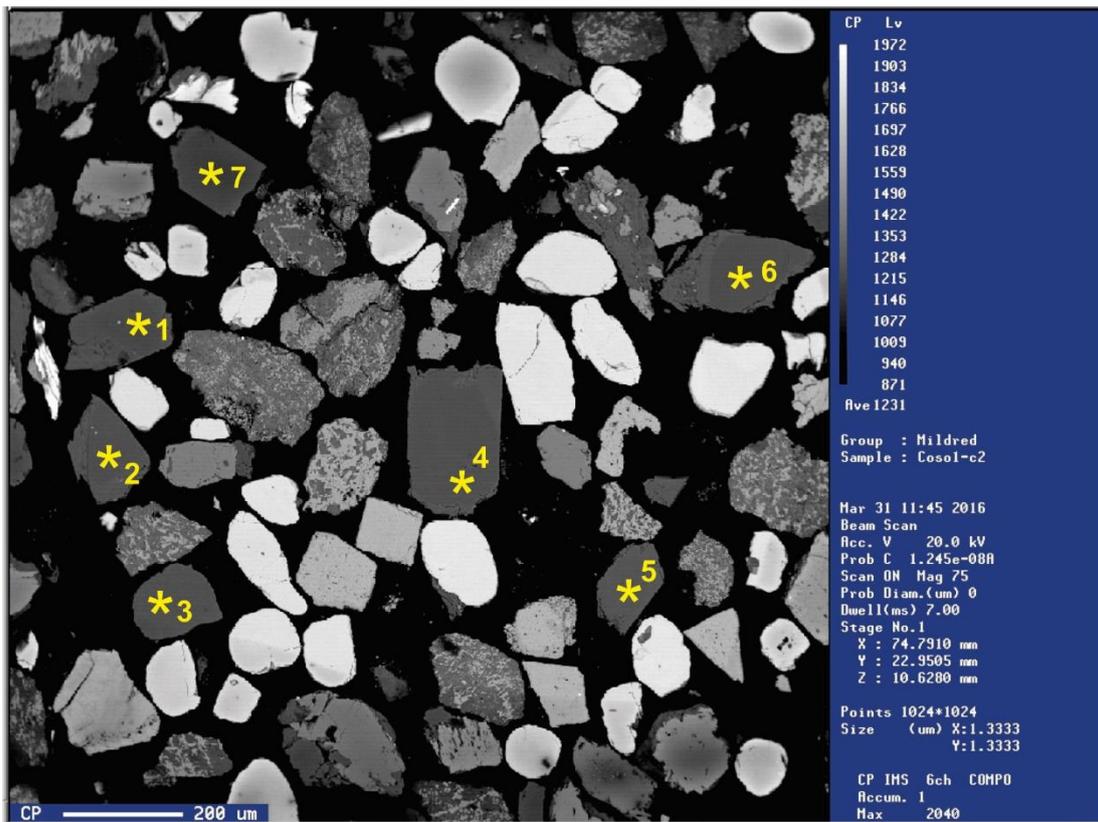


Figura III.9 Puntos analizados en cristales de turmalinas pertenecientes a la muestra Coso1 del Complejo Acatlán.

APÉNDICE IV.
QUÍMICA MINERAL DE TURMALINAS

A continuación, se presentan los resultados del análisis de microsonda electrónica de cristales de turmalina y cálculo de fórmula estructural normalizada a 24.5 O.

