

**Centro de Investigación Científica y de Educación  
Superior de Ensenada, Baja California**



---

**Maestría en Ciencias de la Tierra  
con orientación en Geociencias Ambientales**

---

**Estudio geomorfológico paleosísmico del segmento central  
de la falla Detachment Cañada David, Sierra El Mayor,  
Baja California, México**

Tesis  
que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

**Abel Alfredo Gutiérrez López**

Ensenada, Baja California, México  
2017

Tesis defendida por

**Abel Alfredo Gutiérrez López**

y aprobada por el siguiente Comité

---

Dr. John Mackrain Fletcher  
Codirector de Tesis

---

Dr. Ronald Michael Spelz Madero  
Codirector de Tesis

M.C. Alejandro Hinojosa Corona

Dra. Lydia Betty Ladah



---

Dr. Juan García Abdeslem  
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

---

Dra. Rufina Hernández Martínez  
Directora de Estudios de Posgrado

*Abel Alfredo Gutiérrez López © 2017*

*Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.*

Resumen de la tesis que presenta **Abel Alfredo Gutiérrez López** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias de la Tierra con orientación en Geociencias Ambientales.

**Estudio geomorfológico paleosísmico del segmento central de la falla Detachment Cañada David,  
Sierra El Mayor, Baja California, México**

Resumen aprobado por:

---

Dr. John Mackrain Fletcher  
Codirector de Tesis

---

Dr. Ronald Michael Spelz Madero  
Codirector de Tesis

Se realizó un estudio geomorfológico y paleosísmico del segmento central de la falla maestra de bajo ángulo Cañada David Detachment (CDD), comprendiendo el dominio antiformal norte y la parte superior del dominio sinforme sur, que se extienden a lo largo del margen oeste de la Sierra El Mayor. Se obtuvo la cobertura fotográfica de la parte central del frente montañoso de la Sierra El Mayor, con un área de 41.12 km<sup>2</sup>, generando herramientas (Ortomosaicos, Modelos Digitales de Superficie y Nubes de Puntos) que permitieron la interpretación estructural y morfoestratigráfica de las diferentes secuencias de abanicos aluviales Cuaternarios. A partir de los resultados obtenidos fue posible identificar nuevas relaciones estructurales entre la falla maestra CDD y el arreglo de escarpes cuaternarios que cortan las superficies aluviales. Se identificaron al menos tres eventos de edad holocénica y pleistocénica en el área de estudio. Se establecieron los límites norte y sur del evento de 1934 ( $M_L=6.5$ ). Se sugiere el epicentro del sismo de 1934 localizado al norte del segmento sinforme sur, y que propagó de sur a norte sobre el segmento activo de la falla CDD. En el extremo norte de la falla CDD, el epicentro cambió su rumbo en dirección al NW a largo del segmento 4 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos (CRCH4), estableciendo el límite norte del evento de 1934. En los dominios antiformes el arreglo de escarpes Cuaternarios se encuentra por lo general más cercano al frente montañoso (<100 m), alejándose hasta entre 3 y 10 km en los dominios sinformes, evidencia que refleja la migración de la deformación en dirección a la cuenca, ajustándose al modelo de evolución de fallamiento de bajo ángulo conocido como Rolling-Hinge. Se forman al menos tres arreglos de escarpes con orientación NE que se desprenden de la falla CDD con dirección a la cuenca Laguna Salada, con una longitud promedio de 1.6 km y una separación de ~400 m uno del otro. De la misma manera, se forman al menos cuatro arreglos de escarpes con orientación NW que generan desprendimientos con dirección a la cuenca Laguna Salada, con una longitud promedio de 2.7 km y una separación de ~400 m. Estos desplazamientos de escarpes con orientación NW, que cortan unidades modernas, están directamente relacionados con el evento de 1934.

**Palabras clave:** geomorfología, paleosismología, falla normal de bajo ángulo, Cañada David Detachment, percepción remota, sistemas de información geográfica (SIG), dron, Baja California.

Abstract of the thesis presented by **Abel Alfredo Gutiérrez López** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Environmental Geosciences.

**Geomorphological paleoseismic study of the central segment of the Cañada David Detachment, Sierra El Mayor, Baja California, Mexico**

Abstract approved by:

---

Dr. John Mackrain Fletcher  
Thesis Codirector

---

Dr. Ronald Michael Spelz Madero  
Thesis Codirector

A geomorphological and paleoseismic study of the central segment of the low angle master fault Cañada David Detachment (CDD), comprising the northern antiformal domain and the upper part of the southern synformal domain, was carried out along the western margin of the El Mayor mountain range. The photographic coverage of the central part of the mountainous front of the El Mayor mountain range was obtained, with an area of 41.12 km<sup>2</sup>, generating tools (Orthomosaics, Surface Digital Models, and Point Clouds) that allowed the structural and morphostratigraphic interpretation of the different sequences of quaternary alluvial fans. From the results obtained, it was possible to identify new structural relationships between the CDD master fault and the arrangement of quaternary escarpments that cut alluvial surfaces. At least three events of Holocene and Pleistocene age were identified in the study area. The northern and southern limits of the 1934 event (ML = 6.5) were established, suggesting the epicenter of the 1934 earthquake located at the top of the southern synform segment, and propagated from south to north over the active segment of the CDD fault. At the northern end of the CDD fault, the epicenter changed its course towards the NW along of the segment 4 of the Cañón Rojo-Chupamirtos fault (CRCH4), establishing the northern boundary of the 1934 event. In the antiformal domains, the quaternary escarpment arrangement is usually closer to the mountainous front (<100 m), moving away among 3 to 10 km in the synform domains, which reflects the migration of the deformation towards the basin, fitting to the model of evolution of low angle faulting known as Rolling-Hinge. At least three NE-oriented escarpment arrangements are formed from the CDD fault towards the Laguna Salada basin, with an average length of 1.6 km and a spacing of ~ 400 m from each other. In the same way, at least four NW-oriented escarpment arrangements are formed, which generate landslides in direction to the Laguna Salada basin, with an average length of 2.7 km and a separation of ~ 400 m. These NW oriented escarpment detachments, which cut modern units, are directly related to the 1934 event.

**Keywords:** geomorphology, paleoseismology, low angle normal fault, Cañada David Detachment, remote sensing, geographic information systems, drone, Baja California.

## Dedicatoria

*A mi familia que siempre me da la fuerza para salir adelante.*

*A mis personas favoritas en el mundo, Jesusito y Tián.*

## Agradecimientos

A los miembros del comité, M. en C. Alejandro Hinojosa Corona y Dra. Lydia Betty Ladah, por sus recomendaciones y sugerencias. Un agradecimiento especial a mis codirectores, Dr. John Mackrain Fletcher y Dr. Ronald Michael Spelz Madero, por la invaluable transmisión de conocimientos, por todo su apoyo y paciencia a lo largo de la realización del presente trabajo.

Gracias al CONACYT y al CICESE por la beca y la oportunidad de estudiar este posgrado. El presente trabajo fue económicamente auspiciado por el proyecto "CB-2014-239818" de CONACYT, otorgado al Dr. John Mackrain Fletcher.

Mi agradecimiento a Laura Vallín y Hugo Villaverde por el trabajo en conjunto y la ayuda que me brindaron, así como las experiencias durante el trabajo de campo y dentro del laboratorio. Igualmente, a Jaziel Cambrón por compartir sus conocimientos y el apoyo brindado.

Al personal técnico y administrativo de Ciencias de la Tierra, Conchita Gonzáles, José Mojarro y, en especial, a Ana Rosa Soto, por su apoyo y amabilidad.

Gracias a mis compañeros, que se convirtieron en mis amigos a lo largo de esta travesía, por su apoyo y por todo su cariño. Y en especial gracias a las personas que, más allá de una buena amistad, me tendieron la mano y me acompañaron en las buenas y en las malas. Jazbel, Gera, Yesy, Stephanie, Eliana, Sergio, Leydi, Daniela, Marianggy, Jonathan, Rocío, Lita, Pipe, Rigel, Jaziel, Jessica, Zayra, Claudia, Mowgli, Hugo, Mariana, Hebert, Yosvanis, Iván, Juve, Fernando, Rafa, Thalia, Juan Carlos, y en general a todos, ¡muchas gracias!

Gracias a Laura Victoria Vallín Aínza por siempre levantarme de mis caídas y por estar conmigo en los momentos más difíciles, y más gracias por estar también en los momentos más felices durante mi estancia en CICESE. Te quiero con todo mi corazón.

Muchísimas gracias a mi familia, gracias a ustedes puedo lograr este objetivo más en mi vida. Gracias por siempre apoyarme y nunca dejarme solo a pesar de la distancia, pero sobre todo gracias por demostrarme siempre que me quieren tanto como yo a ustedes. Gracias a mis tíos Rocío, Hilda, Nohemí, Cynthia, Isabel, Angélica, Gerardo, Luis y Lourdes, Blanca, Inés y Ricardo, a todos mis primos, a mis abuelitos María del Refugio y Jesús, a mi abuelita María del Refugio Ramos (q.e.p.d.), a mis hermanos Wendy, Nilton y Maggy, a mis sobrinos Sebastián y Jesús, y sobre todo a mis padres Leticia y Abel, muchas gracias, los amo.

¡A todos, mil gracias!

## Tabla de Contenido

RESUMEN .....	II
RESUMEN EN INGLÉS .....	III
DEDICATORIA.....	IV
AGRADECIMIENTOS .....	V
LISTA DE FIGURAS .....	VIII
<b>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1 SISMICIDAD EN LA REGIÓN.....	2
1.2 FALLAMIENTO NORMAL DE BAJO ÁNGULO.....	3
1.3 HIPÓTESIS Y OBJETIVOS.....	5
1.3.1 Hipótesis .....	5
1.3.2 Objetivos generales.....	6
1.3.3 Objetivos particulares .....	6
1.4 MARCO TECTÓNICO.....	6
1.5 CUENCA LAGUNA SALADA .....	9
1.6 UNIDADES LITOLÓGICAS .....	11
1.6.1 Unidades pre-tectónicas .....	11
1.6.2 Unidades sin-tectónicas .....	11
1.6.3 Formación Imperial ( $T_{im}$ ).....	12
1.6.4 Formación Palm Springs ( $T_{ps}$ ).....	12
1.6.5 Depósitos Aluviales del Plio-Pleistoceno ( $Q_{of}$ ).....	12
1.6.6 Depósitos Aluviales Jóvenes.....	13
1.7 SISTEMA DE FALLAS LAGUNA SALADA Y CDD .....	13
1.7.1 Cañada David Detachment .....	14
1.7.2 Falla Laguna Salada .....	15
1.8 SIERRA CUCAPÁ-EL MAYOR.....	16
<b>CAPÍTULO 2: MATERIALES Y MÉTODOS.....</b>	<b>19</b>
2.1 CARTOGRAFÍA DE ABANICOS ALUVIALES Y ESCARPES DE FALLA .....	19
2.2 RECOLECCIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS .....	20
2.2.1 Hardware y Software .....	20
2.2.2 Campañas de campo.....	22
2.2.3 Delimitación y clasificación de abanicos aluviales y arreglos de escarpes de falla.....	25
2.2.4 Relaciones cortantes.....	26
<b>CAPÍTULO 3: RESULTADOS .....</b>	<b>29</b>
3.1 CUENCA LAGUNA SALADA .....	29

3.2.1 Unidades pre-tectónicas .....	31
3.2.2 Unidades sin-tectónicas .....	31
3.2.3 Cronología de los abanicos y superficies aluviales del Cuaternario .....	40
3.3 RASGOS Y RELACIONES ESTRUCTURALES .....	40
3.3.1 Falla de bajo ángulo Cañada David .....	40
3.3.2 Relaciones cortantes de los escarpes de falla Cuaternarios .....	45
3.3.3 Patrón de escarpes lejos de la falla maestra .....	48
3.4 RELACIONES CORTANTES .....	50
<b>CAPÍTULO 4: DISCUSIÓN .....</b>	<b>60</b>
4.1 RUPTURA DE 1934 .....	60
<b>CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES .....</b>	<b>65</b>
<b>LITERATURA CITADA .....</b>	<b>67</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>74</b>

## Lista de figuras

- Figura 1:** Modelos de Evolución de una falla normal a una de bajo ángulo. A) modelo estilo “dominó” que muestra como la generación de fallas de alto ángulo más antiguas van rotando hasta llegar a un ángulo de inclinación desfavorable al fallamiento, ocasionando la formación de un nuevo grupo de fallas de alto ángulo, repitiendo el proceso. B) modelo “rolling hinge” donde el abandono del bloque de techo produce un rebote isostático en dirección al transporte tectónico del bloque de piso, generando una disminución crítica en el ángulo de inclinación de la falla (Brady, 2000). ..... **5**
- Figura 2:** Fallas regionales del norte de Baja California. las líneas continuas son fallas bien localizadas y las líneas discontinuas son fallas interpretadas. B=Falla Borrego, CA=Falla Calabazas, CH=Falla Chupamirtos, CP=centro de dispersión Cerro Prieto, CR=Falla Cañón Rojo, CU=Falla Cucapá, CW=Cuenca Wagner, E=Falla El Descanso-Estero, M=Falla Maximinos, ON=Falla Ojos Negros, P=Falla Pescaderos, S=Falla Bahía Soledad, SS=Salton Sea y TH=Falla Tres Hermanas. (Tomada de Cruz-Castillo, 2002 y modificada Spelz, 2008). .....**10**
- Figura 3:** Mapa geológico simple de la cuenca sedimentaria Laguna Salada donde se muestran las fallas principales y secuencias sedimentarias. CDa= Porción activa de Cañada David Detachment, CDi= Porción inactiva del Cañada David Detachment, CRF= Falla Cañón Rojo, LSF= Falla Laguna Salada, MBD= Monte Blanco Detachment, RF= Falla Frente de Montaña (Range Front) escarpes a través de la continuación de la CDD. (Tomada de Dorsey y Martín-Barajas, 1999). .....**17**
- Figura 4:** Área de misiones de vuelo del VANT en la zona de estudio. La zona se dividió en 4 misiones de vuelo (polígonos color púrpura). Se programaron en total 19 vuelos, abarcando un área total de cobertura de 41.12 km<sup>2</sup> sobre las unidades aluviales y escarpes co-sísmicos relacionados a la CDD en la margen oeste de la Sierra El Mayor, generando un total de 1877 fotografías de alta resolución. ....**23**
- Figura 5:** Figuras de los productos que se generan en el procesado de las fotografías capturadas por el VANT mediante el software Pix4D. La figura A) muestra la vista de planta con la posición inicial de las fotografías. La línea verde sigue la trayectoria del VANT durante el vuelo. B) Muestra una alternancia entre puntos azules y verdes, los puntos azules muestran la posición original donde fue tomada la fotografía aérea y los puntos verdes muestran su posición corregida. C) Mapa de traslape o sobreposición de fotos, yendo desde el color rojo hasta el color verde, con una superposición de 5 imágenes por pixel. D) Enlaces entre imágenes coincidentes. La oscuridad de los enlaces indica el número de puntos clave 2D coincidentes entre las imágenes. Los enlaces brillantes indican enlaces débiles y requieren puntos manuales o más imágenes. E) Ortomosaico y F) Modelo Digital de Superficie (MDS). .....**24**

**Figura 6:** Comparación de imágenes utilizadas en el análisis. A) Imagen de Google Earth de 1m/píxel. B) Imagen obtenida por el VANT, con una resolución de 12cm/píxel. Se puede observar claramente en las fotografías la diferencia de calidad y resolución, la imagen A es de una calidad inferior, mientras que en la imagen B se puede apreciar la zona en detalle, como las diferencias en el relieve, las barras y canales, la vegetación, etc., lo que ayuda a delimitar y clasificar las unidades aluviales y los arreglos de escarpes de una manera más precisa. ...**25**

**Figura 7:** Delimitación y caracterización de unidades aluviales y arreglos de escarpes de falla. A) Imagen obtenida mediante el VANT con una resolución de 12 cm/píxel. B) Delimitación de unidades aluviales, representadas por polígonos blancos, de acuerdo a la clasificación de Spelz (2009). C) Identificación de escarpes de falla Cuaternarios cortando las unidades aluviales dentro del dominio central de la CDD, representados mediante líneas rojas. ....**27**

**Figura 8:** Análisis de relaciones cortantes entre arreglos de escarpes y unidades aluviales. En la imagen se pueden observar unidades aluviales que van desde Q1 hasta Q6. Sin embargo, sólo las unidades Q6 presentan escarpes, lo que nos indica que en esta región no se han presentado eventos sísmicos modernos, sino eventos con una edad mayor a 50 ka, edad de Q6. ....**28**

**Figura 9:** Imagen de satelital del área de estudio. La Cuenca Laguna Salada se localiza a ~25 km al oeste de la ciudad de Mexicali. La cuenca Laguna Salada está delimitada por relieves topográficamente escarpados compuestos por basamento cristalino del Mesozoico, que incluyen la Sierra Juárez al oeste y las Sierras Cucapá (SC) y El Mayor (SEM) al este. La subsidencia de la cuenca, así como el levantamiento de las Sierras Cucapá y El Mayor, respectivamente, es controlada por dos contrastantes sistemas de fallas, con buzamiento hacia el oeste. La falla Laguna Salada (LS) (línea verde), a lo largo de la margen oeste de la Sierra Cucapá, es una falla dextral-oblicua de alto ángulo con rumbo NW; la falla Cañada David (CDD) (línea azul) es una falla normal de bajo ángulo la cual se extiende por una distancia de ~55 km a lo largo de la margen oeste de la Sierra El Mayor. La falla CDD muestra un fuerte trazo curvilíneo y define a lo largo de su rumbo cuatro megamulliones, dos antiformes y dos sinformes, con una longitud de onda promedio de 15,2 km. Las fallas Laguna Salada y CDD se encuentran activas y están asociadas con un extenso arreglo de escarpes de falla Cuaternarios (líneas rojas) los cuales se extienden a todo lo largo de la margen oriental de la Cuenca Laguna Salada. Las estrellas negras representan los epicentros de los tres principales sismos históricos relacionados a la falla CDD. El recuadro negro simboliza el área de estudio, correspondiente al segmento central de la falla CDD. Líneas naranjas: Falla Cerro Colorado (CC); Líneas amarillas: Falla Cañón Rojo-Chupamirtos (CRCH) (Mueller y Rockwell, 1995; Fletcher et al., 2014; Villaverde, 2017). ....**30**

**Figura 10:** Fotografía oblicua de la falla CDD. La traza curvilínea de la falla maestra delimita el contacto litológico entre depósitos conglomeráticos del Plio-Pleistoceno (Qof) y superficies aluviales del Cuaternario (Qf) con el basamento cristalino del Mesozoico (Mz) de la Sierra El Mayor. Se observa además la presencia aislada de

unidades de la Formación Palm Springs (Tps) y Qof levantando significativamente sobre las superficies aluviales del Cuaternario (Tomado de Vallín, 2017).....**32**

**Figura 11:** Imagen de referencia que muestra la ubicación de las zonas que representan las 8 superficies de abanicos aluviales dentro del segmento central de la falla CDD. La línea dentada de color azul representa el segmento central de la falla CDD. Segmentos de color amarillo y púrpura definen mini-corrugaciones de tipo antiforme y sinforme respectivamente. Líneas rojas: escarpes Cuaternarios. La envolvente de color gris muestra la zona de ruptura donde aparecen estos arreglos de escarpes Cuaternarios. Mz = basamento cristalino de edad Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Qf = unidades sin-tectónicas formadoras de abanicos aluviales de edad Cuaternario tardío.....**34**

**Figura 12:** Unidades aluviales más jóvenes desarrolladas al NW de la Sierra El Mayor. Debido a sus similares características se cree que han sido desarrolladas durante el mismo periodo glacial. Q1 es la unidad más joven, se diferencia de Q2 debido a que Q2 tiene una altura relativa mayor ocasionada por rupturas cosísmicas. La unidad Q3 ha sufrido más cambios por erosión, debido a que tiene una edad relativa mayor a Q1 y Q2.....**37**

**Figura 13:** Unidades Q4 y Q5. La superficie Q4 se caracteriza por una superficie color marrón con clastos bien barnizados, barras y canales bien definidos, y escasa vegetación. Q5 es relativamente más alta que Q4, es la unidad más joven formada durante el Pleistoceno. Presenta menos número de barras y canales que Q4 y su vegetación es muy escasa.....**38**

**Figura 14:** Unidades Q6, Q7 y Q8. La superficie Q6 presenta un barniz del desierto bien desarrollado, formado por clastos producto de la erosión. La morfología de barras y canales prácticamente desaparecida, así como su vegetación. Q7 caracterizada por un barniz del desierto bien desarrollado. Tiene una altura relativa que alcanza alrededor de 20 metros por arriba de los canales modernos y carece de vegetación. Q8 se le considera la unidad aluvial más alta, morfología de barras y canales ha sido borrada completamente. Es la superficie con el suelo más desarrollado. ....**39**

**Figura 15:** Imagen de satélite del segmento central de la falla CDD (línea dentada de color azul). Nótese como la traza de la falla CDD presenta inflexiones de menor escala las cuales definen mini-corrugaciones de tipo antiforme y sinforme (segmentos de color amarillo y púrpura, respectivamente). La línea blanca propone la ruptura superficial determinada a partir de la ruta del arreglo de escarpes Cuaternarios (líneas rojas) producidos por la actividad tectónica de la falla CDD. La envolvente de color gris muestra la zona de ruptura donde aparecen estos arreglos de escarpes Cuaternarios que, como puede observarse, son íntimamente ligados al trazo de la falla CDD en el dominio antiforme y alejándose de ella en los dominios sinformes. En color verde se representan los segmentos de ruptura correspondientes al arreglo de escarpes con orientación NE, mientras que el arreglo de escarpes con orientación NW se observa con líneas color azul marino. Mz = basamento cristalino de edad

Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Qf = unidades sin-tectónicas formadoras de abanicos aluviales de edad Cuaternario tardío; Tps = Formación Palm Springs.....**43**

**Figura 16:** Diagrama esquemático que muestra la formación de estructuras de tipo mullion a lo largo de la interfase entre dos litologías con resistencias contrastantes. Nótese como los mulliones forman lineaciones en la superficie de contacto entre ambos tipos de roca. En la Sierra El Mayor, los mulliones se forman como resultado del acortamiento de las rocas del basamento cristalino en sentido subperpendicular a la dirección del transporte tectónico a lo largo de la falla CDD (modificado de Fossen, 2010). .....**44**

**Figura 17:** Sombreado del Continuo de Elevación Mexicano (15 m) de INEGI de los dominios sinforme y antiforme norte. La línea verde representa la falla Laguna Salada dividida en tres segmentos (FLS1, FLS2, FLS3); La línea azul corresponde a la traza de la falla normal de bajo ángulo CDD dividida en dos segmentos, el segmento CDD1 que se encuentra en el sinforme norte y que representa el segmento abandonado del Detachment, y el segmento CDD2 ubicado en el antiforme norte donde la traza de la falla principal está activa. Líneas naranja muestran los segmentos de falla Cerro Colorado (CC1, CC2, CC3), mientras que las líneas color púrpura representan los segmentos de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos (CRCH1, CRCH2, CRCH3, CRCH4), estos segmentos comprenden un nuevo frente de montaña donde el arreglo de escarpes se aleja del frente de la Sierra El Mayor, donde se encuentra la traza inactiva de la falla (CDD1), hasta por 12 km. SC = Sierra Cucapá; SEM = Sierra El Mayor (Modificado de Villaverde, 2017). .....**46**

**Figura 18:** Relación entre escarpes principales del antiforme norte y el trazo de la falla CDD. En este dominio los escarpes activos siguen fielmente, o se separan por algunos metros del trazo de la falla, y cortan unidades aluviales Cuaternarias. Como se observa en la figura, la tendencia es similar en los mulliones de corta longitud de onda, con escarpes siguiendo el trazo de la falla en antifformes y alejándose de ella en los sinformes. La línea azul corresponde a la falla normal de bajo ángulo CDD. Las líneas rojas refieren al arreglo de escarpes Cuaternarios sobre los cuales se dibuja un envolvente (sombreado gris) que representa las zonas de ruptura. A lo largo de la traza de la falla CDD se encuentran numerosas inflexiones de menor escala las cuales definen mulliones sinformes (líneas amarillas) y antifformes (líneas púrpura) de corta longitud de onda. La línea blanca punteada representa la ruptura superficial determinada a partir de la ruta del arreglo de escarpes Cuaternarios. Mz = basamento cristalino de edad Mesozoica; Qf = unidades sin-tectónicas formadoras de abanicos aluviales de edad Cuaternario tardío. ....**47**

**Figura 19:** Geometría de los desprendimientos de escarpes de falla Cuaternarios (líneas rojas) que muestran consistencia con posibles eventos sísmicos originados en el sur, propagando predominantemente en dirección al NO, y con orientaciones ligeramente oblicuas al trazo de la falla CDD. Así mismo se muestran arreglos de escarpes que tienen una orientación NE, originados probablemente a partir de zonas de inflexión cóncavas en la falla CDD, como resultado de un patrón de propagación de rupturas generadas por un sismo localizado al

norte. La línea azul corresponde a la falla normal de bajo ángulo CDD. El sombreado color gris representa el envolvente que abarca las zonas de ruptura donde aparecen los escarpes Cuaternarios. Las líneas color amarillo corresponden a mulliones sinformes de corta longitud de onda, mientras que las líneas púrpura representan a los mulliones antiformes de corta longitud de onda. La línea blanca muestra los segmentos de ruptura inferidos a través de la ruta que sigue el arreglo de escarpes Cuaternarios. En color verde se representan los segmentos de ruptura correspondientes al arreglo de escarpes con orientación NE, mientras que el arreglo de escarpes con orientación NW se observa con líneas color azul marino. Mz = basamento cristalino de edad Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Qf = unidades sin-tectónicas formadoras de abanicos aluviales de edad Cuaternario tardío. ....49

**Figura 20:** Imagen de referencia que muestra la ubicación de las zonas para representar las relaciones cortantes dentro del segmento central de la falla CDD. La línea dentada de color azul representa el segmento central de la falla CDD. Segmentos de color amarillo y púrpura definen mini-corrugaciones de tipo antiforme y sinforme respectivamente. Líneas rojas: escarpes Cuaternarios. La envolvente de color gris muestra la zona de ruptura donde aparecen estos arreglos de escarpes Cuaternarios. Mz = basamento cristalino de edad Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Qf = unidades sin-tectónicas formadoras de abanicos aluviales de edad Cuaternario tardío. ....51

**Figura 21:** Fotografías aéreas de alta resolución que muestra el segmento CRCH4-1. A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa el segmento CRCH4-1 (línea color rosa delimitada por estrellas de color amarillo). En la parte norte del segmento se pueden apreciar escarpes Cuaternarios (líneas rojas) cortando unidades Holocénicas (Q3). Posteriormente se encuentra una porción del segmento donde no se presentan escarpes cortando unidades aluviales modernas (Q1 y Q2), lo que puede inferir que éstos han sido borrados o están cubiertos por sedimentos que se originan por la erosión causada por los canales activos. El tramo final del segmento CRCH4-1 (en dirección hacia el sur) muestra escarpes cortando unidades Pleistocénicas (Q5) a lo largo de ~1 km. ....52

**Figura 22:** Fotografías aéreas de alta resolución que muestran el segmento CRCH4-2. A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa el segmento CRCH4-2 (línea color rosa delimitada por estrellas de color amarillo), el cual muestra una extensión de aproximadamente 3.5 km. En la primera sección del segmento el arreglo de escarpes Cuaternarios (líneas rojas) se proyecta de manera ordenada con una dirección NW-SE. Sin embargo, en la última sección del segmento (~1.5 km), el arreglo de escarpes se va tornando desordenado hasta que toma dos direcciones (separadas ~500 metros una de la otra), una hacia el sur, cortando unidades Pleistocénicas, con escarpes modernos que tal vez han sido borrados, y otra en dirección al SE hasta topar con

el basamento cristalino de la Sierra el Mayor. Línea azul: falla normal de bajo ángulo CDD. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales (Modificado de Villaverde, 2017). .....54

**Figura 23:** Fotografías de alta resolución de la intersección del segmento CRCH4-2 con el pie de montaña de la Sierra El Mayor. A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa la intersección entre el segmento CRCH4-2 y la falla CDD (al pie de montaña de la Sierra El Mayor), la cual define las fronteras entre la parte activa (CDD2) y la parte abandonada (CDD1) de la falla CDD (límite sur de la parte abandonada de la falla CDD y límite norte de la parte activa). En la figura podemos observar la continuación de las direcciones de distribución de los arreglos de escarpes Cuaternarios (mostrados en la figura 22). Por una parte, observamos que los escarpes que proyectaban hacia el sur en el segmento CRCH4-2, continúan en la misma dirección y deforman penetrativamente unidades Holocénicas (Q4) y Pleistocénicas (Q5 y Q6) con posibles escarpes modernos inferidos que pueden haber sido erosionados. Por otro lado, los escarpes que proyectaban hacia el SE en el segmento CRCH4-2 cambian su orientación y siguen fielmente el trazo curvilíneo de la falla maestra de bajo ángulo, cortando unidades Holocénicas (Q3 y Q4) y Pleistocénicas (Q5 y Q6), con escarpes inferidos cortando unidades modernas (Q1) que son borrados por acción de la fuerza erosiva de canales activos. Línea azul: falla normal de bajo ángulo CDD. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas rojas: escarpes de falla Cuaternarios. Estrellas amarillas delimitan el segmento descrito en la figura. ....55

**Figura 24:** Fotografías aéreas de alta resolución que muestra un segmento de arreglo de escarpes con rumbo NW 55 SE. A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa un segmento de arreglo de escarpes con rumbo NW-SE (delimitado por las estrellas amarillas), con una longitud de aproximadamente 1.5 km, cortando unidades Holocénicas (Q4) y Pleistocénicas (Q6), con posibles escarpes cortando unidades modernas (Q1). En este segmento, los escarpes no siguen fielmente en su totalidad la traza curvilínea de la falla CDD, sino que forman escarpes de orientación NE que generan desprendimientos en dirección a la cuenca Laguna Salada. Estos desprendimientos de escarpes con orientación NE se representan mediante líneas verdes, con una longitud promedio de 1.6 km y separados 400 uno del otro. Línea azul: falla normal de bajo ángulo CDD. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas rojas: escarpes de falla Cuaternarios. Líneas azul marino: segmentos de arreglos de escarpes con dirección NW. ....56

**Figura 25:** Fotografías aéreas de alta resolución que muestra un segmento de arreglo de escarpes con rumbo NW 40 SE. A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa un segmento de arreglo de escarpes con rumbo NW 40 SE (delimitado por las estrellas amarillas), de aproximadamente 5 km de extensión, que corta unidades modernas (Q1), Holocénicas (Q3 y Q4), Pleistocénicas (Q6), y depósitos aluviales del Plio-Pleistoceno (Qof). En este segmento, los escarpes no siguen fielmente en su totalidad la traza curvilínea de la falla CDD, **sino que**

forman escarpes de orientación NW que generan desprendimientos en dirección a la cuenca Laguna Salada. Estos desprendimientos de escarpes con orientación NW se representan mediante líneas color azul marino, cuentan con una longitud promedio de 2.7 km y están separados a una distancia de ~400 m. Estos desprendimientos de escarpes con orientación NW, al cortar unidades modernas, se relacionan con el evento de 1934. Línea azul: falla normal de bajo ángulo CDD. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas rojas: escarpes de falla Cuaternarios. Líneas verdes: segmentos de arreglos de escarpes con dirección NE.....57

**Figura 26:** Fotografías de alta resolución que muestran el segmento final de arreglo de escarpes en el dominio central de la falla CDD. A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa el segmento final de arreglo de escarpes en el dominio central de la falla CDD. Este segmento consta de dos tramos, el primero es una prolongación (del segmento con rumbo NW 40 SE) con rumbo modificado a NW 30 SE que abarca una longitud aproximada de 2.6 km cortando unidades Holocénicas, Pleistocénicas y depósitos aluviales del Plio-Pleistoceno. El segundo proyecta con rumbo NW 45 SE por una longitud de 1.6 km cortando unidades Holocénicas y Pleistocénicas, para después cambiar su rumbo hacia NW 55 SE por un trayecto de aproximadamente 4.8 km, donde los escarpes cortan unidades Holocénicas (Q3) y Pleistocénicas (Q5, Q6, Q7). Las unidades modernas cortadas en este segmento se traducen a una relación con el evento de 1934, estableciendo así el límite sur del mismo. Línea azul: falla normal de bajo ángulo CDD. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas rojas: escarpes de falla Cuaternarios. Estrellas amarillas delimitan el segmento descrito en la figura. ....59

**Figura 27:** Evento originado en diciembre de 1934, con una magnitud de 6.5 y con un mecanismo focal que indica cizalla pura lateral derecha. En el caso de este evento se observan escarpes dominantes con rumbo NO, que indican que el evento inició en el límite sur y se propagó hacia el límite norte. La línea dentada de color azul representa la falla CDD. Segmentos de color amarillo y púrpura definen mini-corrugaciones de tipo antiformal y sinformal, respectivamente. La línea rosa propone la ruptura superficial del evento de 1934, determinada a partir de la ruta del arreglo de escarpes Cuaternarios (líneas rojas). Las estrellas azules indican el límite norte y sur del evento de 1934. ....61

**Figura 28:** Fotografías de alta resolución que muestran el límite norte del arreglo de escarpes del evento de 1934. A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa el límite norte del arreglo de escarpes del evento de 1934 dentro del segmento 4 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos los escarpes cortan unidades jóvenes Q3 y Q4, mientras que en el segmento 3 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos cortan unidades Q6 principalmente, lo que indica que el evento de 1934 no propagó hasta dicho segmento, estableciendo el límite norte de los escarpes relacionados al evento de 1934. Estrella azul: límite norte del evento de 1934. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas azul: escarpes de falla Q4. Líneas color morado: escarpes de falla Q5.....62

**Figura 29:** Fotografías de alta resolución que muestran el límite sur del arreglo de escarpes del evento de 1934. A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa el límite sur del arreglo de escarpes del evento de 1934, inferido a partir de la escasez de escarpes modernos en el inicio del segmento sinforme sur. Los escarpes holocénicos, representados por líneas azules, solo cortan las superficies Q4, más no las Q3, lo que indica que el evento sísmico que originó estas rupturas es más antiguo que las superficies Q3. Por lo tanto, el escarpe encontrado en la superficie Q3 (línea naranja) es la ruptura más joven cartografiada en la parte sur de la falla CDD, definiendo un posible límite sur para el evento de 1934. Estrella azul: límite sur del evento de 1934. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas azules: escarpes de falla Q4. Líneas color rojo: escarpes de falla Q6. ....64

## Capítulo 1: Introducción

---

La Laguna Salada es una cuenca con subsidencia activa que tiene una forma romboidal y se delimita por relieves topográficamente escarpados que se componen por basamento cristalino del Mesozoico, entre los que se encuentran la Sierra El Mayor y Cucapá al este y la Sierra Juárez al oeste. La abundante actividad sísmica en esta región confirma la cercanía al eje de la zona de cizallamiento entre las placas del Pacífico y Norte América.

