

**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 y paleosísmico del segmento sur
de la falla normal de bajo ángulo Cañada David,
Baja California, México**

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

Presenta:

Laura Victoria Vallín Aínza

Ensenada, Baja California, México
2017

Tesis defendida por

Laura Victoria Vallín Aínza

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

Laura Victoria Vallín Aínza © 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 **Laura Victoria Vallín Aínza** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias de la Tierra con orientación en Geociencias Ambientales.

Estudio geomorfológico y paleosísmico del segmento sur de la falla normal de bajo ángulo Cañada David, 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 sur de la falla maestra de bajo ángulo Cañada David Detachment (CDD), abarcando los dominios sinforme y antiforme sur. Mediante un dron se realizó un levantamiento fotográfico de alta resolución de un área de ~ 56 km² para interpretar la estructura, litología y morfoestratigrafía de las secuencias de abanicos aluviales cuaternarios. Las imágenes revelaron la presencia de secuencias telescópicas y anidadas de abanicos aluviales cortados por arreglos de escarpes de falla asociados con la falla CDD. El análisis de las relaciones cortantes permitió identificar al menos cinco eventos sísmicos de edad Pleistoceno–Holoceno en el área de estudio. En el dominio sinforme sur los escarpes pleistocénicos forman un puente estructural que cruza a lo ancho del dominio, sorteando el frente montañoso a una distancia de 4.3 km. Los escarpes holocénicos, con sentidos opuestos de propagación de ruptura, ocurren solo en los extremos del dominio sinforme y no han terminado de unirse para formar un único segmento de escarpes modernos. En el dominio antiforme sur el arreglo de escarpes muestra también dramáticas variaciones a lo largo de su rumbo. En el norte, el arreglo es discreto y se localiza a una distancia de ~ 200 m del frente montañoso cortando abanicos del Holoceno. En el sur los escarpes son predominantemente pleistocénicos y forman amplios arreglos (~ 1.6 km) localizados a una distancia de hasta ~ 2.6 km de la Sierra. Esta relación, al igual que en el dominio sinforme sur, sugiere una migración de la deformación en la dirección del transporte tectónico de la falla CDD, la cual es compatible con el modelo de evolución de fallamiento normal de bajo ángulo conocido como “rolling–hinge” (e.g., Wernicke y Axen, 1988). Proponemos que los puentes estructurales de escarpes cuaternarios adoptan el papel de la falla CDD, tras el abandono secuencial de segmentos importantes de la misma a favor de escarpes de falla localizados próximos a la cuenca Laguna Salada. El abandono progresivo de los escarpes de falla del Cuaternario ocurre a lo largo de todo el segmento sur de la falla CDD, siendo mucho más pronunciado en el dominio sinforme sur.

Palabras clave: geomorfología, paleosismología, fallamiento normal de bajo ángulo, rupturas superficiales, percepción remota, sistemas de información geográfica, dron, Baja California.

Abstract of the thesis presented by **Laura Victoria Vallín Aínza** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Environmental Geosciences.

Geomorphological and paleoseismic study of the southern segment of the Cañada David low angle normal fault, 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 Cañada David Detachment (CDD) low-angle normal fault was conducted around its southernmost synformal and antiformal domains. A high-resolution photographic survey, of an area of $\sim 56 \text{ km}^2$, was performed using a drone in order to interpret the structure, lithology and morphostratigraphy of the Quaternary alluvial fan sequences. The images revealed the presence of telescopic and nested sequences of alluvial fans cutted by an intense array of fault-scarps associated with the CDD fault. The crosscutting relationships analysis allowed to identify at least five seismic events of Pleistocene and Holocene age. In the southern synformal domain, the Pleistocene scarps form a structural bridge that bypasses the mountainous front at a distance of 4.3 km. In contrast, Holocene scarps, with opposite directions of rupture propagation, occur only at the ends of the synformal domain and have not yet joined to form a continuous segment of modern scarps. In the southern antiformal domain, the scarp array shows dramatic along-strike variations. In the north, the array is located at a distance of $\sim 200 \text{ m}$ from the range front, and is characterized by discrete scarps cutting Holocene alluvial fans. In the south, in contrast, the scarps are predominantly Pleistocenic and form wide arrays ($\sim 1.6 \text{ km}$) located up to $\sim 2.6 \text{ km}$ from the mountain range. Similar to the southern sinformal domain, this relationship suggests a basinward migration of the deformation in the direction of the tectonic transport of the CDD fault. This migration is compatible with the “rolling-hinge” model for evolution of low-angle normal faulting (e.g., Wernicke and Axen, 1988). We propose that, after the sequential abandonment of important segments of the CDD in favor of fault-scarps located near the Laguna Salada basin, the structural bridges formed by Quaternary scarps assume the role of the CDD fault. The progressive basinward abandonment of fault scarps occurs throughout the southern segment of the CDD fault, being much more pronounced in the southern synformal domain.

Keywords: geomorphology, paleoseismology, low angle normal faulting, surface ruptures, remote sensing, geographic information systems, drone, Baja California.

«Eppur si muove»

«Sin embargo, se mueve»

Dedicatoria

Al amor infinito de mi madre y hermano

A la memoria de mi padre

Agradecimientos

Gracias a los miembros de mi comité, Alejandro Hinojosa Corona y Lydia Betty Ladah, por sus recomendaciones y sugerencias. Especialmente, gracias a mis codirectores, Dr. John Mackrain Fletcher y Dr. Ronald Michael Spelz Madero, por la invaluable transmisión de conocimientos, por su apoyo y paciencia.

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 Abel Gutiérrez y Hugo Villaverde por la increíble aventura que fue el trabajo en campo, así como a Jaziel Cambrón por compartir sus conocimientos. A los tres, gracias por amenizar mis días en campo y en laboratorio.

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 las amistades que han logrado perdurar a pesar del tiempo y la distancia, y que han estado conmigo siempre, especialmente a Jessica Trujillo y a Zayra Peña. A mis amigos y compañeros del posgrado, gracias por todos los alegres momentos.

Infinitas gracias a Eliana Rosas, Lita Castañeda, Rocío Arellano, Daniela Tazzo y, en especial, a Abel Gutiérrez, por apoyarme en absolutamente todos los aspectos de mi vida. Gracias a todas las increíbles personas que sabiamente la vida puso en mi camino durante esta etapa, porque nunca dejaron que me faltasen razones para sonreír.

Gracias a las familias Vallín y Aínza, por sus interminables muestras de afecto. También, gracias a la familia Estrada Gerardo por su apoyo y cariño incondicional.

Mi eterno amor y agradecimiento a mi madre y hermano por siempre apoyarme en la búsqueda de mis sueños y por soportar las distancias. A mi padre, dondequiera que esté, por la herencia del espíritu de aventura, los ideales y la alegría de vivir.

¡A todos, gracias!

Tabla de Contenido

	Pág.
Resumen en español	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	v
Agradecimientos	vi
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xix
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Sismicidad en la región.....	3
1.2 Antecedentes	5
1.3 Fallas normales de bajo ángulo	7
1.4 Hipótesis.....	9
1.5 Objetivos	9
1.5.1 General	9
1.5.2 Particulares.....	10
1.6 Marco geotectónico	10
1.6.1 Evolución tectónica de la península de Baja California.....	10
1.6.2 Marco tectónico regional	13
1.6.3 Falla Cañada David Detachment	15
1.7 Área de estudio	16
1.7.1 Cuenca Laguna Salada	16
1.7.2 Sierra El Mayor	18
1.7.3 Litología	19
1.7.4 Climatología.....	20
Capítulo 2. Metodología	21
2.1 Cartografía de abanicos aluviales y escarpes de falla	21
2.1.1 Fotogrametría aérea	22
2.1.2 Fotografías de gran formato	23
2.1.2.1 Estereoscopia tradicional	23
2.1.3 Fotografías de pequeño formato	24
2.1.3.1 Estructura a partir del movimiento (SfM)	25
2.1.4 Hardware y Software.....	27
2.1.5 Resultados del dron eBee.....	28
2.1.5.1 Ortomosaico	30
2.1.5.2 Nube de puntos.....	30
2.1.5.3 Modelo digital de superficie (MDS).....	32
2.2 Geocronología de las superficies aluviales.....	33
2.3 Geocronología de escarpes de falla	36

2.4 Relaciones cortantes	39
Capítulo 3. Resultados	42
3.1 Litología	42
3.1.1 Unidades pre-tectónicas	42
3.1.2 Unidades sin-tectónicas	42
3.1.2.2 Depósitos y superficies sin-tectónicas del Cuaternario tardío.....	44
3.2 Secuencias y morfología de los abanicos y superficies aluviales	52
3.2.1 Secuencias anidadas y telescópicas de abanicos aluviales	52
3.3 Rasgos geomorfológicos y estructurales.....	54
3.3.1 Dominio sinforme sur.....	54
3.3.2 Dominio antiforme sur	63
Capítulo 4. Discusiones	70
4.1 Segmentos sísmicos	70
4.2 Origen de las secuencias anidadas de abanicos aluviales.....	71
4.3 Origen de los puentes estructurales	77
4.4 Ausencia de escarpes Holocénicos cortando Q1-Q3.....	78
Capítulo 5. Conclusiones.....	81
Literatura citada.....	82
Anexos	89

Lista de figuras

Figura	Página
<p>1 Principales sistemas de fallas regionales al norte de Baja California y región Laguna Salada–Cañada David. El proceso de interacción de las placas tectónicas (i.e. Farallón, Pacífico, Norte América, explicado en sección Marco geotectónico), generó importantes sistemas de falla: (1) Cerro Prieto–Imperial, (2) Laguna Salada–Cañada David, (3) Sierra Juárez–San Pedro Mártir, (4) Sistema Transpenisular, que incluye las fallas Agua Blanca, San Miguel, Vallecitos y Tres Hermanos. Todos estos sistemas se mantienen activos sistemáticamente debido a la interacción de las placas Pacífico y Norte América, siendo de especial interés los sistemas Cerro Prieto–Imperial y Laguna–Salada debido a que, en conjunto, acomodan la mayor parte del cizallamiento generado en dicha interacción. Abreviaciones: LS = Laguna Salada; SC = Sierra Cucapá; CDD = Cañada David Detachment; SEM = Sierra El Mayor; CLS = Cuenca Laguna Salada (Modificada de Spelz, 2008).....</p>	4
<p>2 Evolución tectónica de la margen oeste de Norte América y proceso de apertura del Golfo de California. (a) En el Terciario temprano la placa Farallón presentaba un proceso de subducción, bajo la placa Norte América, (b) dividiéndola en dos placas: Farallón y Nazca y (c) generando puntos de conjunción triple al norte (Mendocino) y sur (Rivera) del remanente de la placa Farallón. (d) El punto de conjunción triple Rivera continuó su migración hacia el sur hasta que la placa Farallón fue totalmente subducida, (e) generando la transferencia de la península de Baja California, de la placa de Norte América a la placa Pacífico, y estableciendo el actual límite de placas. Abreviaciones de placas tectónicas: CA = Caribe; CO = Cocos; FA = Farallón; JF = Juan de Fuca; KU = Kula; NA = Norte América, NZ = Nazca; PA = Pacífico; SA = Sud América (Modificada de Schellart et al., 2010).....</p>	11
<p>3 Modelo de una sola fase para la cizalla de la microplaca Baja California. (A) Representación de las fallas activas en la margen oeste de Baja California (en rosa) previo a su abandono. (B) Entre 12.3 y 7.8 Ma, se formó un nuevo sistema de dispersión oceánica (en rosa), a partir de la acumulación de 75 y 150 km de cizalla transtensional de la microplaca Magdalena y la provincia extensional del Golfo de California, respectivamente. (C) De 7.8 Ma hasta la actualidad, se han acumulado 310 km de cizalla transtensional a través de la microplaca Magdalena y la provincia extensional del golfo de California, y se ha formado un nuevo sistema de dispersión oceánica (en rosa) en echelon, con la misma orientación de las fallas abandonadas al oeste de Baja California. El modelo sugiere que la tasa de deslizamiento ha disminuido gradualmente (Tomada de Fletcher et al., 2007).....</p>	12
<p>4 Imagen satelital del área de estudio. La cuenca Laguna Salada se encuentra a ~ 25 km al oeste del principal centro urbano del municipio de Mexicali. La falla CDD se extiende por ~ 55–60 km a lo largo del flanco occidental de la Sierra El Mayor. Converge al norte con la falla de alto ángulo, Laguna Salada, que domina el flanco occidental de la Sierra Cucapá. La falla CDD describe una traza curvilínea que forma cuatro megamulliones, dos sinformes y dos antiformes. El área de estudio del presente trabajo abarca los megamulliones sinforme y antiforme sur. Con estrellas rojas se presentan los epicentros de los tres principales sismos históricos relacionados a la falla CDD (Mueller y Rockwell, 1995; Leeds, 1979; Fletcher et al., 2014; Villaverde, 2017).....</p>	17

- 5 **Vuelo fotogramétrico.** Las imágenes recolectadas en un vuelo fotogramétrico deben presentar un traslape longitudinal y transversal con el fin de obtener la información que permita crear un modelo que represente los atributos del terreno en tres dimensiones. Dicho traslape se consigue mediante el vuelo en líneas paralelas sobre el área de interés. Cada imagen tendrá información de un mismo punto en el terreno desde distintas perspectivas. Entre mayor traslape, mayor confiabilidad y calidad del resultado. Ver el texto para mayor información..... 22
- 6 **Visión estereoscópica.** La visión estereoscópica artificial se basa en la obtención de duplas de imágenes de un mismo objeto desde distintas perspectivas, conocidas como pares estereográficos, de la misma forma en la que lo hacen los ojos en la visión natural (a). El estereoscopio es el instrumento que permite la visualización en tercera dimensión de los pares estereoscópicos (b). Ver texto para mayor información..... 24
- 7 **Área de las misiones de vuelo programadas para el dron eBee.** Mediante 17 vuelos, divididos en cuatro misiones (superficies anaranjadas), se obtuvieron 1781 imágenes de alta resolución sobre un área de 55.58 km² que representa la zona de escarpes cosísmicos relacionada a la falla CDD y la mayor parte de las superficies aluviales del Cuaternario, en el segmento sur de la Sierra El Mayor..... 26
- 8 **Es una técnica fotogramétrica que permite generar reconstrucciones tridimensionales mediante nubes de puntos.** Las coordenadas X, Y y Z de cada punto del objeto de estudio son obtenidas mediante la toma de fotografías desde distintas perspectivas. Cada fotografía contiene la información de cierto número de puntos, cuyos puntos homólogos se encuentran en las fotografías adyacentes, permitiendo generar un modelo tridimensional (modificada de Tiganik, 2016)..... 27
- 9 **Comparación de imagen satelital y fotografía aérea de alta resolución.** (a) Fotografía satelital tomada por Digital Globe, obtenida mediante Google Earth, con 1 m de resolución. (b) Fotografía aérea tomada por el dron eBee, con una resolución de 12 cm por pixel. En la fotografía (b) se observa claramente una secuencia de escarpes (indicada con flechas anaranjadas) que son prácticamente imperceptibles en la imagen (a). Nótese la claridad con la que se aprecian los atributos geomorfológicos en general en la imagen (b), en comparación con la imagen (a)..... 29
- 10 **Reporte de calidad del procesamiento de la información generada por el dron eBee.** La imagen (a) es el ortomosaico y (b) su MDS correspondiente. La imagen (c) muestra la posición inicial de las imágenes. La línea verde sigue la trayectoria del dron. La imagen (d) es la compensación de la posición de las imágenes iniciales (puntos azules) y las posiciones corregidas (puntos verdes) así como la proyección de las posiciones en el plano XY, XZ y YZ. La imagen (e) representa un mapa de traslape. Las áreas rojas y amarillas indican un traslape bajo que puede generar resultados pobres. Las áreas verdes indican un traslape de más de cinco imágenes por cada pixel, que generará datos de alta calidad, siempre y cuando las coincidencias entre los puntos clave también sean suficientes para dichas áreas. La figura (f) es el mapa de distribución de enlaces entre puntos coincidentes en las imágenes. Entre más oscuro el enlace, mayor es el número de puntos clave 2D asociados. Las zonas claras indican enlaces débiles que requieren la introducción manual de puntos de enlace o un mayor número de imágenes. El reporte de calidad generado para el total del área de estudio se encuentra en la sección de anexos..... 31

- 11 **Modelo tridimensional a partir de la nube de puntos generada por el dron eBee.** Fue creado en el software MeshLab mediante un proceso conocido como reconstrucción, en el que se unen la totalidad de los puntos (a), mediante una serie de líneas, o aristas, que forman superficies planas, en éste caso, triangulares (b). Debido a que todos los puntos de la nube tienen coordenadas X, Y y Z asignadas, así como un color RGB, es posible asociarlas a las ortofotos obtenidas por la cámara del dron eBee (c). De ésta forma, se obtiene una proyección tridimensional del terreno de alta fidelidad (d). La técnica permite apreciar fácilmente rasgos geomorfológicos de suma importancia para este estudio, tales como la rugosidad de las superficies aluviales y/o la traza de los escarpes de falla (ver flecha anaranjada en la imagen (e))..... 34
- 12 **Comparación entre diversos MDS existentes para el área de estudio.** La imagen (a) es el MDS generado por la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA, por sus siglas en inglés) a partir del radar SRTM 1 (Shuttle Radar Topography Mission 1), con una resolución de 1 Arco Segundo o, aproximadamente, 30 m por pixel. La imagen (b) es el DSM generado por la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA, por sus siglas en inglés), a partir de su satélite ALOS (Advanced Land Observation Satellite), con una resolución de 5 m por pixel. La imagen (d) es el DSM resultante del procesamiento de la información obtenida por el dron eBee, con una resolución de 12 cm por pixel. Nótese el contraste de resolución entre los diversos MDS, muy pobre en el modelo de la imagen (a), siendo insuficiente para los fines del presente trabajo. En la imagen (b) se observa una mejor resolución, pero que no permite una clasificación confiable de los rasgos geomorfológicos, como el límite de las superficies aluviales o los escarpes que las cortan, rasgos claramente apreciables en la imagen (c)..... 35
- 13 **Características de las superficies aluviales presentes en el área de estudio a partir de fotografías aéreas obtenidas por el dron "eBee".** Q1: es la unidad más joven, representa los canales activos y la mayor densidad de vegetación. Q3: presenta barras y canales definidos que muestran un incipiente barniz del desierto, con una densidad de vegetación 50% menor a la de la unidad Q1. Q4: se aprecia su textura rugosa debido a la preservación de barras y canales, de tonalidades parda y clara, respectivamente. Se aprecia vegetación escasa. Q5: presenta barras y canales, pero con una apariencia más suavizada que la de la unidad Q4, además de una disminución del barniz del desierto. La vegetación en esta unidad es casi nula. Q6: la presencia de barras y canales es poco evidente, con remanentes del barniz del desierto y una vegetación casi nula. Q7: se observa una superficie suavizada debido a la carencia de barras y canales, así como una presencia de vegetación nula. Q8: es la superficie más antigua, presenta una textura mayormente suavizada que la de la unidad Q7, y carece totalmente de vegetación. La línea color negro representa una escala de 25 metros, proporcional para cada imagen..... 37
- 14 **Proceso de clasificación de superficies aluviales, identificación de escarpes de falla y relaciones cortantes.** La figura (a) muestra la imagen cruda de la sección cuyas superficies aluviales han sido identificadas y delimitadas en la figura (b), mediante las características descritas por Mueller y Rockwell (1995) y Spelz (2008). La figura (c) muestra los escarpes de falla identificados y la figura (d) los mismos una vez determinada su edad relativa, con base a observaciones tales como la preservación de escarpes. En éste caso, se considera que los escarpes más orientales, trazados en rojo, son más antiguos (i.e. de edad Q6, pleistocénicos) debido a su apariencia más

- suavizada, y que el resto de los escarpes son más recientes, trazados en azul (i.e. de edad Q4, holocénicas). Al presentar una misma orientación se sugiere que los escarpes Q6 fueron reactivados por el evento Q4. Nótese como los escarpes no atraviesan superficies modernas, como Q3 o Q1, determinando así las relaciones cortantes que permiten establecer la edad relativa de los escarpes de falla..... 38
- 15 **Ejemplo de datación relativa de escarpes.** La imagen izquierda (a) muestra la fotografía cruda que permite comparar el aspecto superficial de los distintos abanicos aluviales y de los escarpes de falla, ambos interpretados en la imagen derecha (b). En la parte superior derecha se pueden observar dos escarpes principales de edad Q6 (color rojo), que se diferencian muy bien de los escarpes Q4 localizados en la porción inferior izquierda de la imagen (color azul). Se observa que los escarpes Q4 están mejor definidos y, aunque éstos cortan superficies de edad Q6, al ser continuos y similarmente orientados, se sugiere que fueron formados durante un mismo evento. Por su parte, los escarpes Q6, que presentan una orientación distinta a los escarpes Q4, se encuentran menos definidos (más degradados), pudiéndose observar como rasgos más amplios de color más claro que el resto de la superficie aluvial que cortan..... 41
- 16 **Fotografía oblicua del segmento sur de la falla CDD.** Se aprecia la traza curvilínea de la falla maestra, indicada por la presencia de los depósitos conglomeráticos del Plio–Pleistoceno (Qof) e inferida por el contacto litológico del basamento cristalino del Mesozoico (MZ), principal componente de la Sierra El Mayor. Se observa la presencia aislada de las unidades Palm Springs (Tps) y Qof, que forman dorsales que se levantan significativamente por encima de los depósitos aluviales del Cuaternario. Abreviaciones: Mz = Basamento cristalino de edad Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Tps = formación Palm Springs..... 43
- 17 **Área de estudio localizada en el segmento sur de la falla CDD.** El área muestra los dominios sinforme sur y antiforme sur a lo largo de la margen occidental de la Sierra El Mayor. La traza de la falla CDD está representada por una línea gruesa de color amarillo, mientras que en color verde se muestran los arreglos de escarpes cuaternarios cosísmicos formados por la actividad tectónica de la falla CDD. Por lo general, la faja de escarpes cuaternarios, representada por una envolvente de color gris, es subparalela a la traza de la falla CDD. No obstante, en el dominio sinforme sur la faja de escarpes se aleja del frente montañoso y la traza de la falla maestra para formar un puente estructural con el dominio antiforme norte (no mostrado en la figura). Los recuadros de color morado muestran la localización de las figuras indicadas, en las cuales es posible observar a detalle los diferentes rasgos litológicos, geomorfológicos y estructurales que caracterizan el área de estudio. Abreviaciones: 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..... 42
- 18 **Fotografías aéreas mostrando la zona de Dorsal Roja (Red Ridge).** La Dorsal Roja está compuesta por sedimentos de la Formación Palm Springs (Tps), la cual aflora en el dominio antiforme sur. La dorsal roja es bordeada, a lo largo de su margen oeste, por la falla de alto ángulo que lleva el mismo nombre y la cual tiene un buzamiento hacia el oeste (Spelz, 2008). Nótese la morfología curvada de la cresta, la cual se

- eleva alrededor de 20 m por encima de los abanicos aluviales cuaternarios que la circundan (Q1–Q8). Ver texto para mayor explicación..... 48
- 19 **Fotografías aéreas que muestran una de varias dorsales elevadas compuestas por sedimentos conglomeráticos del Cuaternario temprano (Qof).** Estas formaciones afloran de manera aislada a lo largo de la zona de estudio. Los depósitos Qof se localizan por lo general cerca del frente montañoso y están en contacto por falla de bajo ángulo (línea de color amarillo) con rocas cristalinas del basamento Mesozoico (Mz), las cuales constituyen el bloque de piso de la falla CDD (Spelz, 2008). Las superficies aluviales del Cuaternario tardío (Q1–Q8) se encuentran definidas por líneas de color blanco, mientras que las líneas de color azul definen las líneas de contacto con el basamento cristalino. Ver texto para mayor explicación..... 49
- 20 **Fotografías aéreas que muestran una sección del segmento antiforme sur que presenta las ocho superficies aluviales.** Éstas fueron reconocidas por Spelz (2008), con base en su elevación relativa, el desarrollo del barniz del desierto, la presencia/ausencia de barras y canales, el grado de intemperismo de clastos superficiales, la abundancia y el tipo de vegetación, así como el grado de madurez del suelo. (a) Imagen cruda que muestra una secuencia de abanicos aluviales localizados en la zona de Dorsal Roja o Red Ridge, en el dominio antiforme sur de la falla CDD. (b) Imagen anotada que muestra la nomenclatura y contactos litológicos entre los diferentes tipos de superficies aluviales (líneas de color blanco). De acuerdo a lo anterior, la superficie Q1 es considerada como la más joven, y la superficie Q8, la más antigua..... 50
- 21 **Fotografías oblicuas que muestran una sección del segmento antiforme sur que presenta las ocho superficies aluviales.** Éstas fueron reconocidas por Spelz (2008), con base a su elevación relativa, el desarrollo del barniz del desierto, la presencia/ausencia de barras y canales, el grado de intemperismo de clastos superficiales, la abundancia y el tipo de vegetación, así como el grado de madurez del suelo. (a) Imagen cruda que muestra una secuencia de abanicos aluviales localizados en la zona de Dorsal Roja o Red Ridge, en el dominio antiforme sur de la falla CDD, misma que está presentada en la Fig. 20. (b) Imagen anotada que muestra la nomenclatura y contactos litológicos entre los diferentes tipos de superficies aluviales (líneas de color blanco). De acuerdo a lo anterior, la superficie Q1 es considerada como la más joven, y la superficie Q8, la más antigua. Se aprecia también, la disminución de la altura de cada unidad, conforme aumenta su edad relativa. Las superficies más antiguas, que se encuentran sólo en este segmento (i.e. Q8) muestran una altura mayor que el resto de los abanicos aluviales. Abreviaciones: Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Tps = formación Palm Springs..... 51
- 22 **Representación gráfica de las dos principales secuencias de abanicos aluviales.** La secuencia de abanicos telescópicos (lado izquierdo) se caracterizan por la incisión de la superficie aluvial por su propio canal alimentador, haciéndola crecer por progradación. Los abanicos anidados, por el contrario, se caracterizan por un exceso en el aporte de sedimentos, logrando que la superficie aluvial crezca por agradación. En la Sierra El Mayor predomina la presencia de secuencias telescópicas de abanicos aluviales. En contraste, las secuencias anidadas afloran únicamente en el dominio sinforme sur, en donde el bajo gradiente topográfico parece disminuir la capacidad

- de erosión de los arroyos, favoreciendo la acumulación de sedimentos y la formación de secuencias anidadas. (Modificada de Al-Farraj y Harvey, 2005)..... 53
- 23 **Ejemplo de una secuencia telescópica en el sur de la margen oeste de la Sierra El Mayor.** (a) Fotografía aérea cruda que muestra una secuencia telescópica de abanicos aluviales localizados en el dominio antiformal sur de la falla CDD. Nótese como los cauces modernos (Q1) son angostos y están caracterizados por la presencia de una densa capa de vegetación; (b) Imagen aérea anotada que muestra la nomenclatura y contactos litológicos entre las diferentes generaciones de abanicos aluviales (líneas de color blanco). Q1 representa los cauces modernos mientras que Q7 es la unidad más antigua cartografiada en esta área. La línea de color naranja representa el transecto A–A' que se muestra en la figura (c); (c) transecto topográfico a través de la secuencia telescópica de abanicos aluviales. Nótese como en este tipo de secuencias, las más comunes en el área de estudio, la edad de los abanicos aumenta conforme aumenta su altura relativa. Ver texto para mayor información..... 55
- 24 **Ejemplo de secuencia anidada en el sur de la margen oeste de la Sierra El Mayor.** (a) Fotografía aérea cruda que muestra una secuencia anidada de abanicos aluviales localizados en la porción sur del dominio sinforme sur de la falla CDD. Nótese como los canales modernos (Q1) son bastante anchos, lo cual sugiere su limitada capacidad de erosionar verticalmente sus propios depósitos; (b) Imagen aérea anotada que muestra la nomenclatura y contactos litológicos entre las diferentes generaciones de abanicos aluviales (líneas de color blanco). La línea de color naranja representa el transecto B–B' que se muestra en la figura (c); (c) transecto topográfico a través de la secuencia anidada de abanicos aluviales en la cual, como puede apreciarse, la edad de las superficies aluviales disminuye en la medida en que aumenta su altura relativa. Este tipo de secuencias se presenta únicamente en la porción sur del dominio sinforme sur. Ver texto para mayor información..... 56
- 25 **Imagen de satélite del dominio sinforme sur.** Se observa la traza de la falla Cañada David (línea dentada de color amarillo), la cual bordea el frente montañoso de la Sierra El Mayor, definiendo corrugaciones antiformes y sinformes de menor escala (ver leyenda). El arreglo de escarpes Cuaternarios diverge del frente de la Sierra para formar un puente estructural que une los límites norte y sur del dominio (envolvente de color gris). El color de los escarpes indica sus relaciones cortantes con las superficies de los abanicos aluviales. Nótese como los escarpes más jóvenes, de edad Holoceno (Q3 y Q4), divergen a partir de mulliones antiformes de menor tamaño localizados en los límites norte y sur de este dominio. Estos escarpes, a diferencia de las rupturas pleistocénicas (Q6 y Q7), no se unen para formar un arreglo continuo a lo largo de toda la longitud del puente estructural. Las estrellas de color anaranjado delimitan, respectivamente, los límites norte y sur del arreglo de escarpes pleistocénicos el cual potencialmente representa el de mayor riesgo sísmico en la zona (ver texto para mayor explicación). Abreviaciones: 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..... 58
- 26 **Fotografías aéreas del límite norte del dominio sinforme sur.** La imagen de la izquierda (a) es la fotografía cruda la cual permite comparar los rasgos estructurales y morfoestratigráficos que han sido interpretados en la imagen de la derecha (b). Ambas imágenes muestran un ejemplo de las relaciones cortantes del arreglo de

- escarpes cuaternarios localizados al norte del dominio sinforme sur. El arreglo de escarpes holocénicos (en color azul) cortan únicamente las superficies Q4, lo que significa que el evento sísmico que dio origen a estas rupturas es más antiguo que la edad de la superficie Q3, la cual no es cortada. El escarpe discreto de color naranja, el cual corta únicamente Q3, es la ruptura más joven cartografiada en la porción sur de la falla CDD, y muy probablemente define el límite sur del sismo de ML = 6.5 del 30 de diciembre de 1934. Ver texto para mayor explicación..... 59
- 27 **Fotografías aéreas de la porción centro–norte del dominio sinforme sur.** La imagen de la izquierda (a) es la fotografía cruda la cual permite comparar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía de las superficies aluviales que han sido interpretados en la imagen de la derecha (b). Las fotografías muestran el traslape de dos generaciones de escarpes de falla cuaternarios. En color rojo se muestran los escarpes de falla que cortan superficies de edad Pleistoceno Q6–Q7, los cuales fueron reactivados durante el evento sísmico que produjo las rupturas holocénicas Q4 (en color azul). Como puede apreciarse, la traza de los escarpes Q4 es mejor definida y menos degradada que los escarpes pleistocénicos. Ver texto para mayor explicación..... 60
- 28 **Fotografías aéreas de la porción centro–sur del dominio sinforme sur.** La imagen izquierda (a) es la fotografía cruda que permite comparar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía de las superficies aluviales que han sido interpretados en la imagen de la derecha (b). Las relaciones cortantes muestran dos generaciones de escarpes de falla cuaternarios formados, al menos, durante dos diferentes eventos sísmicos. En rojo se muestran los escarpes de falla que cortan las superficies de edad Pleistoceno Q6–Q7, de las cuales sólo aquellas ubicadas al norte del arreglo fueron reactivadas durante el evento sísmico que produjo las rupturas holocénicas Q4 (en azul)..... 61
- 29 **Fotografías aéreas de la porción sur del dominio sinforme sur.** La imagen de la izquierda (a) es la fotografía cruda la cual permite comparar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía de las superficies aluviales que han sido interpretados en la imagen de la derecha (b). Las fotografías muestran el traslape de dos generaciones de escarpes de falla cuaternarios. En color rojo se muestran los escarpes de falla que cortan superficies de edad Pleistoceno Q6 y, en verde, los escarpes de edad Q7. En azul se muestran los escarpes de falla Q4, de edad Holoceno..... 62
- 30 **Imagen de satélite del dominio antiforme sur.** Se observa la traza de la falla Cañada David (línea dentada de color amarillo), la cual bordea el frente montañoso de la Sierra El Mayor, definiendo corrugaciones antiformes y sinformes de menor escala (ver leyenda). En el norte del dominio, el arreglo de escarpes (envolvente color gris) es discreto y se mantiene cercano y paralelo al frente de la Sierra, retirándose paulatinamente hasta alejarse del frente montañoso en la zona conocida como Dorsal Roja o Red Ridge, donde la deformación se vuelve más amplia y compleja. El color de los escarpes indica sus relaciones cortantes con las superficies de los abanicos aluviales: al norte del dominio, el arreglo de escarpes presenta una edad Holoceno; en el centro afloran escarpes de edad Holoceno y Pleistoceno, mientras que, al sur del dominio, los escarpes cortan las superficies aluviales más antiguas encontradas en Laguna Salada (i.e. Q7 y Q8). Nótese que al norte de la Dorsal Roja se encuentra una secuencia de escarpes que corta únicamente una superficie moderna Q3, y que difiere en orientación con el resto de los escarpes adyacentes,

- por lo que son considerados como los primeros escarpes modernos en ser identificados en el segmento sur de la falla CDD (ver texto para mayor explicación). Abreviaciones: 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..... 64
- 31 **Fotografías aéreas de la sección norte del dominio sinforme sur.** (a) Fotografía cruda que permite comparar los rasgos estructurales y morfoestratigráficos que han sido interpretados en la imagen derecha (b). Ambas imágenes muestran un conjunto de escarpes de edad Holoceno, en color morado, que cortan únicamente las superficies Q5 de edad Holoceno. Nótese que los límites de dichos escarpes se encuentran bien definidos por las superficies aluviales adyacentes (Q1, Q3 y Q4), las cuales no son cortadas..... 66
- 32 **Fotografías aéreas de la porción central del dominio antiforme sur.** La imagen izquierda (a) representa la fotografía cruda que permite comparar los rasgos estructurales y morfoestratigráficos que han sido interpretados en la fotografía derecha (b). Ambas fotografías muestran tres eventos de edades distintas. El primer evento, de edad Holoceno, es inferido a partir de un escarpe (color azul) que corta superficies de edad Holoceno (Q4) y Pleistoceno (Q6 y Q7). El segundo evento, de edad Holoceno, es inferido a partir de un escarpe (en color morado) el cual corta únicamente la superficie Q5. La edad máxima de este evento corresponde a la edad de la superficie aluvial más joven que es cortada (i.e. Q4). Por último, el tercer evento, se infiere a partir de la relación cortante de los escarpes (en color rojo), que cortan únicamente las superficies de edad Pleistoceno (i.e. Q6 y Q7)..... 67
- 33 **Fotografías aéreas que muestran el arreglo de escarpes modernos en la porción centro-sur del dominio sinforme sur.** (a) Es la fotografía en crudo que permite comparar la traza de escarpes de falla y la morfoestratigrafía que han sido interpretados en la fotografía (b). Se observan dos eventos de edad Holoceno (un evento Q4 con líneas azules y un evento Q5, línea morada) que delimitan superficies Q4, Q5 y Q6. Al sur de éstas fotografías se observa una pequeña secuencia de escarpes (líneas anaranjadas), que difiere en orientación a los dos eventos antes mencionados y que cortan únicamente una superficie moderna Q3. (c) Es la imagen cruda del acercamiento de los escarpes modernos. (d) Acercamiento de los escarpes modernos que muestran su trazo en color anaranjado y el segmento C–C' (en color verde), a partir del cual se obtuvo el perfil topográfico (e). (e) Perfil topográfico que muestra la pendiente de los escarpes modernos identificados en la superficie aluvial Q3. Se observa que la altura de los escarpes varía de 10 cm (i.e. E4) hasta los 69 cm (i.e. E3) y que dos de ellos son antitéticos (i.e. E4 y E6), y el resto sintéticos. Al cortar, dichos escarpes, únicamente la superficie Q3, se pueden considerar como los más jóvenes identificados en el segmento sur de la falla CDD a la fecha..... 68
- 34 **Fotografías aéreas de la porción sur del segmento antiforme sur.** La imagen (a) es la fotografía cruda que permite comparar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía de las superficies aluviales que han sido interpretadas en la imagen (b). En el área se presentan las superficies aluviales más antiguas encontradas en el segmento sur de la falla CDD (i.e. Q8), que predominan junto a las superficies Q6 y Q7, también pleistocénicas. Las superficies Q5 son relativamente escasas en la zona. En ambas fotografías se observa la complejidad del arreglo de escarpes que corta únicamente las superficies de edad Pleistoceno (i. e. Q6, Q7 y Q8). Sin embargo, debido a la diferencia de pendiente y al grado de preservación de

los escarpes, es posible identificar dos eventos pleistocénicos, el primero, de edad Q7, que formó todos los escarpes presentes en el área (líneas verdes) y el segundo, de edad Q6, (líneas rojas), que reactivó los escarpes más alejados de la formación Tps. Los escarpes reactivados se representan con pares de líneas paralelas, verdes y rojas.....