	12C-1-Trm-1	12C-1-Trm-2	12C-1-Trm-3	12C-1-Trm-4	12C-1-Trm-6	12C-1-Trm-7	12C-1-Trm-8	12C-1-Trm-9	12C-1-Trm-10	12C-1-Trm-11
SiO₂	36.699	37.046	35.583	36.361	36.897	37.146	36.765	36.344	35.435	36.292
Al₂O₃	29.946	28.905	31.489	27.327	28.089	31.804	30.477	30.926	29.33	28.083
TiO₂	0.453	0.647	0.567	1.588	0.485	0.684	0.626	0.674	0.522	1.367
FeO	9.866	2.667	7.899	11.103	8.812	5.822	7.861	10.467	10.564	10.929
MnO	0.009	0.013	0.064	0.049	0.013	0.03	0.069	0.047	0.042	0.048
MgO	4.746	9.888	4.662	5.382	7.31	6.586	6.013	4.079	5.678	5.19
CaO	0.248	1.314	0.4	0.46	0.536	0.635	0.443	0.314	1.222	0.33
Na₂O	1.729	1.823	1.664	2.442	2.432	1.652	1.958	1.915	1.786	2.048
K₂O	0.005	0.018	0.043	0.019	0.041	0.038	0.06	0.042	0.096	0.021
Total	83.701	82.321	82.371	84.731	84.615	84.397	84.272	84.808	84.675	84.308
Si	6.23119333	6.20257053	6.08099254	6.20194857	6.21660762	6.12596466	6.15453476	6.12129177	6.031428893	6.19391035
Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	5.99219459	5.70339507	6	5.49306062	5.5773612	6	6	6	5.883421062	5.648428111
Al^Y	0	0	0.34192164	0	0	0.18122098	0.01260905	0.13852744	0	0
Ti	0.05785049	0.08147541	0.07287974	0.20372049	0.06146049	0.0848419	0.07881826	0.08538117	0.06682672	0.175474654
Fe	1.40075202	0.37338473	1.12877446	1.58356478	1.24148089	0.80285624	1.10037726	1.47412982	1.503555	1.559687496
Mn	0.00129419	0.00184337	0.00926298	0.00707827	0.001855	0.00419008	0.00978247	0.0067042	0.006054465	0.006937995
Mg	1.20135015	2.46810553	1.18776099	1.36855077	1.83613519	1.61923185	1.50064077	1.02420983	1.440814403	1.320523848
Y Total	2.66124686	2.92480904	2.74059981	3.16291431	3.14093158	2.69234105	2.70222781	2.72895247	3.017250588	3.062623993
Ca	0.04511185	0.23569354	0.07323418	0.08405665	0.09674958	0.11219101	0.07944861	0.05665809	0.222833715	0.060337856
Na	0.56914161	0.59173248	0.55130709	0.8075071	0.79439101	0.52817863	0.63545045	0.62529864	0.589355821	0.677629513
K	0.00108292	0.00384425	0.00937366	0.00413385	0.00881161	0.00799383	0.01281212	0.00902337	0.020843374	0.004571748
X Total	0.61533637	0.83127027	0.63391494	0.89569761	0.8999522	0.64836347	0.72771118	0.6909801	0.83303291	0.742539118

Tabla IV.1 Resultados del análisis químico de turmalinas pertenecientes a la Formación Cualac.