La zona de estudio se conforma por abanicos aluviales compuestos por material que proviene del sistema fluvial episódico del Río Colorado y de la deposición de provenientes de las sierras Juárez, El Mayor y Cucapá (Siem, 1992). La falla CDD está asociada a rupturas sismogénicas superficiales registradas por una secuencia de 8 superficies de abanicos aluviales con una edad media de 2 y >18 ka, alimentados por cuencas de basamento cristalino del Mesozoico en la sierra Cucapá y El Mayor (Spelz et. al., 2008).

En el caso de Laguna Salada, la conjunción de las características de la falla normal de bajo ángulo, los escarpes del Cuaternario y una banda de sismicidad muestran una compatibilidad con el modelo de evolución de fallas normales “rolling hinge” (Wernicke y Axen, 1988). Axen y colaboradores (1999) mostraron que la formación de escarpes antitéticos, asociados con la falla de bajo ángulo, disminuyen cinemáticamente la cantidad de levantamiento vertical de las sierras e incrementan, por el contrario, la extensión horizontal a través del arreglo del escarpe, situación que fue inferida como la reactivación del detachment Cañada David a profundidad.

Edades exactas para estas superficies de abanicos son esenciales para el desarrollo de una cronología regional de los depósitos cuaternarios y para determinar los papeles relativos de tectonismo y el clima en la evolución de abanicos en el Cuaternario (Ritter et al., 1995). En áreas semiáridas alrededor del mundo, algunos estudios han argumentado sobre el vinculamiento entre el clima y la evolución de abanicos (Wells et al., 1997; Ritter et al., 2000).

Los estudios geomorfológicos y paleosísmicos son de gran utilidad para conocer la dinámica de la topografía y de los de eventos tectónicos que ocurren en el área de estudio, ya que nos permiten estimar el potencial sismogénico de las fallas geológicas y el comportamiento sismogénico, tal como es el desplazamiento co-sísmico por evento, la tasa de desplazamiento, la longitud de la ruptura, el tiempo transcurrido entre eventos y la probabilidad de incidencia (Audemard, 2002). Dichos estudios se realizan

mediante el trabajo observacional de campo, así como con la ayuda de algunas herramientas, tales como imágenes satelitales y modelos de elevación digital.

La caracterización del riesgo sísmico de esta falla activa mediante la documentación de paleo rupturas provocadas o generadas por sismos de gran magnitud nos ayudará a entender la frecuencia de dichos sismos en el ambiente actual.

## 1.1 Sismicidad en la región

El municipio de Mexicali se encuentra en la frontera entre las placas Pacífico y Norteamérica, por lo tanto, es una zona de alta actividad sísmica, y se caracteriza por presentar sismos de gran magnitud  $M_w$  (Magnitud momento)  $\approx 7$  (Mueller y Rockwell, 1991).

Debido a que la ciudad tiene un poco más de 100 años de ser habitada, el registro histórico de la actividad sísmica en la región es limitado. Sin embargo, se han presentado diversos eventos sísmicos en la zona, siendo los más considerables los de 1892 ( $7.2M_w$ ), 1934 ( $6.5 M_w$ ) y 2010 ( $7.2M_w$ ).

El sismo ocurrido el 23 de febrero 1892 es uno de los más fuertes registrados en la región, con una  $M_w$  de 7.2, y ha sido relacionado a la ruptura de la falla LS (Mueller y Rockwell, 1995). Este sismo generó una ruptura de 22 km a través de la falla LS y continuó en la intersección con la falla Cañón Rojo. Posteriormente, Rockwell et. al., (2015) registraron escarpes relacionados a rupturas superficiales relacionados al sismo de 1892 cortando unidades jóvenes, lo que permitió obtener una nueva estimación de la ruptura superficial conocida inicialmente (22 km), resultando una ruptura superficial de  $\sim 58$  km.

El 30 de diciembre de 1934 se presentaron una serie de temblores en la frontera entre México y Estados Unidos, el epicentro se localizó en la sierra El Mayor por la zona de la Laguna Salada con magnitud de 6.5  $M_w$  y seis réplicas de 4.5. Casi simultáneamente hubo otro sismo al sur de San Francisco. El mecanismo focal para este evento indica cizalla pura lateral derecha (Doser, 1994).

El 4 de abril de 2010, se presentó un sismo con magnitud  $M_w$  7.2, profundidad de 10 km y duración de 89 segundos, el cuál fue proseguido por más de 13 mil réplicas (del 4 de abril al 31 de agosto), seis de las cuales alcanzaron magnitudes de 5 a más grados. Este sismo es el evento de mayor magnitud ocurrido en

la zona desde 1892 y tuvo su epicentro en el valle de Mexicali, a 47 kilómetros al sureste de la ciudad. Este sismo ocurrió en una zona caracterizada por una alta actividad sísmica generada por los altos esfuerzos normales que actúan sobre ella, por lo tanto, produjo una gran cantidad de energía que produjo una ruptura superficial compleja en el margen de placas Pacífico-Norteamérica.

## 1.2 Fallamiento normal de bajo ángulo

Las fallas normales se dividen en tres grupos distintos; las fallas normales de ángulo alto que tienen una inclinación  $> 60^\circ$  y que abarcan una superficie de  $< 10$  km, las fallas normales de ángulo moderado que tienen una inclinación de entre  $30^\circ$  y  $60^\circ$ , y las fallas normales de bajo ángulo, con una inclinación  $< 30^\circ$  y que se extienden horizontalmente hasta en 50 km o más (comunicación personal John Fletcher, 2016).

Las fallas normales de bajo ángulo son estructuras geológicas que, aunque son reconocidas, no son totalmente comprendidas debido a su complejidad y al no muy vasto conocimiento de su mecánica de formación y evolución tectónica.

Por cerca de 3 décadas el debate se arremolinaba alrededor de las fallas normales de bajo ángulo (inclinación  $< 30^\circ$ ) desde que fueron propuestas para representar un modo fundamental de deformación cortical, ya que, a pesar de ser ampliamente reconocidas, son una de las estructuras geológicas menos comprendidas. Desde que estas fallas fueron reconocidas se ha tenido en duda su relación con los procesos sísmológicos, ya que algunas pueden desplazarse asísmicamente, pero algunas han dejado registros de paleosismicidad, que se relacionan con eventos raros, pero de gran magnitud (Fletcher y Spelz, 2009).

Dos de los principales objetivos del estudio de dichas fallas son: 1) los casos donde la sismicidad se puede relacionar directamente con una falla normal de bajo ángulo, que son raros (Fletcher y Spelz, 2009) y 2) la factibilidad mecánica geológica de la generación de una falla normal con una inclinación menor a  $30^\circ$  (Westaway, 1999).

Wernicke (1995) sugirió que la ausencia de grandes rupturas en fallas normales de bajo ángulo en el registro sísmico contemporáneo puede ser atribuible a que tienen intervalos de recurrencia inusualmente

largos.

Las observaciones sugieren que los terremotos ocurren ocasionalmente en fallas normales con inclinaciones cercanas a  $30^\circ$ , el rango más bajo encontrado por Jackson y White (1989). No obstante, su ocurrencia es poco común y tal vez se deban a condiciones geológicas especiales (Wernicke, 1995). Los terremotos relacionados con fallas normales de bajo ángulo deberían ser más largos en magnitud, pero mucho menos frecuentes que en otros tipos de fallas.

Otra hipótesis de la falta de sismicidad generalizada es que las fallas normales de bajo ángulo pueden deslizarse asísmicamente. Sin embargo, esta hipótesis parece ser inconsistente con una lista de ejemplos de extensas series de ruptura superficial sismogénica asociados a fallas normales de bajo ángulo (Axen, 1999).

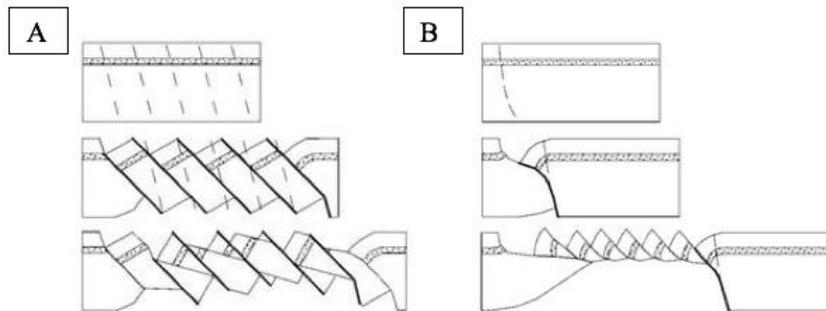
Muchas fallas normales, aparentemente de bajo ángulo, pueden ser activas en el régimen quebradizo, pero algunas pueden ser deslizadas. Independientemente, las observaciones de un flujo constante a través de una falla normal de poca profundidad y las observaciones experimentales de un bajo coeficiente friccional con propiedades de aumento de velocidad sugieren que las fallas de bajo ángulo pueden deslizarse relativamente a inmersiones poco profundas sin requerir de una presión de poro elevada o de rotación del esfuerzo (Geoffrey, 2009).

Existen dos modelos principales que muestran la evolución de una falla normal: 1) modelo de rotación de bloque "dominó" y 2) modelo de rotación "rolling hinge" (Brady, 2000).

La documentación de la rotación original de bajo ángulo se basa en diversos y multidisciplinarios conjuntos de datos que incluyen la restauración palinspástica de los indicadores de acomodo con una geometría original conocida, una caracterización termocronológica de la historia del enfriamiento del muro base, y datos paleomagnéticos (Wernicke, 1995).

La rotación estilo "dominó" (Figura 1) de bloques de falla es común en todas las escalas de ajuste extensional y la mayoría de los terrenos extendidos pueden ser caracterizados por dominios de inmersión espacialmente discretos, donde las capas estratigráficas han sido sistemáticamente rotadas junto con fallas normales que se acomodan en desplazamientos extensionales (Brady et. al., 2000). Estos bloques de corteza cortical se extienden a la base de la zona sismogénica y pueden superponer en una región subhorizontal en la corteza media.

Otro modelo cinemático que invoca la rotación progresiva de fallas de alto ángulo inicial a bajos ángulos es el modelo “rolling hinge” (Figura 1). En este modelo se piensa que el muro base tectónicamente descargado rebotará isostáticamente para formar un abultamiento antiformal que migra en dirección del transporte tectónico y sigue esencialmente el desplazamiento de la placa superior. La mayor actividad de deslizamiento se registra en el segmento de alto ángulo de la falla, que constituye el borde de la protuberancia antiformal, donde se van registrando segmentos de la falla maestra, que van girando en ángulos poco inclinados y se van abandonando progresivamente (Wernicke y Axen, 1988). Muchas fallas normales de bajo ángulo con gran desplazamiento son antiformalmente deformadas y tienen una geometría macroscópica que es consistente con el modelo “rolling hinge” (Wernicke y Axen, 1988).



**Figura 1: Modelos de Evolución de una falla normal a una de bajo ángulo.** A) modelo estilo “dominó” que muestra como la generación de fallas de alto ángulo más antiguas van rotando hasta llegar a un ángulo de inclinación desfavorable al fallamiento, ocasionando la formación de un nuevo grupo de fallas de alto ángulo, repitiendo el proceso. B) modelo “rolling hinge” donde el abandono del bloque de techo produce un rebote isostático en dirección al transporte tectónico del bloque de piso, generando una disminución crítica en el ángulo de inclinación de la falla (Brady, 2000).

### 1.3 Hipótesis y objetivos

#### 1.3.1 Hipótesis

Aunque las fallas normales de bajo ángulo son subóptimamente orientadas y sismos asociados con ellas son muy escasos, se propone que el comportamiento sísmico de la falla Cañada David Detachment es similar a una falla óptimamente orientada en términos de características claves tales como longitud de

ruptura superficial, magnitud de desplazamiento e intervalos de recurrencia.

### **1.3.2 Objetivos generales**

Determinar el comportamiento sismogénico de la falla Detachment Cañada David.

### **1.3.3 Objetivos particulares**

- 1) Realizar el levantamiento fotográfico de alta resolución en el dominio central de la falla CDD, en la margen oeste de la Sierra El Mayor.
- 2) Identificación y clasificación de escarpes relacionados a la falla CDD.
- 3) Caracterizar las superficies de abanicos aluviales del Cuaternario asociados a sistemas de drenaje en de la Sierra El Mayor.
- 3) Determinación de la distribución, relación y edad relativa de las rupturas superficiales.
- 4) Establecer intervalos de recurrencia y magnitudes de eventos sísmicos en la parte central de la CDD, así como la dimensión y distribución de rupturas superficiales relacionadas a estos.

## **1.4 Marco Tectónico**

La placa del Pacífico se ha movido hacia el Noroeste, con respecto de la placa de Norte América, desde hace aproximadamente 42 Ma (Stock y Molnar, 1988). Sin embargo, no fue sino hasta hace 29 Ma cuando se suscitó el primer contacto entre dichas placas, después de ocurrida la subducción de la porción más oriental de la placa Farallón por debajo de la margen occidental de la placa de Norte América (Bohannon y Parsons, 1995). A partir de 29 Ma, la longitud de la frontera entre las placas Pacífico y Norte América ha crecido, hasta alcanzar su longitud actual de 2,300 km, debido a la migración secuencial de puntos triples asociados con la fragmentación de la placa Farallón en varias microplacas, mismas que han sido secuencialmente capturadas por la placa Pacífico y acopladas a la margen occidental de Norte América

(Atwater, 1970; Lonsdale, 1991). Bohannon y Parsons (1995) han sugerido que mucho del tectonismo continental, posterior a los 29 Ma, es el resultado conjunto del movimiento relativo de la placa Pacífico en dirección noroeste y de la fuerte tracción que ejercen las losas oceánicas capturadas, sobre la porción profunda de la corteza continental de Norte América.

Tal como cita Atwater (1970), en la actualidad, las placas de América y el Pacífico parecen estar moviendo una más allá de la otra en paralelo a la falla de San Andrés, a razón de 6 cm/año. Datos relativos a la historia de finales del Cenozoico de movimientos entre estas placas no son concluyentes, por lo que se examinan 2 modelos probables.

El primero supone un movimiento constante de 6 cm/año en todo el Cenozoico tardío, mientras que el otro supone que las 2 placas se fijaron una respecto a la otra hasta hace 5 Ma, momento en el que se rompieron a lo largo del sistema de fallas de San Andrés y comenzaron a moverse a los 6 cm/año.

El segundo modelo implica que la falla de San Andrés tomó todo el movimiento en el límite entre las placas de Norte América y del Pacífico, mientras que el primer modelo sugiere la visión más amplia de que gran parte de la actividad tectónica del Cenozoico tardío del oeste de América del Norte se relaciona con este límite de deformación.

A su vez, Sveringhaus y Atwater (1990), mediante su modelo denominado cuerda de arco o "bowstring", sugieren que el borde continental de Norte América ha evolucionado desde su posición inicial, localizada hacia el Este hace 30 Ma, hasta alcanzar su configuración actual, en respuesta a la deriva de la placa Pacífico. Las consecuencias cinemáticas de dicha evolución implican que el sistema San Andrés se ha deformado con el tiempo y que la transición, posterior a la subducción, no ha sido una simple convergencia hacia un deslizamiento de rumbo, sino que, por el contrario, favoreció el desarrollo tanto de un sistema de extensión continental como un sistema de deslizamiento de rumbo asociado al sistema de fallas de San Andrés.

Axen y Fletcher (1998), en base a la diferencia o partición del estilo de deformación, dividen la frontera moderna entre Pacífico y Norte América en tres dominios principales, de norte a sur. El dominio del norte se extiende desde la junta triple Mendocino hasta la porción norte de las sierras transversas y se caracteriza por transpresión, en una zona de varias decenas de kilómetros de ancho que corre a lo largo del segmento norte de San Andrés. El dominio central incluye las sierras transversas, así como el segmento, conocido como el "big bend", donde la falla San Andrés cambia su rumbo en dirección WNW. La partición de

deformación en este dominio se caracteriza por fallamiento de torsión lateral derecho a lo largo de San Andrés con compresión N-S y la rotación de fragmentos de la corteza en sentido de las manecillas del reloj. Por último, el dominio del sur se extiende desde las sierras transversas hasta la elevación de Alarcón en la boca del Golfo de California. La deformación en este dominio es dominada por fallamiento de torsión lateral derecho sobre la porción más al sur de San Andrés y fallas asociadas de desplazamiento lateral derecho, en combinación con la extensión NW-SE de las cuencas del Golfo al sur de isla Tiburón, donde la dispersión del piso oceánico se encuentra activa o en proceso de iniciar (Lonsdale, 1991; DeMets, 1995).

Por mucho tiempo se ha reconocido que la falla de San Andrés, en el sur de California y norte de la Península de Baja California, no constituye una frontera única entre las placas del Pacífico y Norte América (Atwater, 1970). Por el contrario, el movimiento relativo de las placas en dicha región es acomodado a través de zonas de falla sub-paralelas que ensanchan, hasta cientos de kilómetros, la deformación de esta zona de la frontera entre dichas placas (Bennett, 1996). Cinco zonas de falla principales, relacionadas a la frontera entre placas, son las que cortan la región: San Andrés (parte sur), San Jacinto, Elsinore-Laguna Salada, Imperial y Cerro Prieto (Axen et. al., 1998).

Por su parte, Suárez-Vidal y colaboradores (1991) correlacionan la actividad sismotectónica, en el norte de Baja California, con tres grupos de fallas activas. En el primer grupo se encuentran las fallas Imperial, Cerro Prieto, Cucapá y Laguna Salada, todas ellas ubicadas en el valle de Mexicali e Imperial. El segundo grupo está conformado por aquellas fallas relacionadas al escarpe principal del golfo, tal como la falla San Pedro Mártir, y fallas asociadas con el escarpe de sierra Juárez. Finalmente, en el tercer grupo se encuentran las fallas que cruzan las sierras peninsulares, tales como Agua Blanca y San Miguel-Vallecitos.

Al respecto y con relación a la falla de Laguna Salada, Savage y colaboradores (1994) encuentran que la acumulación de esfuerzos observada sobre la falla es consistente con la evidencia de deslizamientos oblicuos, en partes casi iguales de desplazamiento lateral derecho y desplazamiento normal, observados sobre la falla durante el Holoceno (Mueller y Rockwell, 1991). La formación de escarpes cuaternarios, a lo largo del trazo de la falla Laguna Salada, han sido documentados y asociados a sismos recientes ocurridos principalmente en 1892, con magnitud ( $M_w$ ) 7.1 (Leeds, 1979; Mueller y Rockwell, 1991; Doser, 1994; Mueller y Rockwell, 1995).

## 1.5 Cuenca Laguna Salada

La cuenca Laguna Salada se localiza en la porción más septentrional de la provincia extensional del Golfo de California, en el noroeste de México, justo en la zona de deformación entre las placas Pacífico y Norte-América (Figura 2). Es una cuenca con subsidencia activa, tiene una forma romboidal y está delimitada por relieves topográficamente escarpados compuestos por basamento cristalino del Mesozoico, entre los que se encuentran la Sierra Juárez al oeste, y las Sierras Cucapá y El Mayor al este. La abundante actividad sísmica en esta región confirma la cercanía al eje de la zona de cizallamiento entre las placas del Pacífico y Norte América (Spelz et. al., 2008).

La cuenca Laguna Salada es de tipo “pull-apart” con un aproximado de 5-6 km de relleno en la parte central (Kelm, 1972). Recientemente ha sido interpretada por Axen y Fletcher (1998) como una estructura de medio graben que es mayormente controlada en su margen oriental por dos fallas mayores de extensa delimitación con inclinación al oeste, la falla Laguna Salada y la falla CDD (Figura 2) (Axen y Fletcher, 1998). Estas fallas se han acomodado aproximadamente 10 km fuera del conjunto desde el Mioceno medio-tardío y están asociadas a una amplia formación de fallas del Cuaternario tardío (Fletcher y Spelz, 2009).

Es posible dividir la región de Laguna Salada en tres dominios geológicos importantes: 1) al oriente se encuentra Sierra Juárez y al suroeste se encuentran flujos volcánicos superpuestos sobre las rocas graníticas de la Sierra de la Tinaja, 2) al sur y al este, se ubican la Sierra Cucapá y la Sierra El Mayor, y 3) la cuenca sedimentaria, que inició su formación durante el pleistoceno a partir del levantamiento de la Sierra Cucapá, formando un depocentro bastante plano y alargado con un desplazamiento noroeste a sureste, que comprende abanicos sedimentarios aluviales y lacustres depositados principalmente por el río Colorado (Dorsey y Barajas, 1999).

A lo largo de la región de la Laguna Salada, las fallas de alto ángulo predominantes presentan un deslizamiento de inclinación normal o un fuerte desplazamiento lateral derecho oblicuo normal (Axen y Fletcher, 1998).



asociadas con una serie de fallas de alto ángulo muy poco espaciadas. Finalmente, sobre el margen occidental de Laguna Salada, 4) la totalidad del frente montañoso de la sierra Juárez es dominado por fallas de alto ángulo.

## **1.6 Unidades Litológicas**

En el área de estudio se dividen las unidades litológicas, de manera general, en dos categorías: unidades pre-tectónicas y unidades sin-tectónicas. Esta división depende de su relación temporal con respecto al inicio de la actividad tectónica de la CDD que, según se piensa, inició entre los 12 y 10 Ma (Axen et al., 2000).

### **1.6.1 Unidades pre-tectónicas**

En esta categoría encontramos las rocas preexistentes al inicio de la actividad tectónica de la falla CDD, que incluyen unidades de rocas Mesozoicas de basamento cristalino en las Sierras Cucapá y El Mayor, compuestas por rocas metamórficas polideformadas prebatolíticas, las cuales a su vez se encuentran intrusionadas por rocas plutónicas que han sido emplazadas sobre la margen continental como parte del arco magmático Cretácico. Estas rocas, a su vez, son parcialmente cubiertas depositacionalmente o intrusionadas por flujos y diques volcánicos del Mioceno (Spelz, 2002).

Así mismo, se encuentran unidades de rocas volcánicas del Cenozoico medio-tardío, las cuales son escasas a través del margen oriental de la Laguna Salada, limitando su presencia a una pequeña área ubicada en el norte de la Sierra Cucapá. A diferencia de la Sierra Cucapá, en la Sierra El Mayor no afloran rocas volcánicas, sin embargo, es común la presencia de diques de composición basalto-andesítica rellenando fracturas preexistentes a lo largo del basamento cristalino pre-Cenozoico (Fletcher, 2002).

### **1.6.2 Unidades sin-tectónicas**

En esta categoría se encuentran las rocas contemporáneas y posteriores al inicio de la actividad tectónica de la CDD, e incluye unidades que no forman terrazas ni abanicos aluviales, sino que carecen de estructura

morfológica definida. Estas unidades se han descrito en base a relaciones observadas al noroeste de la Sierra El Mayor (Siem, 1992; Siem y Gastil, 1994; Dorsey y Martín-Barajas, 1999; Martín-Barajas et al., 2001) y se representan por las siguientes formaciones descritas a continuación.

### **1.6.3 Formación Imperial ( $T_{im}$ )**

Constituye la unidad estratigráfica más inferior en la cuenca Laguna Salada (Siem y Gastil, 1994) y que consta de tres miembros, el miembro inferior ( $T_{im1}$ ), que consta de una facie conglomerática interpretada como depósitos proximales a distales de flujos de gravedad provenientes de las Sierras y depositados en un ambiente sub-acuático. El miembro intermedio ( $T_{im2}$ ), con depósitos de ambiente marino de plataforma y talud continental, que gradan secuencia arriba a facies de prodelta y planicie deltáica ( $T_{im3}$ ). Los miembros  $T_{im2}$  y  $T_{im3}$  representan una secuencia de depositación rápida y progradación del delta del Río Colorado (Spelz, 2002).

### **1.6.4 Formación Palm Springs ( $T_{ps}$ )**

En el norte de la Sierra El Mayor, consiste principalmente en areniscas finas pobremente cementadas y bien clasificadas que fueron depositadas en un ambiente deltáico no-marino. Axen y colaboradores (1998) sugieren que esta formación registra la progradación del delta del Río Colorado por encima de los lodos de la  $T_{im}$  antes del comienzo del levantamiento de las Sierras El Mayor y Cucupá. El contacto entre ambas unidades puede ser por discordancia angular o gradacional, lo que indica una actividad tectónica sin-sedimentaria. Al norte de la Sierra El Mayor generalmente se da un contacto por falla (Spelz, 2002).

### **1.6.5 Depósitos Aluviales del Plio-Pleistoceno ( $Q_{of}$ )**

En el área de estudio el conglomerado gris se encuentra basculado  $\sim 30^\circ$  hacia el NE y consiste en una alternancia de estratos conglomeráticos de  $\sim 2$  m de espesor y estratos de arena gruesa conglomerática, color café, de hasta  $\sim 50$  cm de espesor. Predominan los clastos graníticos sobre los metamórficos, los

clastos son redondeados o subredondeados. La matriz se constituye de arenas gruesas medianamente cementadas.

Esta unidad es interpretada por Dorsey y Martín-Barajas como depósitos de abanicos aluviales de gradiente alto que se derivaron de la Sierra Cucapá, a partir del bloque de piso de la falla LS.

Ocurren como grandes y aisladas colinas que se elevan por encima de la superficie de la cuenca y de otros depósitos aluviales de pie de monte. Son típicamente redondeadas y los clastos en la superficie de estos depósitos no están fuertemente intemperizados, ni cuentan con suelos bien desarrollados, lo cual sugiere que las superficies no son estables. Esta unidad se encuentra fuertemente cizallada en la cercanía al contacto del sistema de fallas Laguna Salada-CDD (Spelz, 2008).

### **1.6.6 Depósitos Aluviales Jóvenes**

Esta unidad contiene las superficies aluviales de edad Cuaternaria, formadas por sedimentos provenientes de la Sierra El Mayor. Las superficies fueron diferenciadas en base a la morfoestratigrafía y las características climáticas. Las características clave para establecer una edad relativa incluye el estudio de propiedades post deposicionales como: 1) la elevación relativa de la superficie del abanico sobre los canales de corriente modernos, 2) el desarrollo del barniz de las rocas, 3) preservación de la franja original y morfología del canal en la superficie, 4) desintegración química y mecánica de los clastos en superficie, 5) abundancia y tipo de vegetación y 6) el grado de madurez del suelo (Mueller y Rockwell, 1995; Rockwell, 2000; Bull, 1991; Birkeland y Noller, 2000).

### **1.7 Sistema de Fallas Laguna Salada y CDD**

Las fallas Laguna Salada y CDD están localizadas al oeste del sistema Cerro Prieto-Imperial controlan la subsidencia activa de la cuenca Laguna Salada y el levantamiento de la Sierra Cucapá y El Mayor. El sistema de fallas Laguna Salada-CDD, así como la cuenca Laguna Salada, son un sistema morfológica y sistemáticamente contrastante al que se le asocia una actividad sísmica histórica significativa con magnitudes  $\geq 6.5$  (Spelz, 2008).

### 1.7.1 Cañada David Detachment

La falla CDD es una falla normal de bajo ángulo orientada al oeste que yuxtapone conglomerados del Plioceno-Pleistoceno contra basamento cristalino del Mesozoico. La zona de falla comúnmente inclina de 20° a 29° y tiene de 1 a 2 metros de arcilla multicolor rodeada de una zona de cataclasita que puede alcanzar un espesor de 100 a 200 m (Fletcher, 2009). La actividad en la falla CDD se cree que comenzó ~12 Ma y ha acomodado de 10 a 12 km de la extensión horizontal como indica la termocronología de baja temperatura en rocas del muro base (Axen et. al., 2000).

La falla CDD incluye tanto hebras activas como inactivas. La parte inactiva constituye la tendencia al noroeste de la falla curva de contacto entre rocas cristalinas de la Sierra El Mayor y rocas sedimentarias del Plioceno-Pleistoceno expuestas en la cuenca del Cerro Colorado. Brechas submarinas y areniscas provenientes del muro base de la Formación Imperial cerca de la falla CDD indican que la hebra de la falla era activa durante el Plioceno (Vázquez-Hernández et. al., 1996; Axen et. al., 1999)

No es bien conocido cuándo cesó el deslizamiento en la parte inactiva de la falla CDD, pero la presencia de fallas normales de bajo ángulo que cortan las rocas sedimentarias del Plioceno- Pleistoceno en la placa superior, sugieren que el deslizamiento puede haber continuado hasta el Pleistoceno temprano o medio. La parte activa de la falla CDD sigue el margen noreste de la moderna cuenca Laguna Salada desde el sur de la Sierra El Mayor a la intersección con la ahora parte inactiva de la falla CDD. Esta parte del sistema de falla contiene abundantes escarpes del Cuaternario que recientemente han sido atribuidos a un deslizamiento en el Pleistoceno tardío y Holoceno de la superficie de la falla a profundidad (Axen et. al., 1999). El deslizamiento de la parte sur de la falla CDD ha continuado desde el Pleistoceno a la fecha (Axen et. al., 1999).

La estratigrafía se divide en tres secuencias delimitadas de discordancia: 1) lutita marina del Plioceno de la Formación Imperial, 2) Capas rojas no marinas del Plioceno-Pleistoceno, que consisten en brecha sedimentaria, conglomerado, arenisca conglomerada y arenisca de grano fino con lutitas de la Formación Palm Spring, y 3) roca de grava no cementada del Pleistoceno. Las secuencias de depósitos gruesos de capas rojas que son depositados en el margen de falla generan un alto y bajo gradiente de abanicos aluviales que pasan literalmente a un plano fluvial de baja energía del ancestral Río Colorado que ocuparon la actual Laguna Salada (Dorsey y Barajas, 1999).

La falla CDD es corrugada y muestra un fuerte trazo curvilíneo. Al norte finaliza contra la falla Laguna

Salada, que es una falla dextral normal de alto ángulo que controla el margen occidental de la Sierra Cucapá (Spelz et. al., 2008). Y al noroeste correlaciona con una falla de bajo ángulo de la Sierra Cucapá (Axen et. al, 1998).

La falla CDD controla la porción sur de la cuenca del rift Laguna Salada al norte del Golfo de California, y en varios sentidos es ideal para direccionar diversas cuestiones acerca de la evolución geodinámica de una falla normal de bajo ángulo. La falla es una estructura de larga vida que abarca ~14 km de desplazamiento horizontal en dirección este-noreste desde el Mioceno tardío y una extensiva formación de escarpes del Cuaternario ha sido encontrada a lo largo de su longitud.

Las rupturas sismogénicas superficiales asociadas a la CDD son registradas por una secuencia de 8 superficies de abanicos aluviales, unidades que se determinaron a partir de algunas características como: el grado de conservación de barras y canales, el desarrollo de barniz del desierto, el grado de intemperismo, la altura relativa entre ellas y la cantidad de vegetación, y que varían en edad de al menos 18 Ka la más antigua y menos de 2 Ka la más joven, y que están excepcionalmente bien preservadas debido al microclima hiper-árido que ha afectado a la cuenca a lo largo del Cuaternario tardío (Spelz et. al., 2008).