69

- 35 **Segmentos sísmicos identificados en el segmento sur de la falla CDD.** Con base en la interpretación de las relaciones cortantes, entre las superficies aluviales del Cuaternario y los escarpes de falla, se identificaron cinco segmentos de edades distintas. Al norte del dominio sinforme sur se observa un (1) segmento con un único escarpe de edad Q3, considerado el límite sur del sismo de 1934, así como un (2) segmento de edad Q4, que reactivó escarpes pleistocénicos al norte del dominio sinforme sur. Ambos segmentos holocénicos no cruzan el centro del dominio sinforme sur (sus límites se encuentran indicados con estrellas rosas). El segmento Q4 reaparece al sur del mismo dominio y se extiende por el dominio antiforme sur hasta desaparecer en la zona de Dorsal Roja. Al sur del dominio sinforme sur se presenta un (3) segmento de edad Q5 que alcanza su mayor complejidad al norte del dominio antiforme sur, y que se extiende por el mismo de forma discreta hasta desaparecer en la zona de Dorsal Roja. El (4) segmento de edad Q6 se presenta a lo largo de todo el segmento sur de la falla CDD y, a diferencia de los segmentos holocénicos (i.e. Q3, Q4 y Q5), si logra cruzar el centro del dominio sinforme sur, manteniéndose discreto hasta llegar a la zona de Dorsal Roja donde presenta su máxima complejidad. El (5) segmento Q7, al igual que el segmento Q6, se extiende a lo largo de todo el segmento sur de la falla CDD, manteniéndose discreto en el dominio sinforme. En el dominio antiforme, el segmento Q7 se vuelve prácticamente ausente hasta que reaparece en la zona de Dorsal Roja, donde presenta el arreglo más complejo de la zona de estudio y los escarpes más antiguos presentes en la margen oriental de la cuenca Laguna Salada. Los eventos pleistocénicos (i.e. Q6 y Q7) giran paralelos al trazo de la falla CDD hasta desaparecer. Abreviaciones: 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.....

73

- 36 **Contexto del dominio sinforme sur en el que se desenvuelve la secuencia anidada.** En este dominio se observan los canales activos más importantes del segmento sur de la falla CDD. El canal principal, es el canal central (flecha roja discontinua) que se extiende por 6 km, desde la traza de la falla CDD hasta la cuenca Laguna Salada. Al norte del canal se presentan secuencias telescópicas de abanicos aluviales con una tonalidad marrón/rojiza intensa y un buen desarrollo de textura (barras y canales). Al sur del canal, se presentan secuencias telescópicas y anidadas, con una tonalidad marrón contrastantemente menos intensa y un menor desarrollo de textura. El área que presenta la secuencia anidada (recuadro morado) colinda al SE con la Sierra el Mayor (basamento cristalino del Mesozoico), el SO con la mayor formación Qof del segmento sur de la falla CDD y, al N, con abanicos aluviales dispuestos en secuencia telescópica. Tanto el basamento cristalino como la formación Qof se encuentran en el punto sur de inflexión de la falla (los puntos de inflexión norte y sur del dominio están indicados con estrellas anaranjadas). El cambio de tonalidad y textura en las secciones norte y sur del canal central pueden ser indicadores de distintas tasas de depositación de sedimento. Una prueba de ello podrían ser las superficies aluviales pleistocénicas (i.e. Q7) que se encuentran en el centro del dominio, al sur del canal central (indicadas con flechas moradas; ver texto para mayor explicación). Esto y la

- condición de confinamiento que le otorga a la secuencia anidada su adyacencia a las formaciones antes mencionadas podría explicar la diferencia en la tasa de erosión/depositación de sedimentos que permite que, en esa sección, los abanicos crezcan por agradación. Abreviaciones: 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..... 75
- 37 **Fotografía oblicua del contexto del dominio sinforme sur en el que se desenvuelve la secuencia anidada.** Se observa el canal principal (flecha roja discontinua) que se extiende por 6 km, desde la traza de la falla CDD hasta la cuenca Laguna Salada. Al norte del canal se presentan secuencias telescópicas de abanicos aluviales con una tonalidad marrón/rojiza intensa y un buen desarrollo de textura (barras y canales). Al sur del canal, se presentan secuencias telescópicas y anidadas, con una tonalidad marrón contrastantemente menos intensa y un menor desarrollo de textura. El área que presenta la secuencia anidada (recuadro morado) colinda al SE con la Sierra el Mayor (basamento cristalino del Mesozoico), el SO con la mayor formación Qof del segmento sur de la falla CDD y, al N, con abanicos aluviales dispuestos en secuencia telescópica. El cambio de tonalidad y textura en las secciones norte y sur del canal central pueden ser indicadores de distintas tasas de depositación de sedimento. Ésto podría deberse a que, como se aprecia en la figura, la altura de la sierra disminuye gradualmente su altura conforme se acerca al centro del domino, por lo que la concentración del flujo de sedimentos y, en consecuencia, su capacidad erosiva es significativamente mayor en ese punto. Abreviaciones: Mz = Basamento cristalino de edad Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano..... 76
- 38 **Comparación entre los dominios sinformes norte y sur de la falla CDD.** El (a) dominio sinforme norte presenta dos eventos holocénicos. (1) El evento de 1892 de $M_w = 7.2$, que se propagó de N a S, partiendo del punto de inflexión de la falla CDD, al norte del domino. Este evento reactivó dos segmentos de escarpes (i.e. CRCH1 y CRCH2). (2) El evento de 1934 de $M_w = 6.5$, que se propagó de S a N, partiendo del punto de inflexión de la falla CDD, al sur del dominio. Este evento reactivó el segmento de escarpes CRCH 4. Ningún evento reactivó el segmento central CRCH3. Los segmentos antes mencionados no se encuentran alineados, sino que presentan saltos de entre 500 y 900 m, lo que podría explicar la pérdida de fuerza de desplazamiento. El (b) dominio sinforme sur presenta cinco segmentos co-sísmicos que si se encuentran bien alineados. Al norte del domino se presentan cuatro segmentos, holocénicos y pleistocénicos (i.e. Q3, Q4, Q6 y Q7); en el centro del domino únicamente dos eventos pleistocénicos (i.e. Q6 y Q7); al sur del domino se presentan cuatro eventos holocénicos y pleistocénicos (i.e. Q4, Q5, Q6 y Q7). Los eventos holocénicos no logran cruzar el centro del domino. A estas intermitencias de los eventos sísmicos se les denomina Puente Estructural (ver texto para mayor explicación). La distancia entre el arreglo de escarpes y el trazo de la falla CDD varía de 12 km en el sinforme norte a 4.5 km en sinforme sur. La presencia de una falla relictica en el centro del dominio sinforme norte (i.e. CC1-CC2-CC3) sugiere un proceso de migración de la deformación en dirección en la cuenca. Se infiere que este mismo proceso podría estar ocurriendo, en una etapa más temprana, en el domino sinforme sur (ver texto para mayor explicación). Figura modificada apartir de Villaverde (2017)..... 79

Lista de tablas

Tabla		Página
1	<p>Datos de la densidad de la nube de puntos por misiones de vuelo del dron de ala fija eBee. Cada área cubierta por una misión es segmentada en tiles de formato LAZ, ésto con la finalidad de volver más manejable la información. Cada punto representa un rasgo identificado en múltiples fotografías. Entre más textura y nitidez presenten dichas fotografías, mayor será el número de puntos en la densificación. Los valores presentados en la tabla son los promedios para cada misión de vuelo.....</p>	30
2	<p>Síntesis de las principales características de las superficies aluviales presentes en Laguna Salada. Nomenclatura de las superficies aluviales del cuaternario clasificadas a lo largo del margen occidental de la Sierra Cucapá por Mueller y Rockwell en 1995. La clasificación de las superficies se realizó con base en la taxonomía de suelos elaborada por el Ministerio de Agricultura de Estados Unidos o USDA, por sus siglas en inglés. La edad relativa se asignó mediante la comparación de superficies aluviales datadas en Valle Imperial, por Goodmacher y Rockwell (1991) y en el Desierto de Mojave, por Reheis et al. (1989) debido a que se considera que fueron desarrolladas bajo condiciones climáticas similares (Modificada de Mueller y Rockwell, 1995).....</p>	33
3	<p>Síntesis de las características morfoestratigráficas de las superficies aluviales del Cuaternario localizadas a lo largo de la margen oeste de Sierra El Mayor. (Modificada de Spelz y colaboradores, 2008).....</p>	40

Capítulo 1. Introducción

Para la estimación del riesgo sísmico es necesario el conocimiento de los mecanismos de fallamiento que generan grandes eventos sísmicos, siendo el estudio de las rupturas superficiales, un factor importante para el entendimiento de la relación mecánica entre las fallas superficiales y la liberación de energía sísmica bajo la superficie (Limón, 2013).

La región del noroeste de Baja California es considerada de alta peligrosidad sísmica (CENAPRED, 2001), debido a su cercanía con el límite de las placas Pacífico y Norte América, que ha generado la formación del gran sistema de fallamiento San Andrés–Golfo de California (Atwater, 1970; Siem, 1992) y la formación del gran complejo de montañas y cuencas que se extiende desde el SO de los Estados Unidos hasta el NO de México, donde abarca desde la Sierra Madre Occidental, hasta la provincia extensional del Golfo (Stock y Hodges, 1989; Wernicke, 1995). El proceso de extensión en el oeste de Norte América, generó importantes sistemas de falla tipo detachment y complejos de núcleo metamórfico que han acomodado gran parte del movimiento de las placas (Lister y Davis, 1989).

Las fallas detachment presentan una inclinación moderada ($\leq 30^\circ$) y, en ésta región, grandes áreas de extensión que evidencian deslizamiento de gran magnitud (Axen, 2004). Estas fallas han generado un amplio debate con respecto a su formación, debido a que su actividad no puede ser explicada por la teoría mecánica de las rocas, que indica que las fallas normales sólo pueden formarse con ángulos $> 45^\circ$ (Anderson, 1942) y porque la sismicidad asociada a ellas se considera poco común (Jackson, 1987). Sin embargo, diversos estudios a lo largo del mundo han documentado casos de fallamiento de bajo ángulo con extensión activa (e.g. Doser, 1987; Jackson, 1987; Bernard et al., 1997; Axen et al., 1999; Fletcher y Spelz, 2009; Hreinsdóttir y Bennett, 2009; Gessner et al., 2014; Kapp et al., 2008), siendo, en Norte América, la región Laguna Salada, uno de los mejores ejemplos (Spelz, 2008).

La cuenca Laguna Salada es un medio graben con desplazamiento hacia el oeste controlado por la falla normal oblicua Laguna Salada y la falla normal de bajo ángulo Cañada David (CDD) que se extienden a lo largo de la margen oriental de la cuenca y que controlan el levantamiento de las Sierras Cucapá y El Mayor, respectivamente (Siem y Gastil 1994; Mueller y Rockwell, 1995; Axen y Fletcher 1998b). Una amplia secuencia de abanicos aluviales del Cuaternario se extiende a lo largo del pie de montaña, producto de los procesos de sedimentación asociados al flujo histórico de aguas provenientes del río Colorado y su delta (Isaac, 1987; Vazquez-Hernández, 1996; Axen et al., 1998b; Contreras et al., 2005), así como el flujo

sedimentario a través de los sistemas de drenaje de las Sierras, producto de la erosión (Siem y Gastil, 1994; Spelz, 2002). Mueller y Rockwell (1995) afirman que la formación de abanicos aluviales, puede también ser el resultado de terremotos históricos o de una superficie de ruptura asociada. De acuerdo con Blair y McPherson (1994), el proceso de sedimentación es fundamental en la formación de los abanicos aluviales, y éste puede deberse a factores como: la pérdida de la fuerza de resistencia, que puede deberse al fracturamiento y meteorización que reduce la fricción interna de la roca y su resistencia al cizallamiento, al aumento de la pendiente debido a erosión por recurrente actividad humana o animal, a un movimiento sísmico que puede proporcionar la energía cinética inicial necesaria para generar un desplazamiento, o por la combinación de dichos factores.

La actividad de las fallas Laguna Salada y CDD se ha relacionado con la presencia de complejos arreglos de escarpes que cortan las superficies aluviales del Cuaternario (Axen et al., 1999; Mueller y Rockwell, 1995; Spelz, 2008; Spelz et al., 2008). La datación relativa de dichas superficies, con base en el desarrollo del suelo (Mueller y Rockwell, 1995) y a características ambientales y geomorfológicas (i.e. la elevación relativa de la superficie del abanico sobre los canales de flujo modernos, el desarrollo del barniz de las rocas, la preservación de barras y canales en la superficie, la desintegración química y mecánica de la superficie de los clastos, la abundancia y tipo de vegetación y el grado de madurez del suelo; Spelz, 2008), a permitido establecer relaciones cortantes entre dichas superficies y los escarpes de falla, determinando segmentos sísmicos que pueden considerarse como eventos independientes de fallamiento (Spelz, 2008).

A partir de la datación relativa de las rupturas superficiales es posible establecer intervalos de recurrencia, información clave para la evaluación del riesgo sísmico, estimación de tasas de erosión y levantamiento en zonas con fallamiento activo (Spelz, 2008). Además, la gran escala de la falla CDD, en combinación con la rica actividad tectónica y el excelente grado de conservación de sus estructuras debido a su clima hiperárido, hacen de ésta región un área ideal para el estudio de fallas normales de bajo ángulo (Fletcher y Spelz, 2009).

El presente trabajo tiene por objeto el estudio geomorfológico y paleosísmico del segmento sur de la falla CDD, así como aquellas estructuras geomorfológicas relacionadas a ella (i.e. superficies de abanicos aluviales y escarpes de falla). Esto mediante la elaboración de material cartográfico de alta resolución, a través de un Sistema de Información Geográfica (SIG). La cartografía se elaborará con base en imágenes aéreas de alta resolución, colectadas para este estudio mediante un vehículo aéreo no tripulado (VANT) o dron, cuyo vuelo cubrirá la zona de superficies aluviales y escarpes asociados a la falla CDD, sobre la

margen oriental de la cuenca Laguna Salada. Esto permitirá la representación gráfica de la delimitación de las distintas superficies aluviales y escarpes de falla, con una resolución que brinde resultados de mayor confiabilidad.

Mediante dicha cartografía, se espera determinar los intervalos de recurrencia, con el fin de aportar evidencia que respalde la teoría de que la falla CDD no sólo es una falla normal de bajo ángulo activa, si no que presenta una actividad sísmica equiparable a la de fallas normales de alto ángulo que se desarrollan bajo condiciones similares, como es el caso de la falla Laguna Salada.

1.1 Sismicidad en la región

El conocimiento de la peligrosidad sísmica (i.e. estimación de los movimientos esperados en una determinada zona a largo plazo), permite que el riesgo sísmico (i.e. peligrosidad por la vulnerabilidad y exposición) pueda ser reducido o mitigado mediante la prevención de daños (Benito y Jiménez, 1999). La peligrosidad o amenaza sísmica se puede calcular probabilísticamente mediante el estudio de las fuentes sísmogénicas, así como del análisis de la sismicidad histórica, del conocimiento de magnitudes y longitudes de rupturas, la distribución espacial de los sismos, entre otros factores (Cano et al., 2005).

La región del noroeste de la península de Baja California, que corresponde al municipio de Mexicali, se considera como una zona de alta peligrosidad sísmica debido a la ocurrencia de eventos de $M > 7$ (CENAPRED, 2001). La sismicidad de la región ha sido documentada por poco más de un siglo, debido a la corta historia de sus urbes. La Red Sismológica del Sur de California, instalada en 1932, junto a la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM), instalada en 1977, han registrado la actividad sísmica de la región norte de Baja California. Sin embargo, existen registros históricos de sismos ocurridos previo a la instalación de dichas redes de monitoreo.

El sismo del 23 de febrero de 1892, cuyo epicentro se encuentra al norte de la falla Laguna Salada (Fig. 4), rompió ~ 22 km de zona de falla, a lo largo de la falla Laguna Salada y la falla ligada a ella, Cañón Rojo (Mueller y Rockwell, 1995). A partir de la longitud de la ruptura y del valor de desplazamiento (4 m de deslizamiento dextral y 3.5 m de deslizamiento normal) se calcula que el sismo tuvo una magnitud (M_w) de al menos 7.1 (Mueller y Rockwell, 1995). Sin embargo, estudios posteriores (i.e. Spelz, 2008; Rockwell et al., 2015; Villaverde, 2017) han logrado determinar que la longitud de la ruptura se extiende por más

de 60 km, a lo largo de la Falla Cañón Rojo y Laguna Salada, por lo que se estima que el sismo alcanzó una magnitud (M_w) > 7.2.

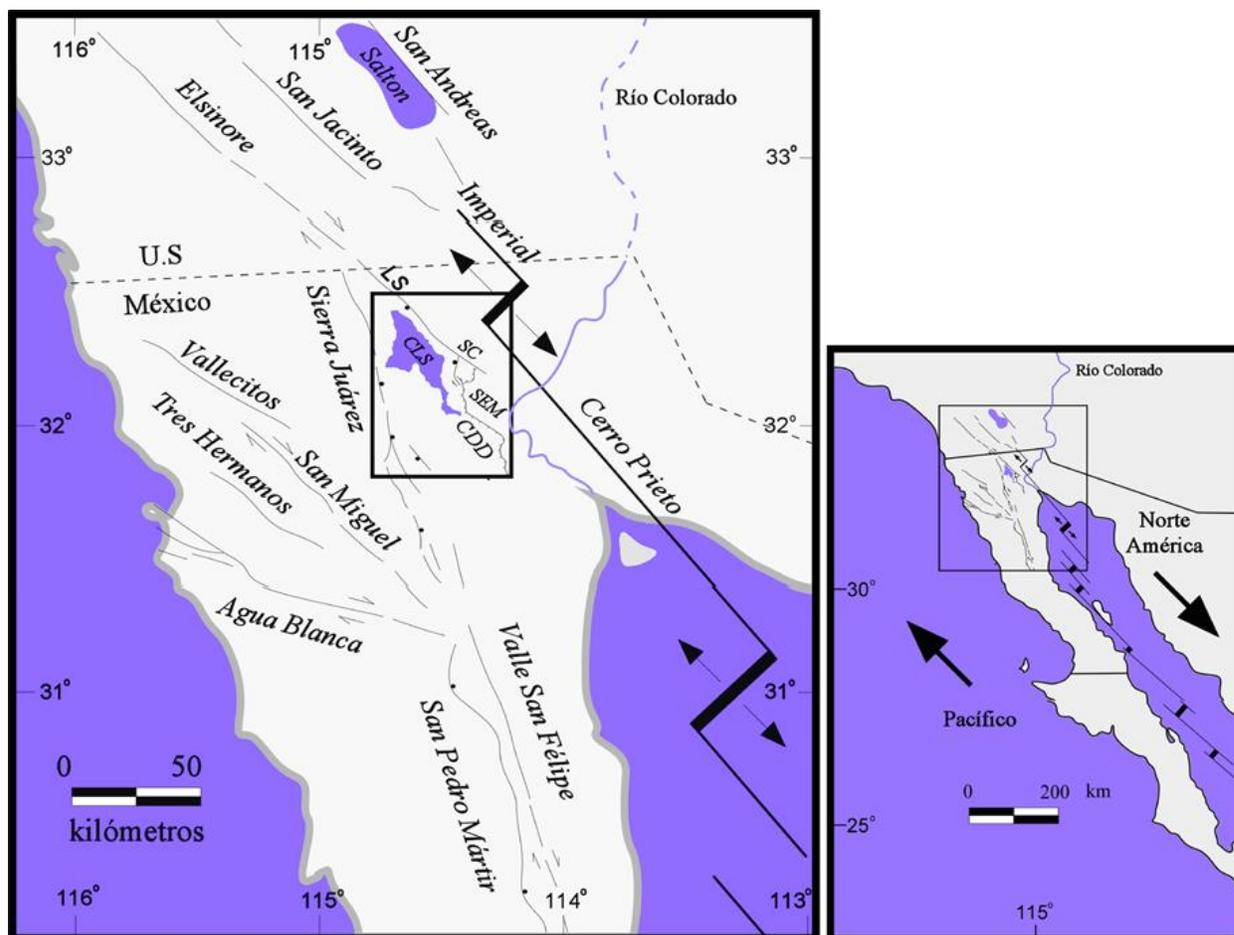


Figura 1. Principales sistemas de fallas regionales al norte de Baja California y región Laguna Salada–Cañada David.

El proceso de interacción de las placas tectónicas (i.e. Farallón, Pacífico, Norte América, explicado en sección Marco geotectónico), generó importantes sistemas de falla: (1) Cerro Prieto–Imperial, (2) Laguna Salada–Cañada David, (3) Sierra Juárez–San Pedro Mártir, (4) Sistema Transpeninsular, que incluye las fallas Agua Blanca, San Miguel, Vallecitos y Tres Hermanos. Todos estos sistemas se mantienen activos sistemáticamente debido a la interacción de las placas Pacífico y Norte América, siendo de especial interés los sistemas Cerro Prieto–Imperial y Laguna–Salada debido a que, en conjunto, acomodan la mayor parte del cizallamiento generado en dicha interacción. Abreviaciones: LS = Laguna Salada; SC = Sierra Cucapá; CDD = Cañada David Detachment; SEM = Sierra El Mayor; CLS = Cuenca Laguna Salada (Modificada de Spelz, 2008).

El epicentro del sismo del 30 de diciembre de 1934 de magnitud $M_L = 6.5$, se ubicó, en un principio, cerca de la Falla Chupamirtos, al sur del dominio antiformal norte de la falla CDD (Leeds, 1979). Spelz (2008)

propuso la posibilidad de que el sismo no hubiese generado una ruptura superficial, o bien, que no estuviese asociado a la Falla Chupamirtos. Ésto debido a que, si bien, el rumbo de la ruptura (NO) es consistente con la orientación del plano nodal, las estrías de desplazamiento vertical no coinciden con el modo de ruptura (Spelz, 2008; Fletcher y Spelz, 2009). Sin embargo, Villaverde (2017) propone que los escarpes modernos localizados al sur de la falla Chupamirtos están relacionados con el sismo de 1934 y que el epicentro tuvo lugar al sur del dominio antiforme norte (Fig. 4), propagándose en dirección al norte, hasta llegar al dominio sinforme norte, donde la ruptura adquirió una dirección NO, registrando una ruptura de ~ 30 km de longitud.

El sismo de gran magnitud más reciente en la región ocurrió del 4 de abril de 2010, presentando una magnitud (M_w) de 7.2, con una superficie primaria de ruptura de ~ 120 km con rumbo NO–SE, en cuyo punto medio aproximado se localiza el epicentro (Fig. 4; Fletcher et al, 2014), convirtiéndola en la más larga de la historia para el dominio, así como el mayor momento sísmico liberado a esa latitud desde 1892 (Terán, 2015). Dicho evento reveló un sistema de al menos siete fallas principales, incluyendo la falla Laguna Salada, y numerosas fallas secundarias, volviéndola una de las más complejas rupturas documentadas en el límite de Placas Pacífico–Norte América (Fletcher et al., 2014; Fletcher et al., 2016). Este sismo causó daños severos en todo el municipio de Mexicali, incluyendo su principal núcleo urbano, y se sintió a más de 200 km, en el norte de Baja California y el Sur de California (Fletcher et al., 2014).

1.2 Antecedentes

La región Laguna Salada–Salton Trough (Fig. 1) presenta un importante evento de fallamiento de tipo detachment del Mioceno–Pleistoceno con una longitud de ~ 250 km, que se divide en dos segmentos: (1) el segmento Salton, hacia el norte, y (2) el segmento Laguna Salada, hacia el sur, este último considerado aún activo bajo la cuenca Laguna Salada y Sierra Juárez (Axen y Fletcher, 1998b). Ambos segmentos presentan un bloque inferior de rocas cristalinas y un bloque superior de rocas cristalinas con fallamiento detachment con un estrato superior del Mioceno–Pleistoceno, y se estima que ambos sistemas estuvieron activos simultáneamente, coincidiendo por un largo periodo con el deslizamiento del sistema falla de San Andrés, formando corteza transicional y oceánica en los centros de expansión del Golfo de California y Salton Trough (Axen y Fletcher, 1998a).

De acuerdo con García–Abdeslem y colaboradores (2001), en la cuenca Laguna Salada, la sismicidad se presenta en forma de cúmulos de eventos que indican zonas de debilidad en donde se liberan esfuerzos. En el centro de la cuenca, los hipocentros presentan una profundidad de 2–6 km, mientras que, en sus márgenes, presentan una profundidad de > 10 km, patrón que corresponde bien al sistema de fallas regionales (García–Abdeslem et al., 2001).

La cuenca Laguna Salada es una cuenca de rift que se encuentra bajo el nivel del mar, considerada como un medio graben controlada por la falla de alto ángulo Laguna Salada y por la falla normal de bajo ángulo Cañada David Detachment, ambas caracterizadas por la presencia de un arreglo de escarpes cuaternarios que se extienden por ~ 55 km (Spelz et al., 2008). Ambas fallas controlan el margen oeste de las Sierras Cucapá y El Mayor, formaciones que separan la cuenca Laguna Salada del valle de Mexicali.

El flujo de sedimentos, provenientes de dichas Sierras, es depositado en forma de abanicos aluviales a lo largo de toda la margen oriental de la cuenca Laguna Salada, y han sido datados relativamente a partir del grado de madurez del suelo desarrollado en los depósitos y el grado de intemperismo, asignándoles un rango de edad que se extiende desde el Pleistoceno hasta la actualidad (Mueller y Rockwell, 1995). La cronosecuencia de superficies aluviales es utilizada para determinar la edad relativa de los eventos de fallamiento del Cuaternario tardío, el intervalo de recurrencia promedio y la tasa de deslizamiento en la falla Laguna Salada y la falla asociada a ella, Cañón Rojo (Mueller y Rockwell, 1995), así como de la falla detachment Cañada David (Spelz, 2008).

Mediante la reconstrucción de perfiles topográficos de las superficies aluviales del Cuaternario y los escarpes de falla de la margen oeste–central de la Sierra El Mayor, Axen y colaboradores (1999), determinaron que las fallas formadoras de escarpes intersectan una falla que buza ~ 30° a poca profundidad, siendo transferidas al bloque de piso de la falla detachment activa (CDD) mediante el mecanismo rolling–hinge.

A la fecha, se han reconocido y datado relativamente ocho superficies aluviales regionales a lo largo de la Sierra El Mayor, siendo Q1 la más joven y Q8 la más antigua, cuya formación se atribuye a la actividad tectónica, pero cuya evolución, se cree, está fuertemente influenciada por cambios climáticos que ocurren a escalas Milankovitch (Contreras et al., 2005; Spelz, et al., 2008). A partir de las relaciones cortantes establecidas entre las ocho distintas superficies y los arreglos de escarpes, se han podido determinar segmentos de ruptura independientes a lo largo del dominio de la falla CDD, que representan

distintos eventos sísmicos ocurridos a lo largo del Cuaternario tardío, por lo que, a partir de ellos, es posible determinar el intervalo de recurrencia (Spelz, 2008).

El arreglo de escarpes del Cuaternario tardío representa la última fase de deslizamiento a través de la falla CDD y, debido a que el arreglo diverge dramáticamente de la falla CDD, estrictamente en los dominios sinformes, puede interpretarse como la migración de la deformación en dirección a la cuenca que propicia el abandonamiento de largos segmentos de falla y la transferencia de bloques tectónicos, desde el bloque levantado hacia el bloque hundido (Fletcher y Spelz, 2009). Además, se cree que la falla CDD presenta una geometría antilítrica que se vuelve más pronunciada conforme se separa del frente de montaña, lo que podría implicar que también se vuelve más pronunciada con la profundidad y, junto a la migración de la deformación en dirección a la cuenca, representan características del modelo rolling-hinge descrito para el fallamiento normal (Fletcher y Spelz, 2009).

1.3 Fallas normales de bajo ángulo

La Teoría de rebote elástico (Reid, 1910) indica que la deformación elástica, producida por la interacción tectónica, es acumulada en las rocas, hasta que su resistencia es superada, liberando energía sísmica. El criterio de fracturamiento lineal de Coulomb indica que el esfuerzo de cizallamiento, necesario para producir una fractura, depende del esfuerzo normal a lo largo del plano de cizalla potencial, por lo que, a mayor esfuerzo normal, mayor esfuerzo de cizalla es requerido para fracturar.

A partir del círculo de Mohr (i.e. forma de representación de esfuerzos en un plano, utilizando un círculo trazado a partir de un sistema de coordenadas, cuya abscisa es el esfuerzo normal σ y la ordenada es el esfuerzo de cizalla σ_c ó τ) es posible interpretar la magnitud de ambos esfuerzos (i.e. esfuerzo de cizalla y esfuerzo normal) que actúan sobre cierto plano, formando un ángulo α en dirección al esfuerzo menor, debiendo ser conocidos los esfuerzos principales, máximo y mínimo, σ_1 y σ_3 , respectivamente. La diferencia entre dichos esfuerzos forma el diámetro del círculo, y se conoce como esfuerzo diferencial. Su importancia radica, en términos de la mecánica de fracturamiento, en que a mayor esfuerzo diferencial mayor posibilidad de fracturamiento de la roca.

Existen tres tipos de fallamiento en función de la posición de los vectores principales de esfuerzos, que deben ser perpendiculares entre sí (Anderson, 1905). En combinación con la Teoría de Mohr-

Coulomb, se considera a la Tierra como un plano en el que el esfuerzo de cizalla es igual a cero, y que contiene dos de las tres direcciones principales de esfuerzos. La tercera dirección debe ser perpendicular a la superficie de la Tierra, asumiendo que ésta es teóricamente esférica. El tipo de falla resultante depende de cuál de los esfuerzos principales sea vertical.

Las fallas normales se generan cuando el esfuerzo principal máximo (σ_1) es vertical, y los esfuerzos intermedio y menor (i.e. σ_2 y σ_3 , respectivamente) son horizontales. En la dirección de σ_3 se produce tensión y la ruptura ocurre a lo largo de un plano que buza $\sim 60^\circ$ y contiene a σ_2 . En las fallas inversas, σ_1 es horizontal y σ_3 vertical, el plano de falla buza $\sim 30^\circ$ y contiene a σ_2 . En las fallas de rumbo, σ_1 y σ_3 se disponen en un plano horizontal y σ_2 es vertical, el plano de falla resultante es aproximadamente vertical. Sin embargo, algunas clases de fallas contradicen ésta teoría, como las fallas normales de bajo ángulo y las fallas inversas de ángulo alto.

De acuerdo a la teoría de Anderson, las fallas normales sólo pueden formarse con buzamientos mayores a $\sim 45^\circ$ y, a medida que avanza la extensión, se puede esperar que las fallas reduzcan su buzamiento, pero, una vez que una falla normal alcanza una inclinación de $\sim 30^\circ$, el campo de esfuerzo deja de estar óptimamente orientado como para producir deslizamiento (Westaway, 1999). Debido a que las fallas normales de bajo ángulo se encuentran teóricamente mal orientadas para su reactivación, se cree que son estructuras que han rotado por ajuste isostático (Buck, 1988). De acuerdo con Axen (1992), la sismicidad en fallas normales de bajo ángulo ocurre como una consecuencia de la reorientación y el aumento de los esfuerzos principales en la zona de debilidad de la falla. De acuerdo con Buck (1993), para que una falla normal de bajo ángulo pueda formarse, es necesario que la litosfera sea más delgada y con una mayor temperatura que la de la típica corteza continental.

Diversos estudios han propuesto la existencia de fallas normales de bajo ángulo activas (e.g. Doser, 1987; Jackson, 1987; Bernard et al., 1997; Axen et al., 1999; Fletcher y Spelz, 2009; Hreinsdóttir y Bennett, 2009; Gessner et al., 2014; Kapp et al., 2015), siendo Norte América la región con mayor evidencia de su actividad (Westaway, 1999; Spelz, 2008).

Un modelo que describe la formación de fallas normales de bajo ángulo, al cual se apegan las características presentes en la falla CDD (i.e. la migración de la deformación, la geometría antilítrica; Fletcher y Spelz, 2009), es el modelo rolling-hinge. Las características estructurales y litológicas de este modelo fueron originalmente descritas por Bartley y colaboradores (1990), quienes indican que, durante la deformación de la corteza baja y media, se adelgaza la corteza superior y se eleva el Moho.