	16C-1-Trm-1	16C-1-Trm-2	16C-1-Trm-3	16C-1-Trm-4	16C-2-Trm-1	16C-2-Trm-2	16C-2-Trm-3	16C-2-Trm-4	17C-2-Trm-1	17C-2-Trm-2
SiO2	36.211	33.977	36.113	34.951	35.058	36.683	34.776	33.683	37.036	36.634
Al2O3	29.258	28.44	27.668	29.704	26.621	29.368	26.724	25.861	29.128	29.132
TiO2	0.601	0.253	1.243	0.886	0.903	0.768	0.591	0.544	0.158	0.427
FeO	9.783	17.24	11.722	8.075	11	12.553	9.983	10.07	9.234	9.265
MnO	0.018	0.278	0.058	0.056	0.031	0.058	0.027	0.017	0.037	0.021
MgO	4.751	1.217	5.202	5.166	5.312	4.108	5.599	5.703	6.457	5.872
CaO	0.196	0.175	0.387	0.508	0.252	0.144	0.23	0.205	0.125	0.146
Na2O	1.733	2.151	2.351	1.991	2.552	2.37	2.552	2.525	2.517	2.152
K2O	0.012	0.083	0.01	0.064	0.008	0.023	0.022	0.021	0.008	0.004
Total	82.563	83.814	84.754	81.401	81.737	86.075	80.504	78.629	84.7	83.653
Si	6.23787672	6.05846561	6.17372216	6.08338785	6.20490861	6.17376704	6.21297799	6.18070494	6.22524188	6.22540591
AlT	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AlZ	5.93978872	5.97636759	5.57431328	6	5.55268083	5.82491854	5.62667387	5.592457	5.76996148	5.83423242
AlY	0	0	0	0.09299651	0	0	0	0	0	0
Ti	0.07786864	0.03393048	0.15982566	0.11598758	0.12020648	0.09721616	0.07941445	0.07507892	0.01997474	0.05457617
Fe	1.40919623	2.57050249	1.67566956	1.17525358	1.62796135	1.76659124	1.49136659	1.54511165	1.29785202	1.31653348
Mn	0.00262608	0.04198181	0.0083975	0.00825492	0.00464674	0.00826708	0.00408529	0.00264189	0.00526711	0.00302233
Mg	1.2201302	0.323514	1.32580221	1.34049494	1.40162294	1.03072	1.49126743	1.56011099	1.61803465	1.4876277
Y Total	2.70982116	2.96992878	3.16969494	2.73298753	3.15443751	2.90279449	3.06613376	3.18294345	2.94112852	2.86175968
Ca	0.03617214	0.03343009	0.07087881	0.09472651	0.0477827	0.02596389	0.04402202	0.04029981	0.02250941	0.02658019
Na	0.57876623	0.74357773	0.77919201	0.67183946	0.87566355	0.77328945	0.88391236	0.89824948	0.82020747	0.70897994
K	0.00263686	0.01887838	0.00218068	0.01420937	0.00180612	0.00493767	0.00501363	0.00491536	0.00171526	0.00086707
X Total	0.61757523	0.7958862	0.8522515	0.78077534	0.92525237	0.80419102	0.932948	0.94346466	0.84443214	0.7364272

Continuación Tabla IV.1

	17C-2-Trm-3	17C-2-Trm-4	17C-2-Trm-5	17C-1-Trm-1	17C-1-Trm-2	17C-1-Trm-3	17C-1-Trm-4	17C-1-Trm-5	17C-1-Trm-6	17C-1-Trm-7
SiO2	34.316	35.412	36.866	35.993	36.492	36.276	35.454	36.72	35.473	35.305
Al2O3	27.415	29.795	29.388	29.146	31.183	30.008	30.088	28.351	28.773	28.335
TiO2	0.469	0.363	0.365	0.842	0.879	0.796	0.115	1.039	0.402	0.589
FeO	7.379	12.045	9.185	10.822	8.959	7.547	16.241	8.427	11.631	10.444
MnO	0.102	0.27	0.055	0.115	0.039	0.031	0.238	0	0.029	0.016
MgO	6.697	3.57	5.952	5.069	5.282	6.516	1.195	6.657	4.331	5.317
CaO	0.885	0.133	0.14	0.48	0.486	1.011	0.159	0.428	0.086	0.947
Na2O	2.272	1.796	2.138	2.062	1.857	1.741	2.067	2.237	2.104	1.831
K2O	0.055	0.043	0.011	0.067	0.061	0.062	0.074	0.017	0.009	0.026
Total	79.59	83.427	84.1	84.596	85.238	83.988	85.631	83.876	82.838	82.81
Si	6.12666965	6.12820891	6.22644107	6.12232906	6.07420571	6.10172471	6.11474298	6.21602358	6.17431905	6.13174625
AlT	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AlZ	5.76827754	6	5.84943591	5.84262046	6	5.94840268	6	5.65598769	5.9020976	5.79964309
AlY	0	0.07654319	0	0	0.11701883	0	0.11556209	0	0	0
Ti	0.06297853	0.0472478	0.04636589	0.10772155	0.11004557	0.10070201	0.01491773	0.13228707	0.05262706	0.07694052
Fe	1.10161151	1.74298264	1.29716785	1.5392505	1.24696573	1.06147732	2.34222647	1.1928508	1.69282224	1.51676386
Mn	0.01542292	0.03957178	0.00786711	0.01656667	0.00549788	0.00441605	0.03476391	0	0.00427492	0.00235346
Mg	1.78251413	0.92103514	1.49865499	1.28542218	1.31073563	1.63395153	0.3072598	1.68001599	1.12383929	1.37670058
Y Total	2.9625271	2.82738056	2.85005584	2.9489609	2.79026364	2.80054691	2.81473	3.00515386	2.8735635	2.97275842
Ca	0.16927507	0.02465793	0.02533167	0.08747053	0.08666625	0.18218235	0.02937866	0.07762036	0.01603657	0.17620566
Na	0.78640177	0.60255652	0.70005137	0.6799792	0.59925557	0.56772803	0.69113326	0.73414917	0.70997856	0.61651642
K	0.01252563	0.00949206	0.00236982	0.01453726	0.01295182	0.01330252	0.01627997	0.00367086	0.00199822	0.0057601
X Total	0.96820246	0.63670651	0.72775286	0.78198699	0.69887364	0.7632129	0.73679189	0.81544039	0.72801334	0.79848219