El estudio de las relaciones cortantes entre las unidades clasificadas por Spelz (2008) y los paleoescarpes cortando dichas unidades busca comprender la mecánica estructural de la CDD. En los dominios sinformes se identificó una migración del bloque de techo en dirección al transporte tectónico.

### **1.7.2 Falla Laguna Salada**

La falla LS se ubica al noreste de la cuenca Laguna Salada, en el margen oriental de la Sierra Cucapá. Con un rumbo de N 50° W y un buzamiento al suroeste de entre 55° y 70°. Se compone de tres segmentos de fallas normales dextrales con diferentes orientaciones, distribuidas a lo largo de 57 km de longitud. Cada segmento varía principalmente en la composición litológica del bloque de techo, su topografía, etc. El segmento norte traza desde la cuenca hasta la intersección con Cañón Rojo. El segmento central va de la falla Cañón Rojo hacia la parte inactiva de la CDD, mientras que el tercer segmento es la división entre las sierras Cucapá y El Mayor.

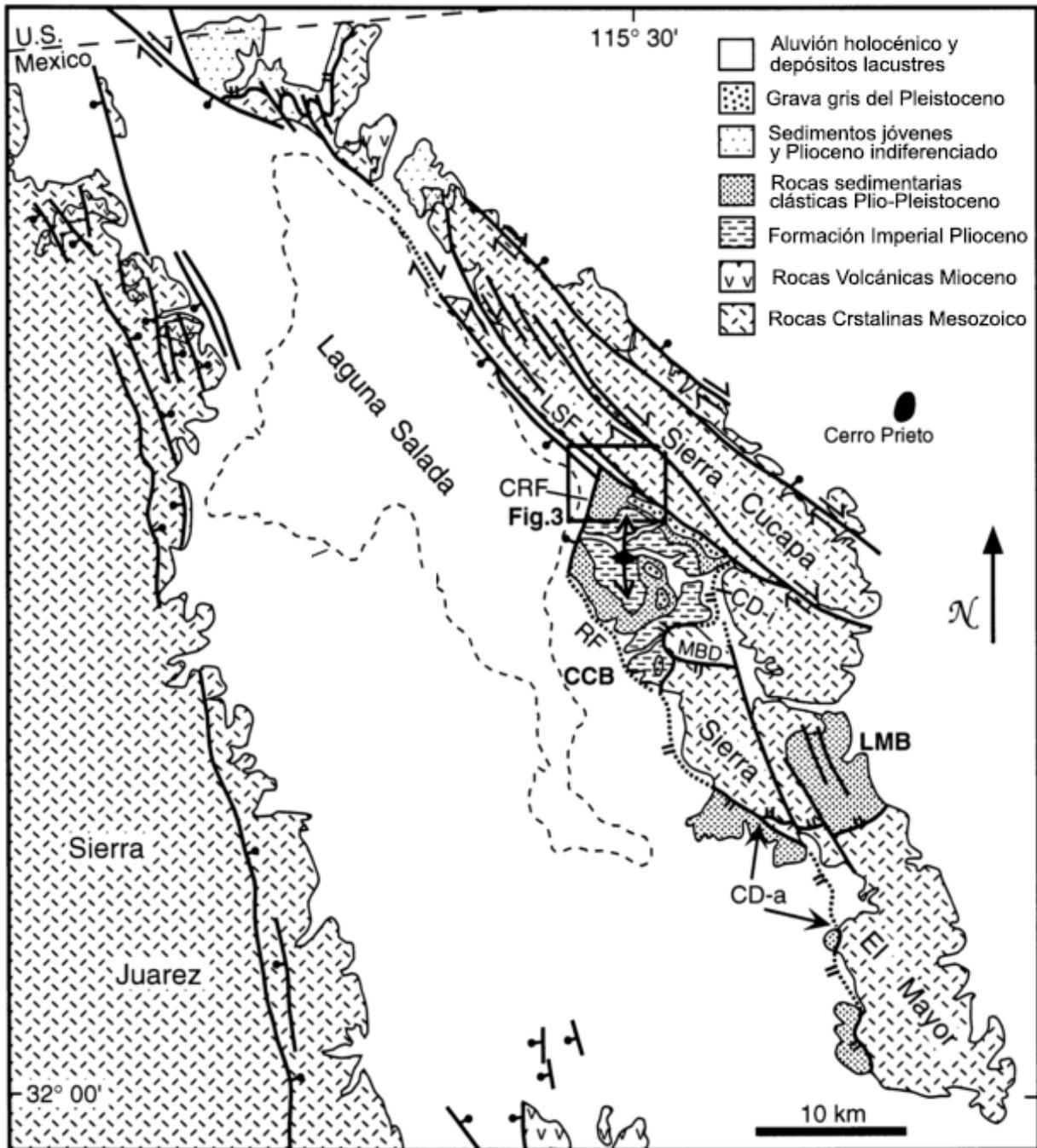
## 1.8 Sierra Cucapá-El Mayor

La Sierra Cucapá (Figura 3) (Spelz et. al., 2008) se encuentra ubicada sobre una zona de transición estructural altamente deformada y activa, que abarca desde el norte de la provincia extensional del Golfo de California hasta el sistema de fallas de San Andrés. Se encuentra a un nivel topográfico más bajo que la Sierra Juárez, y el hundimiento más activo está en el lado oriental de la cuenca Laguna Salada (Armstrong et. al., 2010).

La Sierra Cucapá es delimitada y cortada internamente por varias fallas de alto grado con tendencia al NW. Las fallas afectan la cordillera en el rango de  $N60^{\circ}W$  a  $N20^{\circ}E$ , mientras que las fallas mayores comúnmente afectan entre  $N30^{\circ}W$  y  $N50^{\circ}W$  (Barnard, 1968).

A través del margen oriental de la Sierra Cucapá, el trazo de la falla Cucapá es definido por un estrecho valle que es generalmente menor de 200 m de amplitud, pero que se extiende por más de 20 km (Barnard, 1968).

No se han observado fallas detachment de bajo ángulo en la Sierra Cucapá, ya que es improbable que contenga una detachment que yuxtaponga basamentos cristalinos de niveles corticales significativamente diferentes. El nivel cortical pre extensional aparentemente gradúa de poca profundidad al noroeste a muy profundo en el sureste (Axen y Fletcher, 1998).



**Figura 3: Mapa geológico simple de la cuenca sedimentaria Laguna Salada** donde se muestran las fallas principales y secuencias sedimentarias. CDa= Porción activa de Cañada David Detachment, CDi= Porción inactiva del Cañada David Detachment, CRF= Falla Cañón Rojo, LSF= Falla Laguna Salada, MBD= Monte Blanco Detachment, RF= Falla Frente de Montaña (Range Front) escarpes a través de la continuación de la CDD. (Tomada de Dorsey y Martín-Barajas, 1999).

La Sierra el Mayor (Figura 3) (Spelz et. al., 2008) radica entre una falla dextral de límite de placa y la cuenca Laguna Salada. Esta cuenca es delimitada al noreste por un deslizamiento dextral normal de la cuenca Laguna Salada, que rompió en 1892 (Mueller y Rockwell, 1995).

En la parte norte de la Sierra el Mayor, Siem (1992; Siem y Gastil, 1994) subdividió el sistema detachment en dos grandes hebras que colectivamente delimitan el domo Monte Blanco, que comprende el menor grado estructural expuesto en la zona y que refleja la suave naturaleza curvilinear de las fallas detachment y de la foliación del Cretácico que es subparalela a ésta. Estas dos detachments se fusionan hacia el oeste en dirección a la placa superior de transporte, por lo que sólo una falla mayor se presenta a través del borde oeste y del flanco norte del domo (Siem, 1992; Siem y Gastil, 1994).

Dos fallas detachment del Mioceno-Pleistoceno dividen la sierra El Mayor en tres placas. La placa superior consiste en estratos de la Formación Palm Springs y conglomerados jóvenes y es delimitada bajo la falla CDD. El bloque inferior está compuesto de rocas metamórficas del Cretácico e intrusiones granitoides, y está bordeada por la falla detachment Monte Blanco. El bloque medio consiste de un basamento metamórfico moderadamente intruído que yace sobre la Formación Palm Springs (Siem, 1992; Siem y Gastil, 1994; Axen y Fletcher, 1998).

La abundante actividad sísmica en esta región confirma que se localiza cerca de la zona de cizallamiento entre las placas Pacífico y Norte América. La mayor parte de la sismicidad y cizallamiento del margen de placa se localiza al este de la Sierra el Mayor (Fletcher y Spelz, 2009). El margen oeste, donde se concentra una sustancial actividad tectónica, es controlado por la falla CDD de inclinación oeste (Siem y Gastil, 1994). La extensión horizontal de acomodo de las fallas detachment en la Sierra El Mayor es de mínimo ~14 km (en la parte central de la sierra) a ~18 km (en la parte del domo Monte Blanco) (Axen y Fletcher, 1998).

## Capítulo 2: Materiales y métodos

---

### 2.1 Cartografía de abanicos aluviales y escarpes de falla

Tal como citan Spelz y colaboradores (2008), abanicos aluviales del Cuaternario tardío se extienden a lo largo de la región desértica del suroeste de Norte América y, con la llegada de nuevas técnicas de datación, se han convertido en el indicador geomorfológico más importante para definir las tasas de deslizamiento a través de una extensa formación de fallas que se acomodan en el cizallamiento entre las placas del Pacífico y Norte América.

La formación de abanicos aluviales es ampliamente reconocida como un producto de complejas interacciones entre el clima, tectonismo y procesos autocíclicos.

Los abanicos aluviales de frente de montaña a lo largo del margen oriental de la cuenca Laguna Salada, son alimentados por cuencas de basamento cristalino del Mesozoico en la sierra Cucapá y El Mayor. Estos depósitos están dominados por restos de flujos de grano grueso y por depósitos fluviales canalizados. Los depósitos de abanicos también interdigitan con sedimentos lacustres cerca del centro de depósito de la base (Spelz et. al., 2008).

Como reportan Mueller y Rockwell (1995), los abanicos aluviales y bajadas a lo largo de la zona central de la falla Laguna Salada en el norte de Baja California registran una recurrente historia de terremotos de deslizamiento oblicuo del Holoceno.

Axen y colaboradores (1999), a partir de la restauración de los perfiles topográficos de escarpes de falla que cortan abanicos aluviales cuaternarios ubicados por encima del detachment Cañada David, mostraron que los escarpes antitéticos disminuyen cinemáticamente la cantidad de levantamiento vertical de las sierras e incrementan, por el contrario, la extensión horizontal a través del arreglo del escarpe, lo cual fue inferido como la reactivación de la detachment Cañada David a profundidad.

A partir de tecnologías de percepción remota y fotogrametría digital de alta resolución, se logró el mapeo detallado de las unidades geomorfológicas (abanicos aluviales) cuaternarias y los escarpes producidos por sismos de gran magnitud que cortan dichas unidades, relacionados a la falla normal de bajo ángulo CDD. La relación entre escarpes y unidades geomorfológicas cortadas permite determinar la edad relativa de los eventos sísmicos ocurridos en el área de estudio, información con la cual es posible estimar periodos

de recurrencia y magnitud de los eventos sísmicos registrados en el área de interés.

Una cartografía de los abanicos aluviales y escarpes de falla Cuaternarios ubicados a lo largo de la margen de la Sierra El Mayor había sido elaborada por Spelz y Fletcher. Sin embargo, no contaba con la resolución suficiente para observar y registrar de una manera más eficaz las relaciones cortantes en las diversas unidades de abanicos aluviales. Por lo tanto, haciendo uso de nuevas tecnologías, como la percepción remota y la fotogrametría digital de alta resolución, nos permiten obtener un producto más detallado con el cual podemos caracterizar de una manera más precisa la distribución de escarpes y sus edades relativas con respecto a las relaciones cortantes con las superficies de abanicos aluviales.

Se realizaron campañas de campo en el dominio central de la falla CDD donde, por medio de un vehículo aéreo no tripulado (VANT) eBee®, se obtuvieron fotografías aéreas de alta resolución a partir de las cuales se generaron ortomosaicos y modelos digitales de la superficie terrestre del terreno, lo que se tradujo en un mapa de escala 1:1000 que permite obtener información indispensable para la evaluación de periodos de recurrencia, número y magnitud de los eventos que forman los escarpes en la región, así como la evaluación de los rasgos estructurales en el área de estudio.

## **2.2 Recolección y procesamiento de datos**

### **2.2.1 Hardware y Software**

Se utilizaron las siguientes herramientas para la recolección de datos en campo y su posterior procesamiento para realizar el análisis competente a este proyecto:

eBee: Vehículo aéreo no tripulado (VANT). Es una herramienta de alto rendimiento que puede cubrir hasta 12 km<sup>2</sup> en un solo vuelo automatizado y una distancia de muestreo terrestre de hasta 1.5 cm por pixel que posteriormente se pueden convertir en ortomosaicos 2D y modelos tridimensionales.

eMotion: es un software el cual genera un plan de vuelo basado en un polígono de la zona de interés. Calcula la altitud requerida para el eBee y la trayectoria definida para este. Incluye un simulador donde se incorpora la duración de la batería del dron, así como la fuerza y dirección del viento, lo que permite analizar el plan de vuelo antes del lanzamiento, así como una función de planificación de vuelos en 3D que

utiliza datos reales de elevación para establecer la altitud del vuelo. La zona de interés es particionada en una secuencia de vuelos que cubren el área en función de la duración de las baterías y en las condiciones de viento.

CANVAS 15: Software que proporciona herramientas para crear y editar gráficos vectoriales y raster. Utilizado para obtener la cartografía detallada de los paleoscarpes y abanicos aluviales a partir de fotografías aéreas de alta resolución.

Global Mapper V15.0: Software de SIG para editar y visualizar imágenes en diferente calidad y resolución. Combina una gama completa de herramientas de tratamiento de datos espaciales con acceso a una variedad de formatos de datos, facilitando su manipulación en otros softwares.

ArcGis: Software utilizado para la edición y elaboración de figuras y mapas.

Pix4D: Software utilizado para generar ortomosaicos 2D, nubes de puntos 3D y modelos digitales de superficie (MDS) a partir de fotografías aéreas.

Los ortomosaicos son representaciones fotográficas de alguna zona en la superficie terrestre donde todos los componentes se encuentran a la misma escala, estas imágenes son procesadas hasta obtener ortomosaicos georreferenciados de la zona corregida geográficamente y libre de deformaciones.

Las nubes de puntos se conforman de millones de puntos individuales, los cuales tienen asignadas coordenadas X, Y y Z y un valor RGB generado a partir del conjunto de fotografías.

El Modelo Digital de Superficie (MDS) representa el relieve de la superficie que incluye objetos y estructuras de la tierra, como vegetación, rocas o algún rasgo geomorfológico presente en la superficie, o bien la superficie desnuda cuando no se presenta alguno de ellos.

En el transcurso del proyecto, y con el fin de encontrar una mejor calidad en la búsqueda de escarpes de falla producidos por sismos, se optó por utilizar diversos modelos de elevación de la zona de estudio. Uno de ellos es el Modelo Digital de Elevación a 5 m, desarrollado por el INEGI, sin embargo, debido a que la zona de interés no está cubierta en su totalidad por este MDE, fue necesario adquirir el AW3D ALOS PRISM ÓPTICO, el cual se desarrolló a partir de imágenes con resolución de 2.5 m. Así mismo, se utilizaron los modelos SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de 30 m, y posteriormente el MDE generado mediante

las fotografías obtenidas del VANT con una definición de 12 cm/pixel.

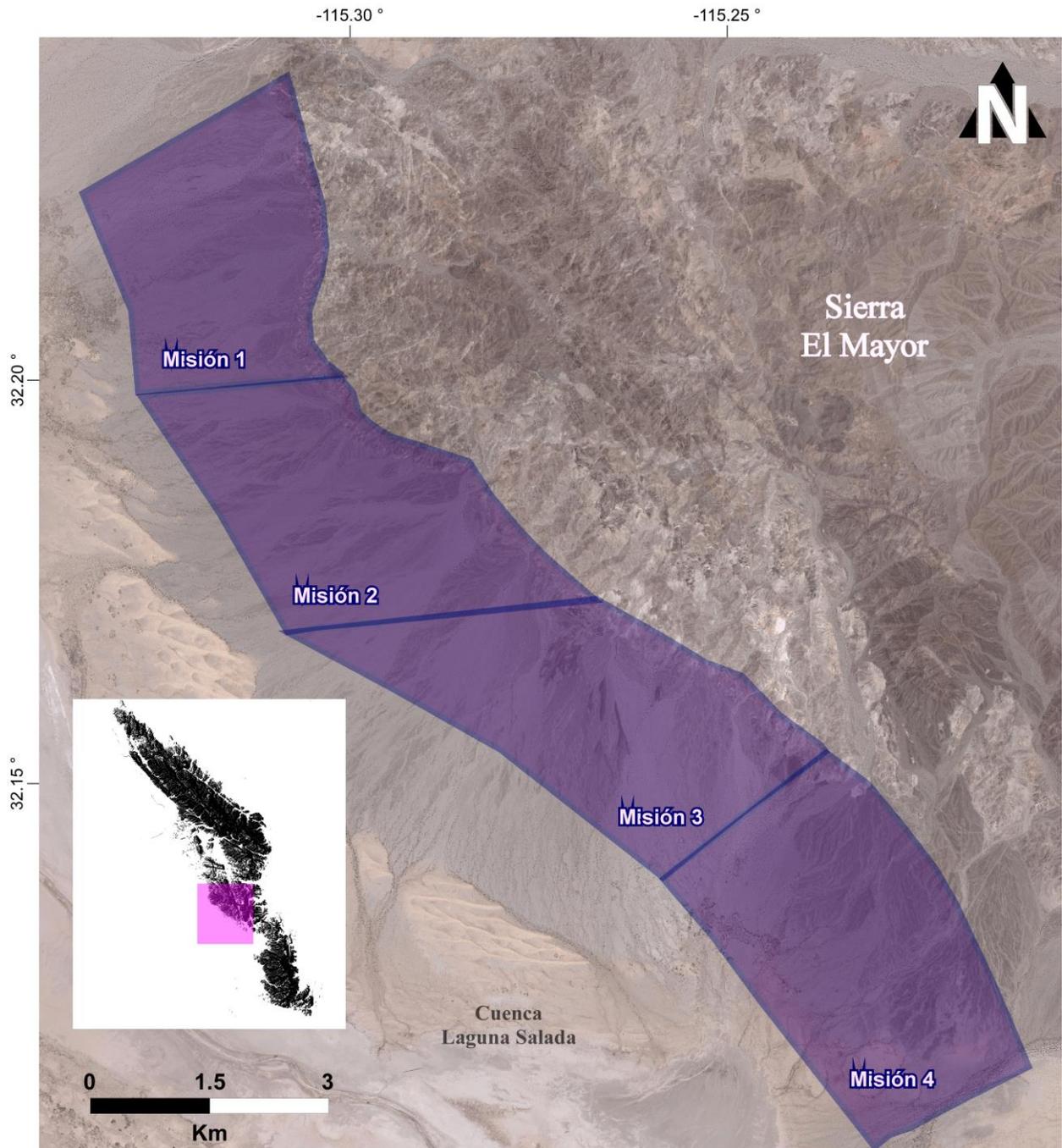
### **2.2.2 Campañas de campo**

Se realizaron 3 campañas de campo durante los meses de febrero y marzo con el fin de obtener fotografías aéreas de alta definición mediante el VANT de ala fija. Se obtuvo la cobertura fotográfica de la parte central del frente montañoso de la Sierra El Mayor, con un área de 41.12 km<sup>2</sup>, con el fin de registrar los escarpes modernos de falla relacionados a la CDD.

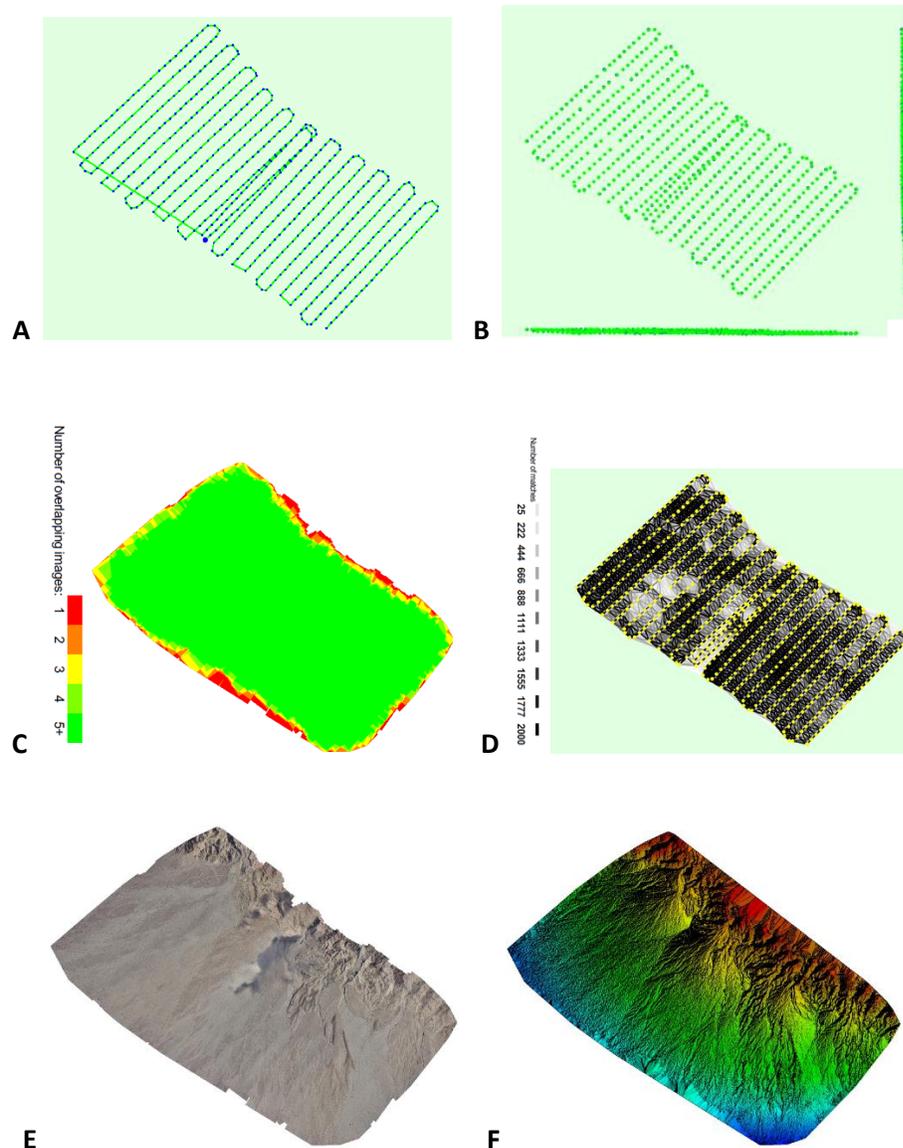
Para la zona del segmento central de la falla CDD, se delimitó un polígono que abarca las unidades geomorfológicas (abanicos aluviales) y los escarpes que las cortan (Figura 4). Mediante el software eMotion, y contemplando algunas características como la duración de la batería durante el vuelo, la velocidad y dirección del viento, la elevación, distancia, etc., dicho polígono se dividió estratégicamente en 4 secciones para realizar las misiones de vuelo de manera óptima.

Se realizaron un total de 19 vuelos entre los meses de febrero y marzo, entre las 8:00 y 17:00 hrs, alcanzando alturas de entre 500 y 700 metros, de los cuales se obtuvieron un total de 1877 fotografías con una resolución de 12 cm por pixel con un traslape lateral de 60% y longitudinal de 75%, que cubrieron en su totalidad la zona del dominio central de la falla CDD. Las fotos fueron tomadas con una cámara Sony DSC-WX220 de 18 mpx en color natural (RGB). Mismas fotografías posteriormente, utilizando el gestor de datos de vuelo (Flight Data Manager) de eMotion, fueron geoetiquetadas y organizadas para su procesamiento.

Posteriormente se utilizó el software Pix4Dmapper, para procesar las fotos aéreas y generar ortomosaicos georeferenciados, modelos digitales de superficie y nubes de puntos, con el fin de obtener productos que permitan una mejor fotointerpretación y análisis geomorfológico de los abanicos aluviales y de los escarpes de falla que los cortan.



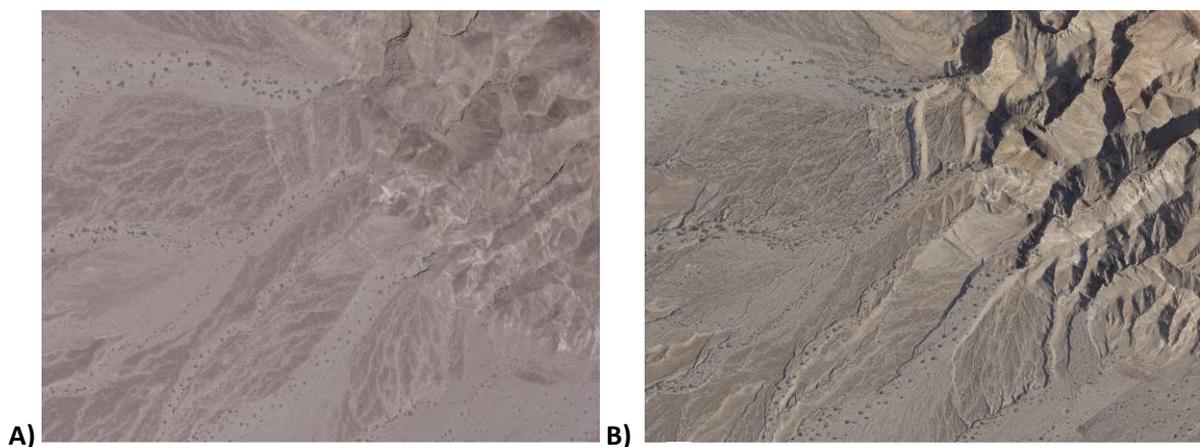
**Figura 4: Área de misiones de vuelo del VANT en la zona de estudio.** La zona se dividió en 4 misiones de vuelo (polígonos color púrpura). Se programaron en total 19 vuelos, abarcando un área total de cobertura de 41.12 km<sup>2</sup> sobre las unidades aluviales y escarpes co-sísmicos relacionados a la CDD en la margen oeste de la Sierra El Mayor, generando un total de 1877 fotografías de alta resolución.



**Figura 5: Figuras de los productos que se generan en el procesamiento de las fotografías capturadas por el VANT mediante el software Pix4D. La figura A) muestra la vista de planta con la posición inicial de las fotografías. La línea verde sigue la trayectoria del VANT durante el vuelo. B) Muestra una alternancia entre puntos azules y verdes, los puntos azules muestran la posición original donde fue tomada la fotografía aérea y los puntos verdes muestran su posición corregida. C) Mapa de traslape o superposición de fotos, yendo desde el color rojo hasta el color verde, con una superposición de 5 imágenes por pixel. D) Enlaces entre imágenes coincidentes. La oscuridad de los enlaces indica el número de puntos clave 2D coincidentes entre las imágenes. Los enlaces brillantes indican enlaces débiles y requieren puntos manuales o más imágenes. E) Ortomosaico y F) Modelo Digital de Superficie (MDS).**

Una vez obtenidos los mencionados productos, se realizó un ajuste sobre el formato de los ortomosaicos disminuyendo su resolución digital de 24 a 8 bits mediante el software Global Mapper V15.0, con el propósito de hacerlas más portables al llevarlas al campo y para manipularlas posteriormente con el software Canvas 15.5.

La figura siguiente muestra una comparación entre una imagen de referencia obtenida de Google Earth con 1 m/píxel y una fotografía de alta resolución (12 cm/píxel) obtenida con el VANT.



**Figura 6: Comparación de imágenes utilizadas en el análisis.** A) Imagen de Google Earth de 1m/píxel. B) Imagen obtenida por el VANT, con una resolución de 12cm/píxel. Se puede observar claramente en las fotografías la diferencia de calidad y resolución, la imagen A es de una calidad inferior, mientras que en la imagen B se puede apreciar la zona en detalle, como las diferencias en el relieve, las barras y canales, la vegetación, etc., lo que ayuda a delimitar y clasificar las unidades aluviales y los arreglos de escarpes de una manera más precisa.

### 2.2.3 Delimitación y clasificación de abanicos aluviales y arreglos de escarpes de falla.

La delimitación y clasificación de las unidades geomorfológicas (abanicos aluviales) se realizó conforme a lo establecido por Spelz (2009), que caracterizó 8 unidades de abanicos aluviales Cuaternarios de diversas edades a través de la margen occidental de la Sierra El Mayor, las cuales fueron determinadas por factores como: 1) la elevación relativa, 2) el grado de desarrollo de barníz y pavimento del desierto, 3) la preservación de barras y canales, 4) el grado de intemperismo químico y mecánico de los clastos en superficie, 5) la abundancia y tipo de vegetación y 6) el grado de madurez del suelo (Mueller y Rockwell,

1995; Rockwell, 2000; Bull, 1991; Birkeland y Noller, 2000).

Mediante el software CANVAS 15 se revisaron detalladamente las fotografías de alta definición, a una escala 1:1000, para la delimitación y clasificación de las unidades geomorfológicas en base a la nomenclatura propuesta por Spelz et. al., (2008).

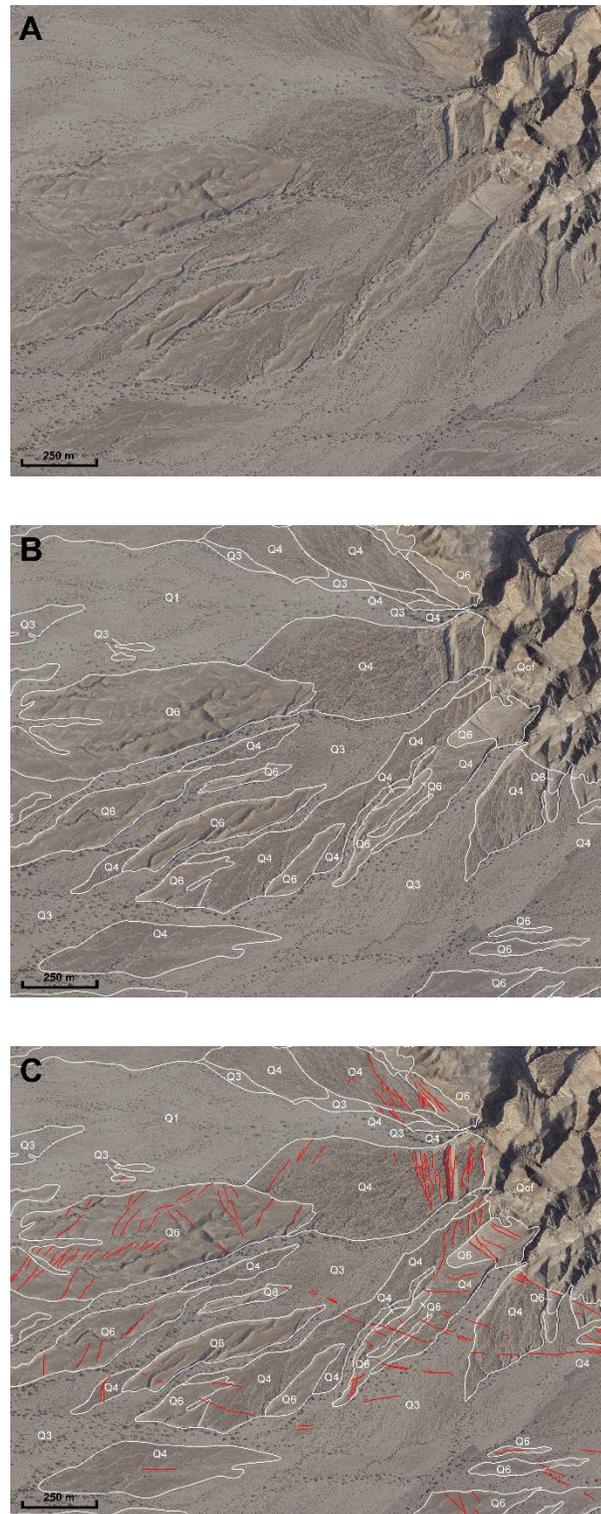
Se realizó además el trazado de arreglos de escarpes registrados en las diferentes superficies aluviales dentro del dominio central de la falla CDD siguiendo la traza de las fallas principales, así como la delimitación entre las unidades de abanicos y el basamento cristalino de la sierra El Mayor (Figura 7).

Otra herramienta utilizada como apoyo para la corroboración del mapeo es la estereoscopía, que es una técnica que genera una visión tridimensional o de profundidad mediante una imagen estereográfica, y que fue utilizada para observar pares fotográficos estereoscópicos impresos de la zona con el fin de esclarecer posibles dudas generadas al momento del mapeo digital, principalmente cuando se trata de alturas relativas entre las unidades geomorfológicas, o escarpes confusos.