Consecuentemente, el cizallamiento de la falla normal produce rocas miloníticas que son empujadas hacia la superficie, formando un complejo de núcleo metamórfico. La compensación isostática provoca que el bloque de piso se levante en forma de un pliegue antiformal, provocando que segmentos de la falla maestra roten hacia una geometría de bajo ángulo, siendo posteriormente abandonados, provocando la migración de la deformación en dirección al transporte tectónico, en la medida en que nuevas fallas de alto ángulo se forman en el bloque de techo (Buck, 1988; Wernicke y Axen, 1988; Axen y Bartley, 1997).

Se cree que la falla CDD presenta un ángulo somero y constante por debajo de la superficie (Spelz, 2008) con una geometría antilítrica, que presenta un echado que se vuelve más alto con la profundidad y la distancia del frente de montaña y que, los escarpes cuaternarios, asociados a ella, representan la migración de la deformación por el hecho de no coincidir en su totalidad con la traza de la falla CDD, si no que tienden a migrar en dirección a la cuenca Laguna Salada (Fletcher y Spelz, 2009).

1.4 Hipótesis

Aunque las fallas normales de bajo ángulo son sub-óptimamente orientadas y los sismos asociados a ellas son muy escasos, se propone que el comportamiento sísmico de la falla CCD es similar al de una falla óptimamente orientada, en términos de sus características claves tales como: longitud de la ruptura superficial, magnitud de desplazamiento e intervalos de recurrencia.

1.5 Objetivos

1.5.1 General

Determinar el comportamiento sismogénico de la falla CDD.

1.5.2 Particulares

- Llevar a cabo una cobertura fotográfica digital de alta resolución a lo largo del segmento sur de la falla CDD, en el frente occidental de la Sierra El Mayor.
- Clasificar y datar relativamente las superficies de los abanicos aluviales del Cuaternario formados por los sistemas de drenaje de la Sierra El Mayor, en su margen occidental.
- Identificar y clasificar escarpes relacionados a la falla CDD.
- Formalizar una base de datos en un Sistema de Información Geográfica (SIG) que presente las características geomorfológicas de las superficies de los abanicos aluviales y los escarpes vinculados a la falla CDD.
- Determinar distribución, relación y edad relativa de las rupturas superficiales.
- Establecer intervalos de recurrencia de eventos sísmicos en el dominio sur de la falla CDD.

1.6 Marco geotectónico

1.6.1 Evolución tectónica de la península de Baja California

Durante el Terciario temprano, un proceso de subducción al oeste de Norte América, debido a la convergencia de la Placa Farallón, generó conjunciones triples en los puntos de contacto de ésta con las Placas Pacífico y Norte América, llamados Mendocino y Rivera, que migraron al noroeste y sureste, respectivamente, en la medida en que la subducción avanzaba (Fig. 2; Atwater, 1970).

Hace ~ 32 Ma, gran parte de la placa fue subducida (Atwater 1970), generando actividad magmática en México, desde el Jurásico hasta el Mioceno tardío y, durante el Cretácico, el emplazamiento del batolito que hoy constituye las Sierras Juárez y San Pedro Mártir (Brown, 1978; Gastil et al., 1979; Siem, 1992). Durante el Cenozoico medio y temprano, el ángulo de subducción se volvió más somero, ocasionando la migración de la actividad magmática que generó el volcanismo en la Provincia de Sierras y

Cuencas de México y en la Sierra Madre Occidental (Gastil et al., 1979). Se estima que hace ~ 23 Ma, durante el Terciario tardío, el aumento del ángulo de subducción propició la migración del arco volcánico con dirección al oeste, situándose en la actual margen oriental de la península de Baja California (Hausback, 1984).

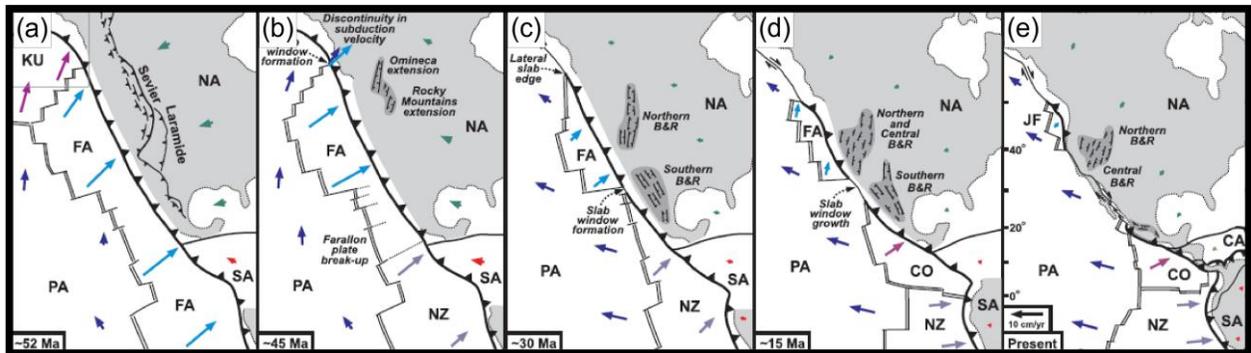


Figura 2. Evolución tectónica de la margen oeste de Norte América y proceso de apertura del Golfo de California. (a) En el Terciario temprano la placa Farallón presentaba un proceso de subducción, bajo la placa Norte América, (b) dividiéndola en dos placas: Farallón y Nazca y (c) generando puntos de conjunción triple al norte (Mendocino) y sur (Rivera) del remanente de la placa Farallón. (d) El punto de conjunción triple Rivera continuó su migración hacia el sur hasta que la placa Farallón fue totalmente subducida, (e) generando la transferencia de la península de Baja California, de la placa de Norte América a la placa Pacífico, y estableciendo el actual límite de placas. Abreviaciones de placas tectónicas: CA = Caribe; CO = Cocos; FA = Farallón; JF = Juan de Fuca; KU = Kula; NA = Norte América, NZ = Nazca; PA = Pacífico; SA = Sud América (Modificada de Schellart et al., 2010).

Durante el Mioceno, hace ~ 12.5 Ma, se inició la extensión litosférica y la consecuente formación del Golfo de California, proceso tradicionalmente descrito en dos fases (Fig. 2; Spencer y Normark, 1979; Stock y Hodges, 1989). En la primera fase, el proceso de subducción de la placa Farallón, que se extiende hasta el Mioceno, y la migración hacia el sur del punto de conjunción triple Rivera, preceden al fallamiento transformante lateral-derecho, generado por la formación de un sistema conocido como San Benito–Tosco–Abreojos, considerado como la frontera transformante inicial entre las placas Pacífico y Norteamérica (Atwater y Molnar, 1973; Gastil et al., 1975; Spencer y Normark, 1979; Hausback, 1984; Stock y Hodges, 1989; Atwater y Stock, 1998). La segunda fase, describe el proceso en el que, bajo un régimen transtensional, el límite de placas migró hacia el este, hace ~ 4.5 Ma, transfiriendo en su totalidad a la península de Baja California de la placa de Norte América hacia la placa Pacífico, estableciendo la actual configuración tectónica del Golfo de California y la margen Pacífico de la península de Baja California como

una región de acomodamiento de placas relativamente pasiva (Larson, 1972; DeMets, 1995; Ledesma-Vázquez et al., 2009). De acuerdo con Lonsdale (1989), el movimiento oblicuo de la nueva zona de cizalla, generó largos sistemas de fallas transformantes escalonados, paralelos al movimiento relativo de las placas.

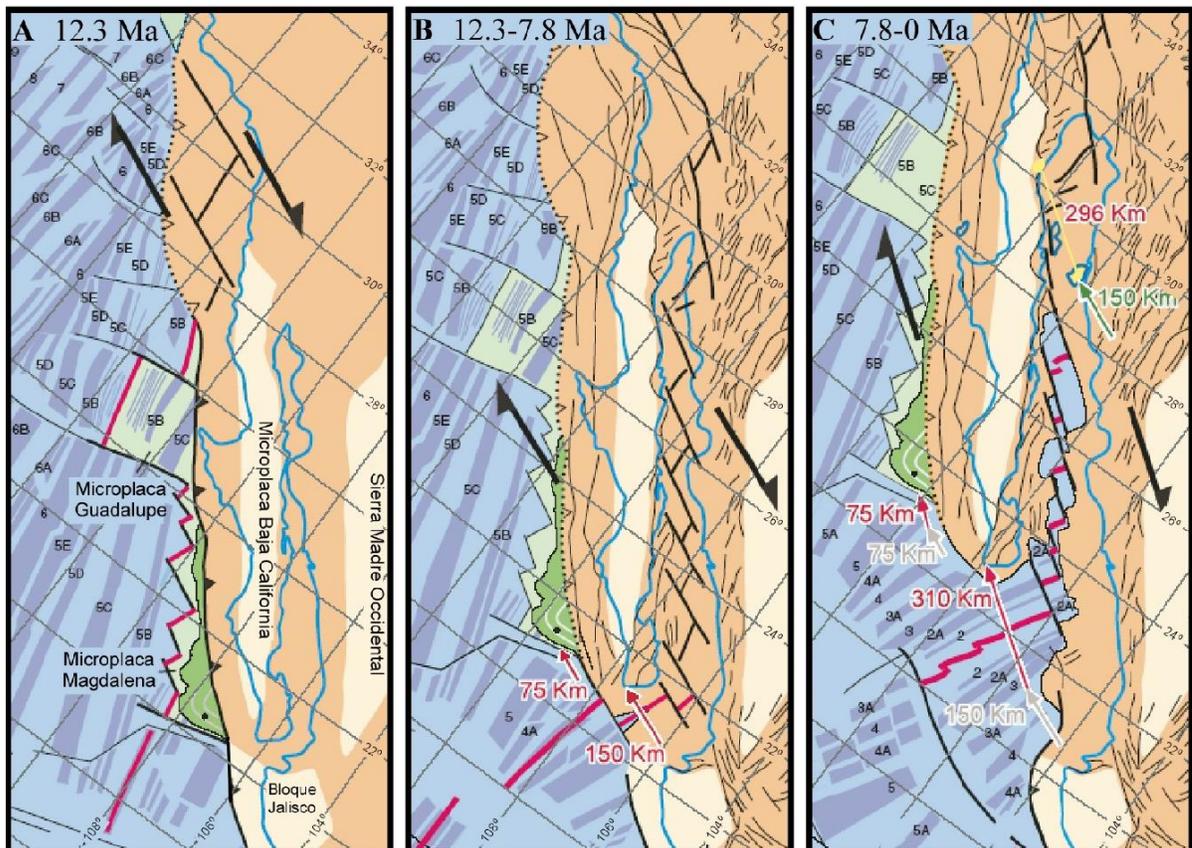


Figura 3. Modelo de una sola fase para la cizalla de la microplaca Baja California. (A) Representación de las fallas activas en la margen oeste de Baja California (en rosa) previo a su abandono. (B) Entre 12.3 y 7.8 Ma, se formó un nuevo sistema de dispersión oceánica (en rosa), a partir de la acumulación de 75 y 150 km de cizalla transtensional de la microplaca Magdalena y la provincia extensional del Golfo de California, respectivamente. (C) De 7.8 Ma hasta la actualidad, se han acumulado 310 km de cizalla transtensional a través de la microplaca Magdalena y la provincia extensional del golfo de California, y se ha formado un nuevo sistema de dispersión oceánica (en rosa) en echelon, con la misma orientación de las fallas abandonadas al oeste de Baja California. El modelo sugiere que la tasa de deslizamiento ha disminuido gradualmente (Tomada de Fletcher et al., 2007).

Se estima que, durante la extensión ortogonal de la primera fase de apertura del golfo de California, ~ 325 km de desplazamiento producido por el cizallamiento lateral–derecho fue acomodado a

lo largo de fallas en la margen Pacífico de Baja California, hasta que éstas se volvieron inactivas, dando lugar al régimen moderno de cizallamiento transtensional, hace ~ 6 Ma, acomodando ~ 345 km de cizalla, en el actual límite de placas en el Golfo de California. Sin embargo, Fletcher et al., (2007) examinó el origen de zircones detríticos provenientes de un abanico submarino (i.e. Magdalena) depositado hace 14.5–13 Ma sobre la corteza oceánica de la microplaca homónima, truncada por el sistema de falla Tosco–Abrejos, al sur de Baja California, determinando que el acomodamiento a lo largo de dicha falla es de < 150 km, cantidad mucho menor a la predicha por el modelo de dos fases.

Debido a ésta discrepancia, Fletcher y colaboradores (2007) propusieron un modelo de formación del Golfo de California en una sola fase (Fig. 3), en el que se infiere que las fallas al oeste de Baja California acomodaron sólo una pequeña parte del deslizamiento entre las placas Pacífico y Norte América desde su formación (hace ~ 12.3 Ma), cuya tasa ha sufrido una reducción gradual hasta alcanzar su valor actual de 4–5 mm/año, representando sólo un 10 % de la tasa total de deslizamiento. Por ello, el modelo propone que, desde un inicio (i.e. ~ 12.3 Ma) y hasta hace 7.8 Ma, la deformación en la frontera de las placas Pacífico y Norteamérica, fue acomodada por la extensión y el cizallamiento lateral–derecho, que forman el régimen transtensional, acomodando 150 km en el Golfo de California y 75 km en la margen Pacífico de Baja California. De 7.8 Ma a la fecha, el modelo sugiere la acumulación de 310 km y 75 km, respectivamente, originando nuevos centros de dispersión oceánica en echelon, al sur de la provincia extensional del Golfo de California, orientados de la misma forma que aquellos centros de dispersión abandonados a raíz del cese del proceso de subducción.

El suelo marino del Golfo de California es ahora parte de una depresión estructural (Lonsdale, 1989) y, junto al sistema de falla de San Andrés, se utiliza para señalar el límite entre las placas Pacífico y Norte América.

1.6.2 Marco tectónico regional

La región de Baja California está dominada por el movimiento lateral–derecho entre las placas Pacífico y Norte América, regido por el sistema San Andrés–Golfo de California, que presenta fallas que pueden producir sismos de $M_w \geq 7$ (Frez y González, 1989). Los principales sistemas de fallas que afectan la región (Fig. 1), cuya formación se estima que ocurrió durante el Plioceno y Cuaternario, en el norte de la península, se describen a continuación.

Sistema Cerro Prieto–Imperial. Este sistema se compone por las fallas Cerro Prieto e Imperial, localizadas en el extremo noreste de Baja California, tiene una geometría en echelon y representa el enlace entre los sistemas San Andrés y Golfo de California y el límite de las placas Pacífico y Norteamérica, en el valle de Mexicali. Se desplazan a una velocidad promedio de 50 y 47 mm/año, respectivamente, y se les considera como las fallas con mayor actividad sísmica, habiendo presentado, ambas, eventos de $M_L \geq 6$ (Frez y González, 1991; Suárez et al., 1991; Doser, 1994; Suárez, 1999).

Sistema Laguna Salada–Cañada David. El sistema Laguna Salada, localizada al oeste del sistema Cerro Prieto–Imperial, se compone de la falla Laguna Salada, de ~ 57 km de longitud, a la que se le atribuye el levantamiento de la Sierra Cucapá, y del proceso de subsidencia de la cuenca Laguna Salada, estructuras de las cuales representa el límite. Se compone, además, de las fallas Cañón Rojo y Chupamirtos, al oeste, y Cucapá, Pescaderos y Borrego, al este. Se estima que la velocidad de desplazamiento actual de la falla Laguna Salada es de 0.5 mm/año (Axen et al., 1999). Al sur, la falla de bajo ángulo, Cañada David, se extiende por ~ 55 –60 km, con un deslizamiento de 1–1.6 mm/año (Axen et al., 2000), representando el límite entre la Sierra El Mayor y la cuenca Laguna Salada, y se le atribuye el levantamiento y subsidencia de ambas estructuras, respectivamente. Al sistema Laguna Salada–Cañada David se asocian los sismos históricos de 1892 ($M_w > 7.2$) y de 1934 ($M_L = 6.5$; Frez y González, 1991; Mueller y Rockwell, 1991, 1995; Spelz, 2008; Rockwell et al., 2015; Villaverde, 2017) y el sismo más reciente, de $M_w = 7.2$ ocurrido en 2010 (Fletcher et al., 2014).

Sistema Sierra Juárez–Sierra San Pedro Mártir. Este sistema se conoce como el escarpe principal del Golfo (Gastil et al., 1975) y se compone por la falla San Pedro Mártir, al sur, y la zona de falla de Sierra Juárez, al norte, segmentos donde alcanza 2.5 km y 1.7 km de relieve, respectivamente (Díaz–Torres et al., 2012). Ambos segmentos están regidos por diferentes mecanismos tetónico–estructurales debido a que se cree que el escarpe de San Pedro Mártir se formó en el bloque de piso de las fallas normales que conforman la zona de fallamiento de la sierra homónima (Stock y Hodges, 1989), cuyo deslizamiento máximo se encuentra en la porción central del segmento, mientras que el segmento de Sierra Juárez se formó en el bloque de techo de las fallas Laguna Salada y Cañada David (Díaz–Torres, 2012).

Sistema Transpeninsular. Este sistema se compone de cuatro fallas principales (i.e. Agua Blanca, San Miguel, Vallecitos y Tres Hermanos) y se considera como el límite noroeste de la provincia extensional del Golfo. La falla Agua Blanca se extiende por ~ 22 km, desde El Paso de San Matías hasta la Bahía de Todos Santos, se considera como la falla activa más antigua al norte de Baja California (i.e. se estima que su formación tuvo lugar en el Mesozoico tardío), con un periodo de recurrencia de 100 años para sismos

de $M = 6.1 - 7$ y un desplazamiento de 3–6 mm/año (Dixon et al., 2002). A la falla San Miguel–Vallecitos, cuya actividad se cree que inició en el Mioceno medio, se le atribuye una velocidad de desplazamiento de 0.1–3 mm/año. Además, se le asocian diversos sismos de $M_L > 6$, siendo los últimos, dos ocurridos en 1954 ($M_L = 6$ y 6.3) y tres en 1956 (M_L entre 6.3 y 6.8), logrando generar rupturas de hasta 20 km, por lo que se le considera como una de las fallas más activas de la región (Gastil et al., 1975; Frez y González, 1991; Suárez et al., 1991; Hirabayashi et al., 1996; Dixon et al., 2002). Debido a su cercanía, la Falla Tres Hermanos se considera parte del sistema San Miguel–Vallecitos (Suárez et al., 1991) y, si bien presenta escarpes y manantiales de aguas termales, no ha sido estudiada a detalle y su velocidad de desplazamiento es desconocida (Cruz–Castillo, 2002).

1.6.3 Falla Cañada David Detachment

La falla Cañada David Detachment o CDD, controla la actividad tectónica de la Sierra El Mayor, desde hace ~ 12 Ma, y representa el límite entre ésta y la margen sureste de la cuenca Laguna Salada (Axen et al., 2000; Fletcher y Spelz, 2009). Fue documentada por primera vez por Siem y Gastil (1994) y, posteriormente, por Axen y Fletcher (1998b), determinando que se trata de una falla normal de bajo ángulo que ha logrado acomodar ~ 14 km de desplazamiento extensional, y que se extiende por ~ 55 –60 km a lo largo de la margen oriental de la cuenca Laguna Salada con un buzamiento de entre 20° y 29° (Axen et al., 1999; Fletcher y Spelz, 2009). La falla se presenta como una característica capa color negro, con un grosor promedio de 0.5–1 m, que se conforma de microbreccia cataclásticamente deformada y progresivamente triturada por fracturas de ángulo bajo (Siem, 1992) y yuxtapone estratos sedimentarios del Mioceno–Pleistoceno junto al basamento cristalino del Mesozoico, principal componente de la Sierra El Mayor (Axen et al., 2000).

Limita al norte con la falla de alto ángulo, Laguna Salada, ambas asociadas al desarrollo de escarpes de falla del cuaternario a lo largo de la margen occidental de la cuenca Laguna Salada (Fig. 4; Spelz et al., 2008) y termina al sur en la margen de la cuenca de relleno sedimentario, transición que se piensa que debe estar controlada por un sistema de fallas subsuperficiales que no han sido documentadas (Fletcher y Spelz, 2009).

La falla CDD tiene una forma curvilínea que contiene dos pares prominentes de megamulliones, antiformes y sinformes (Fig. 4), geometría común en los fallamientos tipo detachment (Fletcher y Spelz,

2009). Los escarpes de falla del Cuaternario, presentes en la margen oriental de la cuenca Laguna Salada, se han asociado a fallas que se relacionan sub–superficialmente a la falla CDD (Axen et al., 1999). En los dominios antiformes, los escarpes se encuentran cerca del frente de montaña (< 100 m), conteniendo numerosos escarpes antitéticos, mientras que los dominios sinformes se encuentran retirados del frente de montaña (3.5–10 km) y contienen más escarpes sintéticos (Fletcher y Spelz, 2009). De acuerdo con Fletcher y Spelz (2009), el comportamiento de los escarpes representa una disminución sistemática de la deformación en función de su distancia con la falla CDD que podía presentar una geometría antilítrica cercana a la superficie, adquiriendo un ángulo alto, entre los 5–10 km del frente de montaña.

1.7 Área de estudio

El segmento sur de la falla CDD abarca los mulliones sinforme y antiforme sur de la Sierra El Mayor (Fig. 4), así como todas las secuencias de superficies aluviales que se extienden desde el pie de montaña hasta la margen oriental de la cuenca Laguna Salada y que presentan escarpes de falla asociados a la falla maestra.

1.7.1 Cuenca Laguna Salada

La cuenca Laguna Salada se ubica al noroeste de Baja California, al sur de la frontera México–Estados Unidos, y a ~ 25 km al oeste de Mexicali (Fig. 4). Su altura promedio se encuentra bajo el nivel del mar y, debido a su cercanía con la zona de cizalla de las Placas Pacífico y Norte América, presenta una significativa actividad sísmica (Spelz et al., 2008; Fletcher y Spelz, 2009). Con ~ 20 km de ancho y ~ 100 km de largo, en dirección N–NO (Stock et al., 1996), está delimitada por sistemas montañosos escarpados: al O, Sierra Juárez, al NE, Sierra Cucapá y al SE, la Sierra El Mayor; al S, colinda con el delta del Río Colorado. Estas dos últimas sierras, con una extensión de 85 km (Mueller y Rockwell, 1995), limitan la margen oriental de la cuenca Laguna Salada.

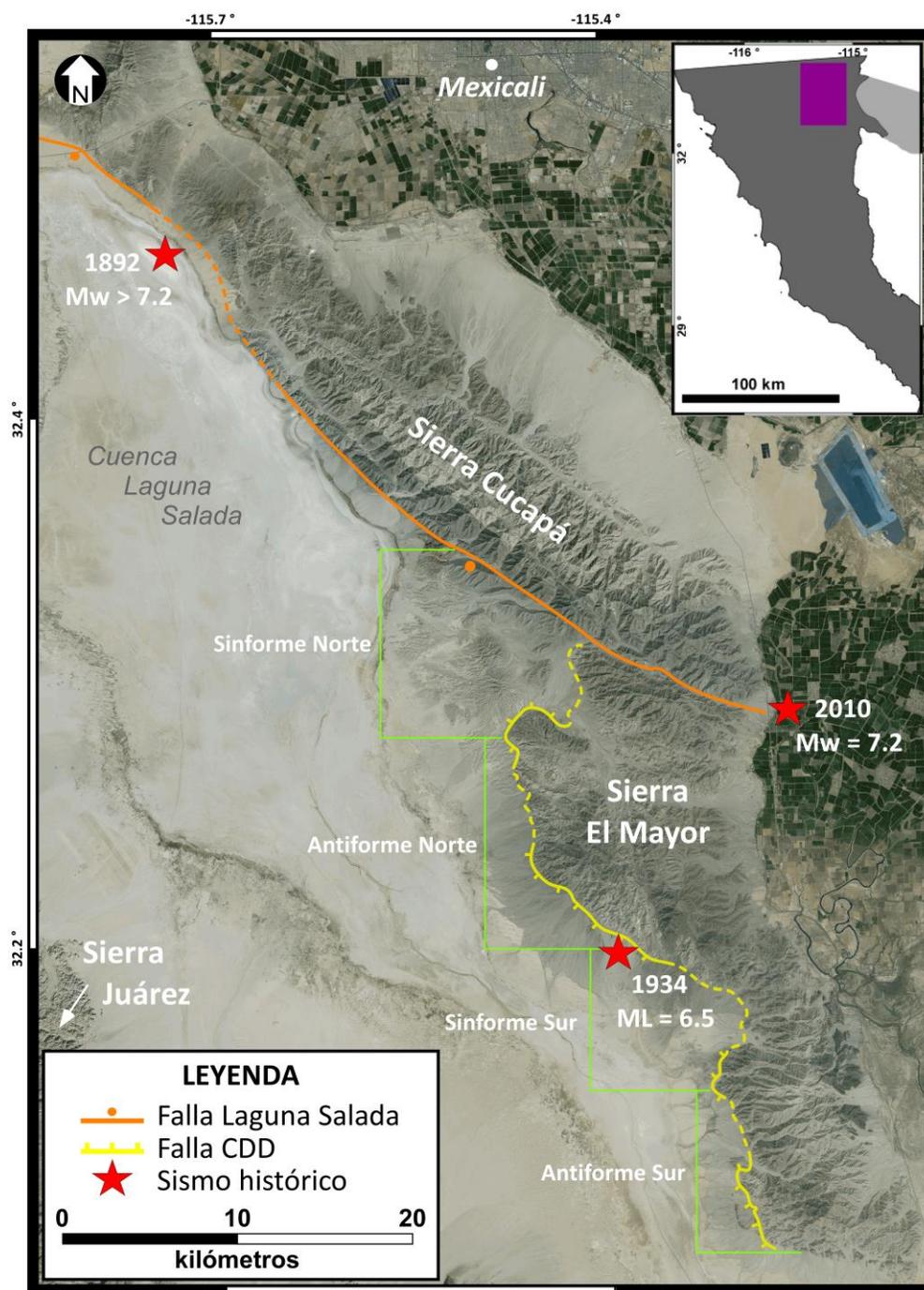


Figura 4. Imagen satelital del área de estudio. La cuenca Laguna Salada se encuentra a ~ 25 km al oeste del principal centro urbano del municipio de Mexicali. La falla CDD se extiende por ~ 55–60 km a lo largo del flanco occidental de la Sierra El Mayor. Converge al norte con la falla de alto ángulo, Laguna Salada, que domina el flanco occidental de la Sierra Cucapá. La falla CDD describe una traza curvilínea que forma cuatro megamulliones, dos sinformes y dos antiformes. El área de estudio del presente trabajo abarca los megamulliones sinforme y antiforme sur. Con estrellas rojas se presentan los epicentros de los tres principales sismos históricos relacionados a la falla CDD (Mueller y Rockwell, 1995; Leeds, 1979; Fletcher et al., 2014; Villaverde, 2017).

La cuenca solía ser un lago somero, alimentado por el Río Colorado como consecuencia del deshielo y las lluvias anuales en la meseta del Colorado y las Montañas Rocosas, pero, a raíz de la construcción de la presa Hoover, en 1936, la cuenca se volvió un lecho lacustre árido, lo que explica su composición de sedimentos de grano fino provenientes del río Colorado y clastos de grano grueso, provenientes de las Sierras Juárez, Cucapá y El Mayor (Contreras et al., 2005).

1.7.2 Sierra El Mayor

La Sierra El Mayor se localiza al noroeste de Baja California y, junto a la Sierra Cucapá, forman una cadena montañosa, cuyo pico más alto alcanza los $\sim 1,000$ m de elevación (Fletcher y Spelz, 2009), que representa el límite geográfico entre la cuenca Laguna Salada y el valle de Mexicali. Se estima que la mayor parte del proceso de levantamiento de la Sierra ocurrió durante el Cuaternario (Mueller, 1984) y que éste se encuentra estrechamente ligado a la actividad de la falla CDD, la cual inició hace ~ 12 Ma (Axen et al., 2000). Se compone principalmente de basamento cristalino del Mesozoico (Siem, 1992).

Mediante una reconstrucción palinspástica a lo largo del sistema de falla San Andrés y la provincia extensional del Golfo, se ha inferido que la Sierra El Mayor se encontraba al oeste de Sonora durante el Cretácico tardío y el Cenozoico temprano, momento en que la actividad volcánica y la deformación estilo Laramide migraron en dirección al este (Siem, 1992). La Sierra se encontraba entonces rodeada por el batolito, al oeste y la Sierra Madre Oriental, al este, presentando un regreso hacia el oeste, durante el Cenozoico medio, propiciado por el cambio en la dirección de la migración del arco volcánico y la tectónica extensional que se cree ocurrió como respuesta a un ajuste del bloque de subducción (Dickinson y Seely, 1979, citado en Siem, 1992).

Si bien la mayor parte de la actividad sísmica y el cizallamiento ocurren al este de la Sierra, donde se encuentra el límite de placas, las principales fallas activas se distribuyen a lo largo de su margen occidental, donde forman un límite estructural que contrasta fuertemente la formación montañosa y la cuenca Laguna Salada, bajo el nivel del mar (Fletcher y Spelz, 2009).

1.7.3 Litología

Tradicionalmente, las unidades litológicas presentes en el área de estudio, se han clasificado con base en el inicio de la actividad de la falla CDD, hace ~ 12 Ma (Axen et al., 2000), por lo que se dividen en unidades pre-tectónicas y unidades sin-tectónicas (Axen y Fletcher, 1998b; Spelz, 2008).

Unidades pre-tectónicas. Este grupo incluye el basamento cristalino del Mesozoico y las rocas volcánicas del Terciario medio-tardío (Spelz, 2008). El basamento cristalino del Mesozoico se compone de rocas metamórficas prebatolíticas, intrusionadas por rocas plutónicas, que fueron dispuestas como parte del arco volcánico, durante el Cretácico, y que han sido cubiertas o intrusionadas por flujos y diques volcánicos del Mioceno (Barnard, 1968; Spelz; 2008). Si bien las rocas volcánicas del Terciario medio-tardío se encuentran únicamente al norte de la Sierra Cucapá, en la Sierra El Mayor, es posible encontrar diques basalto-andesíticos que suelen rellenar fracturas preexistentes a lo largo del basamento cristalino anterior al Cenozoico (Spelz, 2008).

Unidades sin-tectónicas. Este grupo está conformado por unidades sedimentarias (i.e. formación Imperial, formación Palm Spring, depósitos conglomeráticos del Plio-Pleistoceno y depósitos conglomeráticos jóvenes, cuya formación se relaciona con el inicio de la actividad de la falla CDD y el relleno de la cuenca Laguna Salada (Spelz, 2008). La formación Imperial se compone básicamente de depósitos marinos superficiales que datan del Plioceno temprano, cuando las aguas del Golfo de California alcanzaron la cuenca y suelen presentar distintas facies de formación: conglomerática, de grano fino y megabrecha (Isaac, 1987). La formación Palm Spring se compone de areniscas finas pobremente cementadas de origen deltáico que representan la intrusión del delta del Río Colorado (lo que le confiere una tonalidad roja característica) sobre la formación Imperial (Isaac, 1987; Vazquez-Hernández, 1996; Axen et al., 1998b). Cuando el contacto entre ambas unidades no es gradacional, sino que presenta una discordancia angular, se infiere actividad tectónica sinsedimentaria (Spelz, 2008). Los depósitos conglomeráticos del Plio-Pleistoceno se superponen a la discordancia angular de la formación Palm Spring, compuestos de clastos tonalíticos que alcanzan los 600 m (Martín-Barajas et al., 2001). Los depósitos conglomeráticos jóvenes son depósitos formados por sedimentos provenientes de las Sierras Cucapá y El Mayor y por abanicos aluviales del Cuaternario (Siem y Gastil, 1994; Spelz, 2002).

1.7.4 Climatología

El clima actual de la región Laguna Salada se considera como extremadamente árido, con una precipitación media anual (Pma) de 54.9–127.4 mm y una temperatura media anual (Tma) de 22.1–24.4 °C (Spelz, 2008). De acuerdo con Spelz (2008), la Sierra Juárez, localizada en la margen occidental de la cuenca Laguna Salada, puede jugar un papel importante en el clima de la región, al propiciar un efecto sombra que impide el paso de la humedad proveniente del Océano Pacífico durante el invierno, que es cuando la cuenca recibe el 56% de su precipitación anual.

Otros factores que pueden disminuir la tasa de precipitación en la cuenca pueden ser su elevación, que se encuentra por debajo del nivel del mar, el confinamiento entre los sistemas montañosos, y las altas temperaturas de verano (Spelz, 2008). Debido a estos factores climáticos, la cuenca suele ser un lecho lacustre seco que, ocasionalmente, en años donde la humedad es relativamente mayor, puede presentar inundaciones temporales (Hinojosa et al., 2001; Spelz, 2008).

Las líneas de playa más elevadas de la cuenca alcanzan los 6 m e, históricamente, los niveles más altos se presentaron en los años 1980-1986 y 1994, debido a la influencia del fenómeno climatológico “El Niño”, además, la liberación de agua excedente en las presas del Río Colorado inundaron el delta y generaron un flujo de agua hacia el interior de la cuenca, desde el sur (Hinojosa et al., 2004), por lo que se piensa que las inundaciones pudieron haber sido más frecuentes antes de la construcción de la presa Hoover, en 1936 (Spelz, 2008).

Capítulo 2. Metodología

El presente trabajo se basa en el análisis de imágenes aéreas de gran y pequeño formato. El proceso de recolección de la información en campo y procesamiento de los datos, para su posterior interpretación, se llevó a cabo mediante las técnicas descritas a continuación.

2.1 Cartografía de abanicos aluviales y escarpes de falla

A partir del estudio morfológico de escarpes de falla y su relación con los patrones de sedimentación aluvial, el intemperismo y el desarrollo del suelo es posible definir el historial de deslizamiento de fallas activas del Cuaternario tardío (Mueller y Rockwell, 1995). La cartografía geomorfológica y el análisis de perfiles de suelo permite reconocer las características topográficas necesarias para establecer periodos de recurrencia y sentido de deslizamiento en rupturas superficiales (Mueller y Rockwell, 1995).

La elaboración de éste tipo de cartografía requiere del análisis de fotografías aéreas, herramienta que permite observar y estudiar la realidad de forma objetiva (Lozano y Sánchez, 1997). Las fotografías son recolectadas mediante vuelos fotogramétricos, formando mosaicos traslapados que permiten una visualización tridimensional mediante el uso de la visión estereoscópica artificial.

Diversos estudios han cartografiado y clasificado los tipos de superficies aluviales del Cuaternario a lo largo de distintas áreas localizadas en la margen oriental de la cuenca Laguna Salada, así como las secuencias de escarpes asociados a la actividad de fallas de alto y bajo ángulo que dominan las sierras Cucapá y El Mayor, respectivamente (e.g. Mueller y Rockwell, 1991; Mueller y Rockwell, 1995; Axen et al, 1999; Spelz, 2008).