Continuación Tabla IV.1

	19C-2-Trm-1	19C-2-Trm-2	19C-2-Trm-3	19C-2-Trm-4	19C-2-Trm-5	19C-2-Trm-6	19C-1-Trm-1	19C-1-Trm-2	19C-1-Trm-3	19C-1-Trm-4
SiO2	35.736	34.514	36.818	33.819	35.057	35.909	36.39	36.234	36.473	37.539
Al2O3	27.179	29.435	29.112	27.812	30.546	27.591	29.967	31.578	29.748	30.166
TiO2	1.027	0.199	0.359	0.578	0.663	1.008	0.847	0.418	0.624	0.254
FeO	9.539	10.453	6.31	8.843	8.044	11.685	7.837	5.902	9.379	8.639
MnO	0.012	0.215	0	0.049	0.026	0.038	0.044	0.025	0.039	0.019
MgO	6.324	3.857	7.958	6.027	5.089	4.971	5.993	6.221	5.621	6.138
CaO	0.122	0.193	0.553	1.371	0.606	0.483	0.342	0.614	0.461	0.129
Na2O	2.809	2.208	2.228	1.636	1.75	2.36	2.082	1.805	1.958	1.995
K2O	0.017	0.056	0.03	0.018	0.057	0.009	0.045	0.033	0.11	0.005
Total	82.765	81.13	83.368	80.153	81.838	84.054	83.547	82.83	84.413	84.884
Si	6.19444293	6.10903635	6.19744873	6.04089655	6.05598381	6.18976661	6.15007449	6.09798482	6.15464534	6.2457982
AlT	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AlZ	5.55213329	6	5.77503851	5.85467714	6	5.60490811	5.96858909	6	5.91588074	5.91497711
AlY	0	0.14004491	0	0	0.21862541	0	0	0.26303404	0	0
Ti	0.13389323	0.02649246	0.04545054	0.07765338	0.08614208	0.13068428	0.10766477	0.05291005	0.07919687	0.03178563
Fe	1.38261835	1.54711115	0.88814783	1.32081932	1.16194393	1.68423555	1.10751934	0.83056269	1.32340031	1.20190979
Mn	0.00176164	0.03222958	0	0.00741268	0.00380384	0.00554745	0.00629781	0.00356327	0.00557359	0.0026773
Mg	1.63422954	1.01777536	1.99701608	1.60496921	1.31059131	1.27743733	1.50996707	1.56082833	1.41406707	1.52249898
Y Total	3.15250276	2.76365346	2.93061445	3.0108546	2.78110656	3.09790462	2.73144899	2.71089838	2.82223783	2.75887171
Ca	0.02265573	0.03659794	0.09972403	0.26236144	0.11215135	0.0891949	0.0619222	0.11070324	0.08334017	0.02299412
Na	0.94396611	0.75767827	0.7270701	0.56654223	0.58607926	0.78866272	0.6821618	0.58891906	0.64054933	0.64351177
K	0.00375884	0.01264371	0.00644144	0.00410131	0.01256012	0.00197889	0.00970107	0.00708424	0.02367736	0.00106117
X Total	0.97038069	0.80691992	0.83323556	0.83300497	0.71079073	0.87983651	0.75378507	0.70670654	0.74756686	0.66756707