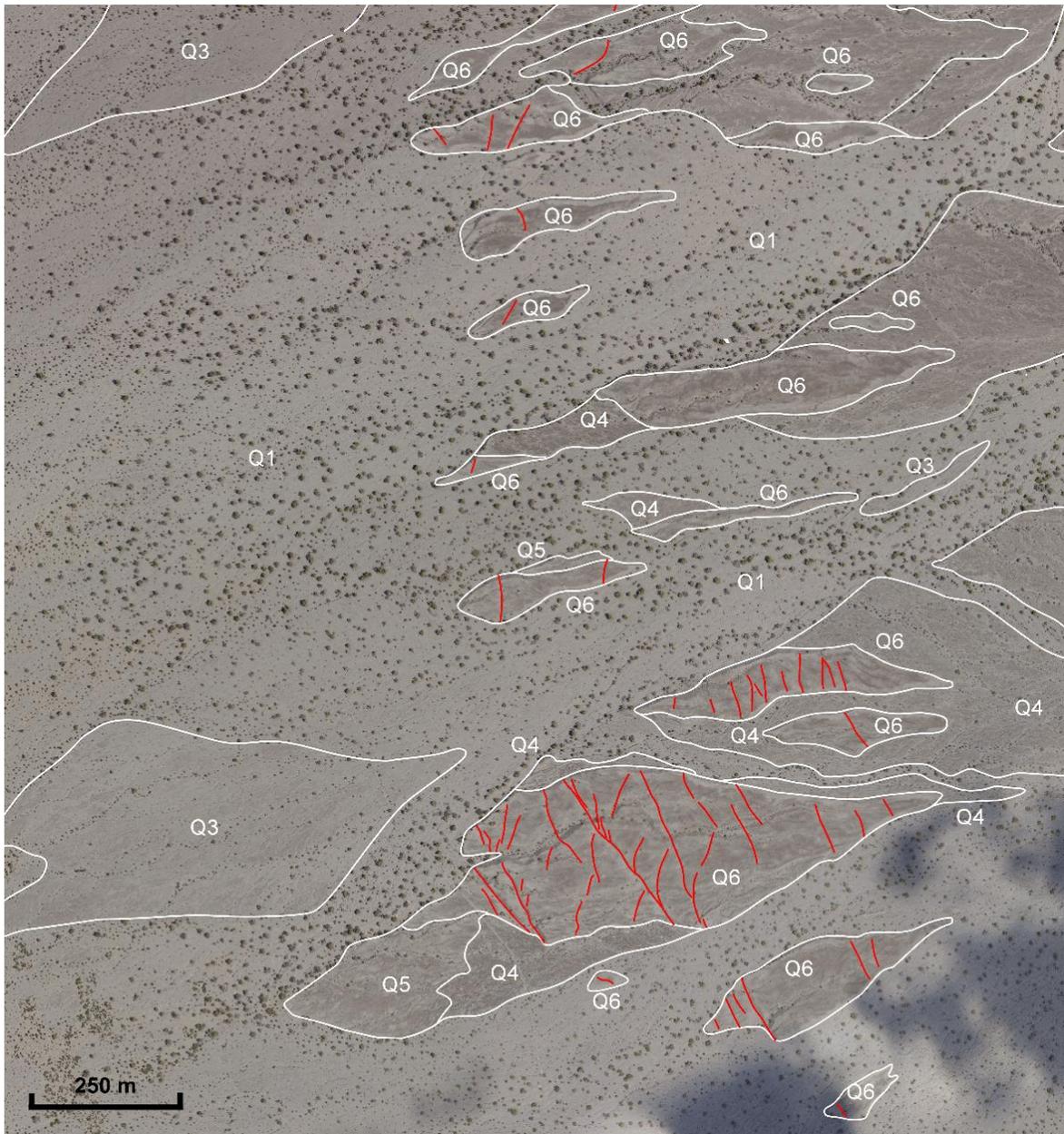
#### **2.2.4 Relaciones cortantes**

Una vez clasificadas y delimitadas las unidades aluviales, así como los arreglos de escarpes de falla, se procedió a identificar las relaciones cortantes, que son de utilidad para estimar la edad relativa de las rupturas superficiales en base a las unidades que cortan.

Para definir la edad relativa de un arreglo de escarpes, se toma en cuenta qué unidades (de la más joven a la más vieja) han sido cortadas por un mismo arreglo de escarpes. A partir de estas edades relativas de las unidades aluviales desplazadas por escarpes de falla, se ha estimado edades de ruptura y relación con eventos históricos de la zona (Figura 8).



**Figura 7: Delimitación y caracterización de unidades aluviales y arreglos de escarpes de falla.** A) Imagen obtenida mediante el VANT con una resolución de 12 cm/píxel. B) Delimitación de unidades aluviales, representadas por polígonos blancos, de acuerdo a la clasificación de Spelz (2009). C) Identificación de escarpes de falla Cuaternarios cortando las unidades aluviales dentro del dominio central de la CDD, representados mediante líneas rojas.



**Figura 8: Análisis de relaciones cortantes entre arreglos de escarpes y unidades aluviales.** En la imagen se pueden observar unidades aluviales que van desde Q1 hasta Q6. Sin embargo, sólo las unidades Q6 presentan escarpes, lo que nos indica que en esta región no se han presentado eventos sísmicos modernos, sino eventos con una edad mayor a ~18 ka, edad de Q6.

## Capítulo 3: Resultados

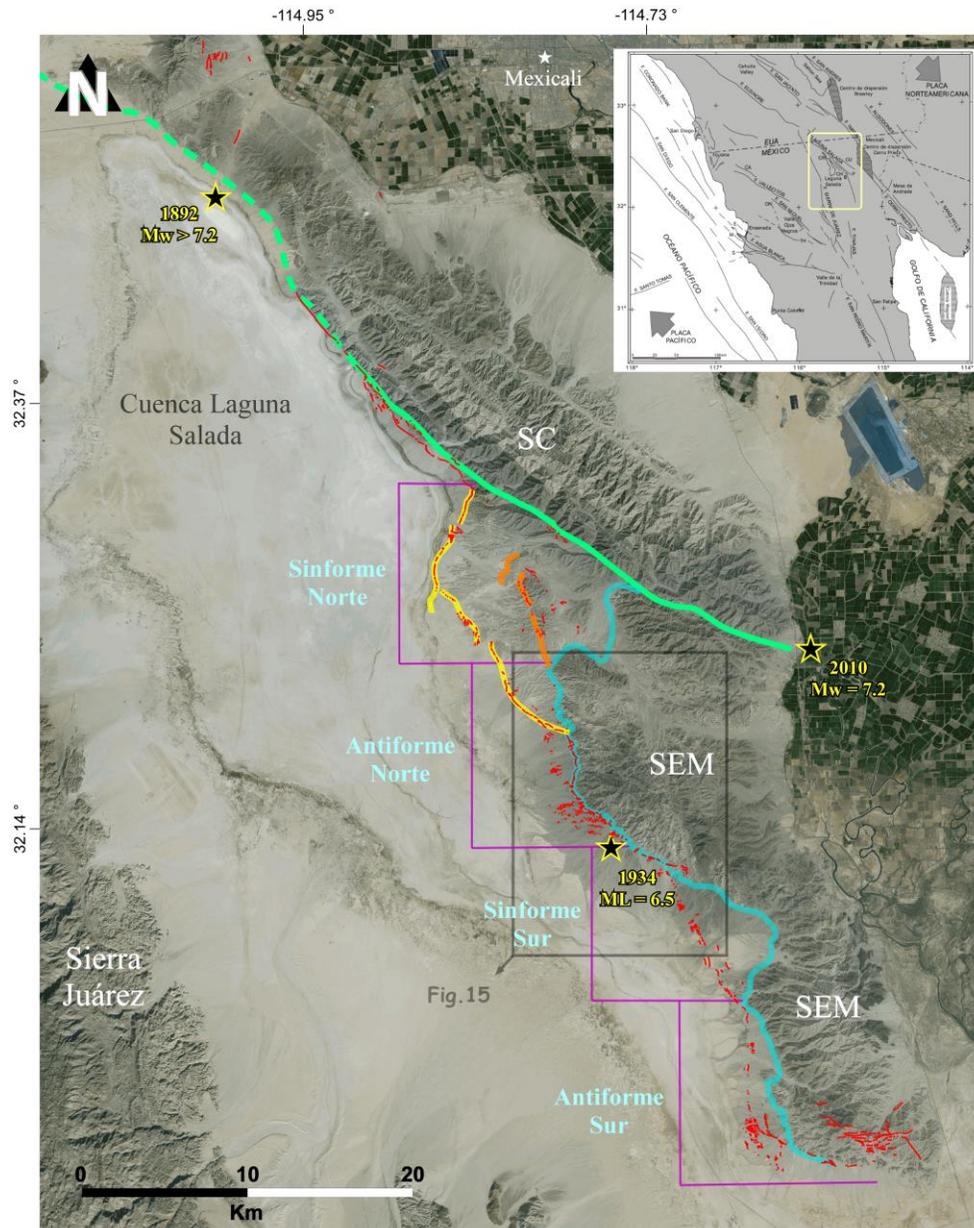
---

La cartografía detallada de la margen oriental de la Cuenca Laguna Salada, a lo largo de la porción central de la Sierra El Mayor, ha revelado rasgos estructurales y litológicos sin precedente. Las imágenes de alta resolución capturadas por el VANT, permitieron identificar nuevas relaciones litológicas y estructurales asociadas con los principales sistemas de fallas que controlan la subsidencia de la cuenca y el levantamiento de las Sierras Cucapá y El Mayor. Asimismo, permitieron conocer de manera más precisa la distribución y las relaciones cortantes de los arreglos de escarpes de falla Cuaternarios asociados con la actividad tectónica a lo largo de los dos sistemas principales de fallas dominantes.

### 3.1 Cuenca Laguna Salada

Laguna Salada es una cuenca con subsidencia activa, la cual es controlada por sistemas de fallas a lo largo de sus márgenes. La cuenca tiene una forma romboidal y está delimitada por relieves topográficamente escarpados compuestos por basamento cristalino del Mesozoico, entre los que se encuentran la Sierra Juárez al Oeste, y las Sierras Cucapá y El Mayor al Este (Figura 9).

Las rocas a lo largo de la margen oriental de la cuenca Laguna Salada son cortadas por un complejo arreglo de fallas de alto y bajo ángulo, cuyos patrones y magnitud de exhumación de los diferentes bloques de basamento cristalino definen dominios estructurales característicos (Axen y Fletcher, 1998). El dominio de la Sierra Cucapá está dominado por fallas de alto ángulo, con rumbo NW, entre las que destaca la falla dextral-oblicua de alto ángulo Laguna Salada (Figura 9). En contraste, el dominio de la Sierra El Mayor está caracterizado por una secuencia de fallas normales de bajo ángulo sobre impuestas, entre las que destaca la falla Cañada David (CDD). En ambos dominios, y a través de toda la longitud de las Sierras Cucapá y El Mayor, existe un complejo arreglo de rupturas superficiales que cortan diferentes generaciones de abanicos aluviales Cuaternarios, y las cuales se encuentran íntimamente relacionadas con la actividad tectónica a lo largo de ambos sistemas de fallas maestras (Fletcher y Spelz, 2009).



**Figura 9: Imagen de satelital del área de estudio.** La Cuenca Laguna Salada se localiza a ~25 km al oeste de la ciudad de Mexicali. La cuenca Laguna Salada está delimitada por relieves topográficamente escarpados compuestos por basamento cristalino del Mesozoico, que incluyen la Sierra Juárez al oeste y las Sierras Cucapá (SC) y El Mayor (SEM) al este. La subsidencia de la cuenca, así como el levantamiento de las Sierras Cucapá y El Mayor, respectivamente, es controlada por dos contrastantes sistemas de fallas, con buzamiento hacia el oeste. La falla Laguna Salada (LS) (línea verde), a lo largo de la margen oeste de la Sierra Cucapá, es una falla dextral-oblicua de alto ángulo con rumbo NW; la falla Cañada David (CDD) (línea azul) es una falla normal de bajo ángulo la cual se extiende por una distancia de ~55 km a lo largo de la margen oeste de la Sierra El Mayor. La falla CDD muestra un fuerte trazo curvilíneo y define a lo largo de su rumbo cuatro megamulliones, dos antiformes y dos sinformes, con una longitud de onda promedio de 15,2 km. Las fallas Laguna Salada y CDD se encuentran activas y están asociadas con un extenso arreglo de escarpes de falla Cuaternarios (líneas rojas) los cuales se extienden a todo lo largo de la margen oriental de la Cuenca Laguna Salada. Las estrellas negras representan los epicentros de los tres principales sismos históricos relacionados a la falla CDD. El recuadro negro simboliza el área de estudio, correspondiente al segmento central de la falla CDD. Líneas naranjas: Falla Cerro Colorado (CC); Líneas amarillas: Falla Cañón Rojo-Chupamirtos (CRCH) (Mueller y Rockwell, 1995; Fletcher et al., 2014; Villaverde, 2017).

## **3.2 Unidades Litológicas**

Las unidades litológicas en el área de estudio se dividen, de manera general, en dos principales categorías: 1) unidades pre-tectónicas y 2) unidades sin-tectónicas (Spelz, 2002). Esta división se basa en su relación temporal con respecto al inicio de la actividad tectónica a lo largo de la CDD, la cual se ha estimado inició entre los 12 y 10 Ma (Axen et al., 2000).

### **3.2.1 Unidades pre-tectónicas**

Las unidades pre-tectónicas se caracterizan por ser más antiguas que ~12-10 Ma, edad que marca el inicio de la actividad tectónica a lo largo de la falla CDD (Axen et al., 2000). En el área de estudio estas unidades están caracterizadas por el basamento cristalino de la Sierra El Mayor (Figura 10), el cual está compuesto principalmente por rocas metamórficas prebatolíticas, las cuales son a su vez intrusionadas por rocas plutónicas de edad Cretácica (Barnard, 1968).

### **3.2.2 Unidades sin-tectónicas**

Las unidades sin-tectónicas incluyen las rocas contemporáneas, y posteriores, al inicio de la actividad tectónica a lo largo de la falla CDD, incluyendo las secuencias sedimentarias antiguas de relleno de la cuenca, tales como las Formaciones Imperial (Tim) y Palm Springs (Tps), así como los depósitos conglomeráticos de origen aluvial (Qof) de edad Plio-Pleistoceno. Asimismo, incluyen las unidades aluviales más jóvenes caracterizadas por secuencias telescópicas y anidadas de abanicos aluviales del Cuaternario tardío depositados a lo largo de todo el frente montañoso de la Sierra El Mayor.

#### **3.2.2.1 Depósitos aluviales del Plio-Pleistoceno**

Dorsey y Martín Barajas (1999) interpretaron originalmente esta unidad como depósitos de abanicos aluviales de alto gradiente, derivados a partir de la Sierra Cucapá, como resultado de la actividad a lo largo

de la falla Laguna Salada. No obstante, la presencia de estos depósitos no está limitada a la Sierra Cucapá, sino que también ocurren como grandes y aisladas colinas que se elevan por encima de la superficie de la cuenca, y de otros depósitos aluviales de pie de monte, a todo lo largo de la margen oeste de la Sierra El Mayor (Spelz, 2002, 2008). Como notaron Spelz y colaboradores (2008), estos depósitos no preservan superficies geomórficas planas, y por lo general su levantamiento es controlado por fallas de alto y bajo ángulo.



**Figura 10: Fotografía oblicua de la falla CDD.** La traza curvilínea de la falla maestra delimita el contacto litológico entre depósitos conglomeráticos del Plio-Pleistoceno (Qof) y superficies aluviales del Cuaternario (Qf) con el basamento cristalino del Mesozoico (Mz) de la Sierra El Mayor. Se observa además la presencia aislada de unidades de la Formación Palm Springs (Tps) y Qof levantando significativamente sobre las superficies aluviales del Cuaternario (Tomado de Vallín, 2017).

### 3.2.2.2 Depósitos aluviales del Cuaternario

Se refiere a todos aquellos depósitos y superficies aluviales de edad Cuaternaria formadas por sedimentos provenientes de la Sierra El Mayor. Con base en sus características morfoestratigráficas, las cuales incluyen: 1) la elevación relativa, 2) el grado de desarrollo de barniz y pavimento del desierto, 3) la preservación de barras y canales, 4) el grado de intemperismo químico y mecánico de los clastos en superficie, 5) la abundancia y tipo de vegetación y 6) el grado de madurez del suelo (Mueller y Rockwell, 1995; Rockwell, 2000; Bull, 1991; Birkeland y Noller, 2000). Se reconocen 8 diferentes generaciones de abanicos aluviales a lo largo de la margen oeste de la Sierra El Mayor (Spelz, 2008; Spelz et. al., 2008). Dichas unidades se clasifican, de la más joven a la más antigua, como Q1 hasta Q8.

Q1 es la unidad morfoestratigráfica más joven de la secuencia y se caracteriza por una morfología de barras y canales activos asociados a los cauces modernos. Las barras y canales son marcados debido al curso de los cauces fluviales que provienen de la Sierra El Mayor hacia la cuenca Laguna Salada. Los clastos superficiales no están intemperizados y carecen de barniz del desierto, compuestos principalmente por arenas y gravas. El desarrollo de suelo prácticamente es nulo, llegando a presentar un horizonte A en ocasiones y la vegetación es abundante, localizada generalmente en barras cercanas a los canales activos (Figura 12).

Q2 posee características similares a Q1, difiriendo únicamente en la altura relativa. Por lo general Q2 es una unidad que ha sido levantada por una falla, generando una diferencia en la altura relativa con respecto a Q1, de tal manera que se caracteriza también por presentar barras y canales recientemente abandonados (Figura 12).

Q3 se caracteriza por presentar una altura de entre 2 y 4 m por arriba de Q1. Presentan barras y canales bien definidos. En sus superficies se encuentran clastos que exhiben una incipiente acumulación de barniz del desierto, dando a la superficie un color rosáceo brillante. Los clastos superficiales se encuentran poco intemperizados. La vegetación es menos abundante que en Q1 y Q2, y el desarrollo del suelo es pobre, presentando un ligero horizonte A en zonas contiguas a la vegetación (Figura 12).

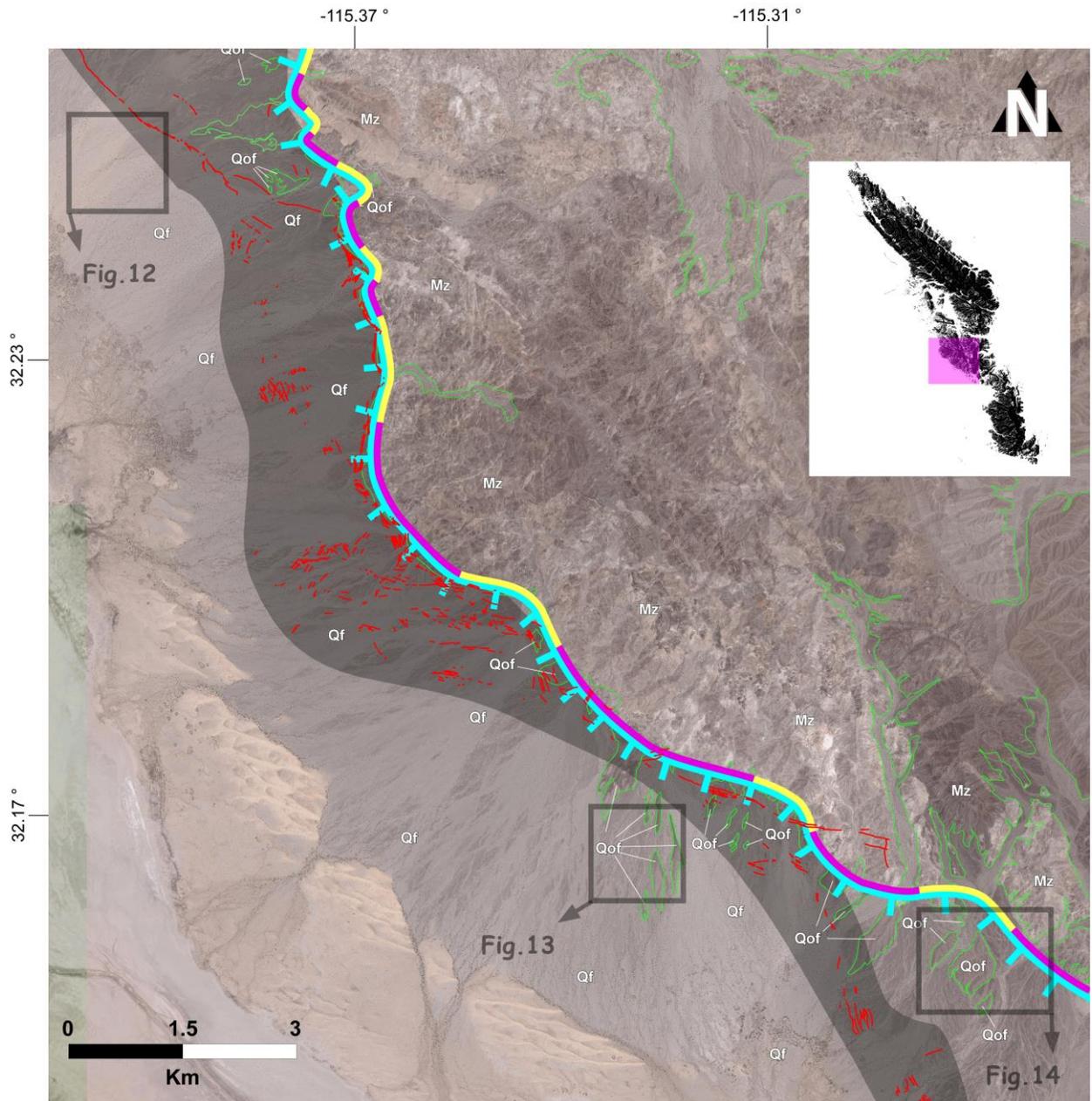


Figura 11: Imagen de referencia que muestra la ubicación de las zonas que representan las 8 superficies de abanicos aluviales dentro del segmento central de la falla CDD. La línea dentada de color azul representa el segmento central de la falla CDD. Segmentos de color amarillo y púrpura definen mini-corrugaciones de tipo antiforme y sinforme respectivamente. Líneas rojas: escarpes Cuaternarios. La envoltura de color gris muestra la zona de ruptura donde aparecen estos arreglos de escarpes Cuaternarios. Mz = basamento cristalino de edad Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Qf = unidades sin-tectónicas formadoras de abanicos aluviales de edad Cuaternario tardío.

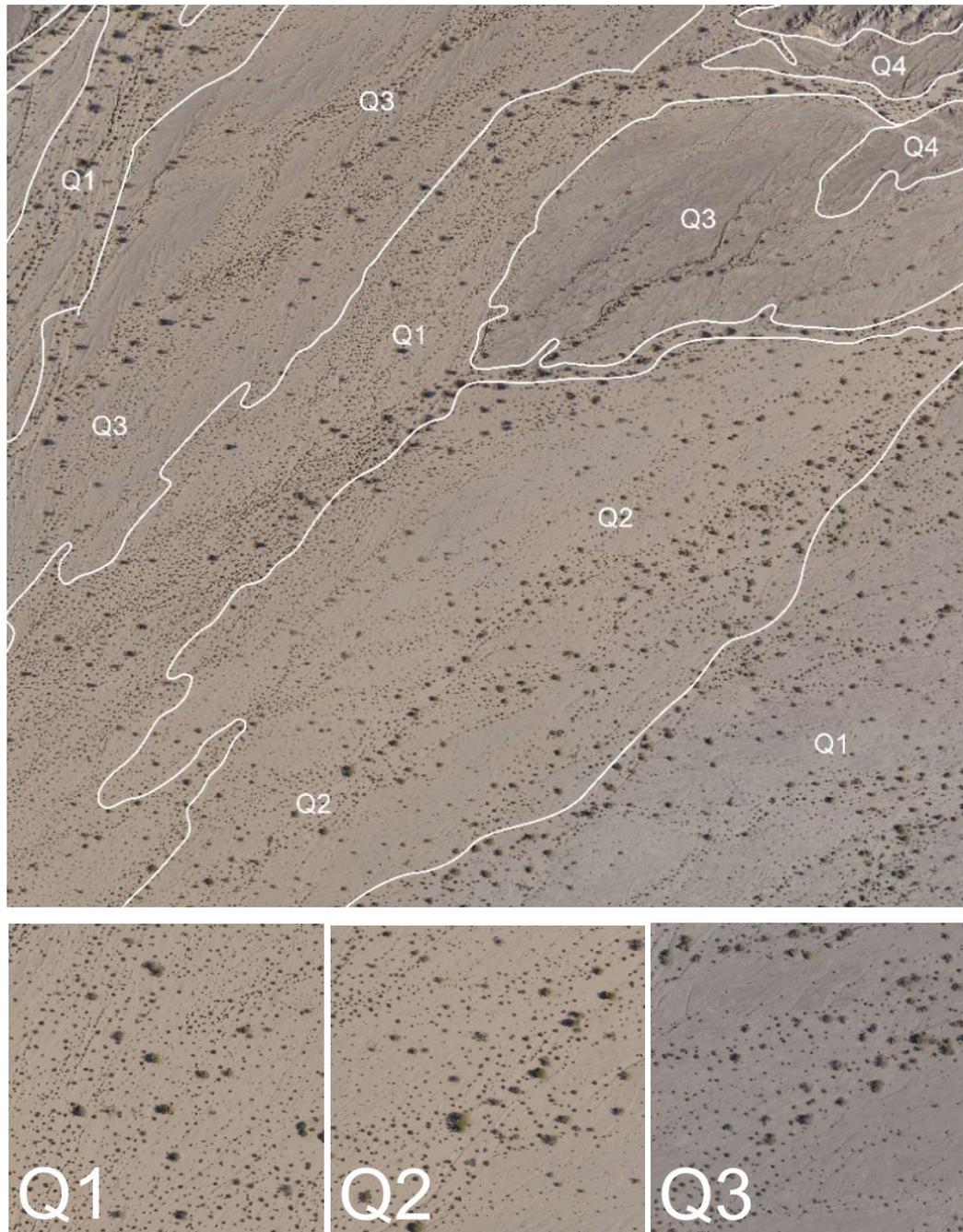
Q4 supera por lo general los 10 m de altura por encima de los cauces activos (Q1), cuenta con un buen estado de preservación de barras y canales. Se caracteriza por presentar clastos fuertemente barnizados, con una coloración parda la cual es independiente de su composición. Los clastos superficiales se caracterizan por presentar intemperismo salino de tipo "tafoni", el cual desarrolla huecos y cavernosidades. La vegetación es escasa y la superficie presenta un pobre desarrollo de suelo, con un horizonte A menor a un centímetro de espesor y una débil presencia de carbonato pedogénico (Figura 13).

Q5 presenta una altura relativa de unos pocos metros por arriba de Q4. La presencia de barras y canales es evidente, aunque más suavizada en comparación con Q4. El desarrollo del barniz del desierto es menor debido a un mayor grado de intemperismo de los clastos superficiales. La presencia de vegetación es escasa, y el desarrollo del suelo es relativamente pobre en las barras, pero considerable en los canales, donde presenta un horizonte A de entre 1 y 2 cm de espesor compuesto de loess que le otorga una tonalidad parda. Tiene además un horizonte Bw de hasta 20 cm compuesto de limos y arcillas y una débil presencia de carbonato pedogénico en los primeros dos metros (Figura 13).

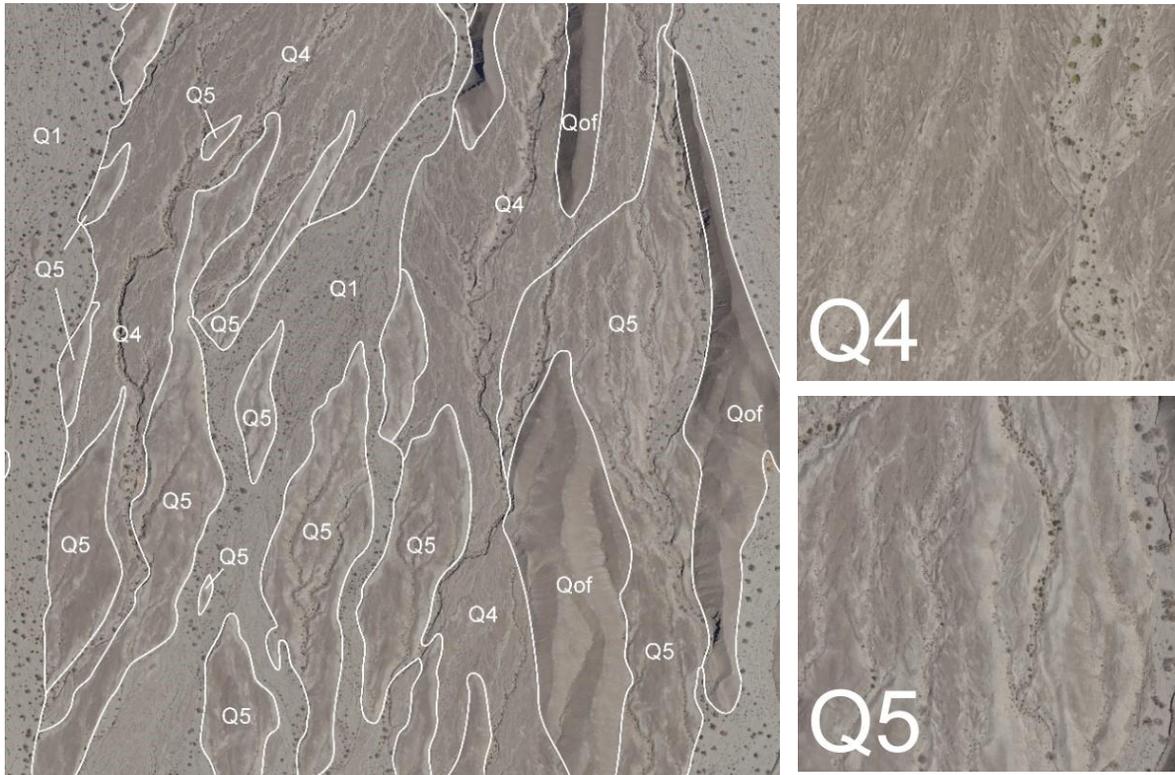
Q6 Presentan una altura relativa de hasta 15 metros sobre el canal activo (Q1). Se aprecian apenas pequeños remanentes de una casi desaparecida morfología de barras y canales. Tiene superficies morfológicamente muy diferentes a las superficies jóvenes. Los clastos superficiales se encuentran fuertemente intemperizados, y por lo general exhiben morfologías de tipo "sombbrero". Los canales tienen una apariencia más oscura y sus superficies muestran un incipiente desarrollo de pavimento del desierto, el cual está formado por clastos pequeños que poseen ligeramente más barniz que los que se encuentran en las barras. Generalmente carecen de vegetación, y los suelos se encuentran mejor desarrollados que en la superficie Q5. Cuenta con un horizonte Av de tonalidad marrón de aproximadamente 3cm de espesor. Un horizonte Bw de aproximadamente 40 cm de espesor, compuesto de arenas, limos y arcillas. El carbonato pedogénico se encuentra como recubrimientos entre 1 y 3 cm de espesor (Figura 14).

Q7 tiene una altura relativa que alcanza alrededor de 20 metros por arriba de los canales modernos. Las barras y canales han sido completamente borrados. Los clastos superficiales se encuentran prácticamente desintegrados formando un pavimento del desierto bien desarrollado. No presenta vegetación y el desarrollo del suelo cuenta con un horizonte Av menor a los 3 cm de espesor y tonalidad marrón y un horizonte Bw similar al de la superficie Q6, con horizontes cálcicos de hasta 10 cm de espesor. El carbonato pedogénico se encuentra en la base y costados de los clastos (Figura 14).