La cartografía de los elementos geomorfológicos en el segmento sur de la falla CDD se realizó con la finalidad de determinar los límites de las distintas superficies aluviales y de los escarpes y paleoescarpes que los intersectan. Una vez identificados dichos rasgos, fue posible asignarles una edad relativa con base en técnicas y características descritas previamente por Mueller y Rockwell (1995) y Spelz (2008). La

datación relativa de los escarpes de falla permitió identificar patrones de recurrencia de eventualidades sísmicas en el área.

La metodología utilizada para este estudio se basa en técnicas fotogramétricas tradicionales y modernas, mediante las cuales se generaron mapas geomorfológicos y modelos tridimensionales.

2.1.1 Fotogrametría aérea

Se conoce como fotogrametría al conjunto de técnicas utilizadas para generar información métrica y morfológica exacta de un medio físico, a partir de la intersección de dos, o más, imágenes fotográficas. En un vuelo fotogramétrico, la cámara realiza tomas fotográficas siguiendo una trayectoria recta sobre el terreno cada determinado tiempo, permitiendo un traslape longitudinal entre cada fotografía consecutiva. Las trayectorias adyacentes, que han sido recorridas en sentido contrario, también deben presentar un traslape transversal (Fig. 5). La finalidad de dicho traslape es la obtención de un modelo que represente los atributos del terreno en tres dimensiones.

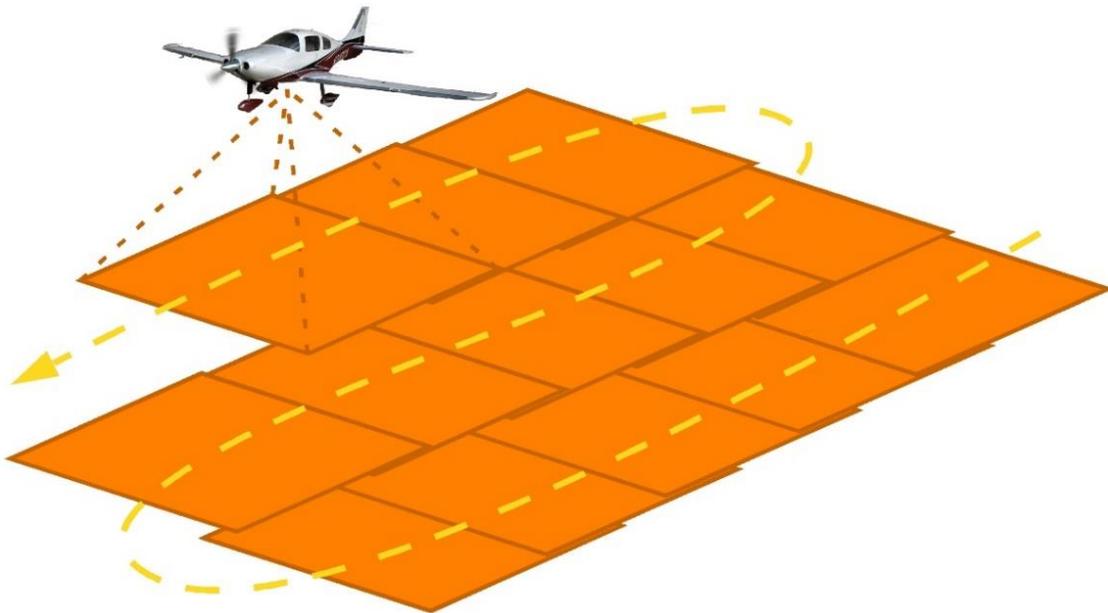


Figura 5. Vuelo fotogramétrico. Las imágenes recolectadas en un vuelo fotogramétrico deben presentar un traslape longitudinal y transversal con el fin de obtener la información que permita crear un modelo que represente los atributos del terreno en tres dimensiones. Dicho traslape se consigue mediante el vuelo en líneas paralelas sobre el área de interés. Cada imagen tendrá información de un mismo punto en el terreno desde distintas perspectivas. Entre mayor traslape, mayor confiabilidad y calidad del resultado. Ver el texto para mayor información.

Para la fotogrametría del presente estudio, se utilizaron modelos tridimensionales de dos tipos de fotografías aéreas: (1) las fotografías aéreas de gran formato, obtenidas previo al presente estudio, mediante un vuelo en avioneta y analizadas en el estereoscopio, y (2) las fotografías de pequeño formato, obtenidas mediante un Vehículo Aéreo No Tripulado (VANT) o dron, procesadas y analizadas mediante diversos softwares.

2.1.2 Fotografías de gran formato

Spelz y Fletcher (2000, sin publicar) realizaron una primera etapa de clasificación de las unidades geológicas, a nivel regional, a lo largo de la falla CDD. Para ello, se utilizaron imágenes aéreas de gran formato, tomadas por INEGI en 1972, con una escala original de 1: 30,000 e impresas a color con una amplificación 4X, a una escala 1: 7,000.

En el presente estudio, dichas imágenes fueron analizadas mediante un estereoscopio, para realizar una primera caracterización geomorfológica del segmento sur de la falla CDD. Los resultados de la observación de las imágenes de gran formato fueron digitalizados mediante el software Canvas 15, con ayuda de imágenes satelitales provenientes de Google Earth, con resolución de 1 m por pixel.

Sin embargo, el área fotografiada no cubre en su totalidad el segmento sur de la falla CDD y la escasa resolución de dichas imágenes no permite profundizar en el análisis y la clasificación de las estructuras.

2.1.2.1 Estereoscopía tradicional

La técnica de fotografía estereoscópica tradicional consiste en la visualización de imágenes en tercera dimensión, a partir de pares de imágenes en dos dimensiones, conocidos como pares estereográficos. Esta técnica se basa en los principios de la visión natural: al observar un objeto, cada ojo capta una imagen desde diferente perspectiva del objeto y, al ser ambas proyecciones centrales, se fusionan en el cerebro formando imágenes tridimensionales. A esto se le conoce como visión estereoscópica natural (Fig. 6).

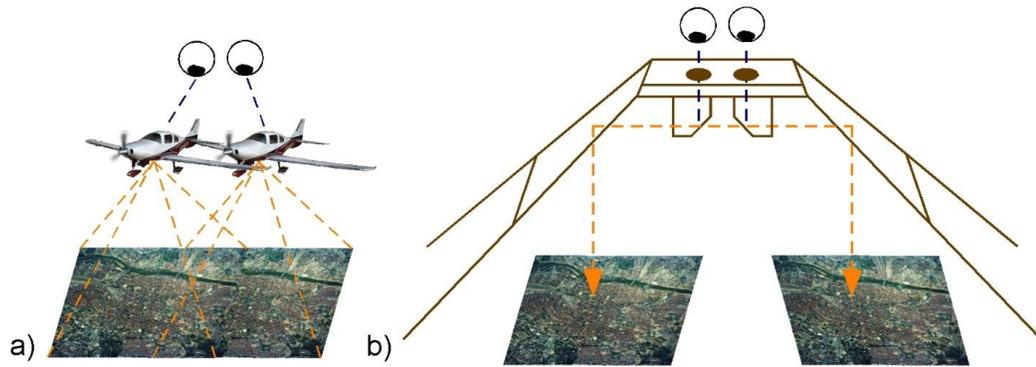


Figura 6. Visión estereoscópica. La visión estereoscópica artificial se basa en la obtención de duplas de imágenes de un mismo objeto desde distintas perspectivas, conocidas como pares estereográficos, de la misma forma en la que lo hacen los ojos en la visión natural (a). El estereoscopio es el instrumento que permite la visualización en tercera dimensión de los pares estereoscópicos (b). Ver texto para mayor información.

Para lograr que el cerebro perciba profundidad a partir de imágenes en dos dimensiones, cada imagen de un par estereográfico debe representar el mismo objeto desde una perspectiva distinta, cuya desviación es similar a la producida por los ojos en la visión natural (Fig. 6).

El análisis de estas imágenes requiere de un estereoscopio, herramienta que cuenta con un visor a partir del cual se observa el reflejo de dos pares de espejos que proyectan un punto homólogo en ambas imágenes, creando una única imagen tridimensional (Fig. 6).

2.1.3 Fotografías de pequeño formato

La utilización de drones, o vehículos aéreos no tripulados (VANT), han tenido gran auge en los últimos tiempos debido a su innovadora y simplista tecnología que ofrece resultados topográficos a partir de las cuales se puede desarrollar cartografía precisa con datos de alta calidad, pasando a sustituir los aparatos de detección y los instrumentos de medición en tercera dimensión convencionales.

La toma de fotografías aéreas de pequeño formato se realizó a lo largo de la margen oriental de la cuenca Laguna Salada, con el dron de ala fija eBee, cubriendo la zona donde se presentan los escarpes asociados a la falla CDD y la mayor parte de las superficies aluviales del Cuaternario correspondientes al segmento sur de dicha falla. Para ello, se realizaron tres campañas de campo, entre febrero y abril de 2016.

Para cubrir el área de estudio, se planearon un total de 17 vuelos, agrupados en cuatro misiones de vuelos programados en el software eMotion 2, a una altura promedio de 500 m y una resolución de 12 cm pp (por pixel). La duración promedio de los vuelos realizados fue de 30 minutos. La velocidad promedio del viento durante los mismos fue de 3.1 m/s. Se cubrió una extensión de 55.58 km² y se tomaron 1781 fotografías aéreas en color natural (Fig. 7), con un traslape lateral de 60 % y longitudinal de 75 %. Las fotografías fueron tomadas entre las 9:00 y las 17:00 horas. El resultado final obtenido a partir de estas imágenes, es una cartografía detallada de superficies aluviales cuaternarias y de escarpes de falla a una escala de 1: 1,000.

Después de los vuelos, en gabinete, mediante el software Flight Data Manager de eMotion 2, se pre-procesaron, geoetiquetaron y organizaron las imágenes obtenidas en los vuelos. Posteriormente, las fotografías geoetiquetadas fueron asimiladas por el software de procesamiento Pix4Dmapper a partir del cual se obtuvieron: (1) ortomosaico, (2) nube de puntos y (3) modelo digital de superficie (MDS). Todos los resultados están proyectados en el sistema de coordenadas geográficas Universal Transversal de Mercator (UTM), huso 11 Norte, con el elipsoide de referencia WGS 84.

La particularidad de los datos obtenidos por el dron eBee, además de la alta resolución de los ortomosaicos, es la generación de una densa nube de puntos mediante la técnica “Estructura a partir del Movimiento” (SfM, por sus siglas en inglés), que se explica en la siguiente sección. Millones de puntos geolocalizados son procesados para generar modelos digitales de la superficie terrestre (MDS) con un alto grado de fidelidad.

Los índices de los ortomosaicos, nubes de puntos y MDS de las cuatro misiones, así como los resultados de la misión 3, obtenidos para este estudio, se encuentran disponibles en el disco compacto adjunto a la presente tesis.

2.1.3.1 Estructura a partir del movimiento (SfM)

La Estructura a partir del Movimiento, o Structure from Motion (SfM), es un método fotogramétrico. Se basa en el principio de la visión estereoscópica artificial, formando estructuras tridimensionales a partir del traslape de imágenes (Westoby, *et al.*, 2012).

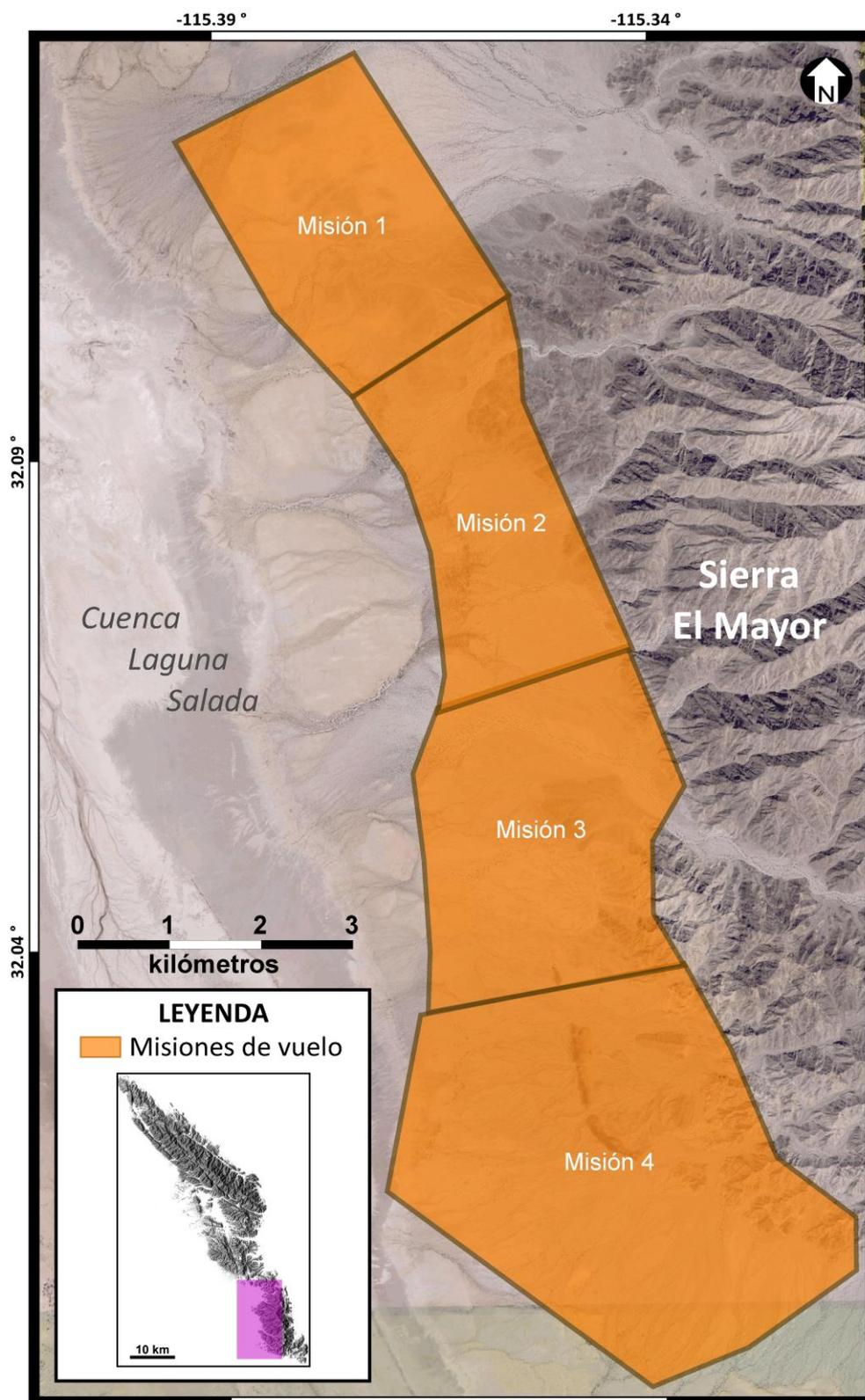


Figura 7. Área de las misiones de vuelo programadas para el dron eBee. Mediante 17 vuelos, divididos en cuatro misiones (superficies anaranjadas), se obtuvieron 1781 imágenes de alta resolución sobre un área de 55.58 km² que representa la zona de escarpes cósmicos relacionada a la falla CDD y la mayor parte de las superficies aluviales del Cuaternario, en el segmento sur de la Sierra El Mayor.

Mediante esta técnica es posible generar nubes de puntos de alta resolución, que representan el objeto o región de interés, con posiciones conocidas en tres dimensiones, mediante un proceso en el que encuentra y relaciona características comunes entre imágenes para establecer parámetros de orientación (Fig. 8; Micheletti et al., 2015).

La fotogrametría de SfM, representa una herramienta útil para estudios geomorfológicos debido a que permite la observación y caracterización en alta resolución, con una fidelidad altamente confiable, de estructuras geomorfológicas, representadas en tercera dimensión.

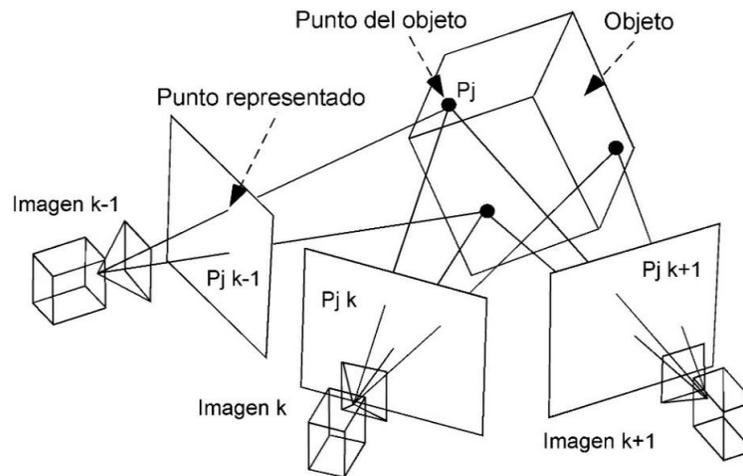


Figura 8. Structure from Motion. Es una técnica fotogramétrica que permite generar reconstrucciones tridimensionales mediante nubes de puntos. Las coordenadas X, Y y Z de cada punto del objeto de estudio son obtenidas mediante la toma de fotografías desde distintas perspectivas. Cada fotografía contiene la información de cierto número de puntos, cuyos puntos homólogos se encuentran en las fotografías adyacentes, permitiendo generar un modelo tridimensional (modificada de Tiganik, 2016).

2.1.4 Hardware y Software

Drone eBee. VANT de ala fija, de la compañía SenseFly, mediante el cual se obtuvieron las imágenes de pequeño formato de alta resolución. Se trata de un aparato autónomo diseñado como una herramienta de mapeo profesional, con una envergadura de 93 cm, una estructura ligera de 700 gr y un sistema de autopilotaje. Contiene una cámara RGB Sony DSC-WX220 de 18.2 MP.

eMotion 2. Este programa es la estación base para el dron eBee. En él se diseñan los planes de vuelo necesarios para cubrir el área de interés, en función de la resolución requerida, el área total, la

elevación, y la velocidad del viento. Permite monitorear y controlar automática y manualmente la trayectoria del dron.

Pix4Dmapper. Programa que combina las imágenes aéreas de alta resolución para producir mapas en dos y tres dimensiones, generar ortomosaicos, modelos digitales de superficie (DSM) y nubes de puntos.

Global Mapper V15.0. Programa de procesamiento y análisis de datos SIG que ofrece acceso a diversos conjuntos de datos espaciales. Permite el procesamiento de dichos datos y es compatible con una gran diversidad de formatos. A partir de este software se obtuvieron imágenes del área de estudio a nivel regional.

Canvas 15. Software de edición y diseño de imágenes que provee las herramientas necesarias para dibujar sistemáticamente elementos geomorfológicos y cartográficos en una imagen. En él pueden importarse y exportarse imágenes georreferenciadas en una amplia variedad de formatos. Por ello, fue utilizado para cartografiar los límites de las unidades litológicas, superficies aluviales y escarpes, entre otros, a partir del análisis de las imágenes de gran y pequeño formato.

QGIS 2.14.3 Essen. Es un software de código abierto que ofrece herramientas de visualización, gestión, edición y diseño de mapas. Además, permite la visualización y análisis de los Modelos Digitales de Superficie, obtenidos por el dron eBee, a partir de los cuales se generaron mapas de pendientes, sombreado, relieve, perfiles topográficos, etc.

MeshLab. Se trata de un software de código abierto que permite la edición y procesamiento de modelos de superficie en forma de mallas triangulares en tercera dimensión, a partir de nubes de puntos.

2.1.5 Resultados del dron eBee

Las imágenes obtenidas para este estudio, mediante el dron eBee, son las de más alta resolución generadas en el área a la fecha (Fig. 9). Dichas imágenes, con una resolución de 12 cm pp, han permitido identificar nuevos rasgos y patrones geomorfológicos, contactos litológicos y relaciones cortantes específicas entre los arreglos de escarpes y las distintas superficies aluviales.

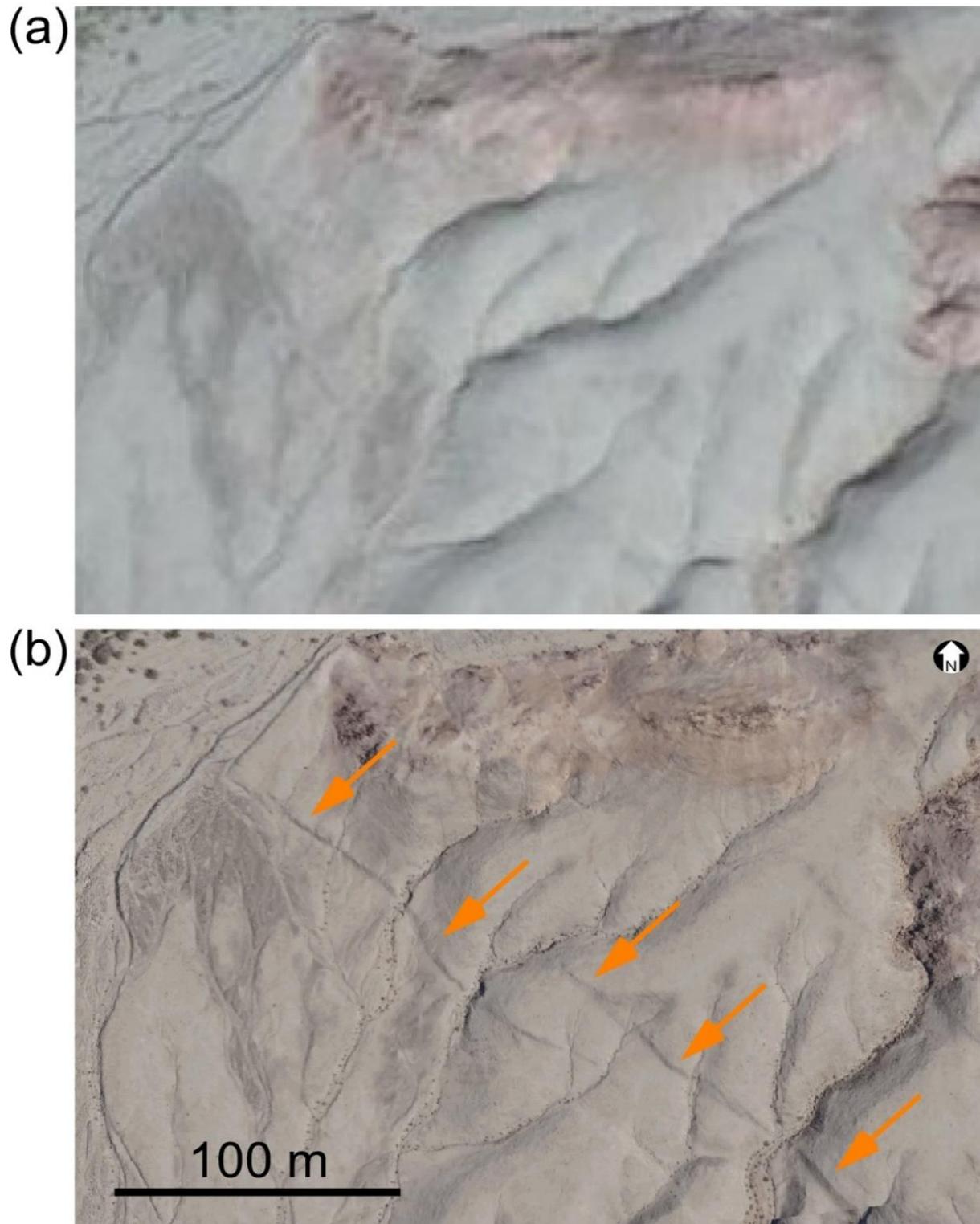


Figura 9. Comparación de imagen satelital y fotografía aérea de alta resolución. (a) Fotografía satelital tomada por Digital Globe, obtenida mediante Google Earth, con 1 m de resolución. (b) Fotografía aérea tomada por el dron eBee, con una resolución de 12 cm por pixel. En la fotografía (b) se observa claramente una secuencia de escarpes (indicada con flechas anaranjadas) que son prácticamente imperceptibles en la imagen (a). Nótese la claridad con la que se aprecian los atributos geomorfológicos en general en la imagen (b), en comparación con la imagen (a).

2.1.5.1 Ortomosaico

Las ortofotos son fotografías aéreas corregidas geoméricamente de manera que la escala entre ellas sea uniforme. Ésta corrección consiste en asociar cada píxel a una coordenada geográfica. Las ortofotos resultantes están libres de errores y distorsiones, y tienen la misma validez que un plano cartográfico, por lo que constituyen una representación exacta de la superficie de la Tierra y pueden ser utilizadas para medir distancias. El proceso de ortorrectificación, mediante el software pix4D, dio un total de 172 ortofotos, a partir de los cuales se generaron cuatro ortomosaicos que fueron finalmente unidos en un único ortomosaico (Fig 10).

2.1.5.2 Nube de puntos

Una nube de puntos consta de millones de puntos individuales, cada uno de los cuales tiene asignadas coordenadas X, Y, Z y un valor RGB. La densidad de la nube de puntos determina la resolución del proyecto: a mayor densidad, mayor resolución.

A partir de la información generada por el dron eBee, se obtuvo una nube con un total de 301 millones de puntos, con una densidad de entre 4.77 y 5.84 puntos por m² y un espaciamento promedio entre puntos de .41 y .46 m (ver datos desglosados por misión en la Tabla 1).

Tabla 1. Datos de la densidad de la nube de puntos por misiones de vuelo del dron de ala fija eBee. Cada área cubierta por una misión es segmentada en tiles de formato LAZ, ésto con la finalidad de volver más manejable la información. Cada punto representa un rasgo identificado en múltiples fotografías. Entre más textura y nitidez presenten dichas fotografías, mayor será el número de puntos en la densificación. Los valores presentados en la tabla son los promedios para cada misión de vuelo.

Misión	Archivos LAZ	Área cubierta (km ²)	Densidad de puntos (m ²)	Espaciamento entre puntos (m)
1	25	19.77	5.84	0.41
2	20	14.47	4.84	0.45
3	19	14.70	4.64	0.46
4	15	9.73	4.77	0.46

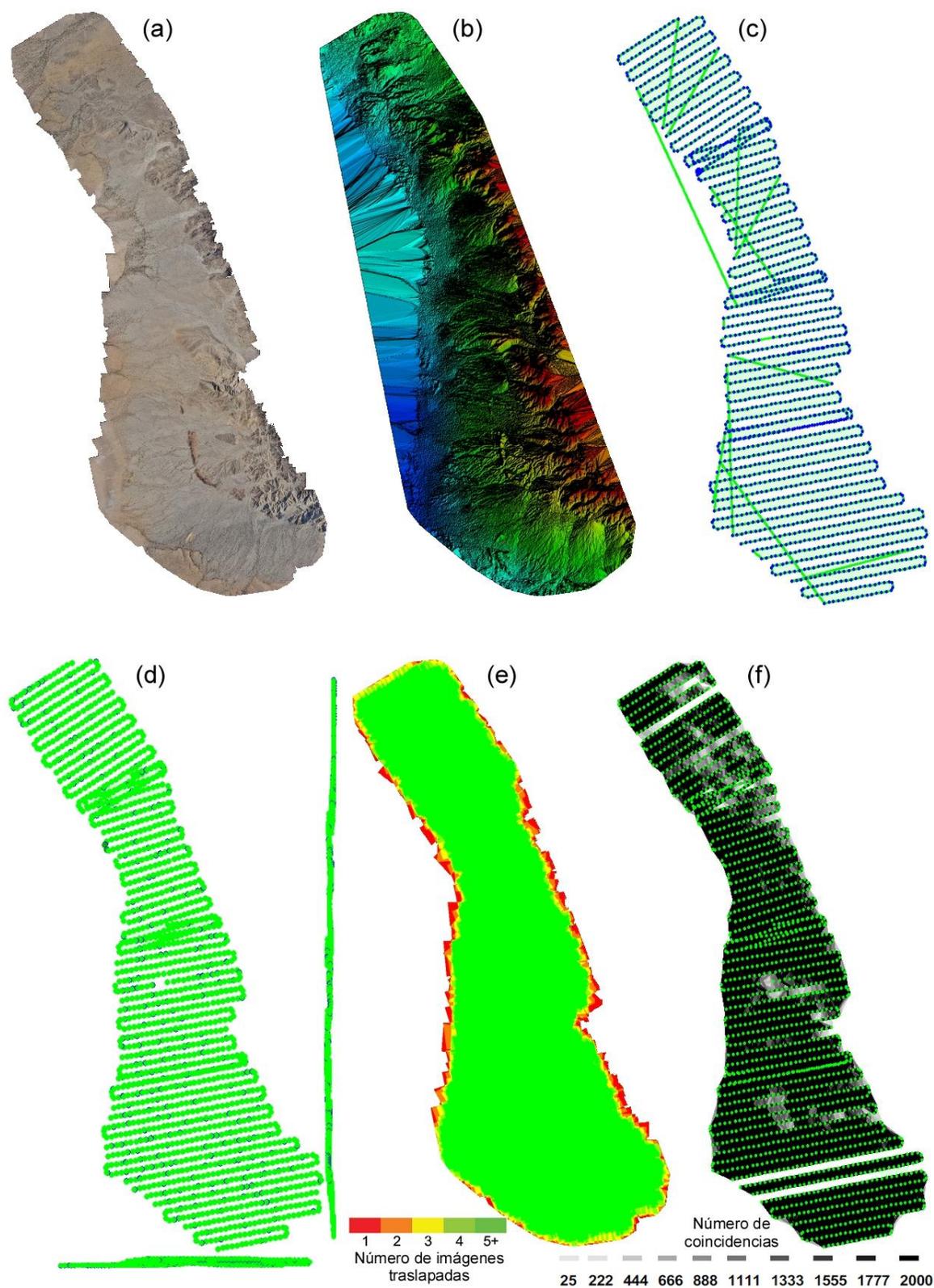


Figura 10. Reporte de calidad del procesamiento de la información generada por el dron eBee. La imagen (a) es el ortomosaico y (b) su MDS correspondiente. La imagen (c) muestra la posición inicial de las imágenes. La línea verde sigue la trayectoria del dron. La imagen (d) es la compensación de la posición de las imágenes iniciales (puntos azules) y las posiciones corregidas (puntos verdes) así como la proyección de las posiciones en el plano XY, XZ y YZ. La imagen

(e) representa un mapa de traslape. Las áreas rojas y amarillas indican un traslape bajo que puede generar resultados pobres. Las áreas verdes indican un traslape de más de cinco imágenes por cada pixel, que generará datos de alta calidad, siempre y cuando las coincidencias entre los puntos clave también sean suficientes para dichas áreas. La figura (f) es el mapa de distribución de enlaces entre puntos coincidentes en las imágenes. Entre más oscuro el enlace, mayor es el número de puntos clave 2D asociados. Las zonas claras indican enlaces débiles que requieren la introducción manual de puntos de enlace o un mayor número de imágenes. El reporte de calidad generado para el total del área de estudio se encuentra en la sección de anexos.

Para el modelo tridimensional, el cual consiste en asignarle una superficie al objeto capturado mediante la nube de puntos, se utilizó el software MeshLab. Dicho software crea una representación poligonal, de forma que una superficie curva es modelada a partir de una serie de superficies planas, proceso conocido como reconstrucción (Fig. 11). Ello implica la ubicación y conexión de los puntos adyacentes mediante líneas rectas que forman dichas superficies, conocidas como caras o facetas, (triangulares, en el caso de MeshLab), creando una superficie continua (Fig. 11). Mediante la técnica de SfM, es posible agregar una textura basada en la información recabada por la cámara del dron eBee, es decir, asociar ortomosaicos a las caras o facetas del modelo para generar una proyección tridimensional del terreno con alta fidelidad (Fig. 11).

2.1.5.3. Modelo digital de superficie (MDS)

Los Modelos Digitales de Elevación (DEM) son una representación digital de la altura de un terreno con respecto al nivel medio del mar, generando una interpretación virtual del relieve y los elementos que lo componen. A partir de un DEM, es posible obtener diversos modelos, en función de las necesidades de cada estudio. El Modelo Digital de Terreno (MDT) reproduce el suelo desnudo, libre de aquellos elementos que no forman parte de él, como vegetación o edificaciones. El Modelo Digital de Superficie (MDS) reproduce la forma del paisaje, incluyendo todos los elementos presentes en él.

El MDS generado mediante la información generada por el dron eBee, es el de más alta resolución obtenido para el área de estudio (Fig. 12). La importancia de esta característica radica en que, a partir de dicho modelo, es posible determinar de forma confiable los atributos geomorfológicos presentes, como la altura de las superficies aluviales, una de las principales características utilizada para establecer su edad relativa.

2.2. Geocronología de las superficies aluviales

La clasificación y asignación de la edad relativa de las superficies aluviales se llevó a cabo mediante la observación y análisis de imágenes provenientes de tres fuentes distintas: (1) fotografías de gran formato, obtenidas por INEGI en 1972, con una escala de 1: 7,000 (ver sección 2.1.2); (2) fotografías de pequeño formato, obtenidas mediante el dron “eBee”, para éste estudio, con una resolución de 12 cm pp (ver sección 2.1.3); e (3) imágenes satelitales (Landsat) de Google Earth, con 1 m de resolución. Dicha clasificación funda sus principios en estudios previos (Mueller y Rockwell, 1995; Spelz, 2008; Spelz et al., 2008) que describen las características de cada superficie con base en diversos parámetros geomorfológicos.

Mueller y Rockwell (1995), a lo largo de la margen oeste de la Sierra Cucapá, determinaron la edad relativa de las superficies aluviales que han sido cortadas y desplazadas por la actividad de la falla normal de alto ángulo Laguna Salada. La edad relativa establecida por Mueller y Rockwell (1995) está basada en el grado de desarrollo de los suelos y en el grado de intemperismo de los clastos superficiales. La descripción de 26 perfiles de suelo permitió establecer la presencia de al menos cinco unidades aluviales con edades distintas (Tabla 2). La cronosecuencia de suelos fue utilizada por Mueller y Rockwell (1995) para delimitar eventos de fallamiento del Cuaternario tardío, el promedio del intervalo de recurrencia y la tasa de deslizamiento a lo largo de la falla Laguna Salada.

Tabla 2. Síntesis de las principales características de las superficies aluviales presentes en Laguna Salada. Nomenclatura de las superficies aluviales del cuaternario clasificadas a lo largo del margen occidental de la Sierra Cucapá por Mueller y Rockwell en 1995. La clasificación de las superficies se realizó con base en la taxonomía de suelos elaborada por el Ministerio de Agricultura de Estados Unidos o USDA, por sus siglas en inglés. La edad relativa se asignó mediante la comparación de superficies aluviales datadas en Valle Imperial, por Goodmacher y Rockwell (1991) y en el Desierto de Mojave, por Reheis et al. (1989) debido a que se considera que fueron desarrolladas bajo condiciones climáticas similares (Modificada de Mueller y Rockwell, 1995).