Continuación Tabla IV.1

	Coso1-2-Trm-1	Coso1-2-Trm-2	Coso1-c2-Trm-1	Coso1-c2-Trm-2	Coso1-c2-Trm-3	Coso1-c2-Trm-4	Coso1-c2-Trm-5	Coso1-c2-Trm-6	Coso1-c2-Trm-7
SiO2	36.69	36.3	34.299	36.196	35.886	36.937	36.033	37.242	33.589
Al2O3	26.475	31.522	29.894	31.046	32.098	30.867	30.941	28.372	25.361
TiO2	0.647	0.876	0.889	0.803	0.756	0.748	0.838	0.193	0.805
FeO	10.628	8.626	7.663	8.585	9.354	8.277	10.809	6.386	6.576
MnO	0.06	0.055	0.048	0.041	0.054	0.045	0.012	0.01	0.015
MgO	7.372	4.825	4.745	5.324	4.365	5.562	4.081	8.86	5.775
CaO	1.48	0.517	1.136	0.551	0.501	0.331	0.509	0.301	0.935
Na2O	1.87	1.777	1.247	1.865	1.7	1.803	1.851	2.397	1.24
K2O	0.063	0.055	0.045	0.051	0.038	0.023	0.044	0.051	0.032
Total	85.285	84.553	79.966	84.462	84.752	84.593	85.118	83.812	74.328
Si	6.219890602	6.074586978	6.056083585	6.071378554	6.012320232	6.158992466	6.066464104	6.242479763	6.351442624
AlT	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AlZ	5.28933527	6	6	6	6	6	6	5.604594437	5.651604623
AlY	0	0.21661522	0.220488985	0.137089809	0.33760426	0.065583256	0.139028494	0	0
Ti	0.082495675	0.110256983	0.11806034	0.101305762	0.095264417	0.093808355	0.106113612	0.024331749	0.114488813
Fe	1.506571445	1.207042981	1.131390114	1.204121147	1.31044129	1.154048764	1.521681914	0.895068376	1.03977713
Mn	0.0086144	0.007794918	0.007177784	0.005824375	0.007662131	0.006354762	0.001711102	0.00141959	0.002402179
Mg	1.863138923	1.203738983	1.249026052	1.331342075	1.090250206	1.382623442	1.024298845	2.214026155	1.627991643
Y Total	3.460820443	2.745449085	2.726143276	2.779683168	2.841222303	2.702418579	2.792833885	3.13484587	2.784659765
Ca	0.268793442	0.092687804	0.214887252	0.099014831	0.089924223	0.05912865	0.091806813	0.054052099	0.189412587
Na	0.614589291	0.576508753	0.426859748	0.606476415	0.552171924	0.582843729	0.60415723	0.778933764	0.454574781
K	0.013623372	0.011740371	0.010135191	0.010912039	0.008121003	0.004891983	0.009449241	0.010904439	0.007718525
X Total	0.897006105	0.680936928	0.651882191	0.716403286	0.65021715	0.646864362	0.705413283	0.843890302	0.651705892

Tabla IV.2 Resultados del análisis químico de turmalinas pertenecientes al Complejo Acatlán (Litodema Cosoltepec).