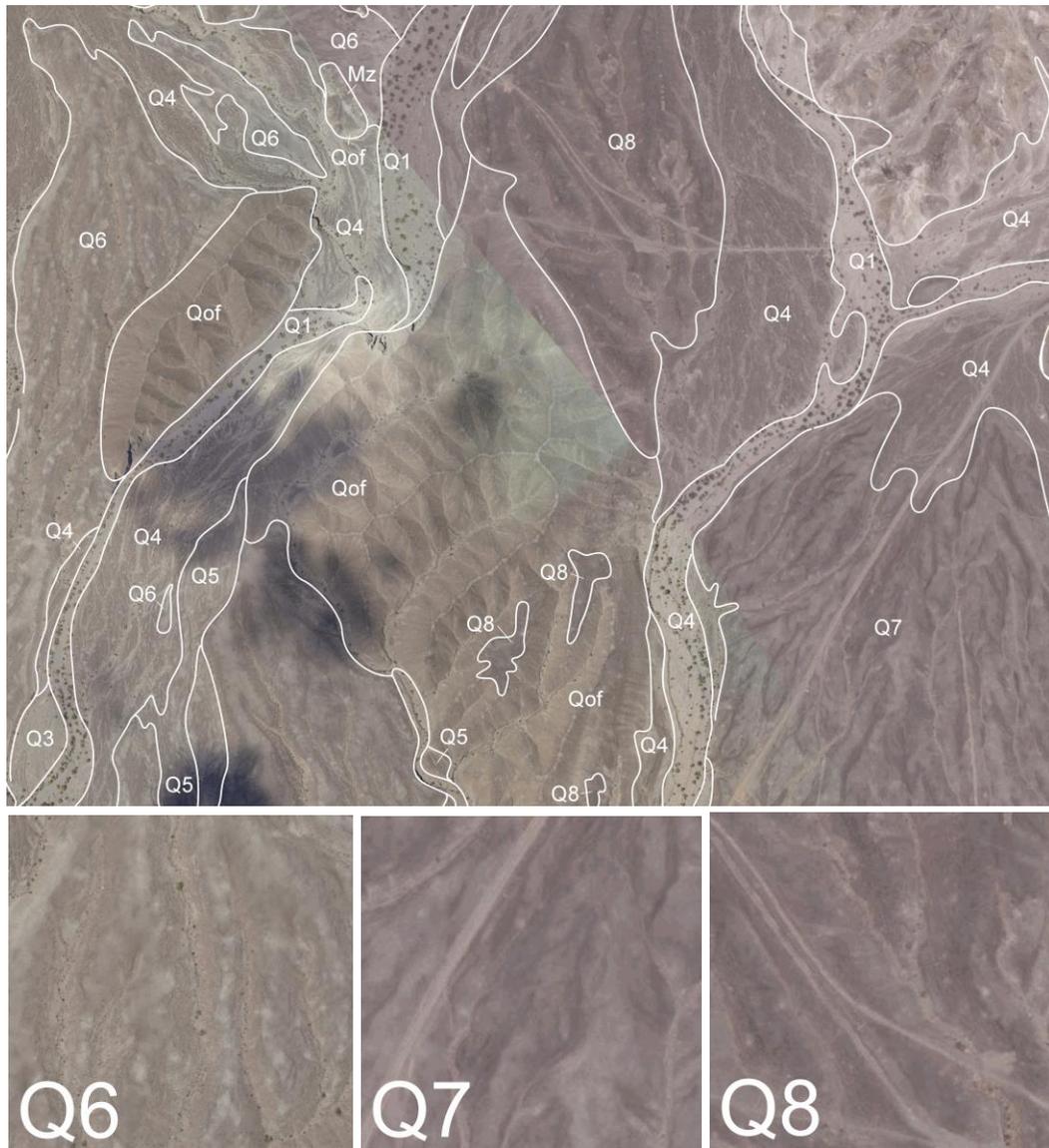
Q8 se encuentra a través del segmento de frente de cordillera y es más antigua que las otras superficies. Presenta una altura relativa mayor a los 20 metros sobre el canal activo. La morfología de barras y canales ha sido borrada completamente. Sus depósitos están dominados por clastos altamente barnizados de cuarcita y anfibolita metamórfica que forman barniz del desierto extremadamente bien desarrollado. Carece de vegetación, y el suelo, a diferencia de las otras superficies, se encuentra mejor desarrollado, con un horizonte Av de hasta 4 cm de espesor de tonalidad parda, además de un horizonte Bw de más de 2 cm de espesor, compuesto por arena rojiza, limo, arcilla, precipitados de carbono, yeso y halita. El carbonato pedogénico es bien desarrollado y se encuentra hasta a profundidades de 2 metros (Figura 14).



**Figura 12: Unidades aluviales más jóvenes desarrolladas al NW de la Sierra El Mayor.** Debido a sus similares características se cree que han sido desarrolladas durante el mismo periodo glacial. Q1 es la unidad más joven, se diferencia de Q2 debido a que Q2 tiene una altura relativa mayor ocasionada por rupturas co-sísmicas. La unidad Q3 ha sufrido más cambios por erosión, debido a que tiene una edad relativa mayor a Q1 y Q2.



**Figura 13: Unidades Q4 y Q5.** La superficie Q4 se caracteriza por una superficie color marrón con clastos bien barnizados, barras y canales bien definidos, y escasa vegetación. Q5 es relativamente más alta que Q4, es la unidad más joven formada durante el Pleistoceno. Presenta menos número de barras y canales que Q4 y su vegetación es muy escasa.



**Figura 14: Unidades Q6, Q7 y Q8.** La superficie Q6 presenta un barniz del desierto bien desarrollado, formado por clastos producto de la erosión. La morfología de barras y canales prácticamente desaparecida, así como su vegetación. Q7 caracterizada por un barniz del desierto bien desarrollado. Tiene una altura relativa que alcanza alrededor de 20 metros por arriba de los canales modernos y carece de vegetación. Q8 se le considera la unidad aluvial más alta, morfología de barras y canales ha sido borrada completamente. Es la superficie con el suelo más desarrollado.

### 3.2.3 Cronología de los abanicos y superficies aluviales del Cuaternario

Con base en la cronosecuencia de los suelos desarrollados sobre las superficies aluviales depositadas a lo largo de la margen oeste de la Sierra Cucapá (Mueller y Rockwell, 1995), es posible estimar un rango de edades para las diferentes superficies aluviales localizadas a lo largo de la margen oeste de la adyacente Sierra El Mayor. Lo anterior con base en la válida suposición de que la secuencia de suelos presentes a lo largo de toda la margen oriental de la cuenca Laguna Salada se han desarrollado bajo las mismas condiciones hyper-áridas que han prevalecido a lo largo del Cuaternario tardío (Mueller y Rockwell, 1995; Spelz, 2008; Spelz et al., 2008). Mueller y Rockwell (1995), al igual que Spelz y colaboradores (2008), sugieren que el rango de edades de la secuencia de abanicos aluviales depositados a lo largo de la margen oeste de las Sierras Cucapá y El Mayor es la siguiente: Q1 = moderno, Q2 <0.2 ka, Q3 entre 0.2 y 2 ka, Q4 entre 2 y 8 ka (posiblemente hasta 12 ka) y, Q5 entre 12 y 50 ka años. Q6 y Q7 no fueron cartografiadas por Mueller y Rockwell, sin embargo, las edades de exposición a partir de abanicos aluviales en la Sierra El Mayor (Spelz et al., 2008) sugieren que Q6 podría ser tan antigua como ~125 ka, mientras que Q7 podría alcanzar hasta 204 ka. No obstante, estudios más recientes realizados en el valle Borrego, en el interior de la Sierra Cucapá, indican que las edades de Q4 y Q5 oscilan entre 5 y 8 ka, respectivamente, mientras que Q6 podría ser tan reciente como ~18 ka, es decir, casi un orden de magnitud más joven que lo estimado por Spelz y colaboradores (2008).

A partir de estas edades se pueden reconocer de 3 a 4 eventos principales de depositación de abanicos aluviales a lo largo de la margen oeste de la Sierras Cucapá y El Mayor durante el Cuaternario tardío. De estos, el más reciente pulso es el que ha dado origen a las unidades Q1 a Q3 ( $\leq 2$  ka); el segundo evento, entre 5 y 8 ka, ha formado las unidades Q4 y Q5 las cuales son quizás las más abundantes en toda el área de estudio; Q6 corresponde a un tercer evento de depositación cuya edad podría remontarse al final del último máximo glacial hace ~18 ka; finalmente, Q7 y Q8 representarían el más antiguo pulso de depositación, con una edad superior a los 18 ka.

## 3.3 Rasgos y relaciones estructurales

### 3.3.1 Falla de bajo ángulo Cañada David

El levantamiento de la Sierra El Mayor, así como la subsidencia de la porción sur de la cuenca Laguna Salada es controlada por la falla CDD. La falla CDD es una falla normal de bajo ángulo, cuyo trazo se extiende ~55 km de longitud a lo largo de la margen oeste de la Sierra El Mayor. El plano de falla tiene un

buzamiento que varía entre 20 y 29° en dirección oeste, y yuxtapone sedimentos de edad Mioceno-Pleistoceno contra basamento cristalino del Mesozoico. La falla CDD es corrugada y muestra un fuerte trazo curvilíneo que define a lo largo de su rumbo 2 megamulliones sinformes y 2 antiformes con una longitud de onda promedio de 15.2 km. Similarmente, los dominios sinformes y antiformes presentan inflexiones de menor escala las cuales definen mini mulliones sinformes y antiformes secundarios, los cuales están caracterizados por amplitudes y longitudes de onda de hasta 1.1 km y 1.4 km, respectivamente (Figura 15).

Asimismo, y como lo mostraron Fletcher y Spelz (2009), el arreglo de escarpes de falla Cuaternarios que se extiende a lo largo del frente montañoso muestra dramáticas variaciones geométricas y estructurales que coinciden con la traza curvilínea de la falla CDD. Esto es, el arreglo de escarpes Cuaternarios varía en proximidad con respecto a la traza de la falla maestra dependiendo del dominio en que se encuentren. En los dominios sinformes, el arreglo de escarpes se encuentra por lo general a una distancia de varios kilómetros del frente montañoso, mientras que en los dominios antiformes se localiza a una distancia máxima de ~300 m, siguiendo fielmente el trazo de la falla maestra.

### **3.3.1.1 Segmento central de la falla CDD**

El área de estudio del presente trabajo se encuentra localizada a lo largo del segmento central de la falla CDD. Este segmento tiene una longitud de ~22 km y comprende la totalidad del dominio antiforme norte y la parte superior del dominio sinforme sur.

En el dominio antiforme norte existen a su vez un total de 17 mini mulliones (9 antiformes y 8 sinformes), los cuales están definidos por inflexiones de menor escala de la traza de la falla CDD. Los mini mulliones están caracterizados por amplitudes y longitudes de onda promedio de 1.4 km y 1.1 km, respectivamente. Asimismo, el arreglo de escarpes de falla Cuaternarios en el dominio antiforme norte muestra a lo largo de su rumbo una íntima relación con respecto a la traza curvilínea de la falla CDD.

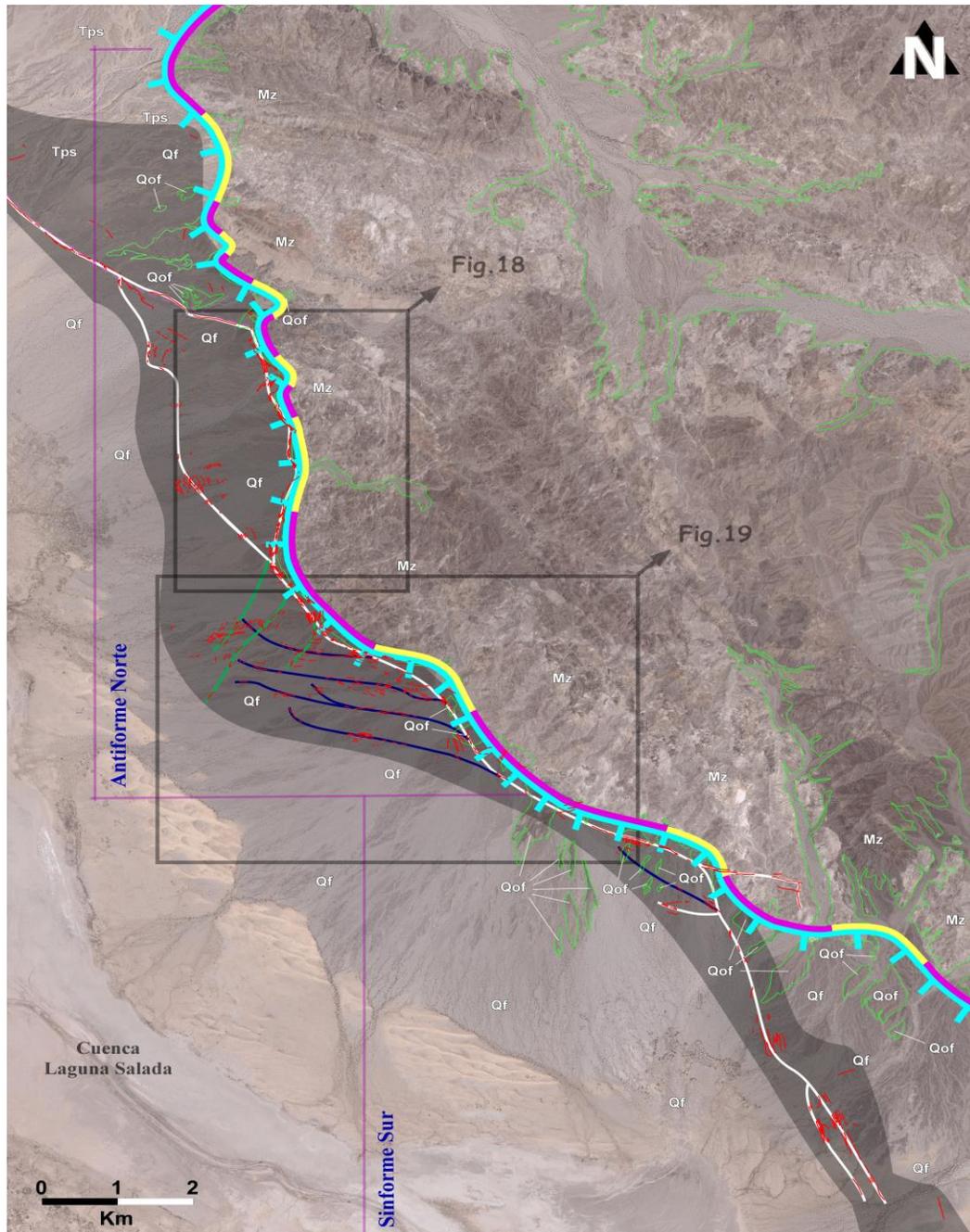
El límite norte del dominio antiforme norte está definido por la zona de intersección entre el sistema de fallas Cuaternarias Cañón Rojo-Chupamirtos (CRCH) y la traza de la falla CDD (Spelz, 2008; Fletcher y Spelz, 2009; Villaverde, 2017). La cartografía detallada de la región confirma que el joven arreglo de escarpes CRCH no corta la traza de la falla CDD, ni a algún otro indicador litológico en el bloque de piso, sino que

por el contrario cambia abruptamente de rumbo, curvándose hacia el sur y proyectándose de manera subparalela a lo largo de la traza de la falla CDD. El levantamiento cartográfico también confirma que, hacia el norte de la zona de la intersección, los escarpes de falla Cuaternarios se encuentran ausentes a lo largo de la falla CDD, y que éstos son sumamente abundantes hacia el sur. Esta relación confirma que el sistema CRCH separa segmentos inactivos y activos de la falla CDD (Spelz, 2008; Fletcher y Spelz, 2009; Villaverde, 2017).

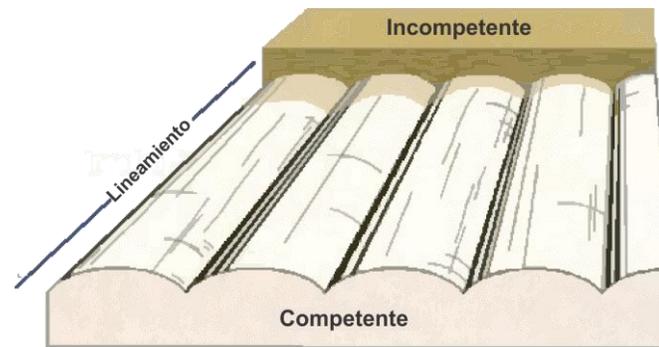
### **3.3.1.2 Mulliones y escarpes de falla Cuaternarios asociados con la falla CDD**

La traza curvilínea de la falla maestra CDD es un reflejo de la fuerte deformación que han experimentado las rocas del basamento cristalino que conforman el bloque de piso de la falla de bajo ángulo. Esta deformación, debida también en parte al contraste en la resistencia de las rocas a lo largo de la superficie de la falla, se ve reflejada a través del plegamiento de las rocas -más competentes- del basamento cristalino para formar mulliones (pliegues de falla) de tipo sinforme y antiforme.

A lo largo de la Sierra El Mayor (SEM) la traza de la falla CDD define dos pares de mega-mulliones sinformes y antifformes con una longitud de onda promedio de 15.2 km (Figura 9). Los mega-mulliones sinformes (norte y sur, respectivamente) están caracterizados por una evidente concavidad del frente montañoso y por una obvia disminución del relieve topográfico de la Sierra. En contraste, los mega-mulliones antifformes (norte y sur, respectivamente) están caracterizados por una prominente protuberancia del frente montañoso hacia la cuenca Laguna Salada, y por una evidente elevación de la topografía. Asimismo, el arreglo de escarpes Cuaternarios que se extiende a todo lo largo del frente montañoso de la SEM, muestra importantes variaciones estructurales con los dominios antifformes y sinformes (Spelz, 2008; Fletcher y Spelz, 2009). Fletcher y Spelz (2009) demostraron que en los dominios antifformes el arreglo de escarpes Cuaternarios se encuentra por lo general más cercano al frente montañoso (<100 m), es más amplio, y abundan en él los escarpes antitéticos (i.e. aquellos que buzcan en dirección de la sierra); en contraste, el arreglo de escarpes en los dominios sinformes se encuentra más alejado del frente montañoso (3-10 km), es menos amplio y suelen predominar los escarpes sintéticos.



**Figura 15: Imagen de satélite del segmento central de la falla CDD (línea dentada de color azul).** Nótese como la traza de la falla CDD presenta inflexiones de menor escala las cuales definen mini-corrugaciones de tipo antiforme y sinforme (segmentos de color amarillo y púrpura, respectivamente). La línea blanca propone la ruptura superficial determinada a partir de la ruta del arreglo de escarpes Cuaternarios (líneas rojas) producidos por la actividad tectónica de la falla CDD. La envoltura de color gris muestra la zona de ruptura donde aparecen estos arreglos de escarpes Cuaternarios que, como puede observarse, son íntimamente ligados al trazo de la falla CDD en el dominio antiforme y alejándose de ella en los dominios sinformes. En color verde se representan los segmentos de ruptura correspondientes al arreglo de escarpes con orientación NE, mientras que el arreglo de escarpes con orientación NW se observa con líneas color azul marino. Mz = basamento cristalino de edad Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Qf = unidades sin-tectónicas formadoras de abanicos aluviales de edad Cuaternario tardío; Tps = Formación Palm Springs.



**Figura 16: Diagrama esquemático que muestra la formación de estructuras de tipo mullion** a lo largo de la interfase entre dos litologías con resistencias contrastantes. Nótese como los mulliones forman lineaciones en la superficie de contacto entre ambos tipos de roca. En la Sierra El Mayor, los mulliones se forman como resultado del acortamiento de las rocas del basamento cristalino en sentido subperpendicular a la dirección del transporte tectónico a lo largo de la falla CDD (modificado de Fossen, 2010).

La cartografía detallada realizada en el presente estudio, muestra que en el dominio antiforme norte existen, a lo largo de la traza de la falla CDD, numerosas inflexiones de menor escala las cuales definen un total de 17 mini-mulliones (9 antiformes y 8 sinformes). Los mini-mulliones están caracterizados por amplitudes y longitudes de onda promedio de 1.1 km (sinformes) y 1.4 km (antiformes) (Figura 15).

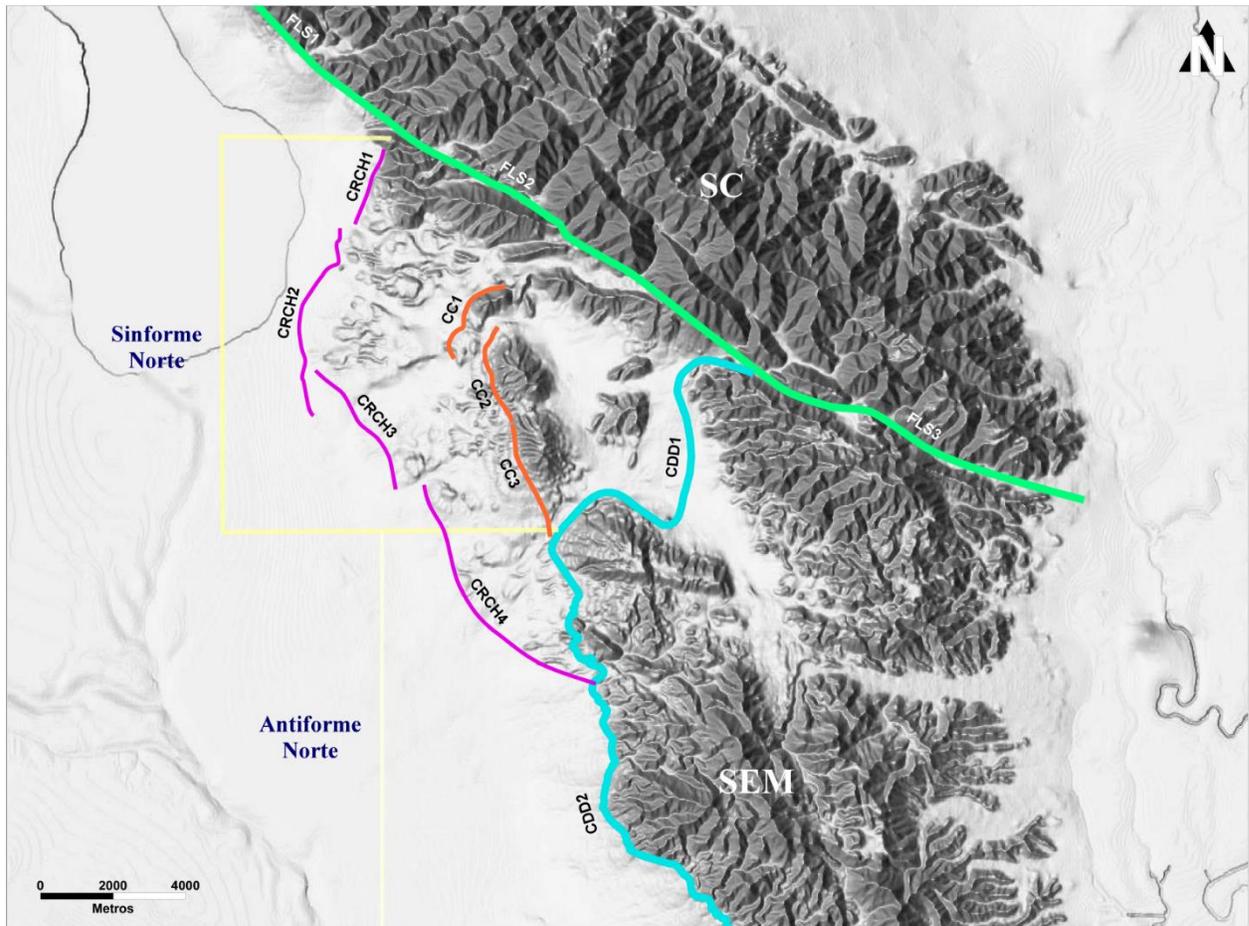
Los resultados muestran que los escarpes de falla Cuaternarios están definidos por arreglos discretos de fallas sintéticas y antitéticas que forman mini-grabens tipo “keystone” los cuales, además de localizarse muy cercanos al pie de la SEM, siguen a lo largo de su rumbo la sinuosa curvatura del frente montañoso (Figura 18). Esta íntima relación que existe entre la traza de la falla maestra y los escarpes Cuaternarios se ve también reflejada por la presencia de complejidades en la geometría y estructura del arreglo de escarpes. Estas complejidades estructurales son principalmente de dos tipos y consisten en 1) la intensificación del número de escarpes de falla, y la formación de arreglos en-echelon con pasos antepuestos, en las zonas donde la traza de la falla CDD se curva hacia el interior de la sierra; y, 2) por escarpes Cuaternarios que no siguen la traza de la falla CDD y que, por el contrario, muestran geometrías y orientaciones más complejas caracterizadas por una progresiva distribución en dirección de la cuenca Laguna Salada (Figura 19).

### 3.3.2 Relaciones cortantes de los escarpes de falla Cuaternarios

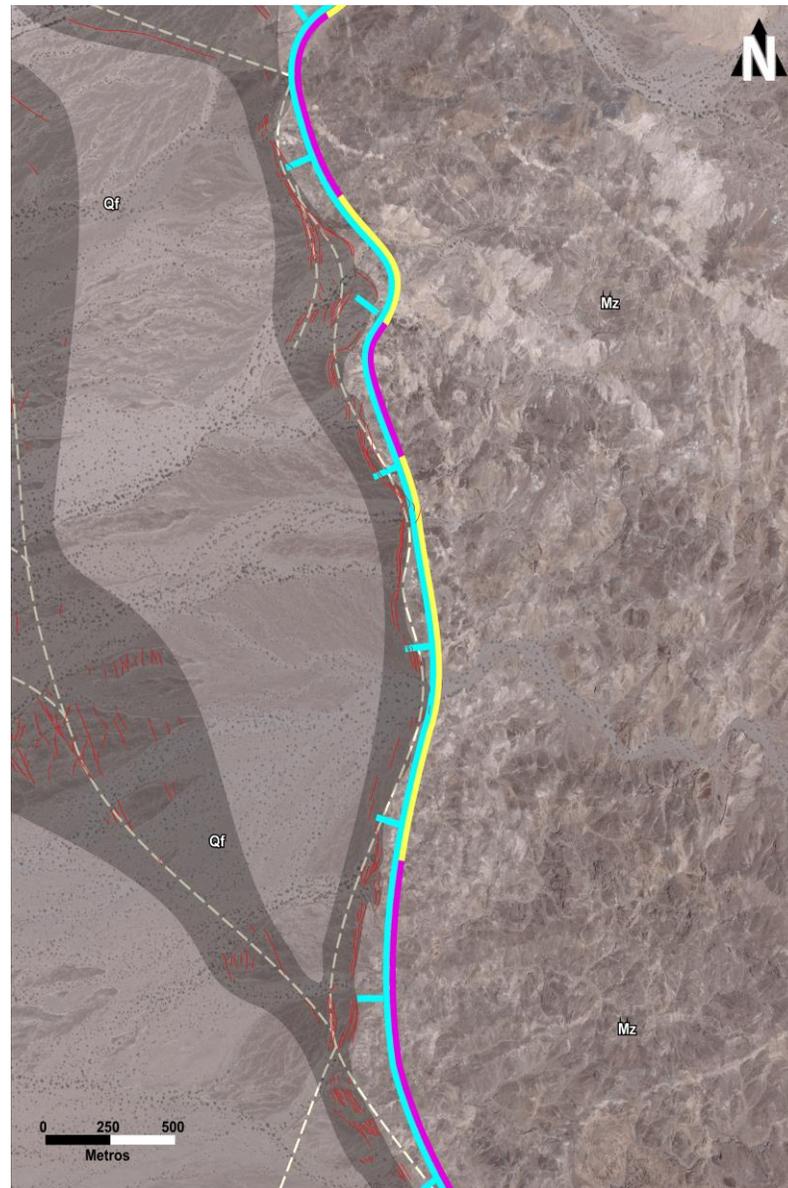
El sistema de escarpes Cuaternarios Cañon Rojo-Chupamirtos, en el dominio sinforme norte, se define por una serie de escarpes Cuaternarios que se encuentran íntimamente relacionados a la actividad tectónica reciente a lo largo de la falla de bajo ángulo CDD. Este sistema consta de 4 segmentos los cuales se diferencian por su geometría, número de escarpes en el arreglo, y por sus relaciones cortantes con las secuencias de depósitos sedimentarios que se localizan a lo largo del frente montañoso. Los segmentos se encuentran alineados, y sus áreas de traslape se definen por zonas de complejidades estructurales que se caracterizan por una deformación penetrativa (Villaverde, 2017). La zona de intersección del sistema de fallas (CRCH), a lo largo de su segmento 4, con la falla CDD define la frontera que separa el segmento activo de la falla maestra en el sur, del segmento inactivo en el norte (Figura 17). El arreglo de escarpes CRCH no corta la traza de la falla CDD, ni a algún otro indicador litológico en el bloque de piso, sino que por el contrario cambia abruptamente de rumbo, curvándose hacia el sur y proyectándose de manera subparalela a lo largo de la traza de la falla CDD en el dominio antiforme norte. A partir de la zona de intersección y hacia el sur, el arreglo de escarpes de falla cortan depósitos aluviales tan jóvenes como Q3 y Q2, pero no Q1.

Desplazamientos en escarpes con dirección hacia la cuenca se dan a partir de zonas anómalas donde la ruptura no sigue fielmente el trazo de la falla de bajo ángulo, es decir, que se forman debido a un desprendimiento de la energía sísmica de una falla maestra curvada, la ruptura puede no fielmente seguir todas las curvas de la falla maestra y hay desprendimientos donde una parte de la energía sísmica sigue una trayectoria hacia la cuenca.

En el dominio antiforme norte, el arreglo de escarpes se separa sólo algunos metros del trazo principal de la CDD y corta unidades aluviales Holocénicas (Q1 a Q3) (Figura 18), lo que sugiere una relación con el evento de 1934 de magnitud 6.5  $M_w$ .



**Figura 17: Sombreado del Continuo de Elevación Mexicano (15 m) de INEGI de los dominios sinforme y antiforme norte.** La línea verde representa la falla Laguna Salada dividida en tres segmentos (FLS1, FLS2, FLS3); La línea azul corresponde a la traza de la falla normal de bajo ángulo CDD dividida en dos segmentos, el segmento CDD1 que se encuentra en el sinforme norte y que representa el segmento abandonado del Detachment, y el segmento CDD2 ubicado en el antiforme norte donde la traza de la falla principal está activa. Líneas naranja muestran los segmentos de falla Cerro Colorado (CC1, CC2, CC3), mientras que las líneas color púrpura representan los segmentos de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos (CRCH1, CRCH2, CRCH3, CRCH4), estos segmentos comprenden un nuevo frente de montaña donde el arreglo de escarpes se aleja del frente de la Sierra El Mayor, donde se encuentra la traza inactiva de la falla (CDD1), hasta por 12 km. SC = Sierra Cucapá; SEM = Sierra El Mayor (Modificado de Villaverde, 2017).



**Figura 18: Relación entre escarpes principales del antiforme norte y el trazo de la falla CDD.** En este dominio los escarpes activos siguen fielmente, o se separan por algunos metros del trazo de la falla, y cortan unidades aluviales Cuaternarias. Como se observa en la figura, la tendencia es similar en los mulliones de corta longitud de onda, con escarpes siguiendo el trazo de la falla en antiformes y alejándose de ella en los sinformes. La línea azul corresponde a la falla normal de bajo ángulo CDD. Las líneas rojas refieren al arreglo de escarpes Cuaternarios sobre los cuales se dibuja un envolvente (sombreado gris) que representa las zonas de ruptura. A lo largo de la traza de la falla CDD se encuentran numerosas inflexiones de menor escala las cuales definen mulliones sinformes (líneas amarillas) y antiformes (líneas púrpura) de corta longitud de onda. La línea blanca punteada representa la ruptura superficial determinada a partir de la ruta del arreglo de escarpes Cuaternarios. Mz = basamento cristalino de edad Mesozoica; Qf = unidades sin-tectónicas formadoras de abanicos aluviales de edad Cuaternario tardío.

### 3.3.3 Patrón de escarpes lejos de la falla maestra

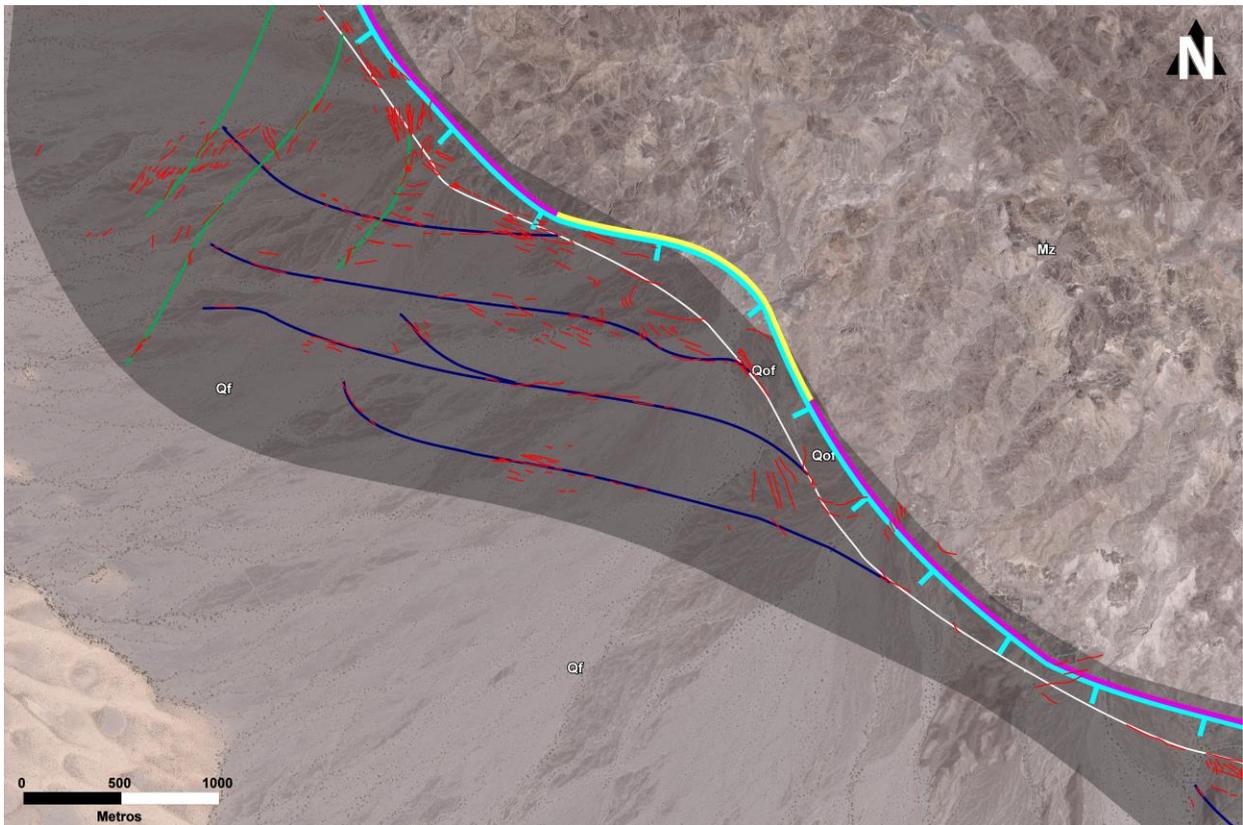
Los arreglos de escarpes que reproducen la geometría de la falla de bajo ángulo, están controlados por la actividad a lo largo de la falla maestra. Debido a esto es que a lo largo de la sierra se observan los escarpes paralelos a la traza de la falla. La traza de la falla puede ser seguida mediante los arreglos de escarpes Cuaternarios. Sin embargo, existen lugares donde hay escarpes que no siguen dicha traza, se salen del patrón, y comienzan a alejarse de la sierra y a adquirir nuevos rumbos.