Nomenclatura	Clasificación*	Edad (Ka)
Q1	Aluvión puro	< 0.05
Q2	Torrifluente	< 0.2
Q3	Camborthid	0.2-1
Q4	Haplargid	4-8
Q4+	Haplargid	6-11
Q5	Haplargid	15-50

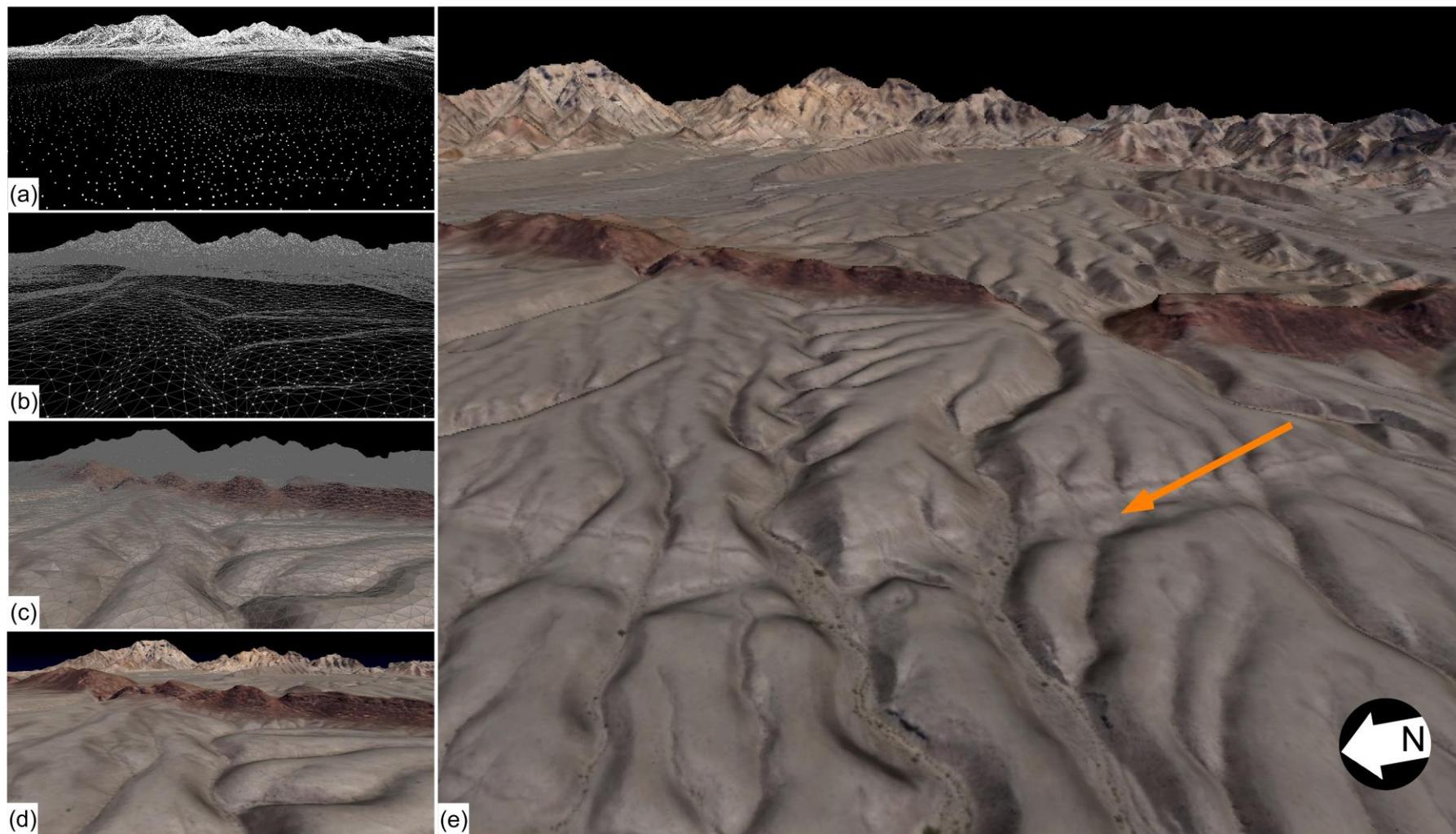


Figura 11. Modelo tridimensional a partir de la nube de puntos generada por el dron eBee. Fue creado en el software MeshLab mediante un proceso conocido como reconstrucción, en el que se unen la totalidad de los puntos (a), mediante una serie de líneas, o aristas, que forman superficies planas, en éste caso, triangulares (b). Debido a que todos los puntos de la nube tienen coordenadas X, Y y Z asignadas, así como un color RGB, es posible asociarlas a las ortofotos obtenidas por la cámara del dron eBee (c). De ésta forma, se obtiene una proyección tridimensional del terreno de alta fidelidad (d). La técnica permite apreciar fácilmente rasgos geomorfológicos de suma importancia para este estudio, tales como la rugosidad de las superficies aluviales y/o la traza de los escarpes de falla (ver flecha anaranjada en la imagen (e)).

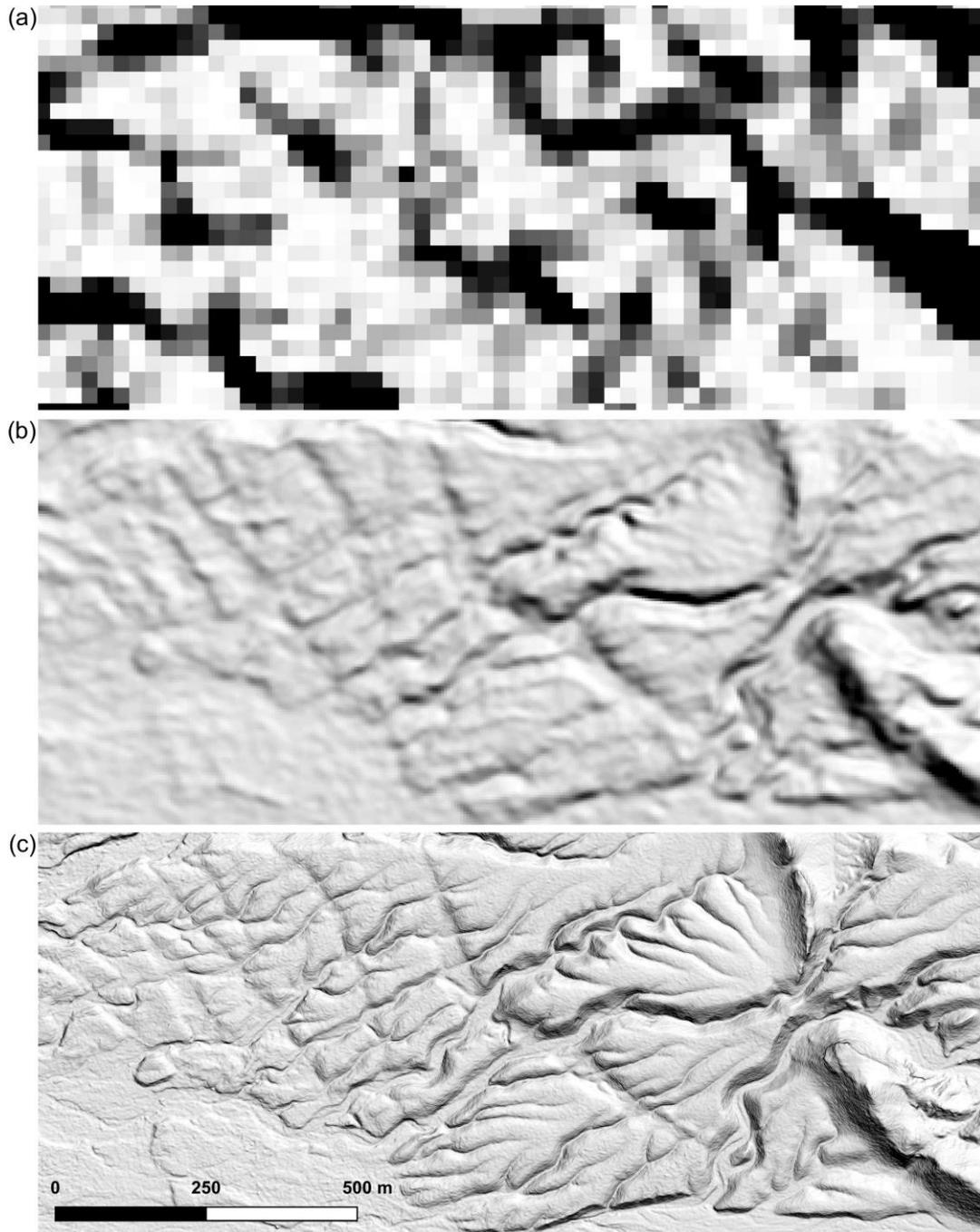


Figura 12. Comparación entre diversos MDS existentes para el área de estudio. La imagen (a) es el MDS generado por la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA, por sus siglas en inglés) a partir del radar SRTM 1 (Shuttle Radar Topography Mission 1), con una resolución de 1 Arco Segundo o, aproximadamente, 30 m por pixel. La imagen (b) es el DSM generado por la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA, por sus siglas en inglés), a partir de su satélite ALOS (Advanced Land Observation Satellite), con una resolución de 5 m por pixel. La imagen (d) es el DSM resultante del procesamiento de la información obtenida por el dron eBee, con una resolución de 12 cm por pixel. Nótese el contraste de resolución entre los diversos MDS, muy pobre en el modelo de la imagen (a), siendo insuficiente para los fines del presente trabajo. En la imagen (b) se observa una mejor resolución, pero que no permite una clasificación confiable de los rasgos geomorfológicos, como el límite de las superficies aluviales o los escarpes que las cortan, rasgos claramente apreciables en la imagen (c).

Spelz (2008) cartografió a detalle los depósitos y superficies aluviales del Cuaternario localizados en la margen oriental de la cuenca Laguna Salada. Con base en las características morfológicas y el grado de intemperismo, Spelz (2008) identificó al menos ocho superficies geomorfológicas de abanicos aluviales de edades distintas. Las características clave utilizadas por Spelz (2008) para establecer la cronología relativa de las superficies son: (1) la elevación relativa de la superficie aluvial por encima de los cauces modernos; (2) desarrollo de barniz del desierto; (3) preservación de la morfología original de barras y canales en la superficie; (4) desintegración química y mecánica de los clastos superficiales sobre la superficie; (5) abundancia y tipo de vegetación y, finalmente, (6) el grado de madurez de los suelos.

Si bien los depósitos aluviales del Cuaternario contienen clastos graníticos y metamórficos, las características superficiales de intemperismo antes mencionadas son válidas sólo para clastos graníticos, de mayor abundancia y con un rango más amplio de etapas de intemperización (Spelz, 2008). De esa forma, se determinó la edad relativa de las ocho superficies, siendo Q1 la más joven y Q8 la más antigua (Fig. 13).

Las respectivas características geomorfológicas de dichas superficies aluviales se encuentran resumidas en la Tabla 3, y, al igual que la descripción realizada por Mueller y Rockwell (1995), constituye la base para establecer la morfoestratigrafía y las edades relativas de las superficies aluviales a lo largo de la margen oeste de la Sierra El Mayor.

La cartografía de las unidades aluviales se realizó mediante el análisis detallado de imágenes de pequeño formato utilizando el software CANVAS 15, a partir del cual fue posible crear capas de información que representan la distribución de las superficies aluviales y sus edades relativas, utilizando trazos polilíneares que las delimitan, etiquetas, etc. (Fig. 14).

2.3 Geocronología de escarpes de falla

Los escarpes de falla fueron identificados, al igual que las superficies aluviales, mediante el análisis de fotografías de pequeño formato, utilizando el software CANVAS 15. A partir de la generación de capas poli-lineares que representan dichos escarpes es posible conocer su relación con las distintas superficies aluviales, estableciendo segmentos con escarpes de diferentes edades relativas (Fig. 14).

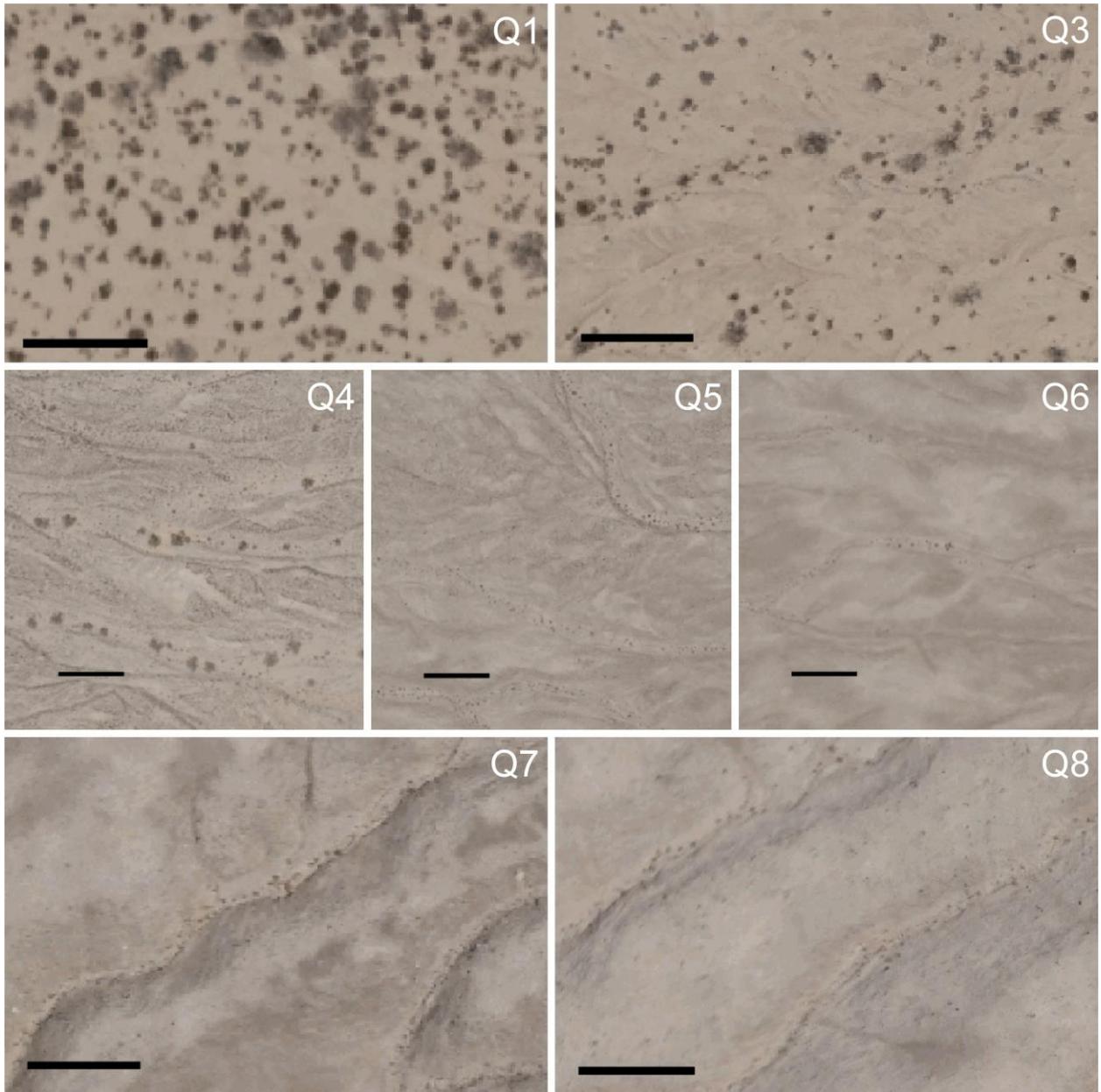


Figura 13. Características de las superficies aluviales presentes en el área de estudio a partir de fotografías aéreas obtenidas por el dron "eBee". Q1: es la unidad más joven, representa los canales activos y la mayor densidad de vegetación. Q3: presenta barras y canales definidos que muestran un incipiente barniz del desierto, con una densidad de vegetación 50% menor a la de la unidad Q1. Q4: se aprecia su textura rugosa debido a la preservación de barras y canales, de tonalidades parda y clara, respectivamente. Se aprecia vegetación escasa. Q5: presenta barras y canales, pero con una apariencia más suavizada que la de la unidad Q4, además de una disminución del barniz del desierto. La vegetación en esta unidad es casi nula. Q6: la presencia de barras y canales es poco evidente, con remanentes del barniz del desierto y una vegetación casi nula. Q7: se observa una superficie suavizada debido a la carencia de barras y canales, así como una presencia de vegetación nula. Q8: es la superficie más antigua, presenta una textura mayormente suavizada que la de la unidad Q7, y carece totalmente de vegetación. La línea color negro representa una escala de 25 metros, proporcional para cada imagen.

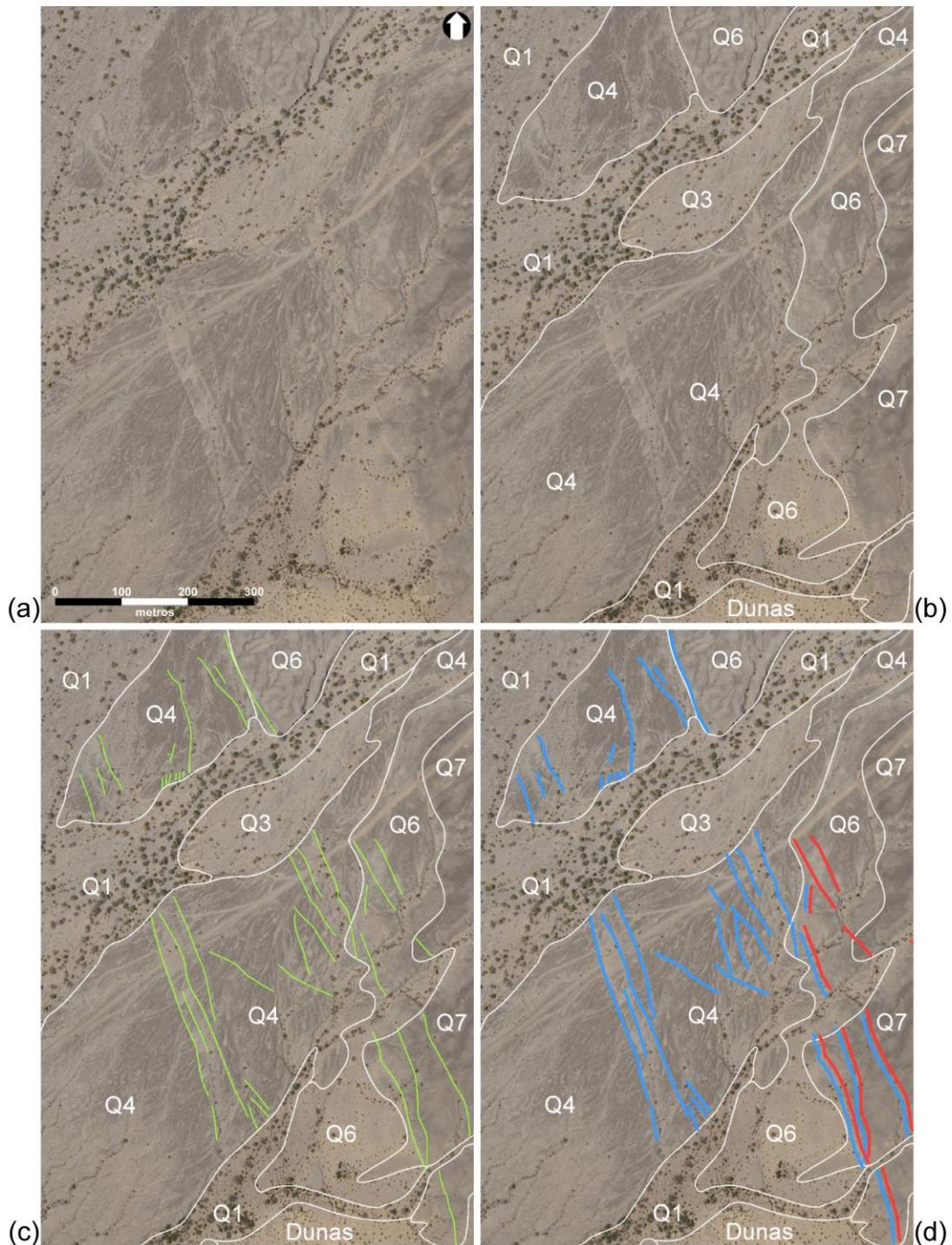


Figura 14. Proceso de clasificación de superficies aluviales, identificación de escarpes de falla y relaciones cortantes. La figura (a) muestra la imagen cruda de la sección cuyas superficies aluviales han sido identificadas y delimitadas en la figura (b), mediante las características descritas por Mueller y Rockwell (1995) y Spelz (2008). La figura (c) muestra los escarpes de falla identificados y la figura (d) los mismos, una vez determinada su edad relativa, con base a observaciones tales como la preservación de escarpes. En éste caso, se considera que los escarpes más orientales, trazados en rojo, son más antiguos (i.e. de edad Q6, pleistocénicos) debido a su apariencia más suavizada, y que el resto de los escarpes son más recientes, trazados en azul (i.e. de edad Q4, holocénicas). Al presentar una misma orientación se sugiere que los escarpes Q6 fueron reactivados por el evento Q4. Nótese como los escarpes no atraviesan superficies modernas, como Q3 o Q1, determinando así las relaciones cortantes que permiten establecer la edad relativa de los escarpes de falla.

La clasificación temporal de los escarpes de falla se basa en la metodología utilizada por Spelz (2008), quien realizó una datación relativa de las rupturas superficiales a lo largo de la margen oeste de la Sierra El Mayor, mediante el levantamiento de 17 perfiles topográficos a través de arreglos de escarpes de falla del Cuaternario. En dicho estudio, el análisis morfológico de los perfiles reveló una degradación de la pendiente máxima de los escarpes con relaciones cortantes gradualmente más antiguas (Spelz, 2008). De acuerdo con Spelz (2008), la determinación de las edades relativas de escarpes de falla se basa en dos observaciones: (1) el ángulo máximo de la pendiente de los escarpes disminuye conforme aumenta su edad, y (2) para escarpes sincronos, el ángulo máximo de la pendiente es menor en los escarpes de menor altura. En el presente estudio, el grado de preservación de los escarpes fue un rasgo fundamental para establecer la diferencia relativa de edades de los escarpes de fallas (Fig. 15).

2.4 Relaciones cortantes

A partir de la clasificación de superficies aluviales y escarpes de fallas es posible establecer relaciones cortantes entre ellos. Dichas relaciones indican la edad relativa de un escarpe de falla, en función de la edad relativa de la superficie aluvial que corta (Fig. 14). Diversas características de los arreglos de escarpes estudiados por Spelz y colaboradores (2008) a lo largo de la margen oriental de la cuenca Laguna Salada, han sido utilizadas para evaluar las relaciones cortantes en el presente estudio. Estas características son las siguientes: (1) la presencia de segmentos en el arreglo de escarpes puede representar secuencias discretas de ruptura; (2) las secuencias de rupturas presentan comúnmente relaciones cortantes Q3–Q4 y Q4–Q5; (3) las superficies Q3 pueden ser demasiado jóvenes como para acumular diversas rupturas; (4) los escarpes con relaciones cortantes más antiguas se encuentran menos preservados; (5) el intervalo de tiempo entre Q3 y Q5 suele ser óptimo para la acumulación de escarpes y su preservación; y (6) los escarpes más antiguos que Q5 se encuentran preservados en sólo dos segmentos del arreglo, en los cuales se presentan con secuencias de rupturas más jóvenes.

Para este estudio, la notación utilizada para clasificar la edad relativa de los escarpes de falla, con base a sus relaciones cortantes, es asignada de acuerdo, únicamente, a la superficie aluvial más joven que cortan, siendo Q3 un escarpe moderno que puede cortar otras superficies que no presenten una edad menor. De la misma forma, los escarpes nombrados Q4, Q5, Q6 y Q7, encontrados en el área de estudio, indican la superficie aluvial más joven que cada uno corta.

Tabla 3. Síntesis de las características morfoestratigráficas de las superficies aluviales del Cuaternario localizadas a lo largo de la margen oeste de Sierra El Mayor. (Modificada de Spelz y colaboradores, 2008).

Superficie Aluvial		Morfoestratigrafía		Desarrollo de Suelo			
Nomenclatura	Barniz del desierto/color	Intemperismo de clastos superficiales	Topografía	Horizonte A	Horizonte B	Carbonato Pedogénico	Vegetación
Q1	Inexistente	No intemperizado	Barras y canales de arroyos modernos	Inexistente	Inexistente	No se observa	Relativamente abundante
Q2	Inexistente	No intemperizado	Barras y canales recientemente abandonados	Inexistente	Inexistente	No se observa	Relativamente abundante; principalmente en barras
Q3	Incipiente / rosa claro	Intemperismo incipiente; clastos no fracturados; textura azucarosa	No disectada; muy rugosa; morfología de barras y canales completamente preservada	Pobrementemente desarrollado en zonas cercanas a la vegetación	Inexistente	No se observa	Moderada; menos abundante que en Q2
Q4	Bien desarrollado en todos los clastos / café oscuro	Clastos fuertemente fracturados; formas cavernosas (tafoni) por intemperismo salino son comunes	No disectada y rugosa; morfología de barras y canales bien preservada	Pobrementemente desarrollado; <1 cm de espesor	Inexistente	Débil pero presente	Escasa; confinada principalmente en el piso de canales abandonados
Q5	Clastos graníticos con ~50% menos barniz que Q4 / café marrón	Superficies originales no preservadas; intemperismo cavernoso extremo; formas de sombrero son comunes	Poco disectada; suave; relieve de barras y canales es 50-80% menor que en Q4	Mejor desarrollado en los canales; se compone de loes vesicular de 1-2 cm de espesor, color café y marrón y textura suave y suelta	Bw compuesto de limos, arcillas y yeso en menor proporción; ~20 cm de espesor en canales y <10 cm de espesor en barras	Débil pero presente a través de los primeros 2 m	Principalmente ausente
Q6	Preservado únicamente en clastos metamórficos; clastos en canales tienen un poco más de barniz / café	Extremadamente intemperizados; formas de sombrero son escasas pero aun presentes	Moderadamente disectada; suave; morfología de barras y canales casi destruida; incipiente formación de pavimento del desierto	Av de 2-3 cm de espesor, color café marrón	Bw de ~40 cm de espesor compuesto por arenas, limos y arcillas, de color rojo marrón, con precipitados de halita y yeso	Débil Etapa I; recubrimientos de 1-3 mm de espesor	Principalmente ausente
Q7	Preservado únicamente en clastos metamórficos aislados / café muy oscuro	Clastos graníticos fuertemente intemperizados al ras del suelo formando masas de escombros altamente fracturadas; clastos metamórficos esporádicos son menos intemperizados	Disectada y ondulada; morfología de barras y canales completamente borrada; pavimento del desierto bien desarrollado	Av color café marrón; <3 cm de espesor	Bw similar que en Q6; horizontes cálcicos bien cementados, de ~10 cm de espesor, se encuentran dentro del primer metro de profundidad	Etapa I bien desarrollada	Ausente
Q8	Preservado únicamente en clastos metamórficos / negro brillante	Clastos graníticos completamente desintegrados; es común observar clastos metamórficos estrechamente acomodados	Disectada y ondulada; barras y canales ausentes; pavimento del desierto muy bien desarrollado	Av de 2-4 cm de espesor, color café pálido	Bw, >2 m de espesor, compuesto de arena rojiza, limo y arcilla, junto con precipitados de carbonato, yeso y halita, heterogéneamente desarrollado	Horizontes cálcicos discontinuos (2-6 cm de espesor) se extienden a profundidades > 2 m; transición Etapa II-III	Ausente

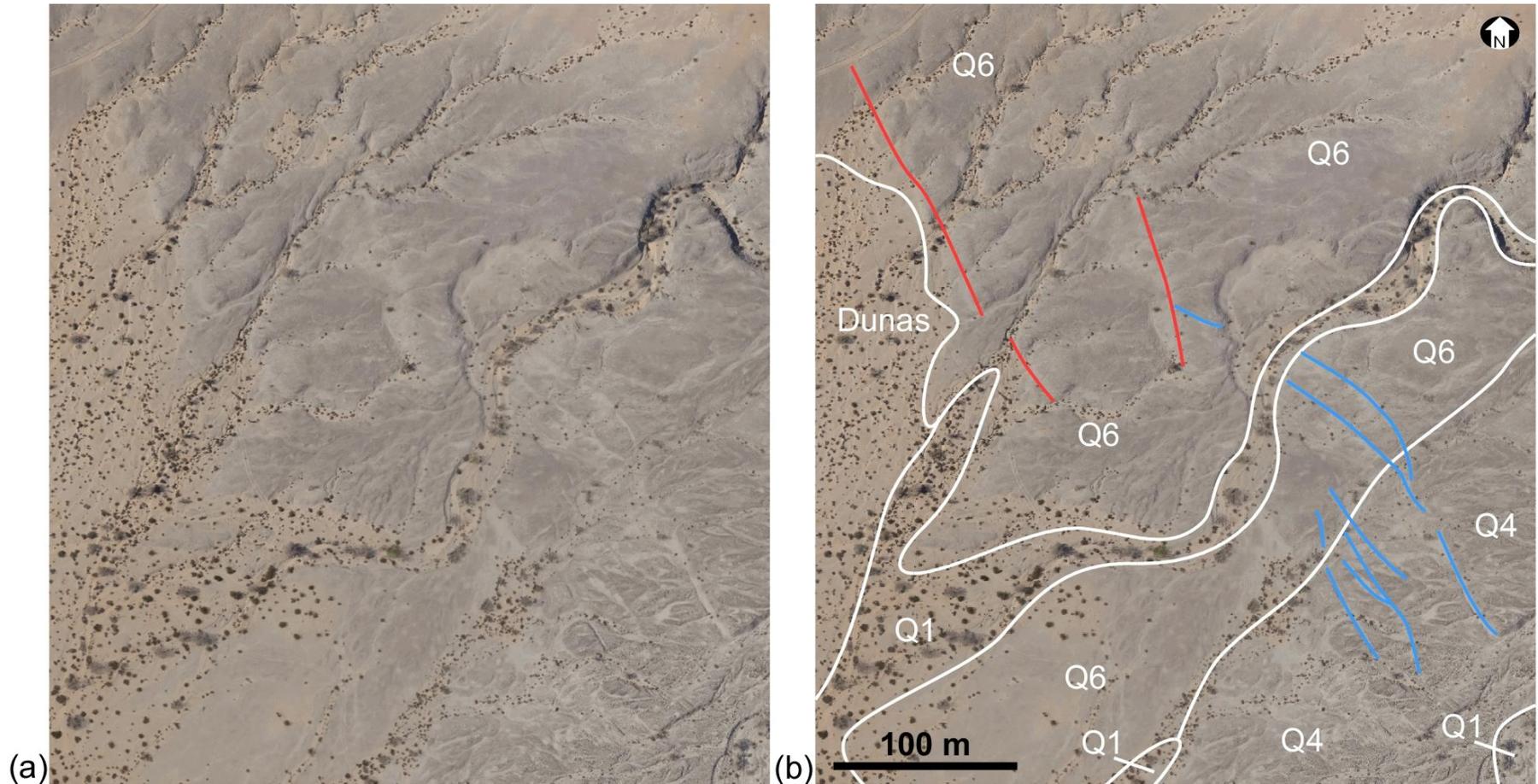


Figura 15. Ejemplo de datación relativa de escarpes. La imagen izquierda (a) muestra la fotografía cruda que permite comparar el aspecto superficial de los distintos abanicos aluviales y de los escarpes de falla, ambos interpretados en la imagen derecha (b). En la parte superior derecha se pueden observar dos escarpes principales de edad Q6 (color rojo), que se diferencian muy bien de los escarpes Q4 localizados en la porción inferior izquierda de la imagen (color azul). Se observa que los escarpes Q4 están mejor definidos y, aunque éstos cortan superficies de edad Q6, al ser continuos y similarmente orientados, se sugiere que fueron formados durante un mismo evento. Por su parte, los escarpes Q6, que presentan una orientación distinta a los escarpes Q4, se encuentran menos definidos (más degradados), pudiéndose observar como rasgos más amplios de color más claro que el resto de la superficie aluvial que cortan.

Capítulo 3. Resultados

Las imágenes de alta resolución obtenidas en este trabajo han revelado importantes rasgos y relaciones litológicas, geomorfológicas y estructurales en el área de estudio, las cuales se describen a continuación.

3.1 Litología

Las unidades litológicas en el área de estudio se han clasificado en dos principales categorías con base en su relación temporal con respecto al inicio de la actividad tectónica de la falla CDD (Spelz, 2002).

3.1.1 Unidades pre-tectónicas

Las unidades pre-tectónicas se caracterizan por ser más antiguas que ~ 12 – 110 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 (Figs. 16 y 17), el cual está compuesto principalmente por rocas metamórficas prebatolíticas, a su vez intrusionadas por rocas plutónicas de edad Cretácica (Barnard, 1968).

3.1.2 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 la Formación Palm Springs (Tps) y 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 (Figs. 16 y 17).



Figura 16. Fotografía oblicua del segmento sur de la falla CDD. Se aprecia la traza curvilínea de la falla maestra, indicada por la presencia de los depósitos conglomeráticos del Plio–Pleistoceno (Qof) e inferida por el contacto litológico del basamento cristalino del Mesozoico (MZ), principal componente de la Sierra El Mayor. Se observa la presencia aislada de las unidades Palm Springs (Tps) y Qof, que forman dorsales que se levantan significativamente por encima de los depósitos aluviales del Cuaternario. Abreviaciones: Mz = Basamento cristalino de edad Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Tps = formación Palm Springs.

3.1.2.1. Depósitos sin-tectónicos antiguos de edad Plio–Pleistoceno

En el área de estudio, las unidades sedimentarias antiguas (i.e. Tps y Qof) se localizan de manera aislada y afloran como dorsales que se levantan varias decenas de metros por encima del nivel de la cuenca y de los depósitos aluviales modernos (Spelz, 2002, 2008; Fig. 16). Tal y como lo hizo notar Spelz (2002 y

2008), estos depósitos no preservan superficies geomórficas planas, y por lo general su levantamiento es controlado por fallas de alto y bajo ángulo (Figs. 16, 18 y 19).

3.1.2.2 Depósitos y superficies sin-tectónicas del Cuaternario tardío

Consisten en las diferentes generaciones de abanicos aluviales depositados al pie de la Sierra El Mayor durante el Cuaternario tardío (Fig. 16 y 17). Actualmente, y con base en sus características morfoestratigráficas, las cuales incluyen la elevación relativa, el desarrollo de barniz del desierto, la presencia o ausencia de barras y canales, el grado de intemperismo de los clastos superficiales, la abundancia y tipo de vegetación, y el grado de madurez de los suelos, se reconocen 8 diferentes generaciones de abanicos aluviales (Spelz, 2008; Spelz et al., 2008). Dichas unidades se clasifican como Q1 hasta Q8, siendo la primera la más joven y la última la más antigua (Figs. 20 y 21).

A continuación, con base en la nomenclatura y descripción realizada por Spelz y colaboradores (2008) y a la observación y el análisis de las imágenes de alta resolución obtenidas para este estudio, se resumen las características generales de cada una de las diferentes superficies geomórficas de abanicos aluviales presentes en el área de estudio:

Q1. Es la unidad más joven y está representada por los cauces activos asociados a los sistemas fluviales modernos, por lo que su altura, con respecto al resto de las superficies aluviales, puede considerarse nula. Las barras y canales son evidentes y marcan el curso de los cauces fluviales provenientes de la Sierra El Mayor en dirección a la cuenca Laguna Salada. Los clastos superficiales carecen de intemperismo y barniz del desierto y están compuestos básicamente por arenas, gravas y cantos rodados. Como se puede observar en las Figuras 20 y 21, esta unidad presenta la máxima densidad de vegetación, la cual se localiza generalmente sobre las barras adyacentes a los canales activos. Ocasionalmente, cuando llegan a presentar suelo, éste se compone de un delgado e incipiente horizonte A (Spelz 2008).

Q2. Estas unidades aluviales tienen características similares a Q1, difiriendo únicamente en la altura relativa. Si bien Q2 no se encuentra presente en el segmento sur de la falla CDD, es posible encontrar estas superficies en otras secciones localizadas al norte de la Sierra El Mayor donde, por lo general, Q2 ha sido levantada por una falla, generando una diferencia en la altura relativa con respecto a Q1. Por lo tanto, Q2 se caracteriza por presentar barras y canales recientemente abandonados (Spelz, 2008).

Q3. Se caracteriza por presentar una altura de entre 2 y 4 m por arriba de Q1. Sus superficies presentan barras y canales bien definidos (Figs. 20 y 21) normalmente con una tonalidad rosácea, producto de una incipiente acumulación de barniz del desierto. Los clastos superficiales, que alcanzan los 60 cm, se encuentran poco intemperizados. La vegetación presente en esta superficie es similar a la encontrada en la superficie Q1, pero en una abundancia 50 % menor. En esta superficie el suelo se encuentra pobremente desarrollado, presentando un horizonte A incipiente en zonas aledañas a la vegetación (Spelz, 2008).

Q4. Estas superficies llegan a superar los 10 m por encima del canal activo. En las fotografías aéreas es posible apreciar su textura rugosa debido al buen estado de preservación de sus barras, con tonalidad oscura, así como sus canales, de tonalidad clara (Figs. 20 y 21). Presenta un alto grado de desarrollo de barniz del desierto que le confiere a la superficie una tonalidad parda (Figs. 20 y 21). Los clastos presentes, que van de los 10 a los 40 cm, presentan formas cavernosas llamadas “tafoni”, debido al intemperismo. Presenta escasa vegetación y un desarrollo pobre del suelo, con un horizonte A de < 1 cm de espesor y una presencia débil de carbonato pedogénico (Spelz, 2008).

Q5. Esta unidad presenta una altura relativa mayor, por un par de metros, a la de la superficie Q4. La presencia de barras y canales es evidente, pero la apariencia rugosa es más suavizada con respecto a la de Q4 (Figs. 20 y 21). El desarrollo del barniz del desierto es también menor en esta superficie, disminuyendo la intensidad de la tonalidad parda. Los clastos se encuentran altamente intemperizados y, parcialmente enterrados. La presencia de vegetación es casi nula. El suelo se encuentra mejor desarrollado en los canales y presenta un horizonte A compuesto de loess de 1–2 cm de espesor, lo que le confiere la tonalidad parda, un horizonte Bw compuesto de limos, arcillas y yeso de hasta 20 cm de espesor y, en los primeros dos metros, una presencia débil de carbonato pedogénico (Spelz, 2008).

Q6. Estas superficies presentan una altura relativa de hasta 15 m sobre el canal activo. La presencia de barras y canales es poco evidente, apreciable por los remanentes del barniz del desierto presente en la superficie de las barras casi desvanecidas (Figs. 20 y 21). Los clastos superficiales se encuentran altamente intemperizados, presentando un tamaño de hasta menos de 4 cm, propiciando la generación de pavimento del desierto. La vegetación es casi nula y el suelo se encuentra mejor desarrollado que en la superficie anterior, con un horizonte Av de entre 2–3 cm de espesor que le confiere una tonalidad marrón, un Horizonte Bw de ~ 40 cm de espesor, compuesto de arenas, limos y arcillas y precipitados de halita y yeso; el carbonato pedogénico se encuentra en una Etapa I débil (de acuerdo a la clasificación morfológica de carbonatos en regiones áridas definida por Gile et al. en 1981), dispuesto como recubrimientos de 1–3 cm de espesor (Spelz, 2008).

por una línea gruesa de color amarillo, mientras que en color verde se muestran los arreglos de escarpes cuaternarios cosísmicos formados por la actividad tectónica de la falla CDD. Por lo general, la faja de escarpes cuaternarios, representada por una envolvente de color gris, es subparalela a la traza de la falla CDD. No obstante, en el dominio sinforme sur, la faja de escarpes se aleja del frente montañoso y la traza de la falla maestra para formar un puente estructural con el dominio antiforme norte (no mostrado en la figura). Los recuadros de color morado muestran la localización de las figuras indicadas, en las cuales es posible observar a detalle los diferentes rasgos litológicos, geomorfológicos y estructurales que caracterizan el área de estudio. Abreviaciones: 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.

Q7. La altura relativa de esta unidad alcanza los 20 m sobre el canal activo. En las fotografías aéreas, se les observa con una superficie más suavizada, carente de barras y canales (Figs. 20 y 21). Los clastos se encuentran con un alto grado de intemperización, no llegando a medir más de 4 cm, formando un pavimento del desierto bien desarrollado. No presenta vegetación. El suelo se encuentra desarrollado, con un horizonte Av de < 3 cm de espesor de tonalidad marrón, un horizonte Bw similar al de la superficie Q6, con horizontes cálcicos bien cementados, de ~ 10 cm de espesor, presentes en el primer metro de profundidad; el carbonato pedogénico se encuentra generalmente recubriendo la base y costados de los clastos, y se clasifica como una Etapa I bien desarrollada (de acuerdo a la clasificación morfológica de carbonatos en regiones áridas definida por Gile et al. en 1981; Spelz, 2008).

Q8. En el segmento sur de la falla CDD, sólo es posible encontrar estas superficies en la sección de la Dorsal Roja o Red Ridge, contiguas a la formación Tps (Fig. 20 y 21). Presentan una altura relativa que supera los 20 m por encima del canal activo. No presentan formación de barras y canales, pero si un fuerte desarrollo de pavimento del desierto. Los clastos presentan un alto grado de intemperismo. Carecen de vegetación. El suelo se encuentra mejor desarrollado, en contraste con el resto de las superficies. Presenta un horizonte Av de 2–4 cm de espesor, de tonalidad parda, así como un horizonte Bw de > 2 m de espesor, compuesto de arena rojiza, limo, arcilla y precipitados de carbonato, yeso y halita; el carbonato pedogénico se encuentra bien desarrollado y se presenta horizontes cálcicos discontinuos, de 2–6 cm de espesor, que alcanzan profundidades de hasta 2 m; el carbonato recubre muchos de los clastos y se considera como la transición de la Etapa II a la III (de acuerdo a la clasificación morfológica de carbonatos en regiones áridas definida por Gile et al. en 1981; Spelz, 2008). Debido a ésto, las unidades Q8 son consideradas como los depósitos aluviales cuaternarios más antiguos presentes en Laguna Salada.

La edad de la secuencia cronoestratigráfica de abanicos aluviales a lo largo de la margen oeste de la Sierra El Mayor se describe en la sección 3.2.2.

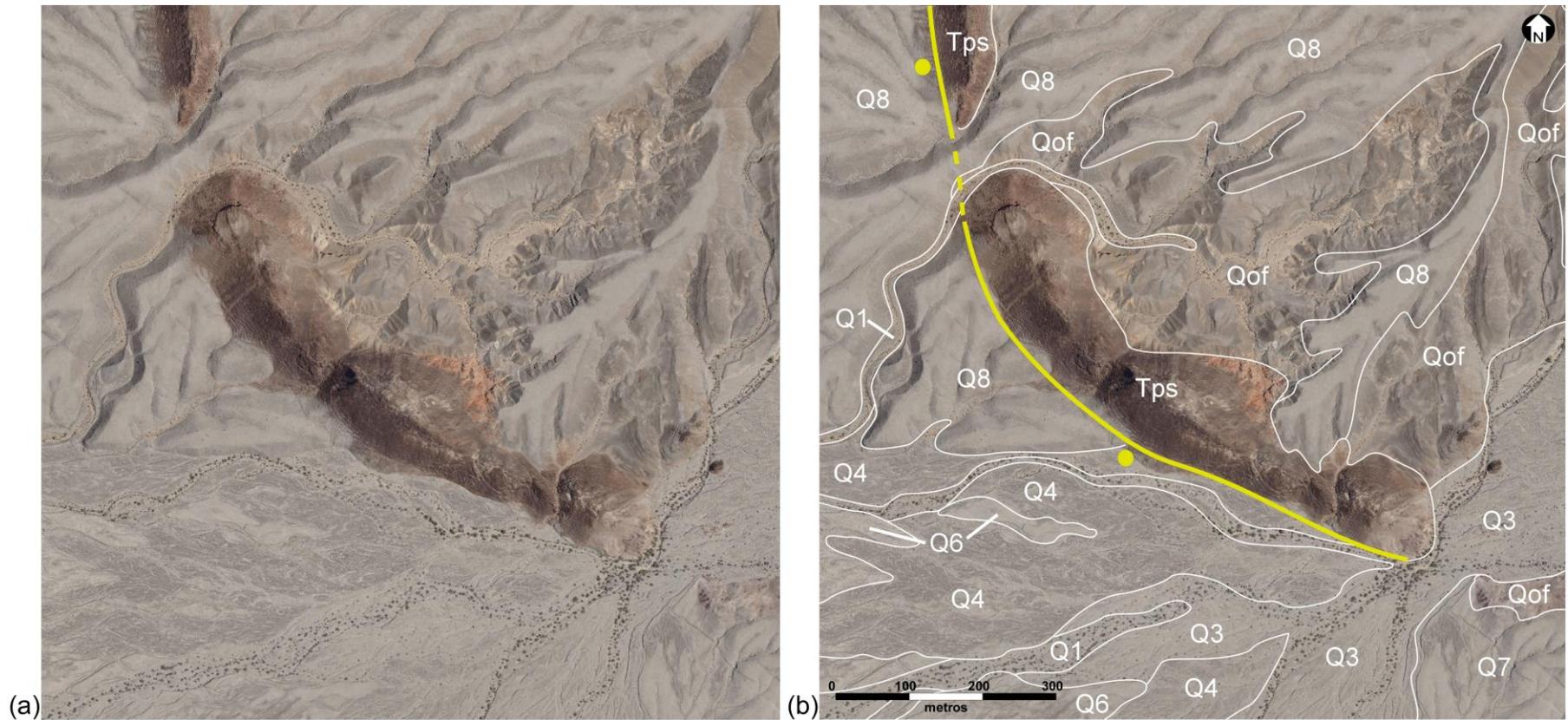


Figura 18. Fotografías aéreas mostrando la zona de Dorsal Roja (Red Ridge). La Dorsal Roja está compuesta por sedimentos de la Formación Palm Springs (Tps), la cual aflora en el dominio antiformal sur. La dorsal roja es bordeada, a lo largo de su margen oeste, por la falla de alto ángulo que lleva el mismo nombre y la cual tiene un buzamiento hacia el oeste (Spelz, 2008). Nótese la morfología curvada de la cresta, la cual se eleva alrededor de 20 m por encima de los abanicos aluviales Cuaternarios que la circundan (Q1–Q8). Ver texto para mayor explicación.

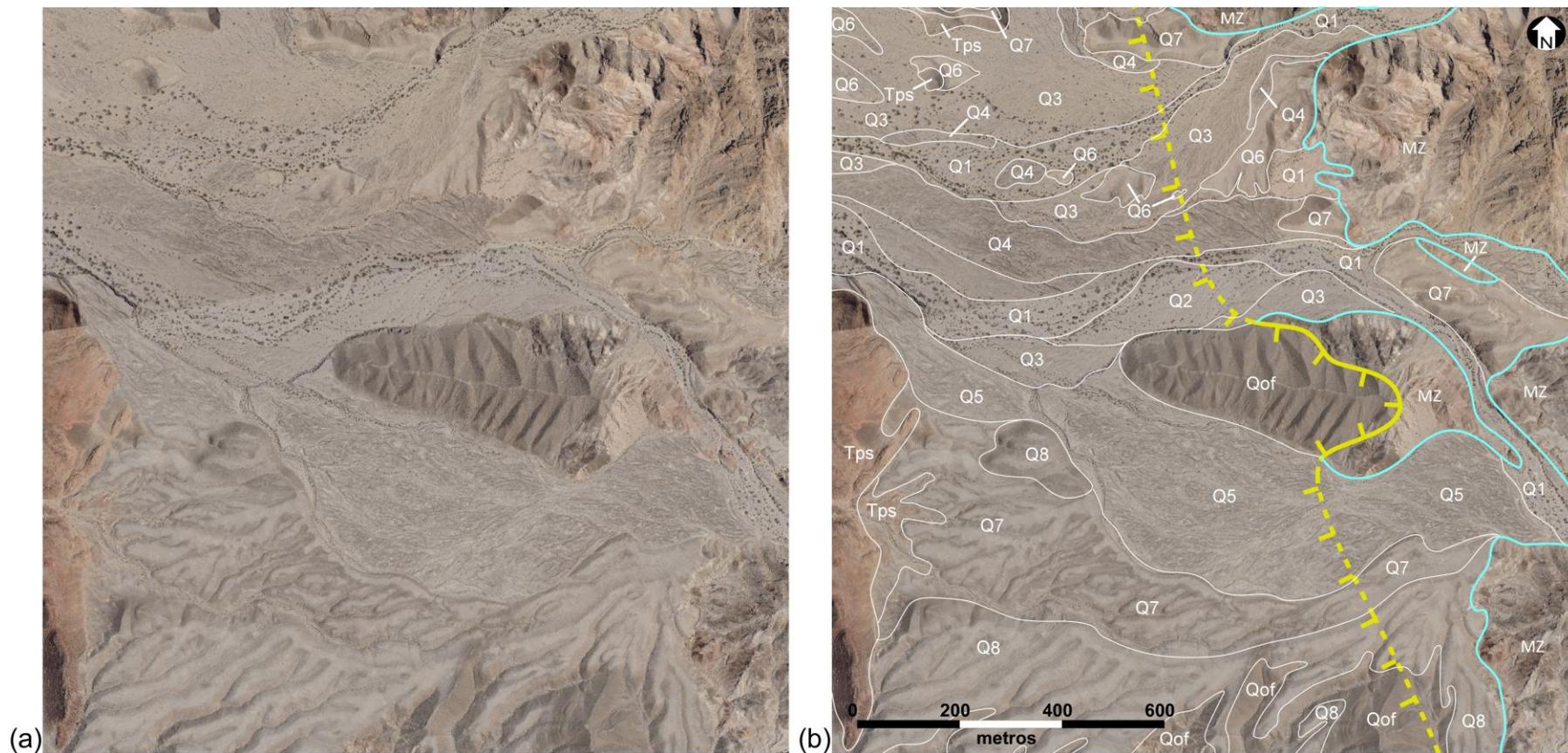


Figura 19. Fotografías aéreas que muestran una de varias dorsales elevadas compuestas por sedimentos conglomeráticos del Cuaternario temprano (Qof). Estas formaciones afloran de manera aislada a lo largo de la zona de estudio. Los depósitos Qof se localizan, por lo general, cerca del frente montañoso y están en contacto por falla de bajo ángulo (línea de color amarillo) con rocas cristalinas del basamento Mesozoico (Mz), las cuales constituyen el bloque de piso de la falla CDD (Spelz, 2008). Las superficies aluviales del Cuaternario tardío (Q1–Q8) se encuentran definidas por líneas de color blanco, mientras que las líneas de color azul definen las líneas de contacto con el basamento cristalino. Ver texto para mayor explicación.

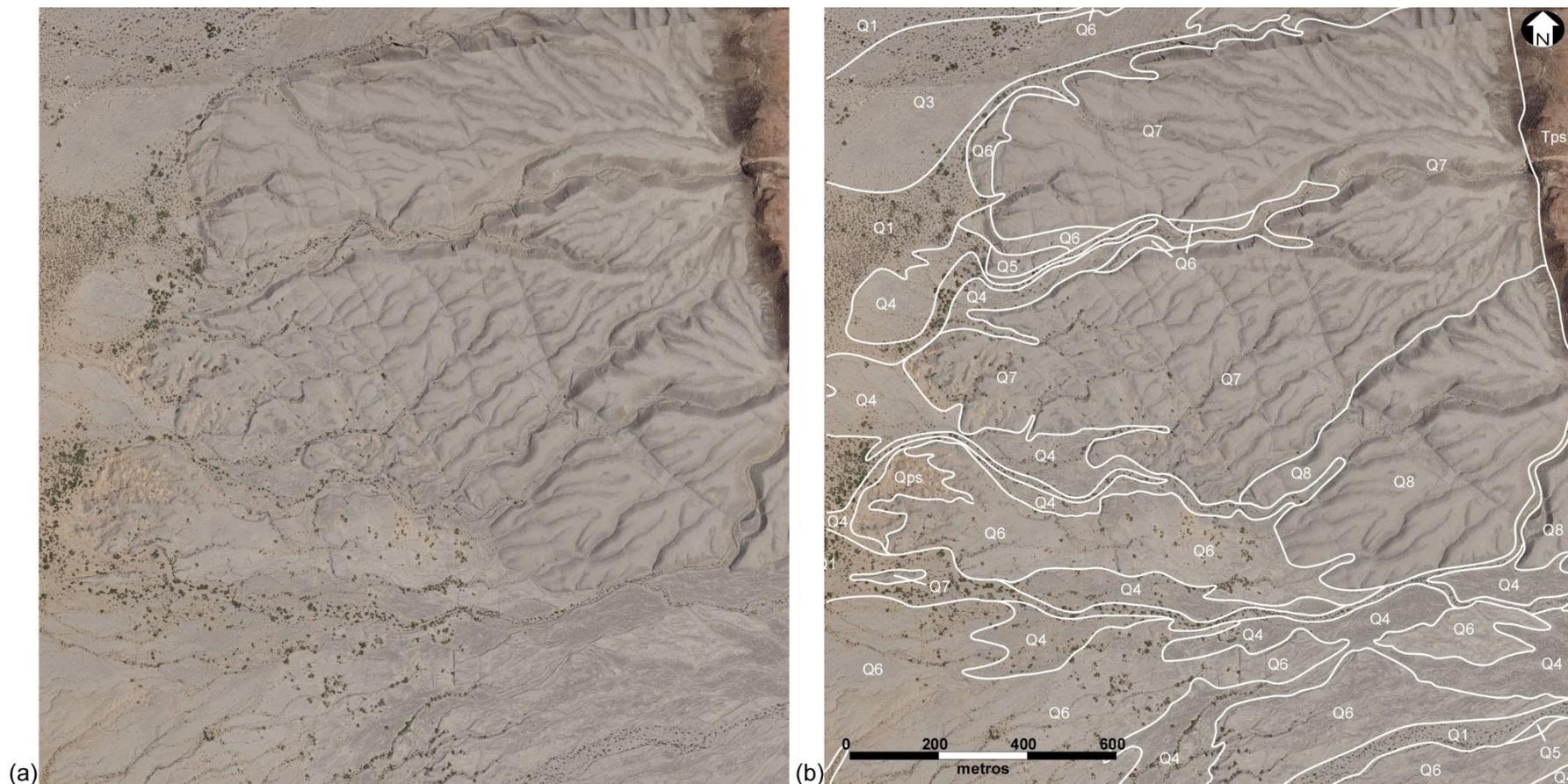


Figura 20. Fotografías aéreas que muestran una sección del segmento antiforme sur que presenta las ocho superficies aluviales. Éstas fueron reconocidas por Spelz (2008), con base en su elevación relativa, el desarrollo del barniz del desierto, la presencia/ausencia de barras y canales, el grado de intemperismo de clastos superficiales, la abundancia y el tipo de vegetación, así como el grado de madurez del suelo. (a) Imagen cruda que muestra una secuencia de abanicos aluviales localizados en la zona de Dorsal Roja o Red Ridge, en el dominio antiforme sur de la falla CDD. (b) Imagen anotada que muestra la nomenclatura y contactos litológicos entre los diferentes tipos de superficies aluviales (líneas de color blanco). De acuerdo a lo anterior, la superficie Q1 es considerada como la más joven, y la superficie Q8, la más antigua

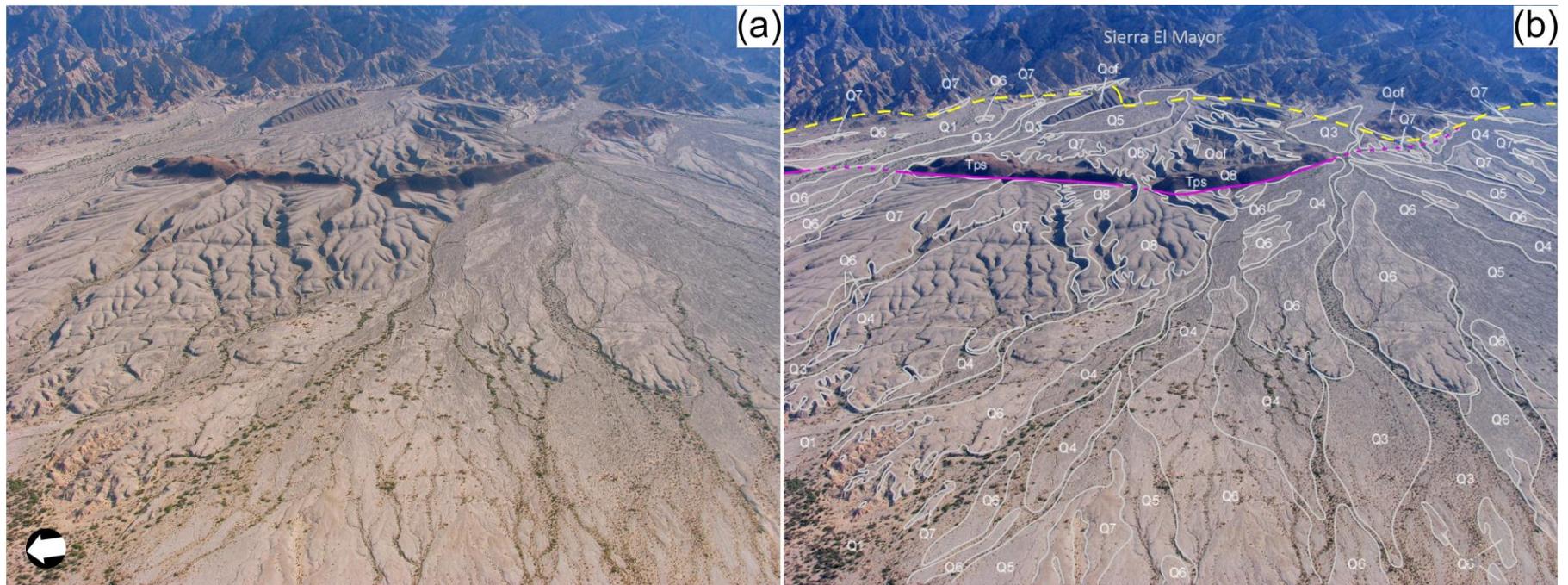


Figura 21. Fotografías oblicuas que muestran una sección del segmento antiforme sur que presenta las ocho superficies aluviales. Éstas fueron reconocidas por Spelz (2008), con base a su elevación relativa, el desarrollo del barniz del desierto, la presencia/ausencia de barras y canales, el grado de intemperismo de clastos superficiales, la abundancia y el tipo de vegetación, así como el grado de madurez del suelo. (a) Imagen cruda que muestra una secuencia de abanicos aluviales localizados en la zona de Dorsal Roja o Red Ridge, en el dominio antiforme sur de la falla CDD, misma que está presentada en la Fig. 20. (b) Imagen anotada que muestra la nomenclatura y contactos litológicos entre los diferentes tipos de superficies aluviales (líneas de color blanco). De acuerdo a lo anterior, la superficie Q1 es considerada como la más joven, y la superficie Q8, la más antigua. Se aprecia también, la disminución de la altura de cada unidad, conforme aumenta su edad relativa. Las superficies más antiguas, que se encuentran sólo en este segmento (i.e. Q8) muestran una altura mayor que el resto de los abanicos aluviales. Abreviaciones: Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano; Tps = formación Palm Springs.

3.2 Secuencias y morfología de los abanicos y superficies aluviales

La morfología de los abanicos aluviales es un reflejo de los diferentes procesos de formación y evolución de dichas estructuras. Cada estilo de abanico aluvial depende de la relación entre los factores de erosión y depositación, los cuales a su vez dependen de las condiciones hidráulicas, la pérdida de fuerza del medio de transporte, así como el origen y la cantidad de sedimento disponible en cada sistema (Blair y McPherson, 1994; Al-Farraj y Harvey, 2005).

En la Sierra El Mayor, Spelz (2008) y Spelz y colaboradores (2008) reconocieron solamente secuencias telescópicas de abanicos aluviales, las cuales se caracterizan por crecer por progradación (Fig. 22). No obstante, y con base en las imágenes de alta resolución generadas en el presente trabajo, se han también reconocido y cartografiado secuencias anidadas de abanicos aluviales en la zona de estudio. Las secuencias anidadas, a diferencia de las telescópicas crecen por agradación (Fig. 22).

3.2.1 Secuencias anidadas y telescópicas de abanicos aluviales

A lo largo de la margen oeste de la Sierra El Mayor, se observan dos tipos de secuencias de abanicos aluviales, las cuales se han diferenciado con base en su morfología y alturas relativas:

(1) Las secuencias telescópicas de abanicos aluviales son las más comunes y se caracterizan por la incisión de la superficie aluvial por su propio canal alimentador, haciendo que el abanico crezca por progradación una vez que la trinchera emerge e intersecta nuevamente la superficie aluvial en un punto localizado corriente abajo hacia la mitad del abanico (Fig. 22). En este tipo de secuencias las superficies aluviales aumentan progresivamente de altura en la medida que aumenta su edad relativa (Fig. 23).

(2) Las secuencias anidadas de abanicos aluviales se caracterizan por un exceso en el aporte de sedimentos, de tal forma que la superficie aluvial crece verticalmente por agradación (Fig. 22). Dicha agradación ocurre pendiente abajo a partir del ápice del abanico, produciendo, en contraste con las secuencias telescópicas, la disminución de la edad de la superficie en la medida que aumenta su altura relativa. Este tipo de secuencia es una forma atípica de generación de superficies aluviales y sólo se encuentra, de forma puntual, cercana al pie de montaña en el extremo sur del dominio sinforme (Fig. 24).

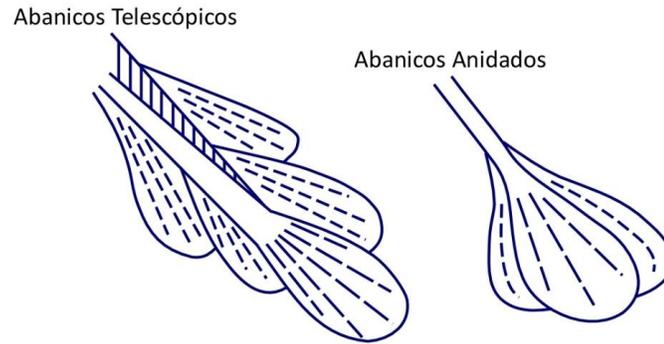


Figura 22. Representación gráfica de las dos principales secuencias de abanicos aluviales. La secuencia de abanicos telescópicos se caracteriza por la incisión de la superficie aluvial por su propio canal alimentador, haciéndola crecer por progradación. Los abanicos anidados, por el contrario, se caracterizan por un exceso en el aporte de sedimentos, logrando que la superficie aluvial crezca por agradación. En la Sierra El Mayor predomina la presencia de secuencias telescópicas de abanicos aluviales. En contraste, las secuencias anidadas afloran únicamente en el dominio sinforme sur, en donde el bajo gradiente topográfico parece disminuir la capacidad de erosión de los arroyos, favoreciendo la acumulación de sedimentos y la formación de secuencias anidadas. (Modificada de Al-Farraj y Harvey, 2005).

3.2.2. Cronología de los abanicos y superficies aluviales

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 (e.g. 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 hiperáridas 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 (e.g. 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 (e.g. Hernández, 2015), 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 (≤ 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 geomorfológicos y estructurales

La traza curvilínea de la falla Cañada David (CDD) define, a lo largo de su segmento sur, dos prominentes megacorrugaciones (o mulliones) de tipo sinforme y antiforme, respectivamente (Fig. 17). Dichas corrugaciones están caracterizadas por un frente montañoso con una morfología arqueada y un relieve topográfico ondulante (Fig. 16). Esto significa que la altura de la Sierra suele por general disminuir en el dominio sinforme en comparación con el antiforme. Similarmente, y a lo largo de su rumbo, los dominios sinforme y antiforme presentan inflexiones de menor escala las cuales definen mulliones sinformes y antiformes de menor tamaño, los cuales están caracterizados por amplitudes y longitudes de onda de hasta 0.9 km y 3 km, respectivamente (Fig. 17).

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 esta sinuosa morfología.

3.3.1 Dominio sinforme sur

El dominio sinforme sur se caracteriza por un retroceso del frente montañoso en dirección este, el cual forma un arco de 9 km de longitud y 4.5 km de amplitud (Spelz, 2008), y está limitado en sus extremos norte y sur, respectivamente, por dos mulliones antiformes de menor tamaño (Fig. 25).

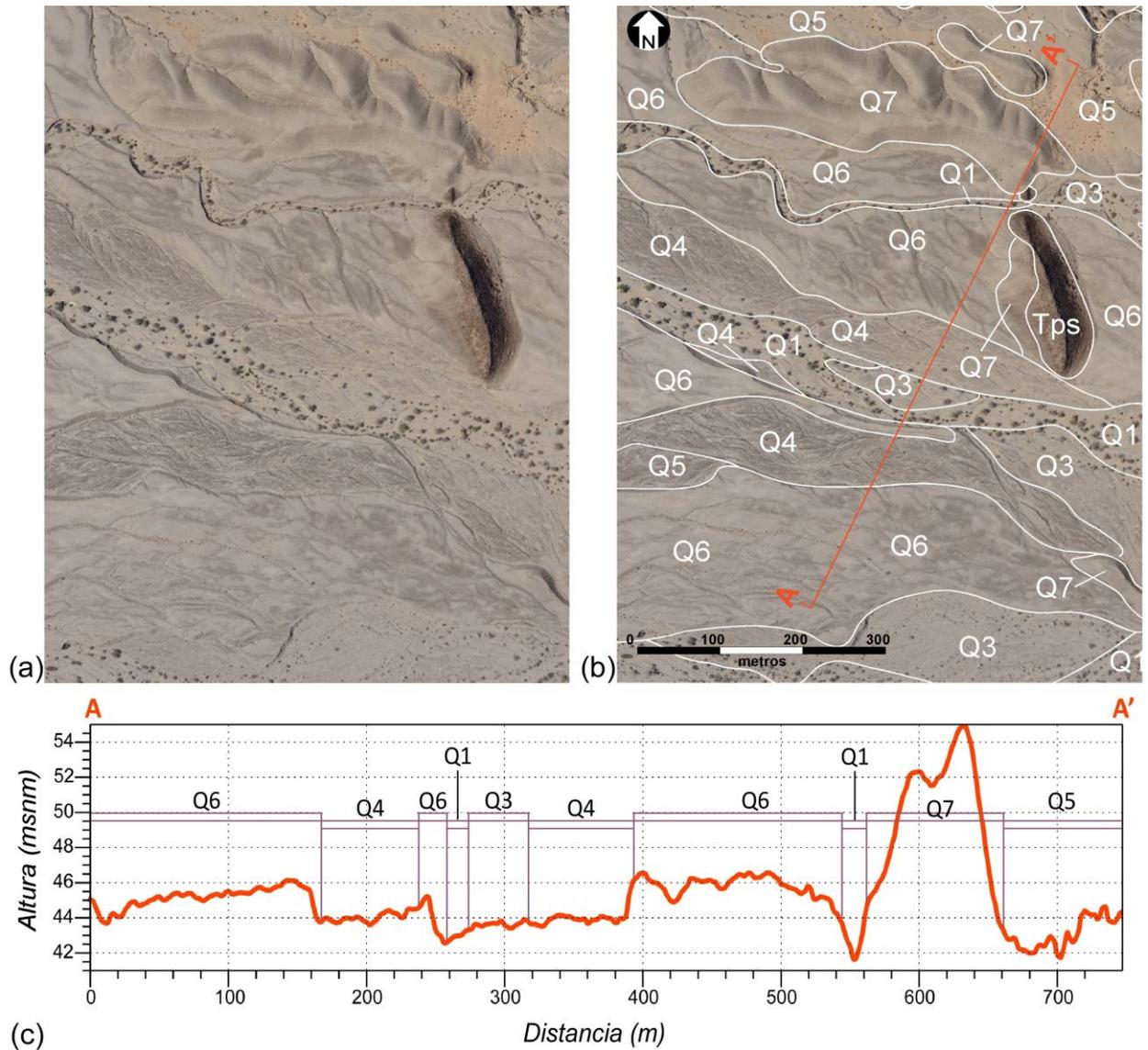


Figura 23. Ejemplo de una secuencia telescópica en el sur de la margen oeste de la Sierra El Mayor. (a) Fotografía aérea cruda que muestra una secuencia telescópica de abanicos aluviales localizados en el dominio antiformal sur de la falla CDD. Nótese como los cauces modernos (Q1) son angostos y están caracterizados por la presencia de una densa capa de vegetación; (b) Imagen aérea anotada que muestra la nomenclatura y contactos litológicos entre las diferentes generaciones de abanicos aluviales (líneas de color blanco). Q1 representa los cauces modernos mientras que Q7 es la unidad más antigua cartografiada en esta área. La línea de color naranja representa el transecto A–A' que se muestra en la figura (c); (c) transecto topográfico a través de la secuencia telescópica de abanicos aluviales. Nótese como en este tipo de secuencias, las más comunes en el área de estudio, la edad de los abanicos aumenta conforme aumenta su altura relativa. Ver texto para mayor información.