Se les llama desprendimientos porque, si hay un sismo y la energía se propaga en una dirección, la mayor parte de la energía viajando en el plano de la falla es energía sismogénica, comenzando a haber desvíos cerca de la sierra para formar arreglos de escarpes que van siguiendo la traza, pero, por alguna razón (diferencia de resistencia del material, mayor cohesión, diferencias en composición, textura, etc.), pueden hacer que la energía se desvíe mucho antes de llegar.

A partir del evento de 1934 se generaron desprendimientos en el antiforme norte originados a partir de inflexiones cóncavas (ejes de un mullion anticlinal o antiforme) en la falla CDD. Estas zonas de inflexión cóncavas de la falla CDD están íntimamente ligadas con al menos 4 secuencias de arreglos de escarpes distribuidos progresivamente en dirección de transporte tectónico de la falla maestra hacia la cuenca Laguna Salada (Figura 19). Existe una inflexión que empieza a prender, y esa inflexión tiene otro prendimiento, lo que nos indica cómo están propagando las rupturas.

En el dominio sinforme sur existen también mulliones de más pequeña longitud de onda. A partir de inflexiones en estos mulliones antiformes de menor amplitud y longitud de onda se generan desprendimientos. Los desprendimientos se alejan de la traza de la falla en este dominio y muchos mueren en la cuenca, sólo cuando se encuentran correctamente alineados es que estos desprendimientos pueden unirse formando un puente estructural.

Los puentes estructurales toman el papel de la falla maestra abandonando segmentos importantes de la misma. Los desprendimientos en el sinforme sur se han evolucionado de este a oeste, hasta que alcanzaron una orientación adecuada para unirse. El puente estructural refleja la migración de la deformación en el sentido del transporte tectónico de la falla de bajo ángulo, conforme hay movimiento a lo largo de la falla de bajo ángulo, la deformación migra en dirección del transporte tectónico.



**Figura 19: Geometría de los desprendimientos de escarpes de falla Cuaternarios** (líneas rojas) que muestran consistencia con posibles eventos sísmicos originados en el sur, propagando predominantemente en dirección al NO, y con orientaciones ligeramente oblicuas al trazo de la falla CDD. Así mismo se muestran arreglos de escarpes que tienen una orientación NE, originados probablemente a partir de zonas de inflexión cóncavas en la falla CDD, como resultado de un patrón de propagación de rupturas generadas por un sismo localizado al norte. La línea azul corresponde a la falla normal de bajo ángulo CDD. El sombreado color gris representa el envolvente que abarca las zonas de ruptura donde aparecen los escarpes Cuaternarios. Las líneas color amarillo corresponden a mulliones sinformes de corta longitud de onda, mientras que las líneas púrpura representan a los mulliones antifformes de corta longitud de onda. La línea blanca muestra los segmentos de ruptura inferidos a través de la ruta que sigue el arreglo de escarpes Cuaternarios. En color verde se representan los segmentos de ruptura correspondientes al arreglo de escarpes con orientación NE, mientras que el arreglo de escarpes con orientación NW se observa con líneas color azul marino. Mz = basamento cristalino de edad Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Qf = unidades sin-tectónicas formadoras de abanicos aluviales de edad Cuaternario tardío.

En los dominios sinformes los paquetes de sedimentos son más robustos y la profundidad del basamento es mayor. En estos dominios no existen muchos arreglos de escarpes, a diferencia de los dominios antifformes, y la deformación es más sutil. Existe una migración de la deformación, en dirección al transporte tectónico, lo que indica que el trazo principal de la falla eventualmente se abandonará, formando un nuevo trazo de la misma.

### 3.4 Relaciones cortantes

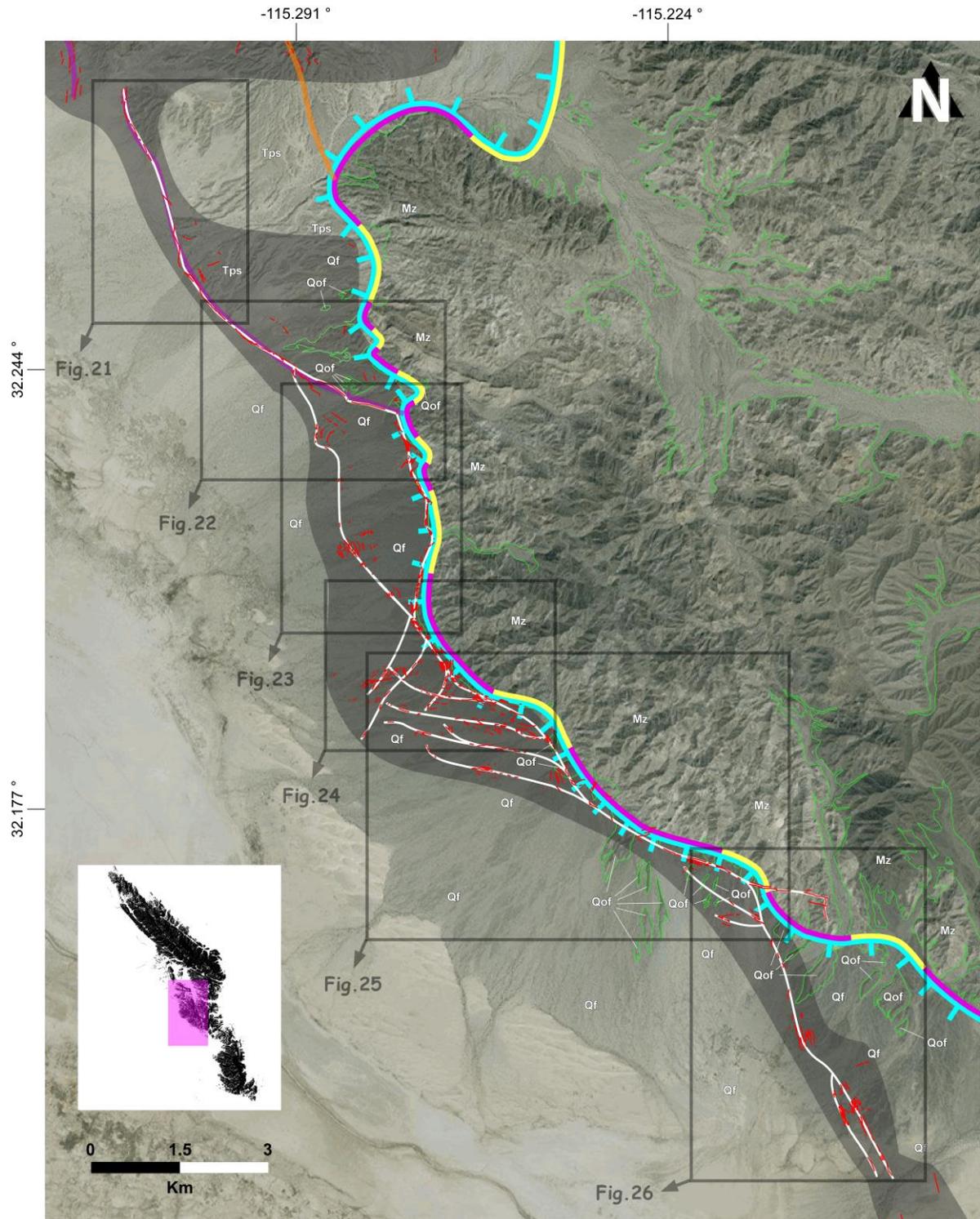
Los escarpes Cuaternarios se distribuyen sobre las superficies de abanicos aluviales presentes en el dominio central de la CDD.

Tal como reporta Villaverde (2017), el segmento 4 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos, fragmentado en cuatro secciones para una mejor descripción del mismo, se caracteriza por un arreglo de escarpes proyectando en dirección SE de forma oblicua a la Sierra El Mayor.

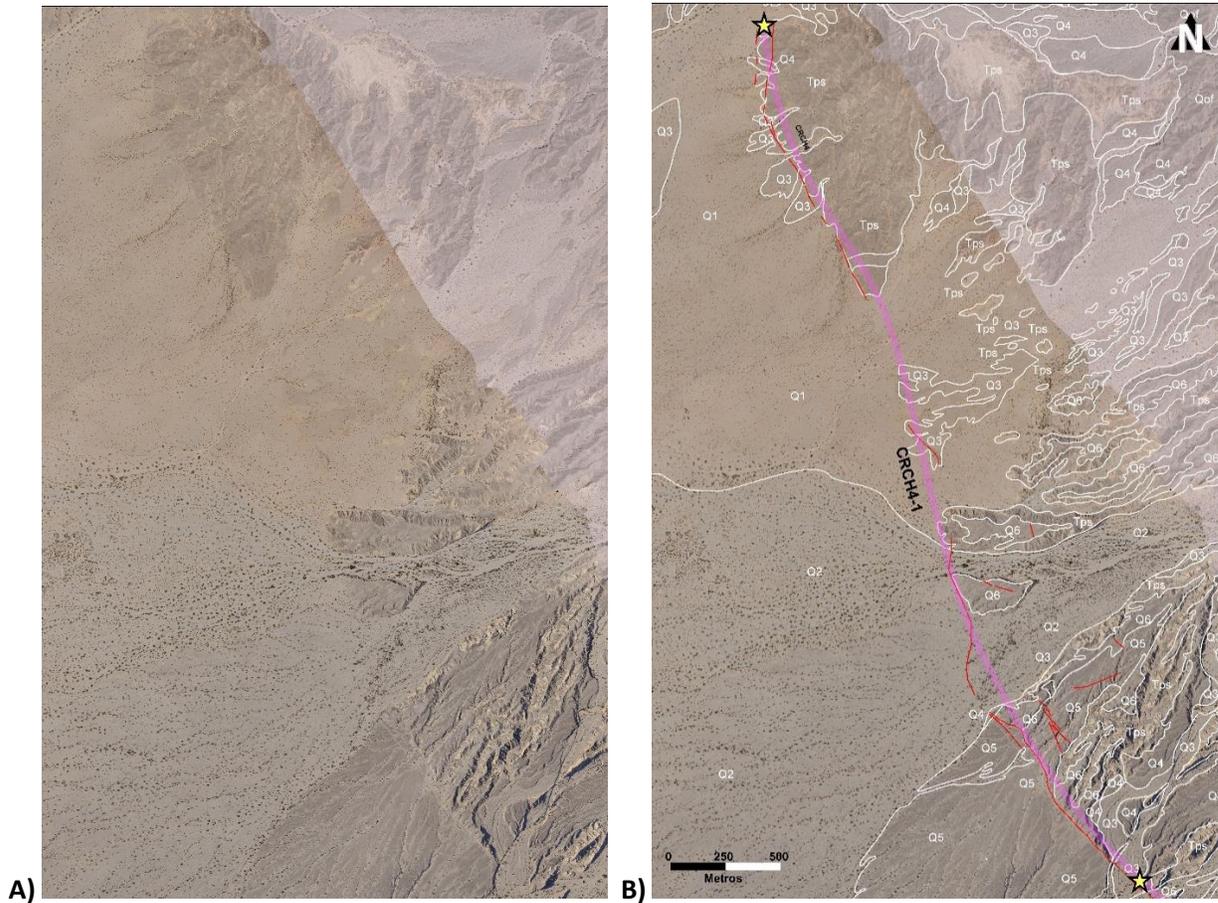
El arreglo de escarpes en el primer fragmento del segmento 4 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos (CRCH4-1) se compone únicamente por escarpes sintéticos, es decir, con buzamiento hacia la cuenca Laguna Salada. Yendo de norte a sur en este segmento, se puede observar que los primeros ~1.5 km consisten solamente en unidades aluviales Holocénicas (Q3) cortadas por el arreglo de escarpes. El siguiente tramo de ~1 km se caracteriza por la omisión del arreglo de escarpes, que pudo haber sido borrado o ha sido sepultado por sedimentos eólicos o por actividad de cauces modernos de un amplio sistema fluvial (Figura 21).

Siguiendo hacia el sur, en los próximos ~900 m posteriores a este tramo, encontramos al arreglo de escarpes cortando unidades modernas (Q1 y Q2). El efecto de iluminación sobre la cara del escarpe moderno ayuda a identificar que éste es sintético a la traza principal de la CDD, así como a establecer la diferencia de alturas entre unidades, permitiendo una mejor caracterización del segmento. El último ~1 km de la proyección N-S del arreglo de escarpes en el fragmento CRCH4-1 se encuentra cortando unidades Pleistocénicas (Figura 21).

El segundo fragmento del segmento 4 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos (CRCH4-2) proyecta en dirección NW-SE por ~3 km hasta intersectar con la Sierra El Mayor. Los primeros ~1.5 km del segmento constan de un segmento discreto de escarpes cortando penetrativamente unidades tanto modernas (Q1 y Q2), como Holocénicas (Q3 y Q4) y Pleistocénicas (Q5 y Q6). El siguiente tramo del segmento CRCH4-S la deformación se torna más particionada cortando, de igual manera, unidades desde Q1 hasta Q6. En este segmento el arreglo de escarpes comienza a tomar dos direcciones, una continuando hacia el SE hasta topar con la Sierra El Mayor, y la otra hacia el sur, cortando unidades Pleistocénicas, con escarpes Q1 inferidos, que probablemente han sido borrados por la acción erosiva de los canales activos (Figura 22).



**Figura 20:** Imagen de referencia que muestra la ubicación de las zonas para representar las relaciones cortantes dentro del segmento central de la falla CDD. La línea dentada de color azul representa el segmento central de la falla CDD. Segmentos de color amarillo y púrpura definen mini-corrugaciones de tipo antiformal y sinforme respectivamente. Líneas rojas: escarpes Cuaternarios. La envolvente de color gris muestra la zona de ruptura donde aparecen estos arreglos de escarpes Cuaternarios. Mz = basamento cristalino de edad Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Qf = unidades sin-tectónicas formadoras de abanicos aluviales de edad Cuaternario tardío.



**Figura 21: Fotografías aéreas de alta resolución que muestra el segmento CRCH4-1.** A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa el segmento CRCH4-1 (línea color rosa delimitada por estrellas de color amarillo). En la parte norte del segmento se pueden apreciar escarpes Cuaternarios (líneas rojas) cortando unidades Holocénicas (Q3). Posteriormente se encuentra una porción del segmento dónde no se presentan escarpes cortando unidades aluviales modernas (Q1 y Q2), lo que puede inferir que éstos han sido borrados o están cubiertos por sedimentos que se originan por la erosión causada por los canales activos. El tramo final del segmento CRCH4-1 (en dirección hacia el sur) muestra escarpes cortando unidades Pleistocénicas (Q5) a lo largo de ~1 km.

La existencia de escarpes de falla cortando unidades aluviales modernas en el segmento 4 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos son indicativo de que éste rompió durante el evento de 1934 (6.5  $M_L$ ). A este segmento se le considera como el límite superior de dicha ruptura.

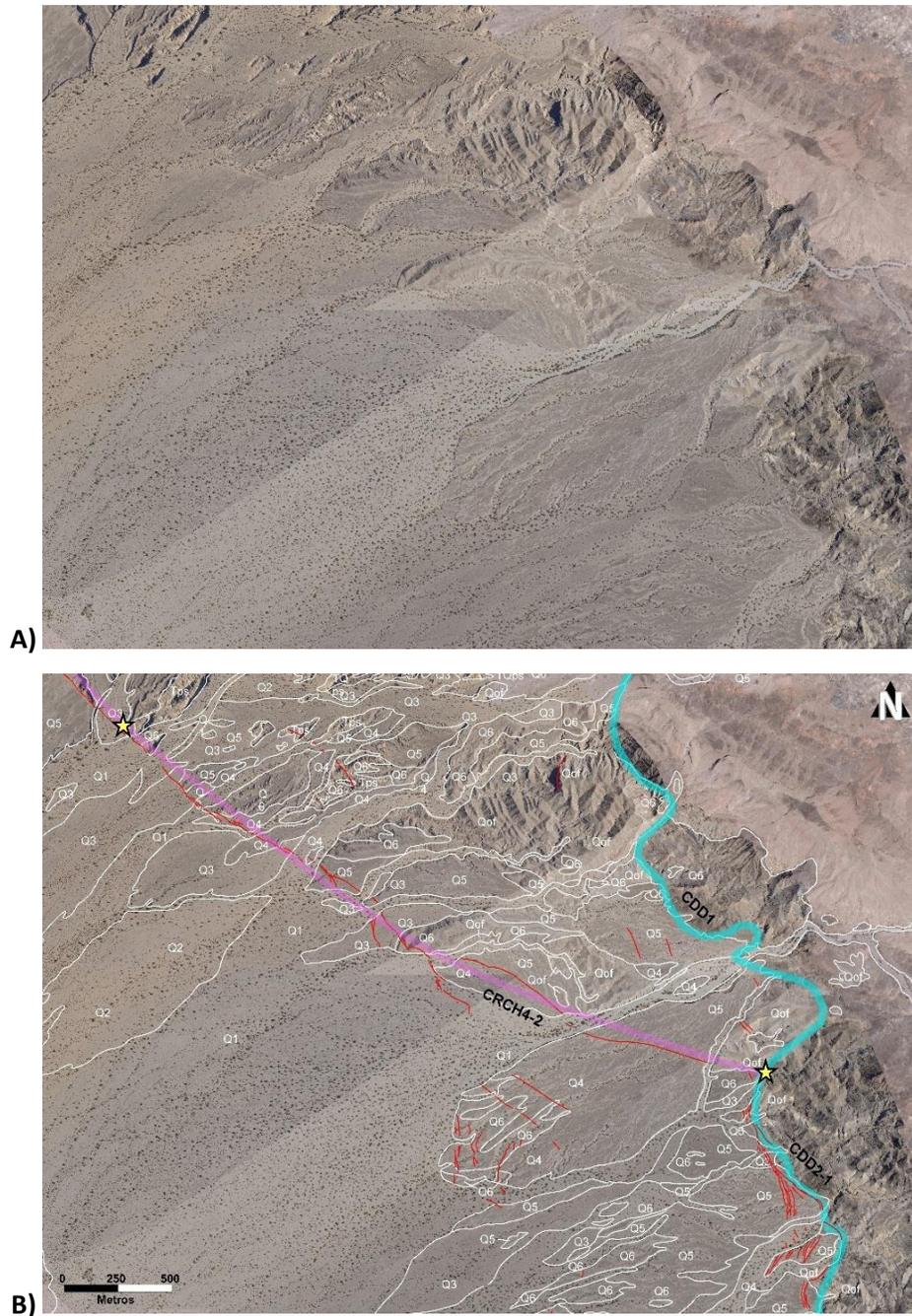
La falla CDD se compone de una parte activa (CDD2) y una inactiva (CDD1). En la zona de intersección, el arreglo de escarpes no corta la falla CDD, sino que éste cambia de rumbo y se proyecta al sur en paralelo a la traza curvilínea de la falla CDD. El arreglo de escarpes en esta zona se encuentra separado a escasos

metros de la traza de la falla, cortando unidades Holocénicas, mostrando relación con el evento de 1934 (Villaverde, 2007) (Figura 23).

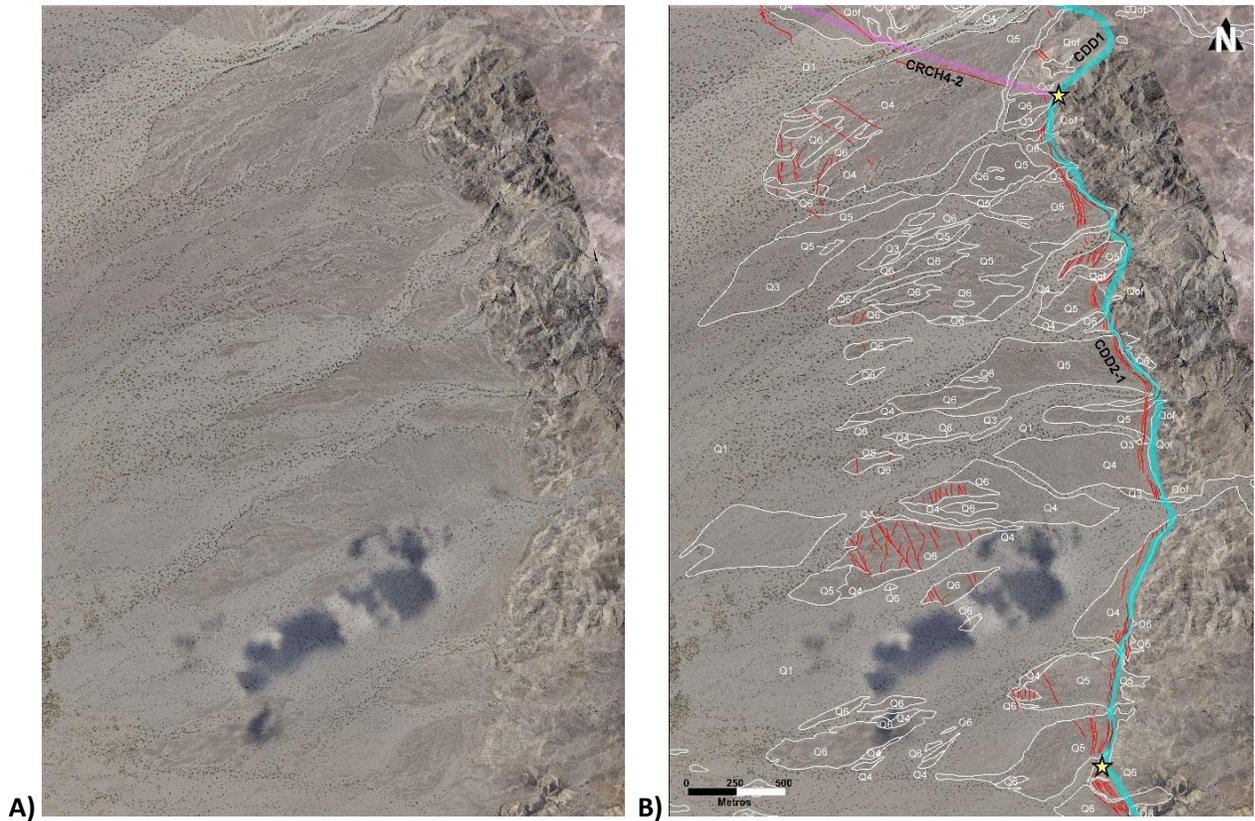
Así mismo, la intersección entre el segmento 4 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos y la Sierra El Mayor definen el límite norte de la parte activa de la CDD. Siguiendo con la proyección hacia el sur del arreglo de escarpes, permanecen arreglos de escarpes en dos direcciones en una distancia de ~3.5 km, hasta encontrarse. Los escarpes que se encontraban con dirección hacia el SE en el segmento CRCH4-2, cambian su dirección y proyectan al sur siguiendo fielmente la traza curvilínea de la falla maestra de bajo ángulo, cortando unidades Holocénicas (Q3 y Q4) y Pleistocénicas (Q5 y Q6), con escarpes inferidos cortando unidades modernas (Q1) que son borrados por acción de la fuerza erosiva de canales activos. Los escarpes que proyectaban al sur en el segmento CRCH4-2 continúan proyectando en tal dirección, presentando cambios de orientaciones en los escarpes y deformando penetrativamente unidades Holocénicas (Q4) y Pleistocénicas (Q5 y Q6) con escarpes inferidos cortando unidades modernas (Q1) que, igualmente, son borrados por acción de la fuerza erosiva de canales activos (Figura 23).

A partir del punto en que ambos arreglos de escarpes se encuentran, durante los siguientes ~1.5 km al sur, el arreglo de escarpes proyecta con rumbo NW 55 SE, y deforma penetrativamente unidades Holocénicas (Q4) y Pleistocénicas (Q6), con posibles escarpes cortando unidades modernas (Q1). En esta parte del segmento, el arreglo de escarpes no sigue fielmente la traza curvilínea de la falla maestra de bajo ángulo en su totalidad, sino que se forman escarpes con orientación NE, que se alejan de la falla maestra con dirección a la cuenca Laguna Salada. Al menos tres arreglos de escarpes con esta orientación se desprenden de la falla CDD, proyectando hacia la cuenca, cortando unidades Holocénicas (Q4) y Pleistocénicas (Q6). Tienen una longitud promedio de 1.6 km y su separación es de ~400 m (Figura 24).

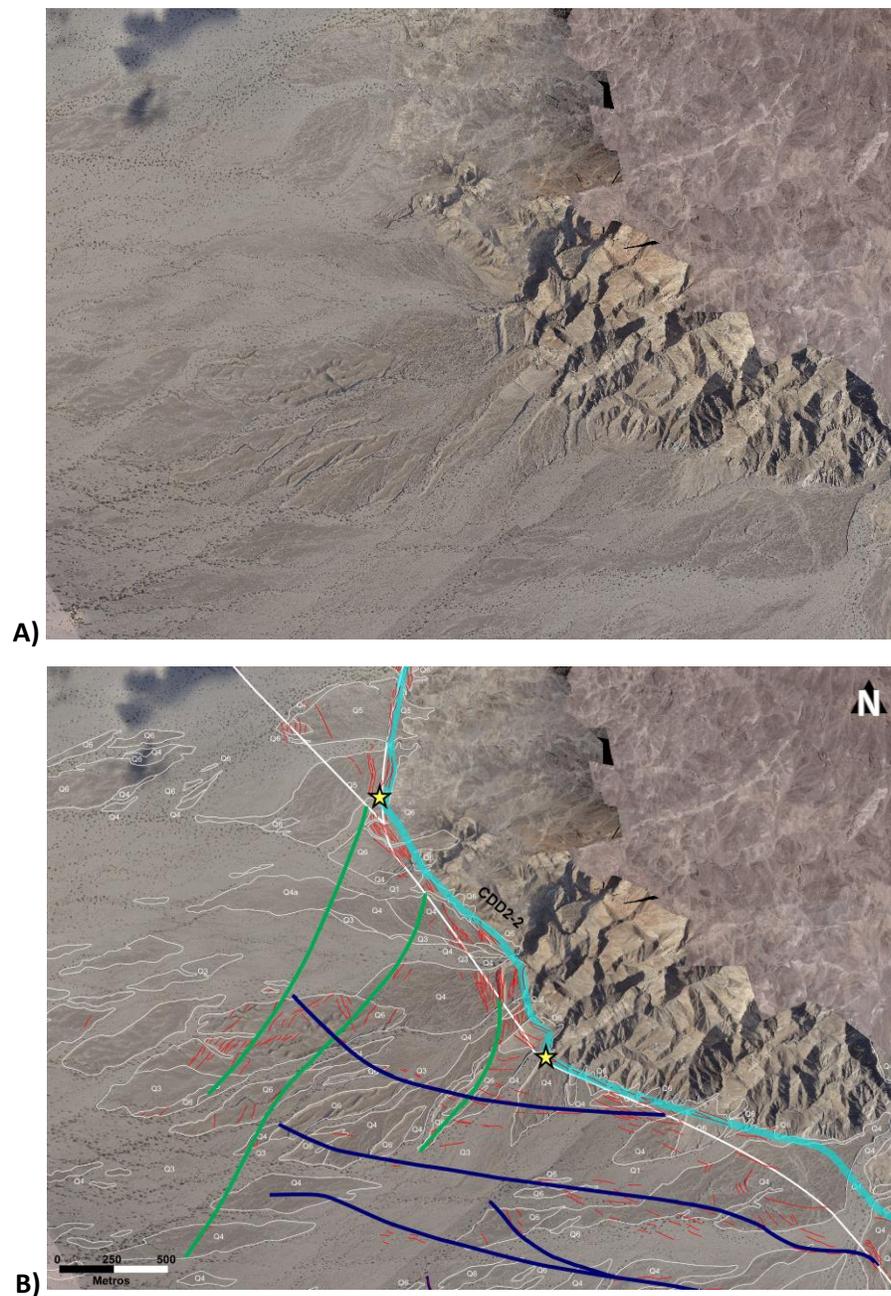
El segmento siguiente proyecta con rumbo NW 40 SE, por una distancia de 5 km. Durante este segmento el arreglo de escarpes corta unidades modernas (Q1), Holocénicas (Q3 y Q4), Pleistocénicas (Q5 y Q6), y algunos depósitos aluviales del Plio-Pleistoceno (Qof). El arreglo de escarpes no es del todo fiel a la traza curvilínea de la falla CDD y se forman al menos cuatro arreglos de escarpes, con orientación NW, que proyectan generando desprendimientos con dirección a la cuenca Laguna Salada. Estos arreglos de escarpes cortan unidades modernas (Q1), Holocénicas (Q3 y Q4), Pleistocénicas (Q6), y depósitos aluviales del Plio-Pleistoceno (Qof). Tienen una longitud promedio de 2.7 km y están separados por ~400 m. Estos desprendimientos de escarpes con orientación NW, que cortan unidades modernas, están directamente relacionados con el evento de 1934 (Figura 25).



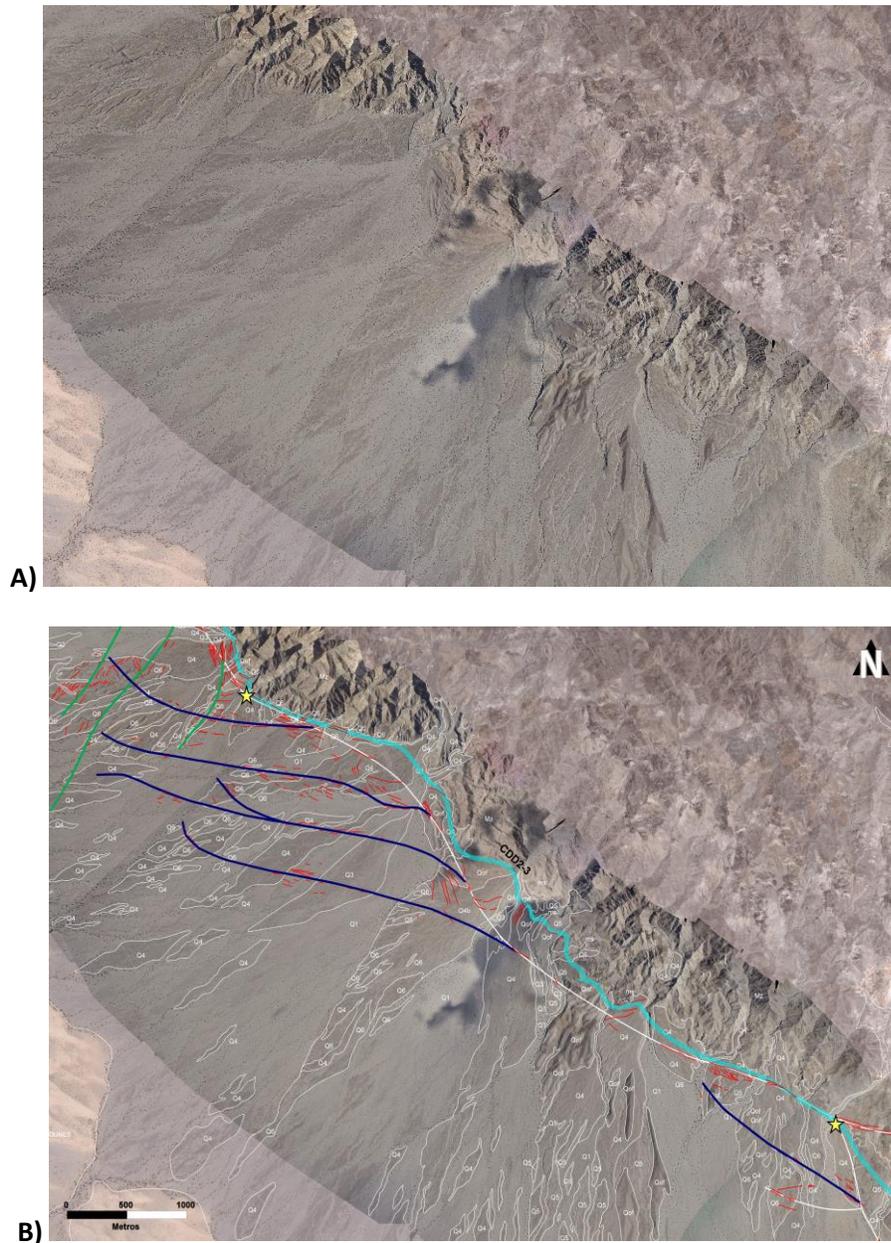
**Figura 22: Fotografías aéreas de alta resolución que muestran el segmento CRCH4-2.** A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa el segmento CRCH4-2 (línea color rosa delimitada por estrellas de color amarillo), el cual muestra una extensión de aproximadamente 3.5 km. En la primera sección del segmento el arreglo de escarpes Cuaternarios (líneas rojas) se proyecta de manera ordenada con una dirección NW-SE. Sin embargo, en la última sección del segmento (~1.5 km), el arreglo de escarpes se va tornando desordenado hasta que toma dos direcciones (separadas ~500 metros una de la otra), una hacia el sur, cortando unidades Pleistocénicas, con escarpes modernos que tal vez han sido borrados, y otra en dirección al SE hasta topa con el basamento cristalino de la Sierra el Mayor. Línea azul: falla normal de bajo ángulo CDD. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales (Modificado de Villaverde, 2017).