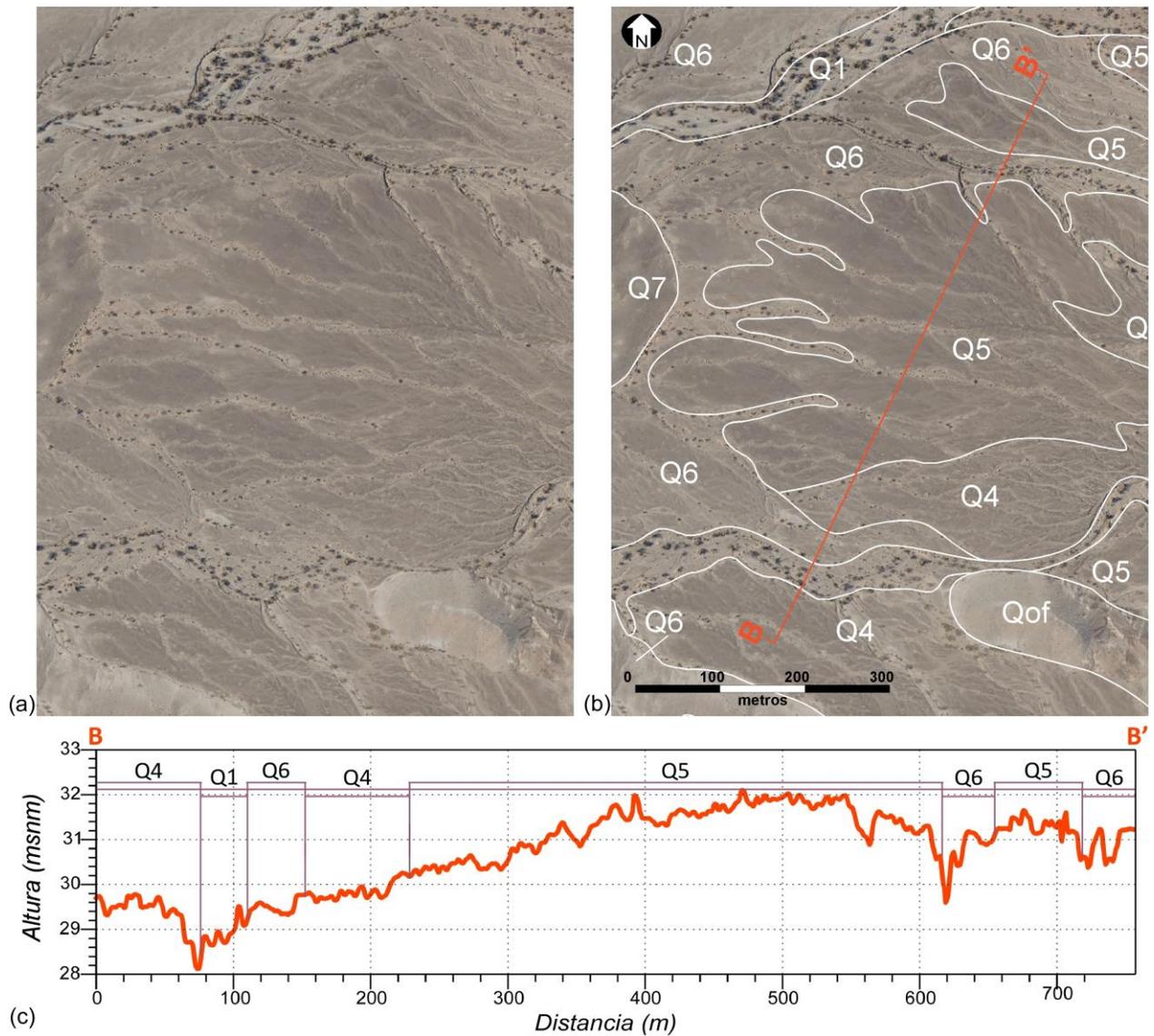


Figura 24. Ejemplo de secuencia anidada en el sur de la margen oeste de la Sierra El Mayor. (a) Fotografía aérea cruda que muestra una secuencia anidada de abanicos aluviales localizados en la porción sur del dominio sinforme sur de la falla CDD. Nótese como los canales modernos (Q1) son bastante anchos, lo cual sugiere su limitada capacidad de erosionar verticalmente sus propios depósitos; (b) Imagen aérea anotada que muestra la nomenclatura y contactos litológicos entre las diferentes generaciones de abanicos aluviales (líneas de color blanco). La línea de color naranja representa el transecto B–B' que se muestra en la figura (c); (c) transecto topográfico a través de la secuencia anidada de abanicos aluviales en la cual, como puede apreciarse, la edad de las superficies aluviales disminuye en la medida que aumenta su altura relativa. Este tipo de secuencias se presenta únicamente en la porción sur del dominio sinforme sur. Ver texto para mayor información.

En este dominio la traza de la falla CDD se reconoce solamente a partir de la presencia de una serie de dorsales elevadas, compuestas por depósitos sintectónicos antiguos de edad Plio–Pleistoceno (Qof), las cuales afloran de manera aislada a lo largo de la periferia del frente montañoso (Fig. 25; Spelz, 2008).

El arreglo de escarpes de falla cuaternarios, asociados con la actividad a lo largo de la falla maestra CDD, se separa del frente montañoso, y de la traza de la falla CDD que lo bordea, para formar un puente estructural que sorte el frente de la Sierra (Fig. 25). En su parte más distal, el arreglo de escarpes de falla se localiza a una distancia de ~ 4.3 km de la traza de la falla CDD, y está caracterizado por rupturas principalmente sintéticas las cuales en su conjunto definen arreglos de escarpes de hasta ~ 260 m de ancho (Spelz, 2008; Figs. 27 y 28).

Las relaciones cortantes de los escarpes de falla con las superficies de los abanicos aluviales, muestran que las rupturas más jóvenes se localizan adyacentes a los mulliones antifformes de menor tamaño ubicados en los extremos norte y sur del dominio sinforme (Figs. 26 y 29, respectivamente). En estas localidades las superficies más jóvenes, de edad Holoceno, que son cortadas por las rupturas, son Q3 y Q4. En contraste, los escarpes de falla más antiguos, de edad Pleistoceno, se pueden observar en la porción central del dominio sinforme cortando superficies Q6 y Q7 a lo largo de una distancia de ~ 4.6 km (Figs. 27 y 28). Esta relación sugiere que los eventos holocénicos, los cuales se desprenden a partir de los mulliones antifformes menores localizados en los límites norte y sur, respectivamente, del dominio sinforme (Fig. 25), no han logrado unirse para formar un arreglo continuo de escarpes modernos a lo largo de todo el puente estructural.

En la porción centro–norte del dominio sinforme se observa el traslape de las rupturas holocénicas y pleistocénicas (Fig. 27). La traza de las rupturas holocénicas (i.e. Q4) presenta una morfología mejor preservada y definida que las rupturas del Pleistoceno (i.e. Q6) las cuales, parecen haber sido reactivadas durante el mismo evento sísmico que produjo las rupturas más jóvenes. Este segmento del arreglo de escarpes define por lo tanto el límite sur de las rupturas Q4 que se propagaron de norte a sur a partir del mullion antifforme menor que define el límite norte del dominio sinforme.

Por lo tanto, y como se discutirá más adelante, el segmento del arreglo de escarpes que pudiese representar el mayor peligro sísmico en el dominio sinforme sur, es aquel que corresponde al segmento centro-sur el cual, caracterizado por rupturas pleistocénicas (i.e. Q6), ha permanecido inactivo por lo menos durante los últimos ~ 18 ka (Fig. 25).

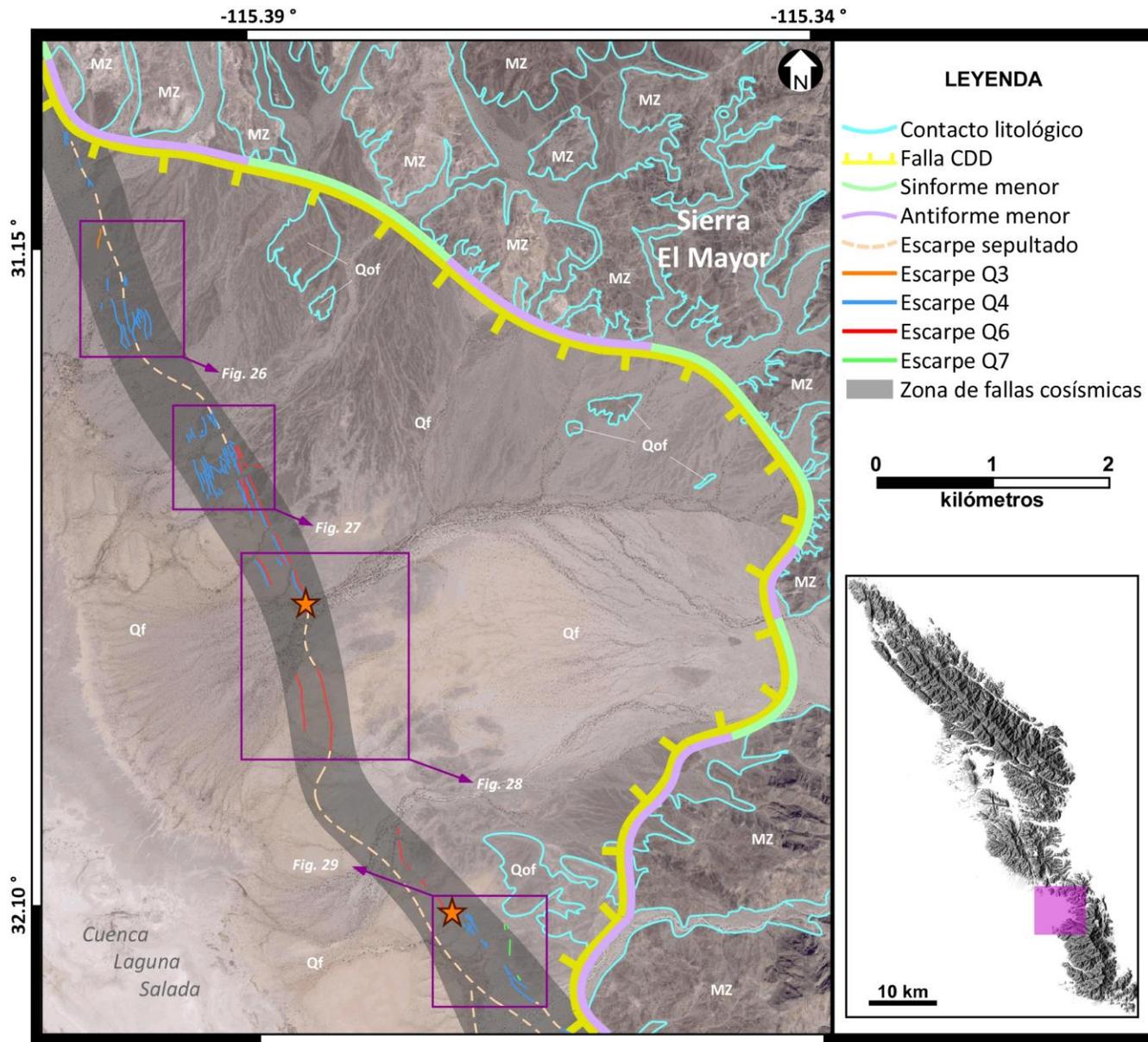


Figura 25. Imagen de satélite del dominio sinforme sur. Se observa la traza de la falla Cañada David (línea dentada de color amarillo), la cual bordea el frente montañoso de la Sierra El Mayor, definiendo corrugaciones antiformes y sinformes de menor escala (ver leyenda). El arreglo de escarpes cuaternarios diverge del frente de la Sierra para formar un puente estructural que une los límites norte y sur del dominio (envolvente de color gris). El color de los escarpes indica sus relaciones cortantes con las superficies de los abanicos aluviales. Nótese como los escarpes más jóvenes, de edad Holoceno (Q3 y Q4), divergen a partir de mulliones antiformes de menor tamaño localizados en los límites norte y sur de este dominio. Estos escarpes, a diferencia de las rupturas pleistocénicas (Q6 y Q7), no se unen para formar un arreglo continuo a lo largo de toda la longitud del puente estructural. Las estrellas de color anaranjado delimitan, respectivamente, los límites norte y sur del arreglo de escarpes pleistocénicos el cual potencialmente representa el de mayor riesgo sísmico en la zona (ver texto para mayor explicación). Abreviaciones: 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.

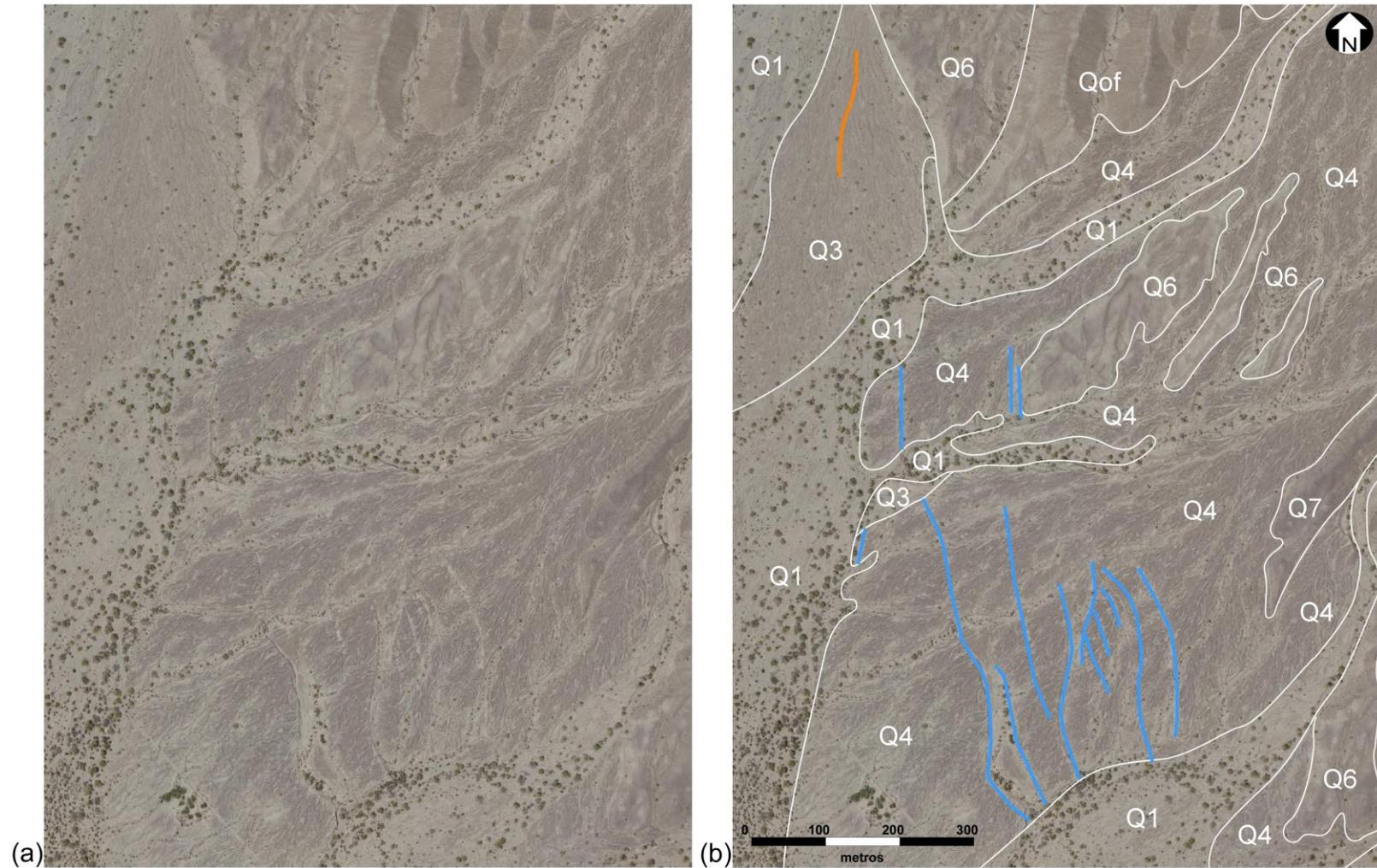


Figura 26. Fotografías aéreas del límite norte del dominio sinforme sur. La imagen de la izquierda (a) es la fotografía cruda la cual permite comparar los rasgos estructurales y morfoestratigráficos que han sido interpretados en la imagen de la derecha (b). Ambas imágenes muestran un ejemplo de las relaciones cortantes del arreglo de escarpes Cuaternarios localizados al norte del dominio sinforme sur. El arreglo de escarpes holocénicos (en color azul) cortan únicamente las superficies Q4, lo que significa que el evento sísmico que dio origen a estas rupturas es más antiguo que la edad de la superficie Q3 la cual no es cortada. El escarpe discreto de color naranja, el cual corta únicamente Q3, es la ruptura más joven cartografiada en la porción sur de la falla CDD, y muy probablemente define el límite sur del sismo de $M_L = 6.5$ del 30 de diciembre de 1934. Ver texto para mayor explicación.

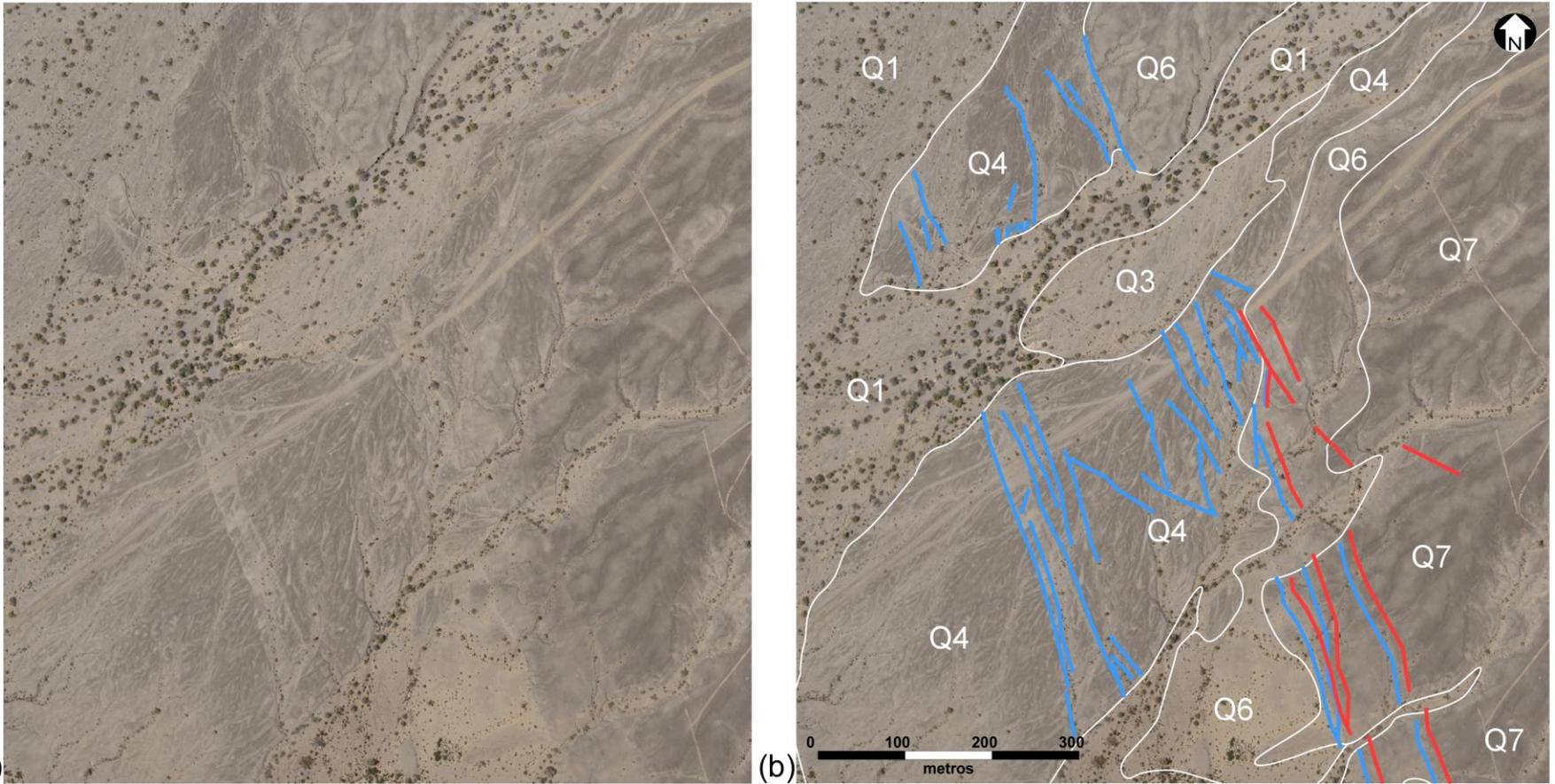


Figura 27. Fotografías aéreas de la porción centro–norte del dominio sinforme sur. La imagen de la izquierda (a) es la fotografía cruda la cual permite comparar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía de las superficies aluviales que han sido interpretados en la imagen de la derecha (b). Las fotografías muestran el traslape de dos generaciones de escarpes de falla cuaternarios. En color rojo se muestran los escarpes de falla que cortan superficies de edad Pleistoceno Q6–Q7, los cuales fueron reactivados durante el evento sísmico que produjo las rupturas holocénicas Q4 (en color azul). Como puede apreciarse, la traza de los escarpes Q4 es mejor definida y menos degradada que los escarpes pleistocénicos. Ver texto para mayor explicación.

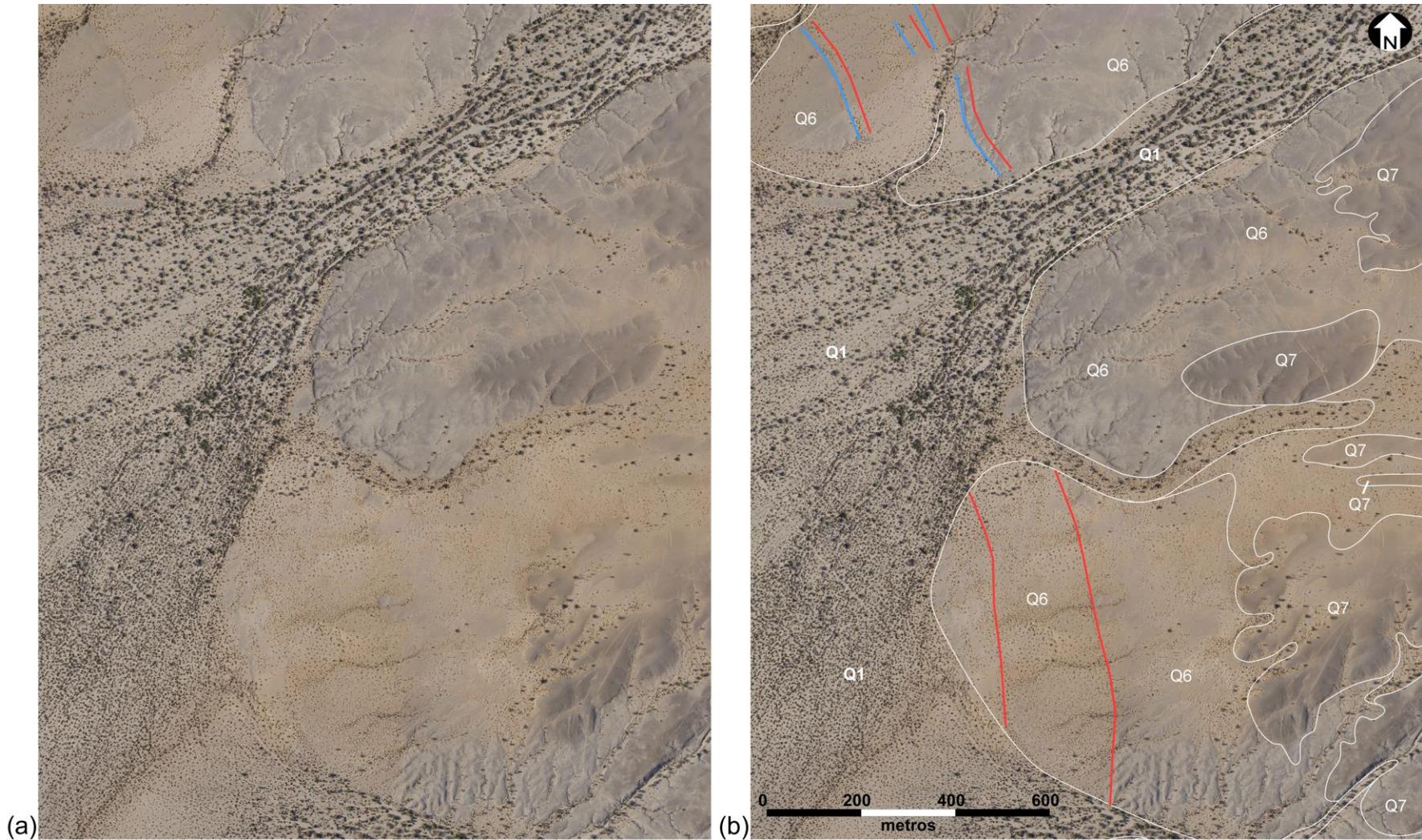


Figura 28. Fotografías aéreas de la porción centro-sur del domo sinforme sur. La imagen izquierda (a) es la fotografía cruda que permite comparar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía de las superficies aluviales que han sido interpretados en la imagen de la derecha (b). Las relaciones cortantes muestran dos generaciones de escarpes de falla cuaternarios formados, al menos, durante dos diferentes eventos sísmicos. En rojo se muestran los escarpes de falla que cortan las superficies de edad Pleistoceno Q6–Q7, de las cuales sólo aquellas ubicadas al norte del arreglo fueron reactivadas durante el evento sísmico que produjo las rupturas holocénicas Q4 (en azul).

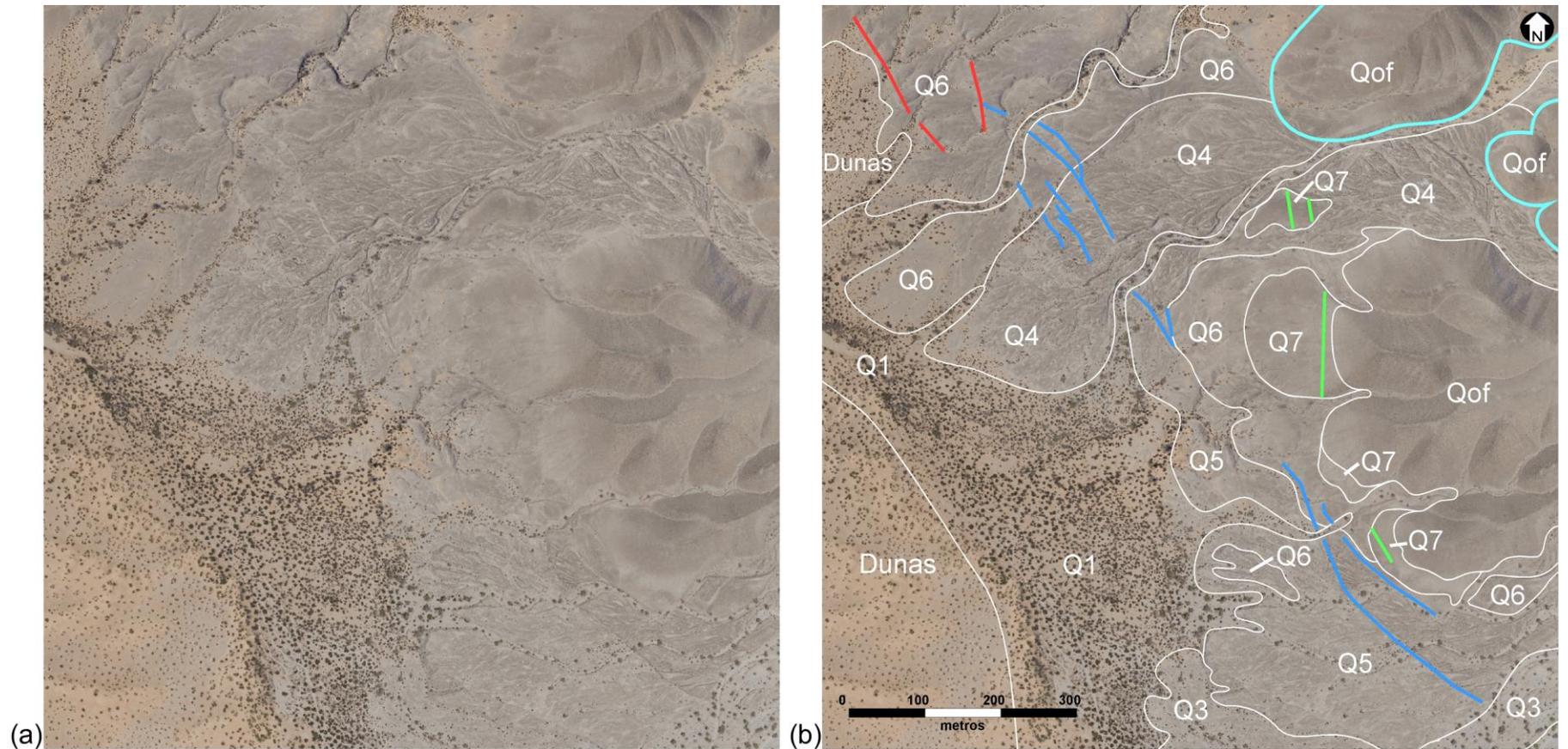


Figura 29. Fotografías aéreas de la porción sur del dominio sinforme sur. La imagen de la izquierda (a) es la fotografía cruda la cual permite comparar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía de las superficies aluviales que han sido interpretados en la imagen de la derecha (b). Las fotografías muestran el traslape de dos generaciones de escarpes de falla cuaternarios. En color rojo se muestran los escarpes de falla que cortan superficies de edad Pleistoceno Q6 y, en verde, los escarpes de edad Q7. En azul se muestran los escarpes de falla Q4, de edad Holoceno.

En el extremo norte del dominio sinforme sur, justo en la zona donde el arreglo de escarpes cuaternarios diverge del frente montañoso y de la traza de la falla CDD, se localiza un escarpe discreto, el cual corta una superficie Q3 (Figs. 25 y 26). Este escarpe tiene una longitud de ~ 170 m y un rumbo NS el cual es subperpendicular a la traza de la falla CDD. Sus relaciones cortantes indican que el escarpe no corta las superficies aluviales modernas (Q1 y Q2), no obstante, la edad relativa de la ruptura es en sí la más joven que se localiza en la porción sur de la falla CDD. Esta relación sugiere que el escarpe podría estar asociado con el más reciente evento sísmico a lo largo de la falla CDD, el cual corresponde al sismo de magnitud $M_L = 6.5$ ocurrido el 30 de diciembre de 1934 (Leeds, 1979; Doser, 1994).

3.3.2 Dominio antiforme sur

El dominio antiforme sur se extiende por una longitud de más de 10 km dando al frente montañoso de la Sierra El Mayor una apariencia sutilmente convexa en dirección al oeste. En su extremo norte limita con el dominio sinforme sur, en un mullion antiforme de menor tamaño, mientras que en su extremo sur es limitado por otro mullion de menor tamaño, aunque con mayor radio de curvatura, justo donde la traza de la falla CDD se curva en dirección SE hasta desaparecer por debajo de los sedimentos aluviales que definen el límite sur de la Sierra El Mayor (Fig. 30). En este dominio, y al igual que en el dominio sinforme sur, la presencia de dorsales elevadas compuestas por depósitos sintectónicos de edad Plio–Pleistoceno (Qof) permiten reconocer la traza de la falla CDD. Estas dorsales, las cuales afloran cerca del frente montañoso, se encuentran en contacto por falla de bajo ángulo con rocas del basamento Mesozoico las cuales constituyen el bloque de piso de la falla CDD (Spelz, 2008; Spelz et al., 2008).

El arreglo de escarpes de falla cuaternarios en el dominio antiforme sur exhibe importantes variaciones estructurales y de corte a lo largo de su rumbo. Al norte de este dominio, el arreglo de rupturas es discreto y se mantiene paralelo y relativamente cercano (~ 200 m) a la traza de la falla maestra CDD, presentando pequeñas inflexiones que coinciden con los mulliones antiformes de menor tamaño (Fig. 30). Hacia el sur, y a lo largo de su rumbo, el arreglo de escarpes se aleja paulatinamente del frente de la Sierra y de la traza de la falla CDD, hasta alcanzar una distancia de ~ 2.6 km en la sección conocida como Dorsal Roja o Red Ridge (Fig. 30). En esta región el arreglo de escarpes se vuelve también más complejo, alcanzando una amplitud de hasta ~ 1.6 km. Finalmente, en el extremo sur del dominio antiforme, el arreglo de escarpes adquiere nuevamente un comportamiento discreto hasta desaparecer describiendo una curvatura paralela al frente montañoso.

compleja. El color de los escarpes indica sus relaciones cortantes con las superficies de los abanicos aluviales: al norte del dominio, el arreglo de escarpes presenta una edad Holoceno; en el centro afloran escarpes de edad Holoceno y Pleistoceno, mientras que, al sur del dominio, los escarpes cortan las superficies aluviales más antiguas encontradas en Laguna Salada (i.e. Q7 y Q8). Nótese que al norte de la Dorsal Roja se encuentra una secuencia de escarpes que corta únicamente una superficie moderna Q3, y que difiere en orientación con el resto de los escarpes adyacentes, por lo que pueden ser considerados como los primeros escarpes modernos en ser identificados en el segmento sur de la falla CDD (ver texto para mayor explicación). Abreviaciones: 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.

Las relaciones cortantes de los escarpes de falla con las superficies de abanicos aluviales, muestran claramente que al norte del dominio predominan los escarpes de edad Holoceno los cuales cortan superficies Q4 y Q5, (Fig. 30). El límite norte del dominio presenta escarpes de edad Q4 y, aproximadamente, 2.9 km hacia el sur, el arreglo de escarpes corta únicamente superficies Q5, por lo que se considera un evento Q5 (Fig. 31). En la parte central del dominio antiformal se presentan escarpes de edad Holoceno, que cortan unidades Q5, así como escarpes pleistocénicos que cortan superficies Q6 y Q7 (Fig. 32). En general, los escarpes presentes en esta sección no han sido reactivados por eventos más jóvenes, e incluso presentan diferentes orientaciones lo que permite clasificarlos como eventos diferentes (Fig. 30).

El área correspondiente a la Figura 33, muestra escarpes holocénicos, que cortan superficies Q4 y Q5. Es en esta área donde se identificó un pequeño arreglo de escarpes que cortan una superficie aluvial de edad Q3 (Fig. 33). Mediante un perfil topográfico, es posible apreciar la longitud de los escarpes que varía de entre 10 y 69 cm, que difieren en orientación con las barras y canales de la superficie que cortan, así como de la orientación de otros escarpes cercanos (Fig. 33). Por ello se considera que, de ser escarpes de falla, fueron generados por un evento moderno (i.e. < 2 ka), siendo los primeros en ser identificados a lo largo del segmento sur de la falla CDD.