**Figura 23: Fotografías de alta resolución de la intersección del segmento CRCH4-2 con el pie de montaña de la Sierra El Mayor.** A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa la intersección entre el segmento CRCH4-2 y la falla CDD (al pie de montaña de la Sierra El Mayor), la cual define las fronteras entre la parte activa (CDD2) y la parte abandonada (CDD1) de la falla CDD (límite sur de la parte abandonada de la falla CDD y límite norte de la parte activa). En la figura podemos observar la continuación de las direcciones de distribución de los arreglos de escarpes Cuaternarios (mostrados en la figura 22). Por una parte, observamos que los escarpes que proyectaban hacia el sur en el segmento CRCH4-2, continúan en la misma dirección y deforman penetrativamente unidades Holocénicas (Q4) y Pleistocénicas (Q5 y Q6) con posibles escarpes modernos inferidos que pueden haber sido erosionados. Por otro lado, los escarpes que proyectaban hacia el SE en el segmento CRCH4-2 cambian su orientación y siguen fielmente el trazo curvilíneo de la falla maestra de bajo ángulo, cortando unidades Holocénicas (Q3 y Q4) y Pleistocénicas (Q5 y Q6), con escarpes inferidos cortando unidades modernas (Q1) que son borrados por acción de la fuerza erosiva de canales activos. Línea azul: falla normal de bajo ángulo CDD. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas rojas: escarpes de falla Cuaternarios. Estrellas amarillas delimitan el segmento descrito en la figura.



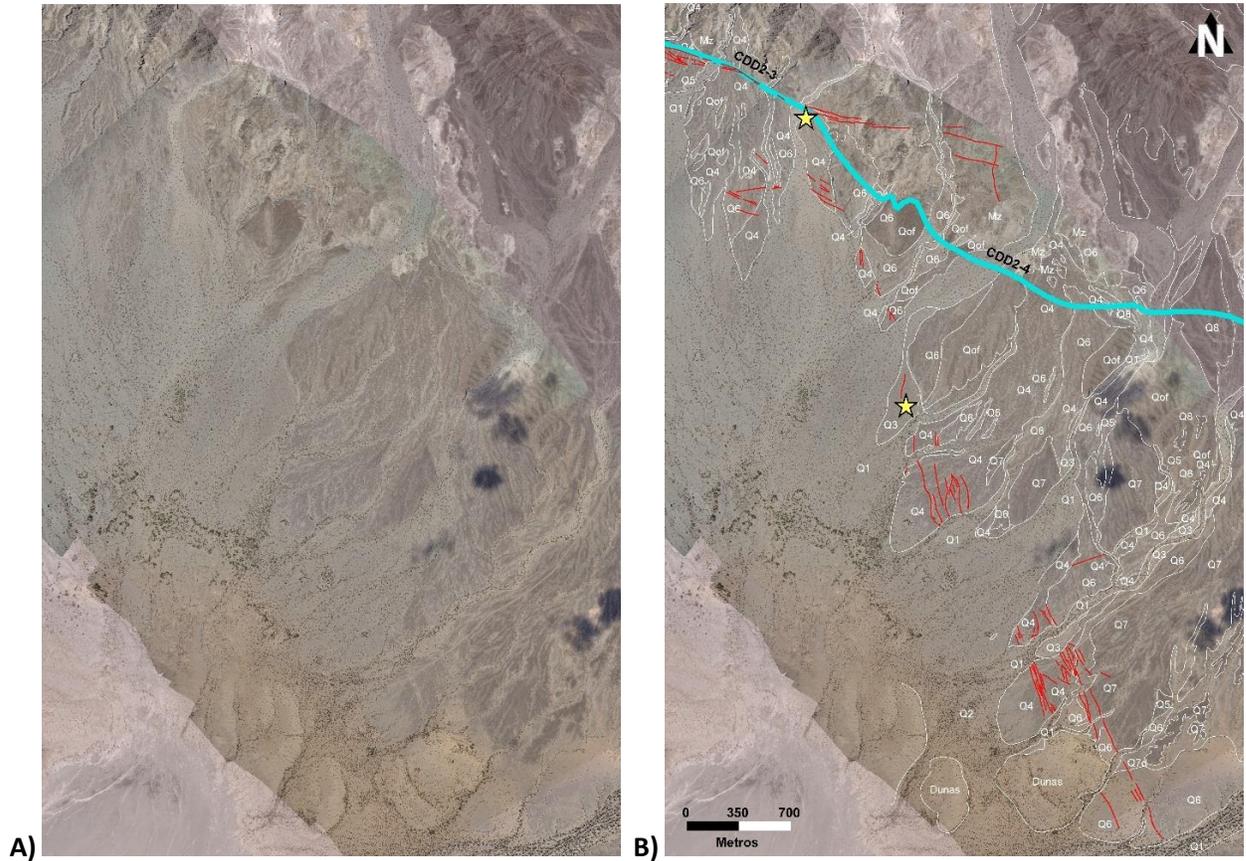
**Figura 24: Fotografías aéreas de alta resolución que muestra un segmento de arreglo de escarpes con rumbo NW 55 SE.** A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa un segmento de arreglo de escarpes con rumbo NW-SE (delimitado por las estrellas amarillas), con una longitud de aproximadamente 1.5 km, cortando unidades Holocénicas (Q4) y Pleistocénicas (Q6), con posibles escarpes cortando unidades modernas (Q1). En este segmento, los escarpes no siguen fielmente en su totalidad la traza curvilínea de la falla CDD, sino que forman escarpes de orientación NE que generan desprendimientos en dirección a la cuenca Laguna Salada. Estos desprendimientos de escarpes con orientación NE se representan mediante líneas verdes, con una longitud promedio de 1.6 km y separados 400 uno del otro. Línea azul: falla normal de bajo ángulo CDD. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas rojas: escarpes de falla Cuaternarios. Líneas azul marino: segmentos de arreglos de escarpes con dirección NW.



**Figura 25: Fotografías aéreas de alta resolución que muestra un segmento de arreglo de escarpes con rumbo NW 40 SE.** A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa un segmento de arreglo de escarpes con rumbo NW 40 SE (delimitado por las estrellas amarillas), de aproximadamente 5 km de extensión, que corta unidades modernas (Q1), Holocénicas (Q3 y Q4), Pleistocénicas (Q6), y depósitos aluviales del Plio-Pleistoceno (Qof). En este segmento, los escarpes no siguen fielmente en su totalidad la traza curvilínea de la falla CDD, sino que forman escarpes de orientación NW que generan desprendimientos en dirección a la cuenca Laguna Salada. Estos desprendimientos de escarpes con orientación NW se representan mediante líneas color azul marino, cuentan con una longitud promedio de 2.7 km y están separados a una distancia de ~400 m. Estos desprendimientos de escarpes con orientación NW, al cortar unidades modernas, se relacionan con el evento de 1934. Línea azul: falla normal de bajo ángulo CDD. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas rojas: escarpes de falla Cuaternarios. Líneas verdes: segmentos de arreglos de escarpes con dirección NE.

Los desprendimientos, ya sea con rumbo N-S (orientación de escarpes NE) o S-N (orientación de escarpes NW), muestran una consistencia, al estar separados casi a la misma distancia uno del otro.

El último segmento del arreglo de escarpes en el dominio central de la falla CDD consta de dos tramos, el primero es la prolongación del segmento anterior (con rumbo NW 40 SE), el cual modificó su rumbo a NW 30 SE, y que tiene una longitud de ~2.6 km, con escarpes cortando unidades Holocénicas (Q4), Pleistocénicas (Q6), depósitos aluviales del Plio-Pleistoceno (Qof) y con algunos escarpes inferidos cortando unidades modernas (Q1). El segundo tramo, proyecta con rumbo NW 45 SE, y se extiende a una distancia de 1.6 km, cortando unidades Holocénicas (Q4), Pleistocénicas (Q5 y Q6), depósitos aluviales del Plio-Pleistoceno (Qof). En este segundo tramo cambia la proyección del arreglo de escarpes, ahora con un rumbo NW 55 SE, con una distancia de ~4.8 km. A partir del km 2.2, el arreglo de escarpes comienza a separarse hasta ~270 metros. Estos escarpes cortan unidades Holocénicas (Q3) y Pleistocénicas (Q5, Q6 y Q7). Escarpes cortando unidades Holocénicas indican relación con el evento de 1934. Por lo tanto, se establece este segmento como el límite sur de dicho evento (Figura 26).



**Figura 26: Fotografías de alta resolución que muestran el segmento final de arreglo de escarpes en el dominio central de la falla CDD.** A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa el segmento final de arreglo de escarpes en el dominio central de la falla CDD. Este segmento consta de dos tramos, el primero es una prolongación (del segmento con rumbo NW 40 SE) con rumbo modificado a NW 30 SE que abarca una longitud aproximada de 2.6 km cortando unidades Holocénicas, Pleistocénicas y depósitos aluviales del Plio-Pleistoceno. El segundo proyecta con rumbo NW 45 SE por una longitud de 1.6 km cortando unidades Holocénicas y Pleistocénicas, para después cambiar su rumbo hacia NW 55 SE por un trayecto de aproximadamente 4.8 km, donde los escarpes cortan unidades Holocénicas (Q3) y Pleistocénicas (Q5, Q6, Q7). Las unidades modernas cortadas en este segmento se traducen a una relación con el evento de 1934, estableciendo así el límite sur del mismo. Línea azul: falla normal de bajo ángulo CDD. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas rojas: escarpes de falla Cuaternarios. Estrellas amarillas delimitan el segmento descrito en la figura.

## Capítulo 4: Discusión

---

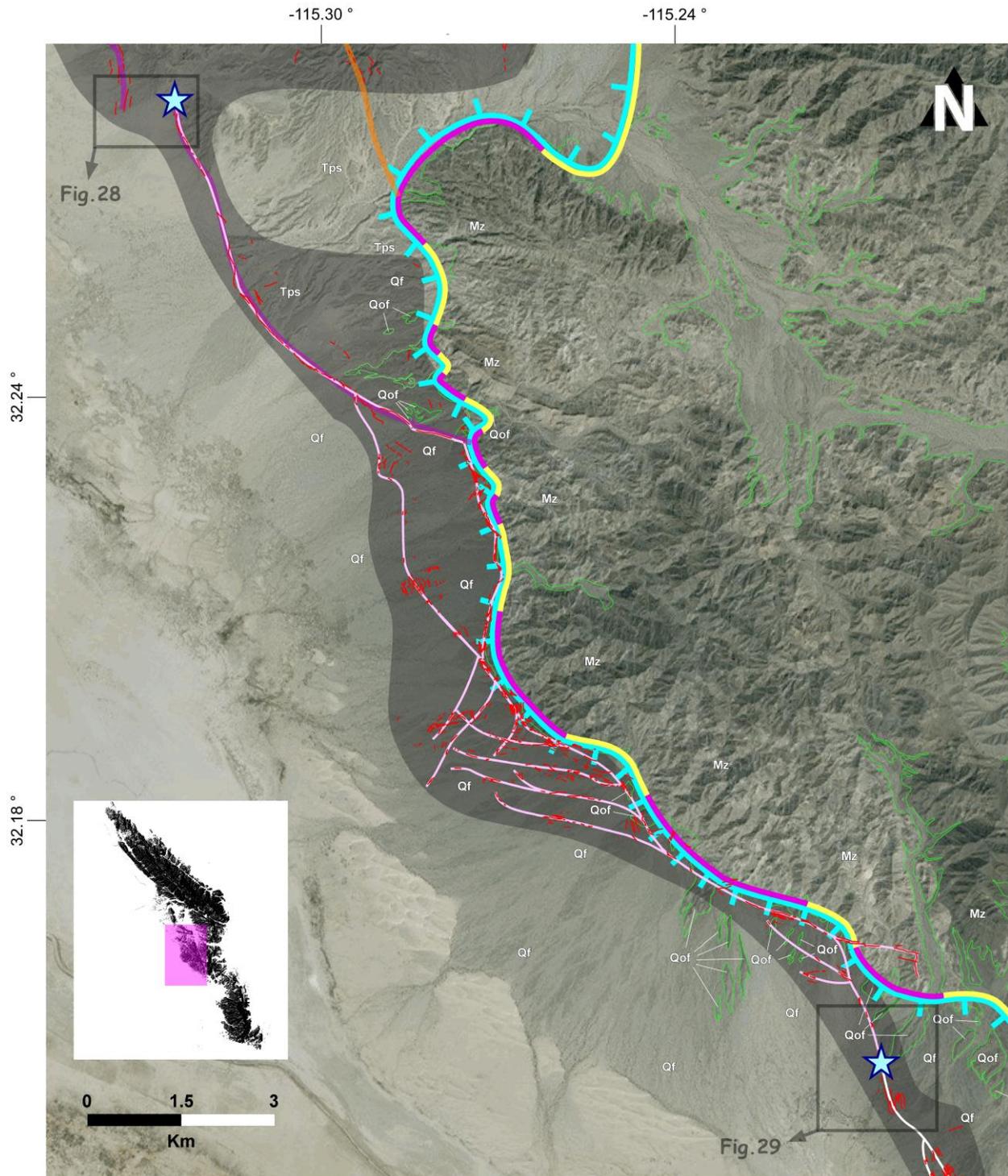
### 4.1 Ruptura de 1934

Uno de los eventos principales ocurridos en la zona se dio en diciembre de 1934, cuando se presentaron una serie de temblores con epicentro en la sierra El Mayor, por la zona de la Laguna Salada, con una magnitud de 6.5 y con un mecanismo focal que indica cizalla pura lateral derecha.

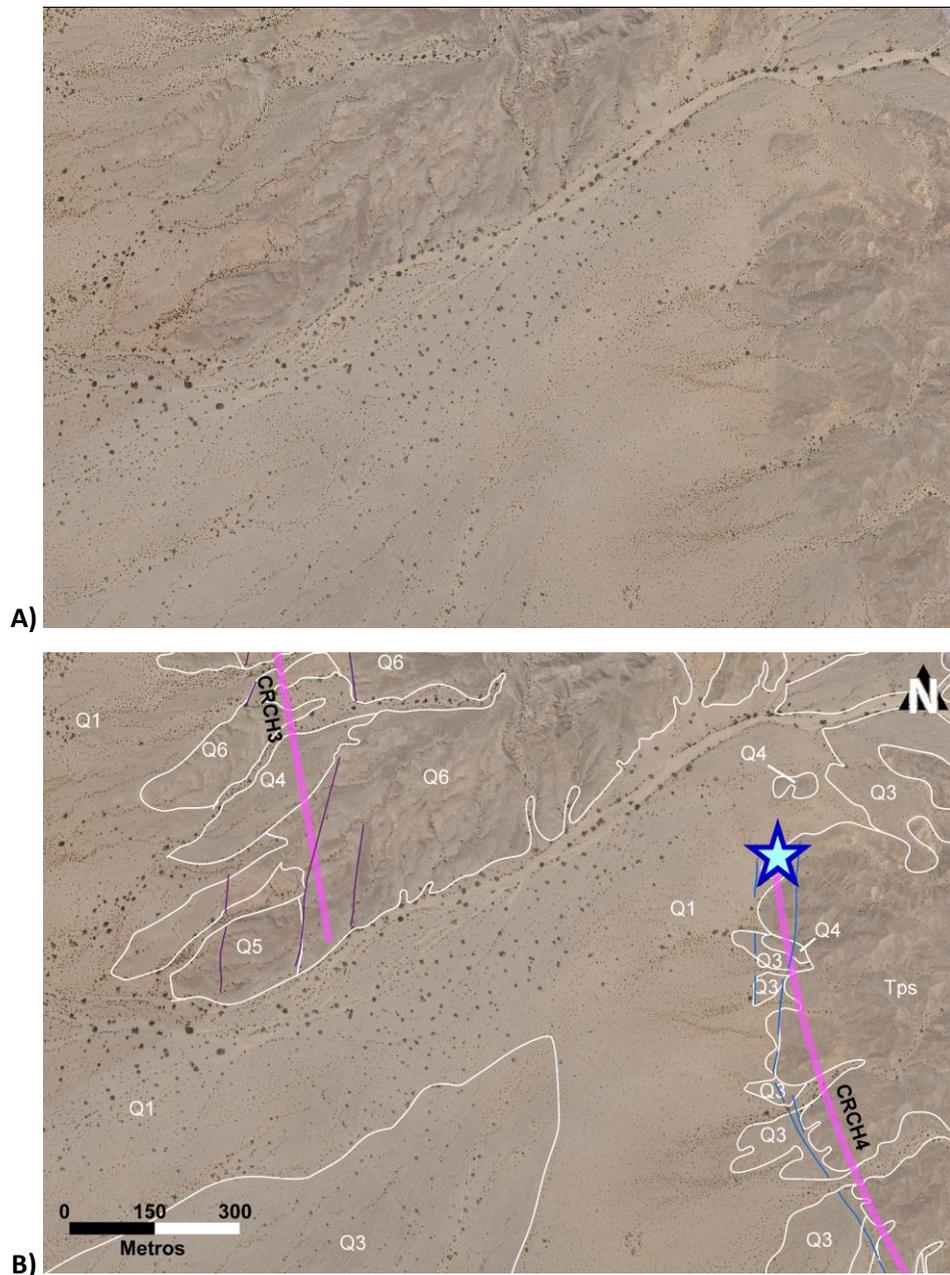
Se propone que los escarpes modernos registrados en unidades jóvenes (no mayores a 50 años) en el segmento 4 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos y en el sinforme norte, están directamente relacionados con el evento de 1934. En el caso de este evento (Figura 27) los escarpes son más comunes en desprendimientos con rumbo NO, aunque existen también en desplazamientos con rumbo NE. Esto indica que el evento 34 inició cerca de su límite sur y propagó hacia su límite norte. Entonces el hipocentro del evento ha de estar ubicado en la falla CDD, no en otra falla de rumbo de alto ángulo como ha sido propuesto.

Cartografiando detalladamente se muestra que el arreglo de escarpes del segmento 4 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos no corta la traza de la CDD, ni a algún otro indicador litológico en el bloque de piso, sino que, por el contrario, cambia de rumbo y continúa en dirección hacia el sur en paralelo a la traza curvilínea de la CDD en el antiforame norte.

Se han observado algunos escarpes identificados en el segmento 4 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos que cortan unidades jóvenes Q3. Se puede inferir entonces que este segmento rompió durante el evento de 1934 ya que, aunque dichos escarpes presentan degradación, conservan evidencia paleosísmica de dicho evento. Debido a que dichas características no se encuentran en el segmento 3 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos, podemos establecer el segmento 4 de dicha falla como el límite norte de los escarpes relacionados al evento de 1934 (Figura 28).



**Figura 27: Evento originado en diciembre de 1934**, con una magnitud de 6.5 y con un mecanismo focal que indica cizalla pura lateral derecha. En el caso de este evento se observan escarpes dominantes con rumbo NO, que indican que el evento inició en el límite sur y se propagó hacia el límite norte. La línea dentada de color azul representa la falla CDD. Segmentos de color amarillo y púrpura definen mini-corrugaciones de tipo antiforme y sinforme, respectivamente. La línea rosa propone la ruptura superficial del evento de 1934, determinada a partir de la ruta del arreglo de escarpes Cuaternarios (líneas rojas). Las estrellas azules indican el límite norte y sur del evento de 1934.



**Figura 28: Fotografías de alta resolución que muestran el límite norte del arreglo de escarpes del evento de 1934.**

A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa el límite norte del arreglo de escarpes del evento de 1934 dentro del segmento 4 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos los escarpes cortan unidades jóvenes Q3 y Q4, mientras que en el segmento 3 de la falla Cañón Rojo-Chupamirtos cortan unidades Q6 principalmente, lo que indica que el evento de 1934 no propagó hasta dicho segmento, estableciendo el límite norte de los escarpes relacionados al evento de 1934. Estrella azul: límite norte del evento de 1934. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas azul: escarpes de falla Q4. Líneas color morado: escarpes de falla Q5.

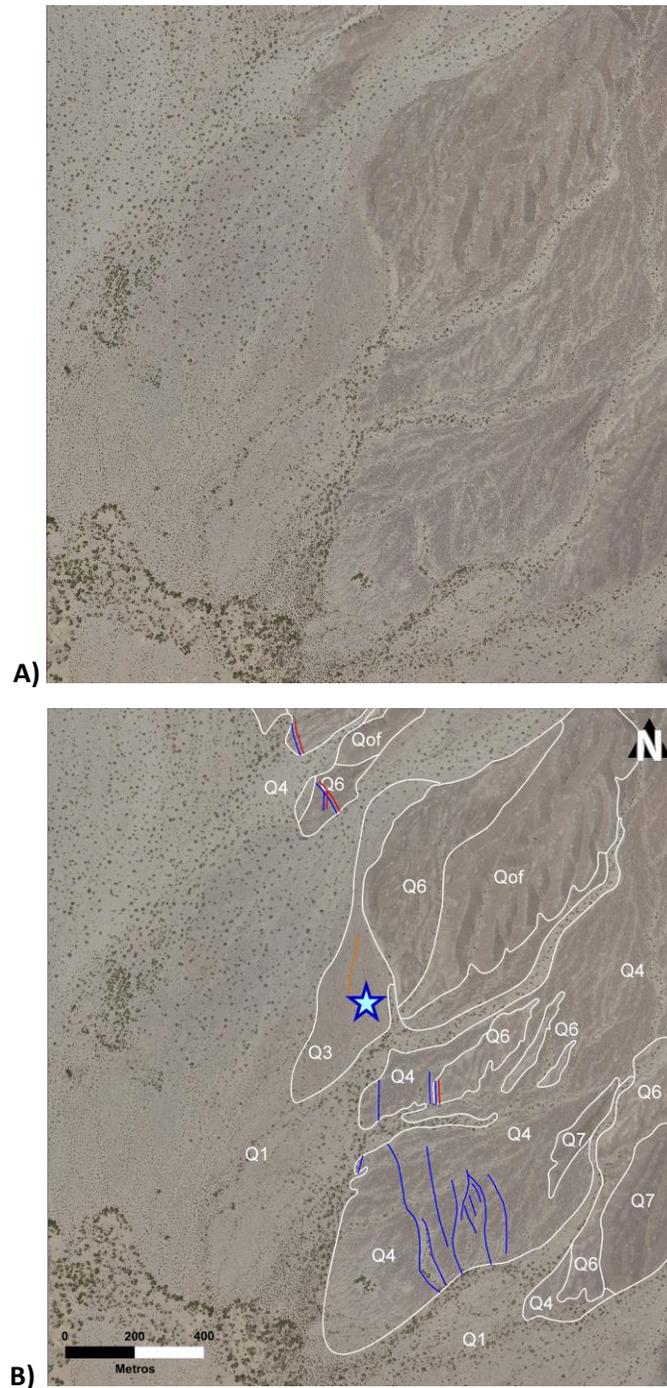
Uno de los aspectos importantes a considerar en esta zona es la delimitación del límite sur de los escarpes relacionados al evento de 1934, con magnitud de 6.5 (muy chico para producir una ruptura superficial), por lo que es de suma importancia documentar la presencia o ausencia de escarpes jóvenes en la zona ya que la mayoría de escarpes encontrados están cortando depósitos viejos en múltiples eventos sísmicos.

Las unidades Pleistocénicas registran paleoescarpes, mientras que las unidades Holocénicas presentan escarpes modernos asociados al sismo de 1934. Los escarpes de 1934 suelen ser muy sutiles, debido a que no existe un cambio de color en ellos, además de que no existen relaciones cortantes que permitan reportarlos, ya que las rocas observadas son mucho más viejas a 1934 y están cortadas, más no se sabe si por este evento o no.

Por medio de las fotografías se puede observar que en algunas zonas el arreglo de escarpes moderno se encuentra muy cercano con un camino de terracería, incluso llegando a inferir que en algunas regiones el escarpe coincide completamente con el camino, haciendo más complicado poder evidenciar este evento sísmico por medio de la cartografía geológica.

La traza de los escarpes relacionados con el evento de 1934 se puede observar casi perpendicularmente con respecto a los lechos de los arroyos o canales modernos. A pesar de que estos canales activos han borrado parte de la evidencia del evento de 1934 en la superficie de unidades jóvenes, aún se cuenta con registro suficiente para evidenciar la ruptura superficial. En los arroyos modernos y los depósitos muy jóvenes no se muestra la textura de barras y canales. La superficie pleistocénica suave, sin barras y canales, es una superficie moderna levantada por un sismo moderno.

En el comienzo del dominio sinforme sur se vuelven muy escasos los escarpes modernos <Q3, por lo tanto, se puede inferir un posible límite sur de la ruptura de 1934 (Figura 29). En este dominio el detachment CDD no define una traza continua, sin embargo, existen afloramientos Qof (conglomerados grises no consolidados) que definen su posición aproximada.



**Figura 29: Fotografías de alta resolución que muestran el límite sur del arreglo de escarpes del evento de 1934.** A) Fotografía en crudo que permite identificar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía para la interpretación. B) Fotografía interpretada que representa el límite sur del arreglo de escarpes del evento de 1934, inferido a partir de la escasez de escarpes modernos en el inicio del segmento sinforme sur. Los escarpes Holocénicos, representados por líneas azules, solo cortan las superficies Q4, más no las Q3, lo que indica que el evento sísmico que originó estas rupturas es más antiguo que las superficies Q3. Por lo tanto, el escarpe encontrado en la superficie Q3 (línea naranja) es la ruptura más joven cartografiada en la parte sur de la falla CDD, definiendo un posible límite sur para el evento de 1934. Estrella azul: límite sur del evento de 1934. Líneas blancas: delimitación de unidades aluviales. Líneas azules: escarpes de falla Q4. Líneas color rojo: escarpes de falla Q6.

## Capítulo 5: Conclusiones

---

1. Se establecieron los límites norte y sur del evento de 1934 ( $M_L=6.5$ ) en el margen oeste de la Sierra El Mayor por medio de las relaciones cortantes entre escarpes Cuaternarios y las unidades Holocénicas más jóvenes (Q1 - Q3). El límite sur del arreglo de escarpes del evento de 1934 se infiere a partir de la escasez de escarpes modernos en el norte del segmento sinforme sur, donde se sugiere el epicentro del sismo, y que propagó de sur a norte sobre el segmento activo de la falla CDD hasta llegar a la intersección con la falla Cañón Rojo-Chupamirtos, donde cambió su rumbo en dirección al NW a través del segmento CRCH4, fijando el límite (norte) al final del segmento.
2. Se documenta la presencia de complejidades en la geometría y estructura del arreglo de escarpes debido a la íntima relación que existe entre la traza de la falla maestra y los escarpes Cuaternarios. Estas complejidades estructurales son principalmente de dos tipos y consisten en 1) la intensificación del número de escarpes de falla, y la formación de arreglos en-echelon con pasos antepuestos, en las zonas donde la traza de la falla CDD se curva hacia el interior de la sierra y, 2) por escarpes Cuaternarios que no siguen la traza de la falla CDD y que, por el contrario, muestran geometrías y orientaciones más complejas caracterizadas por una progresiva distribución en dirección de la cuenca Laguna Salada.
3. El arreglo de escarpes no sigue fielmente la traza curvilínea de la falla maestra de bajo ángulo en su totalidad. Se forman al menos tres arreglos de escarpes con orientación NE que se desprenden de la falla CDD con dirección a la cuenca Laguna Salada, con una longitud promedio de 1.6 km y una separación de  $\sim 400$  m uno del otro. De la misma manera, se forman al menos cuatro arreglos de escarpes con orientación NW que proyectan generando desprendimientos con dirección a la cuenca Laguna Salada, con una longitud promedio de 2.7 km y están separados por  $\sim 400$  m. Estos desprendimientos de escarpes con orientación NW, que cortan unidades modernas, están directamente relacionados con el evento de 1934.
4. Basado en las relaciones cortantes entre los escarpes de falla modernos y las superficies aluviales, se proponen al menos tres eventos sísmicos en el segmento central de la falla CDD; el evento histórico de 1934 ( $M_L=6.5$ ) con epicentro en norte del dominio sinforme sur, así como un evento Holocénico de edad Q4 y uno Pleistocénico de edad Q6.
5. La evidencia presentada de la migración de la deformación en dirección a la cuenca se ajusta al modelo de evolución de fallamiento de bajo ángulo conocido como Rolling-Hinge, donde el bloque de piso rebota

isostáticamente al ser liberado del bloque de techo, en dirección del transporte tectónico, provocando que la falla disminuya su ángulo hacia la superficie.

## Literatura citada

---

- Abers, G., 1991. Possible seismogenic shallow-dipping normal faults in the Woodlark-D'Entrecasteaux extensional province, Papua New Guinea, *Geology* 19. 1205-1208.
- Abers, G. A., Mutter, C. Z., and Fang, J. 1997. Shallow dips of normal faults during rapid extension: Earthquakes in the Woodlark-D'Entrecasteaux rift system, Papua New Guinea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, 301, 317.
- Adams, J. M. and Post, W. M., 1999. A preliminary estimate of changing clacrete carbon storage on land since the Last Glacial Maximum. *Global and Planetary Change* 20 (4). 243–256.
- Anders, M. H., Christie-Blick, N., 1994. Is the Sevier Desert reflection of west-central Utah a normal fault?. *Geology* 22 (9), 771–774.
- Amundson, R., Chadwick, O., Kendall, C., Wang, Y., and DeNiro, M., 1996. Isotopic evidence for shifts in atmospheric circulation patterns during the late Quaternary in mid-North America. *Geology* 24 (1). 23–26.
- Aranda-Gómez, J., 1999. Range-from fault scarps of the Sierra El Mayor, Baja California: Formed above an active low-angle normal fault?, *Geology*, 27(3), 247-250.
- Armstrong, P. A., Perez, R., Owen, L. A., and Finkel, R. C. 2010. Timing and controls on late Quaternary landscape development along the eastern Sierra El Mayor range front in northern Baja California, Mexico, *Geomorphology*, 114(3), 415-430.
- Atwater, T., 1970. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America. *Geological Society of America Bulletin*, 81(12), 3513-3536.
- Audemard, F. A., 2002. Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101, 43-65.
- Avouac, J. P., 1993. Analysis of scarp profiles: Evaluation of errors in morphology dating: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 98(B4), 6745-6754.
- Axen, G. J., 1993. Ramp–flat detachment faulting and low-angle normal reactivation of the Tule Springs thrust, southern Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 105(8), 1076-1090.
- Axen, G. J., Fletcher, J. M., Cowgill, E., Murphy, M., Kapp, P., MacMillan, I., Ramos-Velázquez, E. and
- Axen, G. J., Stockli, D., Grove, M., Lovera, O. M., Rothstein, D. A., Fletcher, J. M., Farley, K., and Abbott, P. L., 2000. Thermal evolution of Monte Blanco dome: Low-angle normal faulting during Gulf of California rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges. *Tectonics*, 19(2), 197-212.
- Axen, G. J., 2004. *Mechanics of low-angle normal faults, Rheology and deformation of the Lithosphere at continental margins*: New York, Columbia University Press. 46-91.

- Axen, G. J., and Fletcher, J. M., 1998. Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California: *International Geology Review*, v. 40 (3) 217–244.
- Barnard, F. L., 1968. Structural geology of the Sierra de los Cucapas, northeastern Baja California, Mexico, and Imperial County, California [Ph.D. thesis]: Boulder, University of Colorado. 157.
- Bennett, R. A., 1996. Global Positioning System Measurements of crustal deformation across the Pacific-North American Plate Boundary in Southern California and Northern Baja, Mexico [Ph.D. thesis]: Boston Massachusetts, Massachusetts Institute of Technology.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J. M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Papanastassiou, D., Chouliaras, G. and Stavrakakis, G., 1997. The MS = 6.2 June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of seismology*, 1, 131-150.
- Birkeland, P. W., and Noller, J. S., 2000. Rock and mineral weathering. In need (ed.) *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*. AGU Ref. shelf 4. (need pub. City). 293-312.
- Bohannon, R. G., and Parsons, T., 1995. Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107 (8) 937-959.
- Brady, R., Wernicke, B., and Fryxell, J., 2000. Kinematic evolution of a large-offset continental normal fault system, South Virgin Mountains, Nevada: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112 (9), 1375-1397.
- Buck, W. R., 1990. Comment on Yin A. 'Origin of regional, rooted low-angle normal faults: a mechanical model and its tectonic implications. *Tectonics* 9. 545–546.
- Bucknam, R. C., and Anderson, R. E., 1979. Estimation of fault-scarps ages from a scarp-height-slope-angle relationship: *Geology*, v. 7 (1), 11-14.
- Bull, W. B., 1991. *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press, New York. 326.
- CENAPRED, 2001. Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México. En: Zepeda, O. y González, S. (eds.). *Atlas de Riesgos de la República Mexicana*, Centro Nacional de Prevención de Desastres, México, pp. 225
- CENAPRED, 2006. *Guía Básica para la Elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligros y Riesgos. Fenómenos Geológicos*. Secretaría de Gobernación, República Mexicana.
- Cerling, T. 1984: The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters* 71 (2), 229–240.
- Cerling, T., 1992. Use of carbon isotopes in paleosols as an indicator of the P (CO<sub>2</sub>) of the paleo atmosphere. *Global Biogeochemical Cycles* 6 (3), 307–314.
- CFE, 2008. *Manual de diseño de obras civiles. Sección B Geotecnia*. Comisión Federal de Electricidad,

México. Recuperado el: <https://es.scribd.com/doc/242134170/Manual-CFE-Geotecnia-pdf>

- Collettini, C., 2011. The mechanical paradox of low-angle normal faults: Current understanding and open questions, *Tectonophysics*, 510 (3), 253–268.
- Collettini, C., and Sibson, R. H., 2001. Normal faults, normal friction?, *Geology*, v. 29 (10). 927–930.
- Davis, G. A., and Lister, G. S., 1988. Detachment Faulting in Continental extension: Perspectives from the Southwestern U.S. Cordillera, *Geological Science of America Special Paper*, 218. 133–159.
- DeMets, C., 1995. A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion, *Geophysical Research Letters*, 22(24), 3545-3548.
- Doser, D. I., 1987. The Ancash, Peru, earthquake of 1946 November 10: Evidence for low-angle normal faulting in the high Andes of northern Peru. *Geophysical Journal International*, 91(1), 57-71.
- Doser, D. I., 1994. Contrasts between source parameters of  $M \geq 5.5$  earthquakes in northern Baja California and southern California: *Geophysical Journal International*, v. 116. 605-617.
- Dokka, R. K. and Merriam, R. H., 1982. Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico: *Geologic Society of America Bulletin*, v. 93 (5), 371-378.
- Dorsey, R., and Martin-Barajas, A., 1999. Sedimentation and deformation in a Pliocene–Pleistocene transtensional supradetachment basin, Laguna Salada, north-west Mexico. *Basin Research* 11 (3), 205–221.
- Duque, G., 2014. Manual de Geología para Ingenieros, Universidad Nacional de Colombia, Manizales, Capítulo 15 pp 315-316.
- Fenby, S. S., and Gastil, R. G., 1991. Geologic-Tectonic Map of the Gulf of California and surrounding areas, in Dauphin, J. P., and Simoneit, B. R. T., eds., *The Gulf and Peninsular provinces of the Californias*: Tulsa, OK, Amer. Assoc. Petrol. Geol. 79-83..
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., and Gehrels, G. E., 2007. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119(11-12), 1313-1336. DOI: 10.1130/B26067.1
- Fletcher, J. M., y Spelz, R. M., 2009. Patterns of Quaternary deformation and rupture propagation associated with an active low-angle normal fault, Laguna Salada, Mexico: Evidence of a rolling hinge?. *Geosphere*, 5(4), 385-407. DOI: 10.1130/GES00206.1
- Fletcher, J. M., Terán, O. J., Rockwell, T. K., Oskin, M. E., Hudnut, K. W., Mueller, K. J., and Fielding, E. J., 2014. Assembly of a large earthquake from a complex fault system: Surface rupture kinematics of the 4 April 2010 El Mayor–Cucapah (Mexico) Mw 7.2 earthquake. *Geosphere*,

10(4), 797-827. DOI: 10.1130/GES00933.1

- Fletcher, J. M., Oskin, M. E., y Terán, O. J., 2016. The role of a keystone fault in triggering the complex El Mayor-Cucapah earthquake rupture. *Nature Geoscience*, 9(4), 303-307. DOI: 10.1038/ngeo2660
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press. 89-90, 333-340. 463p
- Friedmann, S. J., and Burbank, D. W., 1995. Rift basins and supradetachment basins: Intracontinental extensional end-members: *Basin Research*, v. 7 (2). 109–127.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., and Allison, E. C., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California: *Geological Society of America Memoirs*, 140, 1-201.
- Glowacka, E., González, J. and Fabriol, H., 1999. Recent vertical deformation in Mexicali Valley and its relationship with tectonics. Seismicity, and the Exploitation of the Cerro Prieto Geothermal Field. México. *Pure and Applied Geophysics*, 156(4), 591-614.
- Glowacka, E., Sarychikhina, O. and Nava, F.A., 2005. Subsidence and stress change in the Cerro Prieto Geothermal Field, B.C. Mexico. *Pure Applied Geophysics*. 162 (11), 2095-2110.
- Hooke, R. L., Dorn, R. I., 1992. Segmentation of alluvial fans in Death Valley, California: new insights from surface exposure dating and laboratory modeling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17 557–574.
- Jackson, J. A. and White, N. J., 1989. Normal faulting in the upper continental crust: Observations from regions of active extension. *Journal of Structural Geology*, 15-36.
- Kelm, D. L., 1972. A gravity and magnetic study of the Laguna Salada area, Baja California, Mexico: Unpubl. M. S. thesis, San Diego State University, 103.
- Ku, T. L., Bull, W. B., Freeman, S.T., and Knauss, K.G., 1979. Th230 – U234 dating of pedogenic carbonates in gravelly desert soils of Vidal Valley, southeastern California. *Geological Society of America Bulletin* 90 (11), 1063-1073.
- Leeds, A., 1979. The locations of the 1954 northern Baja California earthquake. Master's thesis. University of California, San Diego.
- Lonsdale, P., 1991. Structural Patterns of the Pacific floor Offshore of Peninsular California, in Dauphin, J. P., and Simoneit, B. T., eds., *The Gulf and peninsular provinces of the Californias*: Tulsa, Assoc. Petrol. Geol. Memoir, v. 47. 87-125.
- McFadden, L. D., Ritter, J. B., and Wells, S. G., 1989. Use of multiparameter relative-age methods for age estimation and correlation of alluvial fan surfaces on a desert piedmont Eastern Mojave Desert, California. *Quaternary Research* 32 (3), 276-290.
- Mueller, K. J., y Rockwell, T. K., 1991. Late Quaternary structural evolution of the western margin of the Sierra Cucapa, northern Baja California. *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 47, 249-260.

- Mueller, K. J., y Rockwell, T. K., 1995. Late quaternary activity of the Laguna Salada fault in northern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107(1), 8-18. DOI: 10.1130/0016-7606(1995)107<0008: LQAOTL>2.3.CO; 2.
- Ritter, J. B., Miller, J. R., Enzel, Y., Wells, S. G., 1995. Reconciling the roles of tectonism and climate in Quaternary alluvial fan evolution. *Geology* 23 (3), 245-248.
- Ritter, J. B., Miller, J. R., and Husek-Wulforst, J., 2000. Environmental controls on the evolution of alluvial fans in the Buena Vista Valley, North Central Nevada, during late Quaternary time. *Geomorphology* 36(1), 63-87.
- Rockwell, T. K., 2000. Use of soil geomorphology in fault studies. In: Noller, J. S., Sowers, J. M., Lettis, W. R. (Eds.), *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*. American Geophysical Union, Washington, D.C. 273–292.
- Rodríguez, E. M., 2002. Los desastres naturales en Mexicali, B. C. Diagnóstico sobre el riesgo y la vulnerabilidad urbana. *Frontera norte*. Vol.14 (27), No. 27. 123-153.
- Sarychikhina, O., 2003. Modelación de subsidencia en el Campo Geotérmico Cerro Prieto. Departamento de Sismología, División de Ciencias de la Tierra. Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE. Ensenada, Baja California. México. pp.
- SEDESOL y Coremi, 2004. Guía Metodológica para la elaboración de Atlas de Peligros Naturales a nivel ciudad. Secretaría de Desarrollo Social. México.
- Sharp, R. V., Speed, R. C., & Evernden, J. F. 1979. Some characteristics of the eastern Peninsular Ranges mylonite zone, in *Proceedings of Conference VIII' Analysis of Actual Fault Zones in Bedrock*, edited by R. Speed, R. Sharp, and J. F. Evernden, U.S. Geological Survey Open File Report, 258-267.
- Siem, M. E., 1992. The structure and petrology of Sierra El Mayor, northeastern Baja California, Mexico. Master Thesis, San Diego State University, San Diego, California, pp. 244.
- Siem, M., y Gastil, G., 1994. Mid-Tertiary to Holocene extension association with the development of the Sierra El Mayor Metamorphic Core Complex, northeastern Baja California, Mexico. In: McGill, S.F., and Ross, T.M., (eds.), *Geological investigations of an active margin: Geological Society of America Cordilleran Section Meeting Guidebook: Redlands, California*, San Bernardino County Museum Association, p. 107–119.
- Simoneit, B. T., eds., *The Gulf and Peninsular provinces of the Californias: Tulsa, OK*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, v. 47. 249-260.
- Smith, J.T., 1991. Cenozoic marine mollusk and paleogeography of the Gulf of California, in Dauphine, J.P., and Simoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias, The Gulf and Peninsular Province of the Californias, Volume Memoir 47: Tulsa, Oklahoma*, American Association of Petroleum Geologists. 637-666.
- Spelz, R., 2002. Evolución del sistema de fallas Mioceno-Cuaternarias sobre la margen oriental de la Laguna Salada, Baja California, México (Tesis de Maestría). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, pp. 172.

- Spelz, R., 2008. Geomorfología tectónica de una falla normal de bajo-ángulo en las Sierras Cucapá y El Mayor, Baja California, México (Tesis Doctoral). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, pp. 184.
- Spelz, R. M., Fletcher, J. M., Owen, L. A., and Caffee, M. W., 2008. Quaternary alluvial-fan development, climate and morphologic dating of fault scarps in Laguna Salada, Baja California, Mexico. *Geomorphology*, 102(3), 578-594. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.001>
- Stock, J. M., y Hodges, K. V., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, 8(1), 99-115. DOI: 10.1029/TC008i001p00099.
- Suárez-Vidal, F., 1999. Sismos de  $M > 6$  en el Valle de Mexicali-Imperial, generación y distribución de estructuras asociadas a licuefacción. *Geos*. Vol. 19, No. 1.
- Sveringhaus, J., and Atwater, T., 1990. Cenozoic Geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America, in Wernicke, B. P., ed., Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada: Geological Society of America Memoir 176, 1-22.
- Tarbut, E. and Lutgens, F., 2005. Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física. Pearson Educación S. A., Madrid. 84-205-4400-0.
- Tavera, H., 1992. El Proceso de Ruptura Sísmica. División de Sismología. Instituto Geofísico del Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, V. 83. pp 69-73.
- Terán, O. J., 2015. Análisis estructural de una ruptura superficial moderna: El temblor de El Mayor-Cucapáh, Baja California, México (Tesis Doctoral). Centro de Investigación científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, pp. 120.
- Terán, O. J., Fletcher, J. M., Oskin, M. E., Rockwell, T. K., Hudnut, K. W., Spelz, R. M., and Morelan, A. E., 2015. Geologic and structural controls on rupture zone fabric: A field-based study of the 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake surface rupture. *Geosphere*, 11(3), 899-920. DOI: 10.1130/GES01078.1
- Vallín, L., 2017. *Estudio geomorfológico y paleosísmico del segmento sur de la falla Detachment Cañada David* (Tesis de Maestría). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, pp. 88.
- Vásquez-Hernández, S., 1996. Estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia al oriente de Laguna Salada, Baja California: Unpubl. (Tesis de Maestría). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México. pp 148.
- Villaverde, V., 2017. *Estudio geomorfológico y paleosísmico del segmento norte de la falla Detachment Cañada David* (Tesis de Maestría). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, Baja California, pp. 85.
- Wells, S. G., McDonald, E. V., Harvey, A., Ritter, J., & Knott, J. 1997. Influence of climatic regimes and their variations on the deposition of alluvial fans in Quaternary extensional basins. In Geological Society of America Abstracts with Programs (Vol. 29, No. 6, p. 240).

- Wernicke, B. P., Walker, J. D., Beaufait, M. S., 1985. Structural discordance between Neogene detachments and frontal Sevier thrusts, central Mormon Mountains, southern Nevada. *Tectonics* 4 (2), 213–246.
- Wernicke, B., Axen, G. J., and Snow, J. K., 1988. Basin and Range extensional tectonics at the latitude of Las Vegas, Nevada, *Geological Society of America Bulletin*, 100(11), 1738-1757.
- Westaway, R., 1995. Deformation around stepovers in strike-slip fault zones. *Journal of Structural Geology*, 17(6), 831-846.
- Wibberley, A. J., Petit, J. P., and Rives, T., 1999. Mechanics of high displacement gradient faulting prior to lithification: *Journal of Structural Geology*, 21 (3), 251-257.

## **Anexos**

Reporte de calidad del procesamiento de las fotografías de alta resolución obtenidas por el dron eBee. Se presenta la versión original para el ortomosaico final, formado por las misiones de vuelo programadas para cubrir el área de estudio.

# Quality Report



Generated with Pro version 2.1.49

**!** **Important:** Click on the different icons for:

- ?** Help to analyze the results in the Quality Report
- i** Additional information about the sections

**💡** Click [here](#) for additional tips to analyze the Quality Report

## Summary **i**

Project	centro66-76
Processed	2016-05-12 14:27:25
Average Ground Sampling Distance (GSD)	14.81 cm / 5.83 in
Area Covered	20.937 km <sup>2</sup> / 2093.7 ha / 8.088 sq. mi. / 5176.33 acres
Time for Initial Processing (without report)	01h:01m:25s

## Quality Check **i**

<b>?</b> <b>Images</b>	median of 39748 keypoints per image	<b>✓</b>
<b>?</b> <b>Dataset</b>	646 out of 646 images calibrated (100%), all images enabled	<b>✓</b>
<b>?</b> <b>Camera Optimization</b>	0.22% relative difference between initial and optimized internal camera parameters	<b>✓</b>
<b>?</b> <b>Matching</b>	median of 11406.8 matches per calibrated image	<b>✓</b>
<b>?</b> <b>Georeferencing</b>	yes, no 3D GCP	<b>⚠</b>

## **?** Preview **i**

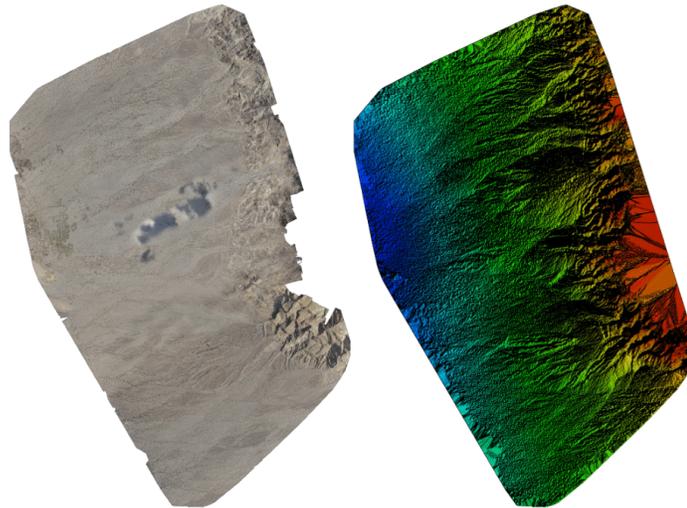


Figure 1: Orthomosaic and the corresponding sparse Digital Surface Model (DSM) before densification.

## Calibration Details

Number of Calibrated Images	646 out of 646
Number of Geolocated Images	646 out of 646

### ? Initial Image Positions

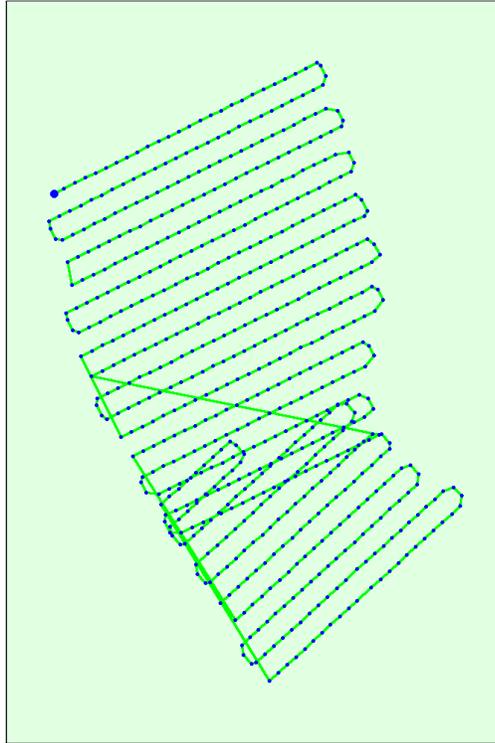
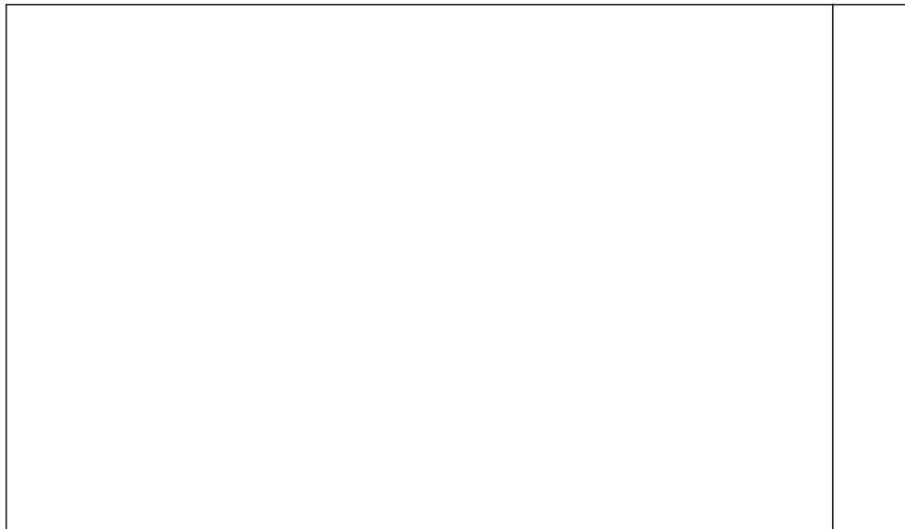


Figure 2: Top view of the initial image position. The green line follows the position of the images in time starting from the large blue dot.

### ? Computed Image/GCPs/Manual Tie Points Positions



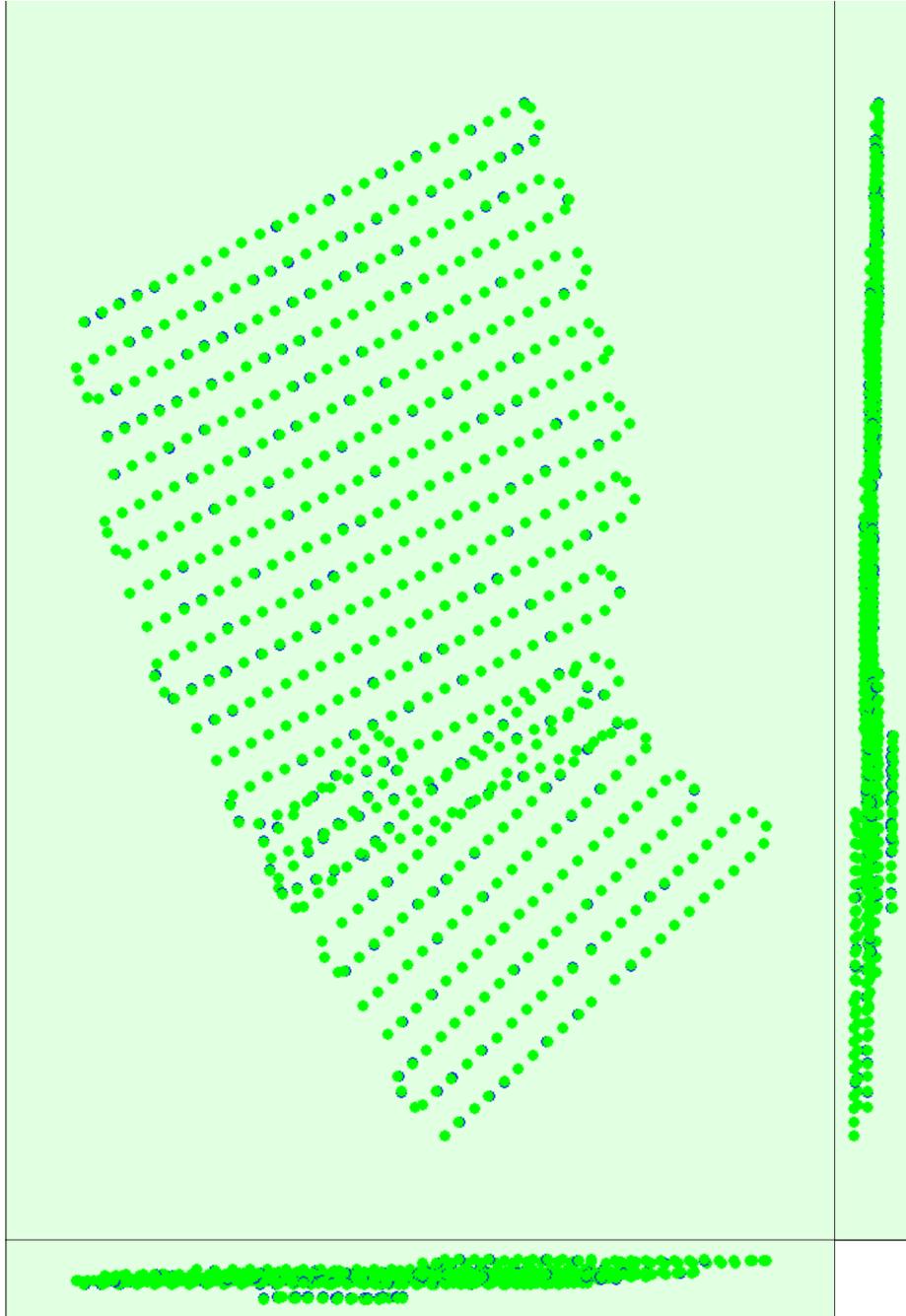


Figure 3: Offset between initial (blue dots) and computed (green dots) image positions as well as the offset between the GCPs initial positions (blue crosses) and their computed positions (green crosses) in the top-view (XY plane), front-view (XZ plane), and side-view (YZ plane).

🔍 Overlap



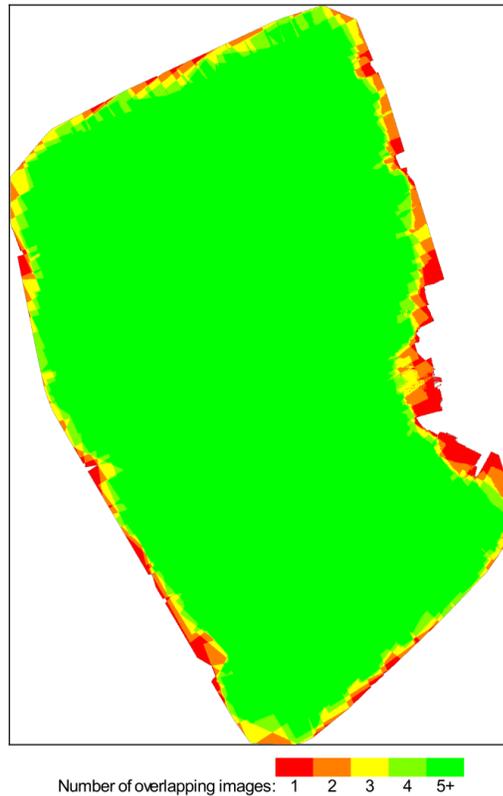


Figure 4: Number of overlapping images computed for each pixel of the orthomosaic. Red and yellow areas indicate low overlap for which poor results may be generated. Green areas indicate an overlap of over 5 images for every pixel. Good quality results will be generated as long as the number of keypoint matches is also sufficient for these areas (see Figure 5 for keypoint matches).

## Bundle Block Adjustment Details

Number of 2D Keypoint Observations for Bundle Block Adjustment	7624680
Number of 3D Points for Bundle Block Adjustment	2549831
Mean Reprojection Error [pixels]	0.172061

### Internal Camera Parameters

DSC-WX220\_4.4\_4896x3672 (RGB). Sensor Dimensions: 6.170 [mm] x 4.627 [mm]

EXIF ID: DSC-WX220\_4.4\_4896x3672

	Focal Length	Principal Point x	Principal Point y	R1	R2	R3	T1	T2
Initial Values	3628.284 [pixel] 4.572 [mm]	2447.997 [pixel] 3.085 [mm]	1836.004 [pixel] 2.314 [mm]	0.012	-0.045	0.050	0.005	0.003
Optimized Values	3636.430 [pixel] 4.583 [mm]	2471.854 [pixel] 3.115 [mm]	1873.463 [pixel] 2.361 [mm]	0.000	-0.017	0.015	0.003	0.002

The number of Automatic Tie Points (ATPs) per pixel averaged over all images of the camera model is color coded between black and white. White indicates that, in average, more than 16 ATPs are

	<p>extracted at this pixel location. Black indicates that, in average, 0 ATP has been extracted at this pixel location. Click on the image to see the average direction and magnitude of the reprojection error for each pixel. Note that the vectors are scaled for better visualization.</p>
--	--

### ? 2D Keypoints Table i

	Number of 2D Keypoints per Image	Number of Matched 2D Keypoints per Image
Median	39748	11407
Mn	20105	758
Max	75190	30097
Mean	40162	11803

### ? 3D Points from 2D Keypoint Matches i

	Number of 3D Points Observed
In 2 Images	1519991
In 3 Images	476898
In 4 Images	225309
In 5 Images	118135
In 6 Images	70070
In 7 Images	45223
In 8 Images	30783
In 9 Images	21423
In 10 Images	14855
In 11 Images	10197
In 12 Images	6864
In 13 Images	4396
In 14 Images	2456
In 15 Images	1505
In 16 Images	967
In 17 Images	443
In 18 Images	204
In 19 Images	78
In 20 Images	25
In 21 Images	6
In 22 Images	3

### ? 2D Keypoint Matches i

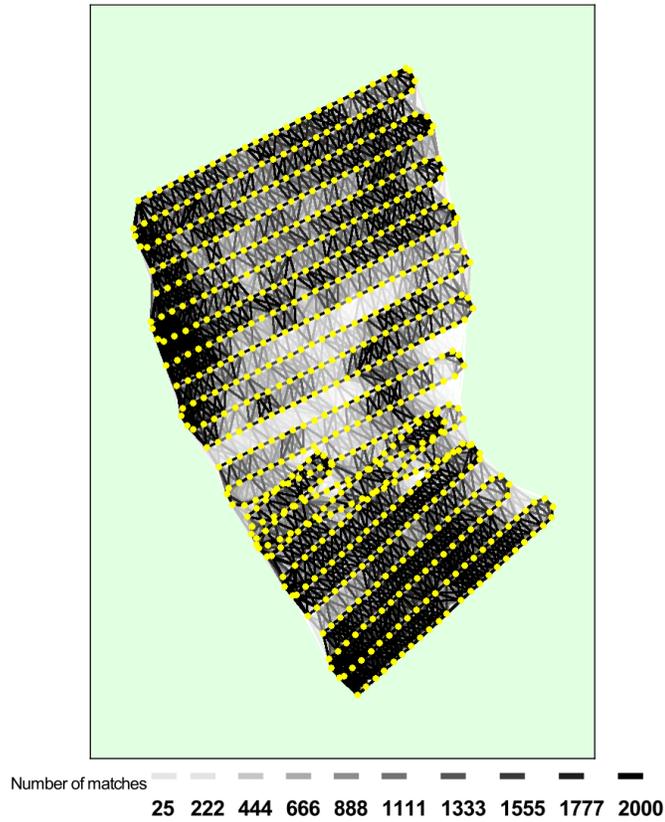


Figure 5: Top view of the image computed positions with a link between matching images. The darkness of the links indicates the number of matched 2D keypoints between the images. Bright links indicate weak links and require manual tie points or more images.

## Geolocation Details

### Absolute Geolocation Variance

0 out of 646 geolocated and calibrated images have been labeled as inaccurate.

Mn Error [m]	Max Error [m]	Geolocation Error X [%]	Geolocation Error Y [%]	Geolocation Error Z [%]
-	-5.67	0.31	0.31	0.00
-5.67	-4.54	1.24	0.77	0.00
-4.54	-3.40	1.39	1.39	0.31
-3.40	-2.27	4.33	4.18	4.80
-2.27	-1.13	16.25	13.78	16.72
-1.13	0.00	28.79	28.95	34.21
0.00	1.13	24.30	27.09	27.71
1.13	2.27	15.63	16.25	8.67
2.27	3.40	3.56	5.42	0.62
3.40	4.54	2.63	1.55	1.24
4.54	5.67	1.39	0.31	4.18
5.67	-	0.15	0.00	1.55
<b>Mean [m]</b>		-0.012865	0.026004	0.049953
<b>Sigma [m]</b>		1.765560	1.608508	1.782891
<b>RMS Error [m]</b>		1.765606	1.608718	1.783591

Min Error and Max Error represent geolocation error intervals between -1.5 and 1.5 times the maximum accuracy of all the images. Columns X, Y, Z show the

percentage of images with geolocation errors within the predefined error intervals. The geolocation error is the difference between the initial and computed image positions. Note that the image geolocation errors do not correspond to the accuracy of the observed 3D points.

### Relative Geolocation Variance

Relative Geolocation Error	Images X[%]	Images Y[%]	Images Z[%]
[-1.00, 1.00]	76.01	78.17	89.16
[-2.00, 2.00]	93.34	96.90	98.45
[-3.00, 3.00]	98.30	99.69	100.00
<b>Mean of Geolocation Accuracy [m]</b>	1.861601	1.861601	2.665277
<b>Sigma of Geolocation Accuracy [m]</b>	0.199903	0.199903	0.367532

Images X, Y, Z represent the percentage of images with a relative geolocation error in X, Y, Z.

Geolocation Orientational Variance	RMS [degree]
Omega	3.978278
Phi	3.393711
Kappa	9.151559

Geolocation RMS error of the orientation angles given by the difference between the initial and computed image orientation angles.

### Processing Options

Hardware	CPU: Intel(R) Xeon(R) CPU E5-2620 v2 @ 2.10GHz RAM: 24GB GPU: NVIDIA Quadro K4000 (Driver: 10.18.13.5456), RDPDD Chained DD (Driver: unknown), RDP Encoder Mirror Driver (Driver: unknown), RDP Reflector Display Driver (Driver: unknown)
Operating System	Windows 7 Ultimate, 64-bit
Camera Model Name	DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)
Image Coordinate System	WGS84
Output Coordinate System	WGS84 / UTMzone 11N
Detected template:	No template available
Keypoints Image Scale	Full, Image Scale: 1
Advanced: Matching Image Pairs	Aerial Grid or Corridor
Advanced: Matching Strategy	Use Geometrically Verified Matching: no
Advanced: Keypoint Extraction	Targeted Number of Keypoints: Automatic
Advanced: Calibration	Calibration Method: Standard, Internal Parameters Optimization: All, External Parameters Optimization: All, Rematch: Auto no

## Point Cloud Densification details

### Processing Options

Image Scale	multiscale, 1/2 (Half image size, Default)
Point Density	Optimal
Minimum Number of Matches	3
3D Textured Mesh Generation	yes, Maximum Number of Triangles: 1000000, Texture Size: 8192x8192
Advanced: Matching Window Size	7x7 pixels
Advanced: Image Groups	group1
Advanced: Use Processing Area	yes
Advanced: Use Annotations	yes
Advanced: Limit Camera Depth Automatically	no

Time for Point Cloud Densification	03h:09m:47s
Time for 3D Textured Mesh Generation	38m:06s

## Results

Number of Processed Clusters	2
Number of Generated Tiles	5
Number of 3D Densified Points	101386575
Average Density (per m <sup>3</sup> )	1.09

## DSM, Orthomosaic and Index Details

### Processing Options

DSM and Orthomosaic Resolution	1 x GSD (14.8 [cm/pixel])
DSM Filters	Noise Filtering: yes, Surface Smoothing: yes, Sharp
DSM Generation	yes, Method: Inverse Distance Weighting, Merge Tiles: yes
Time for DSM Generation	01h:00m:03s
Time for Orthomosaic Generation	02h:07m:38s