Al sur del dominio, en la región conocida como Red Ridge, se presentan las superficies aluviales más antiguas registradas en Laguna Salada (i.e. Q8). Aquí, el arreglo de escarpes crece en cantidad y anchura (Fig. 34). Los escarpes presentes en esta área son de edad Pleistoceno debido a que cortan únicamente superficies Q6, Q7 y Q8, sin cortar las superficies más jóvenes que también se encuentran presentes en el área. Sin embargo, es posible identificar escarpes evidentemente mejor preservados que otros, lo cual sugiere que todos ellos fueron generados en un evento de edad Q7, y que sólo algunos fueron reactivados en un evento de edad Q6 (Fig. 34). En el extremo sur del dominio antiformal, la densidad del arreglo de escarpes, principalmente de edad Pleistoceno, disminuye considerablemente, haciendo un giro hacia el este, paralelo al trazo de la falla CDD, hasta desaparecer.

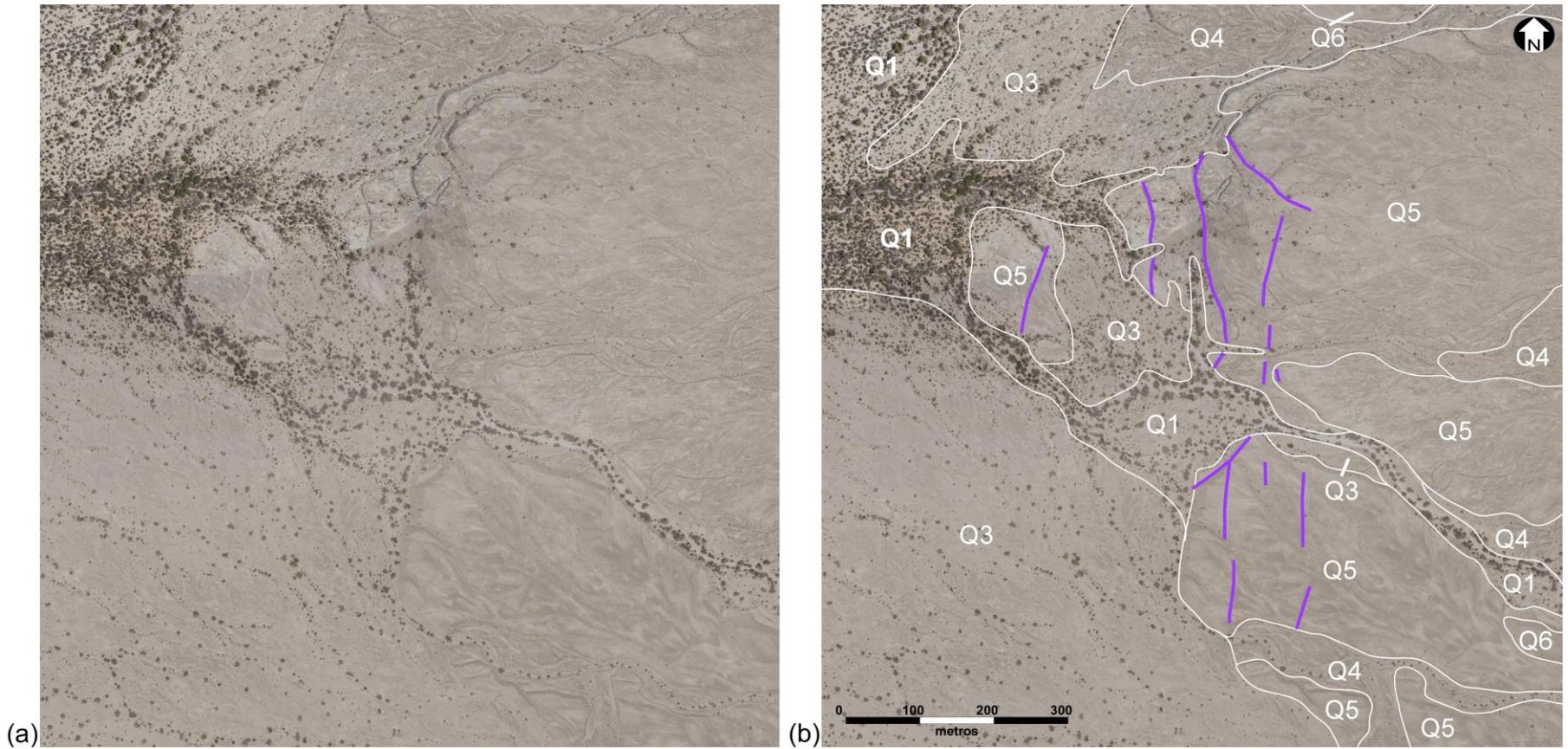


Figura 31. Fotografías aéreas de la sección norte del dominio sinforme sur. (a) Fotografía cruda que permite comparar los rasgos estructurales y morfoestratigráficos que han sido interpretados en la imagen derecha (b). Ambas imágenes muestran un conjunto de escarpes de edad Holoceno, en color morado, que cortan únicamente las superficies Q5 de edad Holoceno. Nótese que los límites de dichos escarpes se encuentran bien definidos por las superficies aluviales adyacentes (Q1, Q3 y Q4), las cuales no son cortadas.

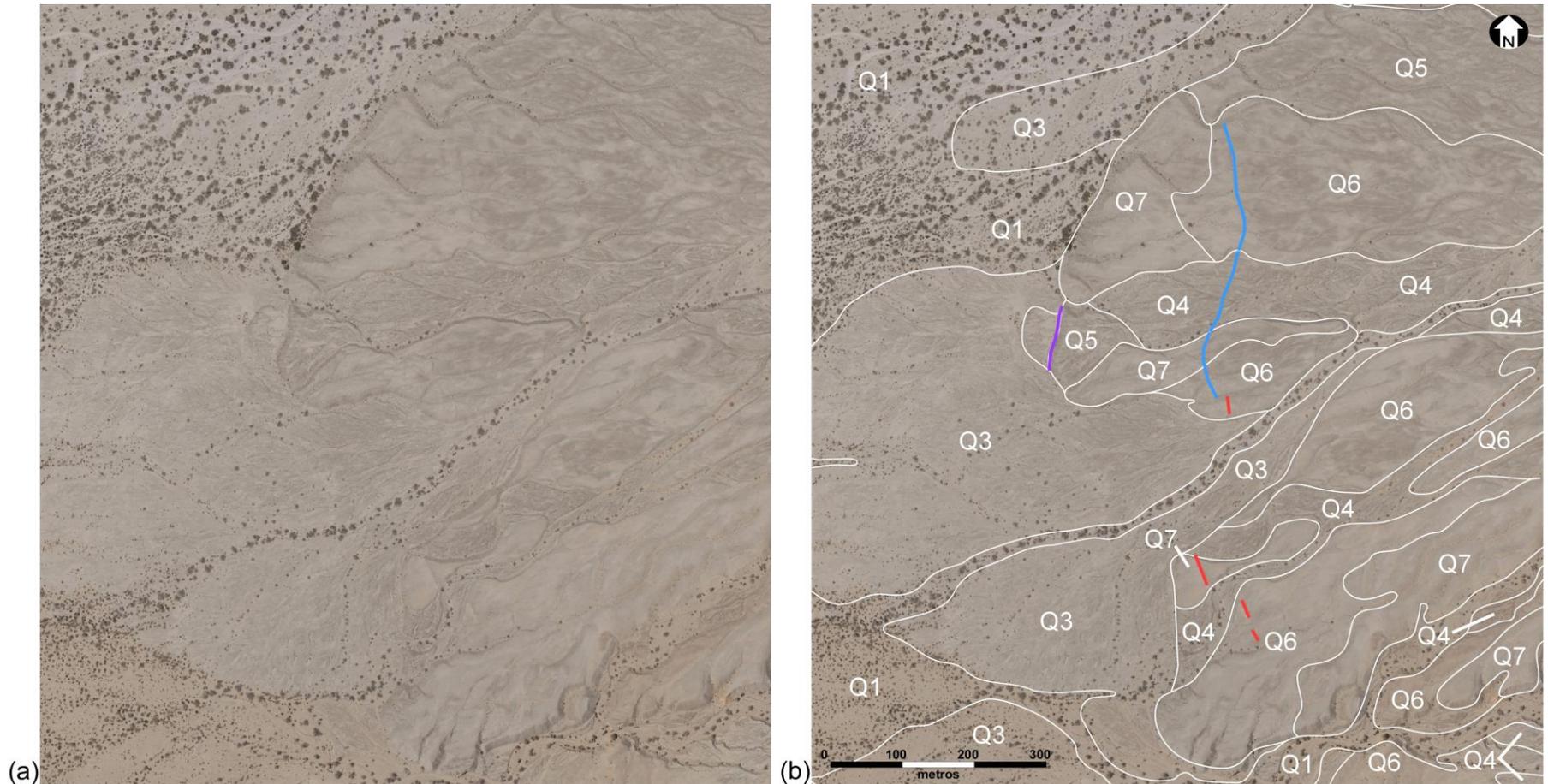


Figura 32. Fotografías aéreas de la porción central del dominio antiformal sur. La imagen izquierda (a) representa la fotografía cruda que permite comparar los rasgos estructurales y morfoestratigráficos que han sido interpretados en la fotografía derecha (b). Ambas fotografías muestran tres eventos de edades distintas. El primer evento, de edad Holoceno, es inferido a partir de un escarpe (color azul) que corta superficies de edad Holoceno (Q4) y Pleistoceno (Q6 y Q7). El segundo evento, de edad Holoceno, es inferido a partir de un escarpe (en color morado) el cual corta únicamente la superficie Q5. La edad máxima de este evento corresponde a la edad de la superficie aluvial más joven que es cortada (i.e. Q4). Por último, el tercer evento, se infiere a partir de la relación cortante de los escarpes (en color rojo), que cortan únicamente las superficies de edad Pleistoceno (i.e. Q6 y Q7).

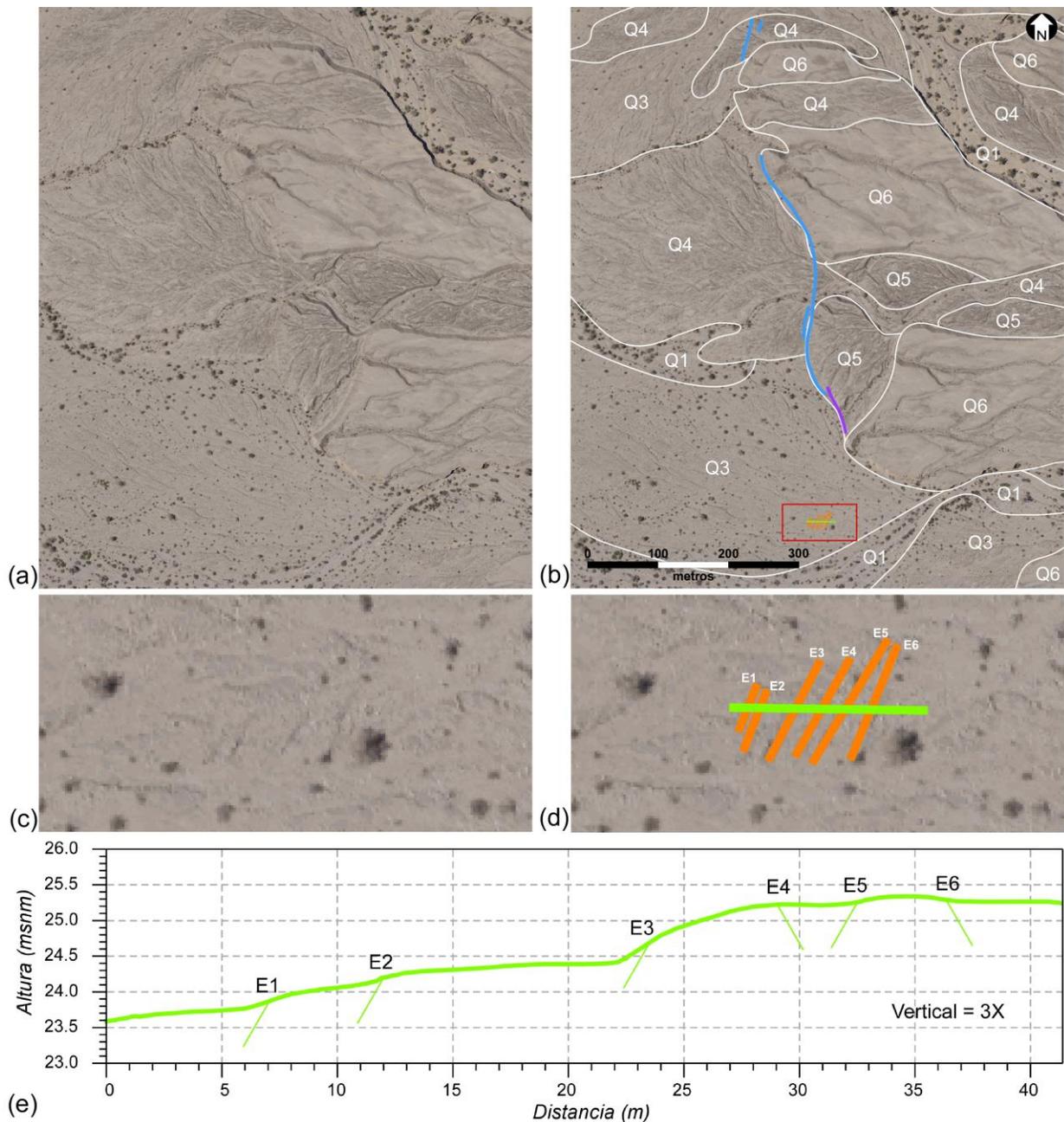


Figura 33. Fotografías aéreas que muestran el arreglo de escarpes modernos en la porción centro - sur del domino sinforme sur. (a) Es la fotografía en crudo que permite comparar la traza de escarpes de falla y la morfoestratigrafía que han sido interpretados en la fotografía (b). Se observan dos eventos de edad Holoceno (un evento Q4 con líneas azules y un evento Q5, línea morada) que delimitan superficies Q4, Q5 y Q6. Al sur de estas fotografías se observa una pequeña secuencia de escarpes (líneas anaranjadas), que difiere en orientación a los dos eventos antes mencionados y que cortan únicamente una superficie moderna Q3. (c) Es la imagen cruda del acercamiento de los escarpes modernos. (d) Acercamiento de los escarpes modernos que muestran su trazo en color anaranjado y el segmento C-C' (en color verde), a partir del cual se obtuvo el perfil topográfico (e). (e) Perfil topográfico que muestra la pendiente de los escarpes modernos identificados en la superficie aluvial Q3. Se observa que la altura de los escarpes varía de 10 cm (i.e. E4) hasta los 69 cm (i.e. E3) y que dos de ellos son antitéticos (i.e. E4 y E6), y el resto sintéticos. Al cortar, dichos escarpes, únicamente la superficie Q3, se pueden considerar como los más jóvenes identificados en el segmento sur de la falla CDD a la fecha.

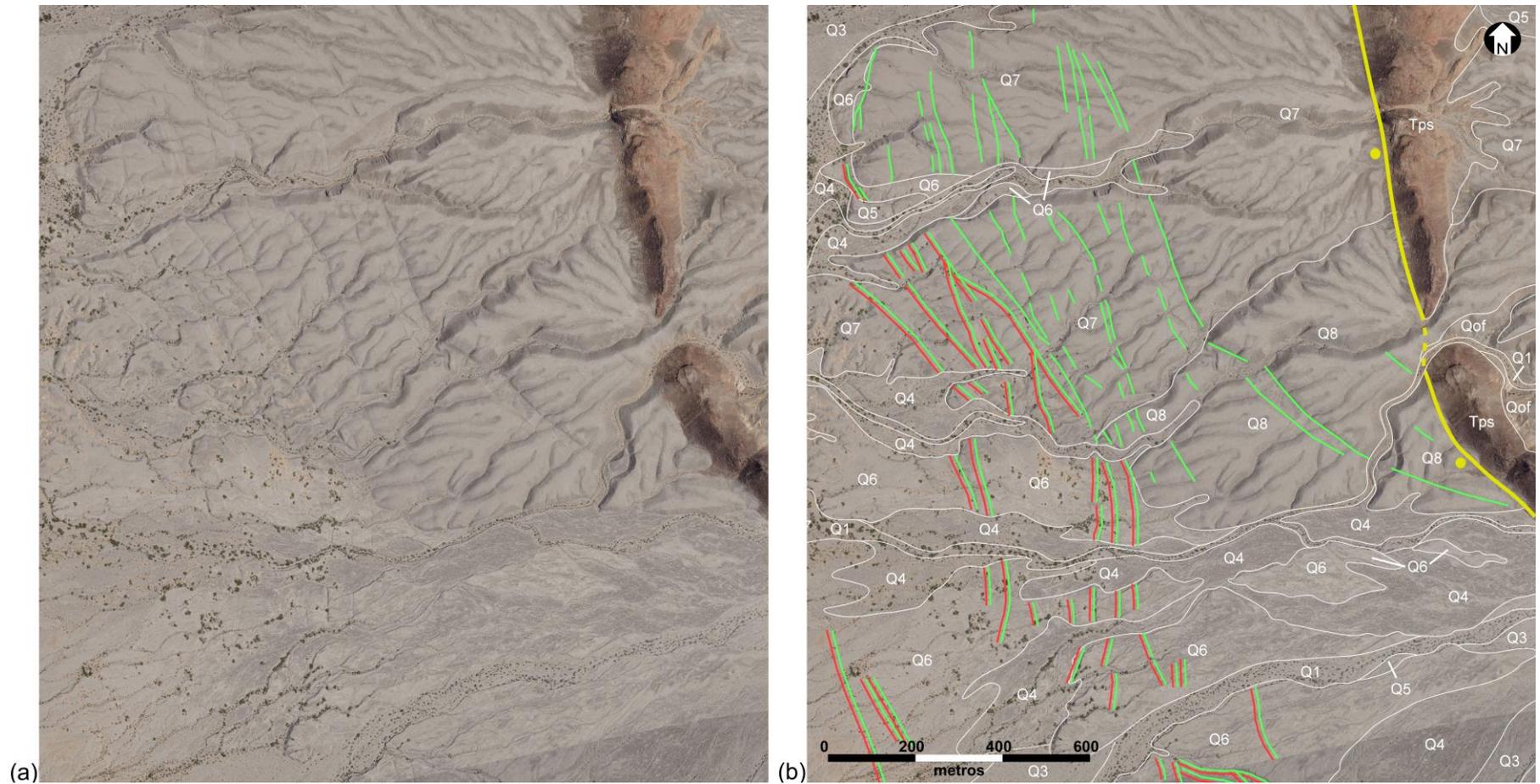


Figura 34. Fotografías aéreas de la porción sur del segmento antiforme sur. La imagen (a) es la fotografía cruda que permite comparar la traza de los escarpes de falla y la morfoestratigrafía de las superficies aluviales que han sido interpretadas en la imagen (b). En el área se presentan las superficies aluviales más antiguas encontradas en el segmento sur de la falla CDD (i.e. Q8), que predominan junto a las superficies Q6 y Q7, también pleistocénicas. Las superficies Q5 son relativamente escasas en la zona. En ambas fotografías se observa la complejidad del arreglo de escarpes que corta únicamente las superficies de edad Pleistoceno (i. e. Q6, Q7 y Q8). Sin embargo, debido a la diferencia de pendiente y al grado de preservación de los escarpes, es posible identificar dos eventos pleistocénicos, el primero, de edad Q7, que formó todos los escarpes presentes en el área (líneas verdes) y el segundo, de edad Q6, (líneas rojas), que reactivó los escarpes más alejados de la formación Tps. Los escarpes reactivados se representan con pares de líneas paralelas, verdes y rojas.

Capítulo 4. Discusiones

4.1 Segmentos sísmicos

A partir de las relaciones cortantes entre abanicos aluviales del cuaternario y los escarpes cosísmicos se identificaron cinco eventos sísmicos de diferentes edades en el segmento sur de la falla CDD (Fig. 35).

Segmento de edad Q3. Al norte del dominio sinforme sur se encuentra un único escarpe que corta una superficie aluvial Q3. Debido a que este segmento no logra cruzar el centro del dominio sinforme sur se considera como el límite sur del evento sísmico $M_L = 6.5$ de 1934. Sin embargo, en el presente estudio se observó un discreto arreglo de escarpes que cortan únicamente una superficie de edad Q3, al norte de la zona Dorsal Roja, en el dominio antiforme sur, cuya relevancia se discutirá más adelante.

Segmento de edad Q4. Se presenta al norte del dominio sinforme sur como un arreglo abundante de escarpes que logró reactivar escarpes de edad Q6, pero que no lograron cruzar el centro del dominio sinforme sur. A diferencia del segmento Q3, éste segmento reaparece al sur del dominio sinforme y se presenta, de forma discreta, a lo largo del dominio antiforme sur, hasta desaparecer en la zona de Dorsal Roja.

Segmento de edad Q5. Este segmento se presenta únicamente en el dominio antiforme sur. Al norte de dicho dominio el arreglo de escarpes de edad Q5 es relativamente más complejo que en el sur. Al igual que el segmento Q4, el segmento Q5 desaparece en la zona de Dorsal Roja.

Segmento de edad Q6. Este segmento se encuentra a lo largo de todo el segmento sur de la falla CDD. En el dominio sinforme sur, presenta escarpes de edad Q6 y escarpes reactivados por el evento sísmico de edad Q4. El segmento Q6, a diferencia de los segmentos holocénicos (i.e. Q3, Q4 y Q5), si logra atravesar el centro del dominio sinforme sur. A partir del extremo sur de dicho dominio, el arreglo se discretiza y se prolonga a lo largo de todo el dominio antiforme sur. Al llegar a la zona de Dorsal Roja, el arreglo se vuelve complejo, al reactivar escarpes más antiguos, de edad Q7. Al sur de la Dorsal Roja, el arreglo gira paralelo al trazo de la falla CDD hasta desaparecer.

Segmento de edad Q7. Al igual que el segmento Q6, este segmento se extiende a lo largo de todo el segmento sur de la falla CDD. En el dominio sinforme sur se presenta discreto y, si bien su presencia no

es constante a lo largo del dominio antiformal sur, en la zona de Dorsal Roja, el arreglo se vuelve dramáticamente complejo, cortando las superficies aluviales pleistocénicas mejor conservadas del segmento sur de la falla CDD (i.e. Q7 y Q8). En éste punto, este arreglo de escarpes es, además, el más antiguo localizado en la margen oriental de la cuenca Laguna Salada (Spelz, 2008). Al igual que en el segmento Q6, al sur de la Dorsal Roja, el arreglo gira y se mantiene paralelo al trazo de la falla CDD hasta desaparecer.

Spelz (2008) menciona que los escarpes se vuelven más jóvenes conforme se acercan a la cuenca Laguna Salada. En este estudio, es posible constatar dicho comportamiento, al observar que los eventos sísmicos que reactivaron escarpes (i.e. Q4 y Q6), lo hicieron sólo en aquellos localizados en el extremo occidental de los arreglos, es decir, que los escarpes más jóvenes se encuentran más alejados del frente montañoso.

El patrón descrito por el arreglo de escarpes a lo largo de la margen oriental de la cuenca Laguna Salada, en el que los escarpes no siguen en su totalidad el trazo de la falla, si no que su distancia aumenta y disminuye sistemáticamente con respecto al frente montañoso, puede considerarse como el resultado de la migración de la deformación en dirección a la cuenca (Fletcher y Spelz, 2008), que es evidentemente más profunda en los dominios sinformales (Spelz, 2008), como se observa en el segmento sur de la falla CDD, en cuyo dominio sinforme el arreglo se encuentra alejado ~ 4.3 km del trazo de la falla CDD, a diferencia del dominio antiformal en el que el arreglo no se aleja del trazo de la falla más de 200 m (Fig. 31). Esta es una característica que se apega al modelo rolling-hinge (Bartley et al., 1990).

4.2 Origen de las secuencias anidadas de abanicos aluviales

Se sabe que, en el proceso de formación de abanicos aluviales, el área de la cuenca de drenaje, el relieve y la geología controlan el suministro de agua y sedimentos y que, junto a la tectónica, controlan la ubicación, el arreglo y la geometría del abanico (Harvey, 2005). A su vez, los cambios climáticos alteran la tasa de suministro de sedimentos, generando un cambio en el régimen de erosión/depositación, por lo que se considera que, si bien la tectónica juega un papel importante en la formación de abanicos aluviales, las secuencias de abanicos responden primordialmente a controles climáticos (Harvey, 2005). Más que detonar el proceso de depositación de sedimentos, la actividad tectónica a escala regional provee el contexto que define dicho proceso (Pope y Wilkinson, 2005). Por ello, un análisis de sucesión de abanicos

aluviales sin-tectónicos, debe contemplar la interacción espacial y temporal de los factores que influyen tanto en la cuenca de captación como en la cuenca sedimentaria (Leleu et al., 2005).

De acuerdo con Spelz (2008), en la margen oriental de la cuenca Laguna Salada, la formación de las superficies aluviales se da en función de la incisión vertical de los causes en las cuencas de drenaje, de la erosión lateral que forma superficies elevadas en bisel y de la tasa de depositación superficial de gravas. La abundante presencia de cañones en forma de ranura y facetas triangulares en las laderas de la sierra El Mayor, cercanas a rupturas recientes, indican que la incisión vertical está controlada, a su vez, por los desplazamientos de falla (Spelz, 2008). Sin embargo, si el abandono de las superficies aluviales fuese propiciado por cambios en el nivel base, producto del fallamiento, las superficies aluviales tendrían que disponerse asincrónicamente a lo largo del frente de la sierra, pero, por el contrario, presentan un patrón de disposición sincrónica, indicando que todas fueron formadas simultáneamente (Spelz, 2008). Por lo tanto, Spelz (2008) sugiere que las variaciones en el clima son el principal factor que afecta al sistema aluvial, más que las características geomórficas producto del tectonismo.

A la fecha, se consideraba que todas las superficies aluviales en la margen oriental de la cuenca Laguna Salada formaban secuencias telescópicas (e.g. Spelz, 2008; Spelz et al., 2008), en las que el abanico crece por progradación, aumentando su altura en la medida en que aumenta su edad. Sin embargo, en este estudio se documentó la presencia de una secuencia anidada de abanicos aluviales, localizadas puntualmente, a pie de montaña, en el límite sur del dominio sinforme sur de la falla CDD. A diferencia de las telescópicas, las secuencias anidadas crecen por agradación y su edad disminuye en la medida en que su altura aumenta.

El dominio sinforme sur se caracteriza por presentar los canales más activos de todo el segmento sur de la falla CDD. Particularmente, presenta un canal central que atraviesa transversalmente el centro dominio, superando los 6 km de longitud, desde el punto en que intersecta el trazo de la falla CDD hasta su punto final en la cuenca (Fig. 36 y 37). Hacia el norte del canal, las superficies aluviales se desenvuelven como secuencias telescópicas, presentando una tonalidad marrón/rojiza intensa y un mejor desarrollo de textura (barras y canales). Por el contrario, el área por debajo del canal central presenta secuencias de abanicos aluviales telescópicas y anidadas, así como una tonalidad de marrón mucho menos intensa y con menos textura que su contraparte en el norte (Fig. 36 y 37). Además, en ésta sección, se presentan la mayoría de los canales con mayor actividad en el dominio. Dichas características indican que la porción sur del dominio sinforme sur presenta un mayor aporte de sedimentos o que, al menos, su alta tasa de aporte sedimentario se ha mantenido por mucho más tiempo que en la porción norte.

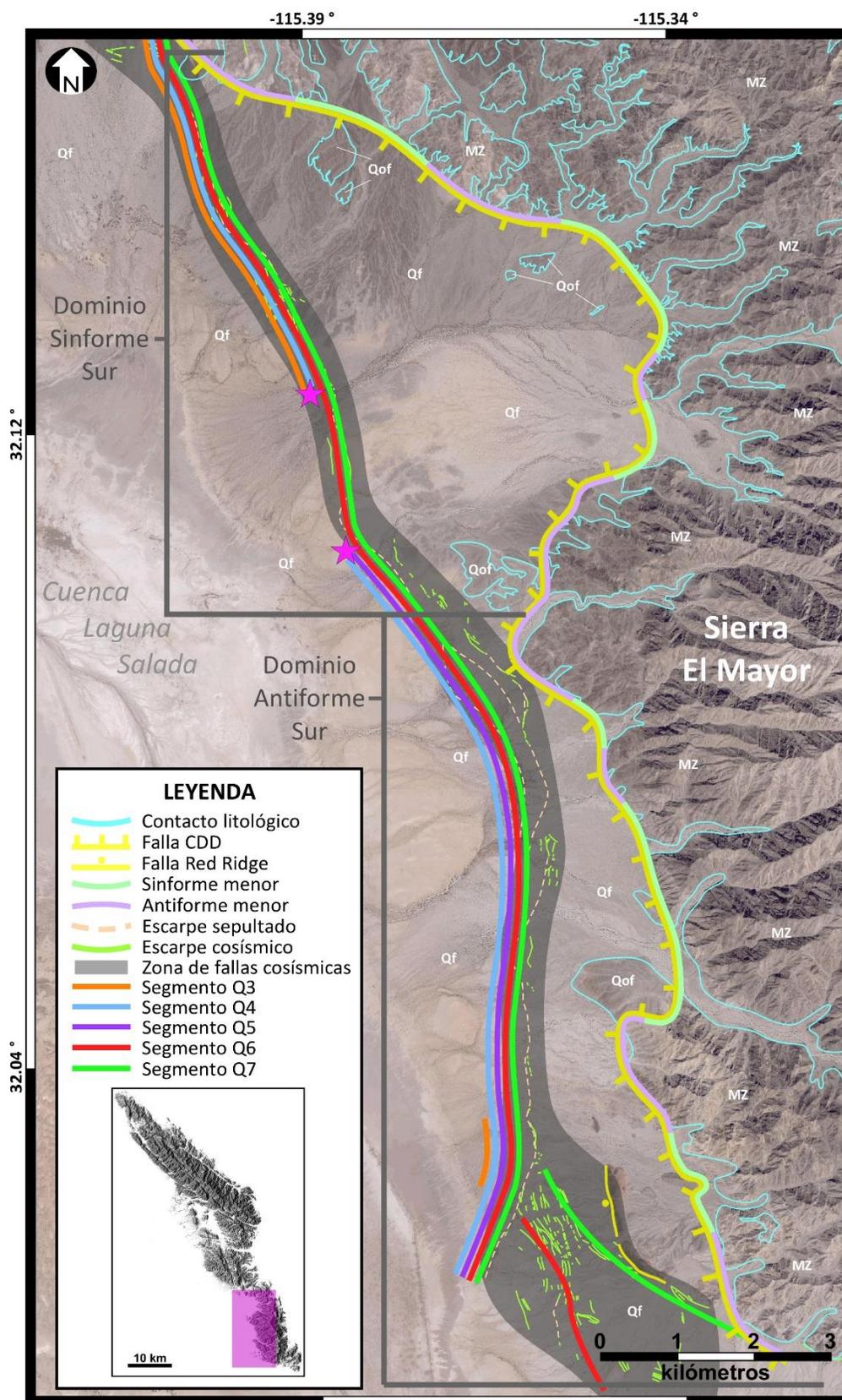


Figura 35. Segmentos sísmicos identificados en el segmento sur de la falla CDD. Con base en la interpretación de las relaciones cortantes, entre las superficies aluviales del Cuaternario y los escarpes de falla, se identificaron cinco

segmentos de edades distintas. Al norte del dominio sinforme sur se observa un (1) segmento con un único escarpe de edad Q3, considerado el límite sur del sismo de 1934, así como un (2) segmento de edad Q4, que reactivó escarpes pleistocénicos al norte del dominio sinforme sur. Ambos segmentos holocénicos no cruzan el centro del dominio sinforme sur (sus límites se encuentran indicados con estrellas rosas). El segmento Q4 reaparece al sur del mismo dominio y se extiende por el dominio antiforme sur hasta desaparecer en la zona de Dorsal Roja. Al sur del dominio sinforme sur se presenta un (3) segmento de edad Q5 que alcanza su mayor complejidad al norte del dominio antiforme sur, y que se extiende por el mismo de forma discreta hasta desaparecer en la zona de Dorsal Roja. El (4) segmento de edad Q6 se presenta a lo largo de todo el segmento sur de la falla CDD y, a diferencia de los segmentos holocénicos (i.e. Q3, Q4 y Q5), si logra cruzar el centro del dominio sinforme sur, manteniéndose discreto hasta llegar a la zona de Dorsal Roja donde presenta su máxima complejidad. El (5) segmento Q7, al igual que el segmento Q6, se extiende a lo largo de todo el segmento sur de la falla CDD, manteniéndose discreto en el dominio sinforme. En el dominio antiforme, el segmento Q7 se vuelve prácticamente ausente hasta que reaparece en la zona de Dorsal Roja, donde presenta el arreglo más complejo de la zona de estudio y los escarpes más antiguos presentes en la margen oriental de la cuenca Laguna Salada. Los eventos pleistocénicos (i.e. Q6 y Q7) giran paralelos al trazo de la falla CDD hasta desaparecer. Abreviaciones: 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.

La secuencia anidada colinda con tres formaciones contrastantes: (1) al SE con el basamento cristalino del Mesozoico, principal componente de la sierra El Mayor; (2) al SO, colinda con la mayor formación Qof del segmento sur, cuyo límite con la sierra El Mayor indica la traza de la falla CDD; y (3) al N, con abanicos aluviales que presentan un gran aporte de sedimento, dispuestos en secuencia telescópica (Fig. 36). Además, tanto la formación Qof, como el basamento cristalino, adyacentes a la secuencia anidada, se encuentran en el punto de inflexión de la falla CDD, es decir, que tienen una orientación diferente a la del centro del dominio, perpendicular a la cuenca. Estas características otorgan una condición de confinamiento que refleja la poca capacidad erosiva de los arroyos alimentadores en esta sección en particular, propiciando la acumulación de sedimentos y, en consecuencia, la formación de una secuencia anidada.

Entonces la formación de secuencias anidadas de abanicos aluviales puede estar influenciada por dos principales factores: (1) la condición confinante otorgada por la actividad de la falla CDD, al encontrarse en un punto de inflexión de la misma que, a su vez, ha generado el levantamiento de la Sierra y de la superficie aluvial Qof adyacentes; (2) el cambio de la tasa de erosión/sedimentación que ha disminuido desde los puntos de inflexión de la falla CDD, en los extremos norte y sur del dominio, que presentan mayor altura, hacia el centro del mismo, que presenta menor altura (Fig. 37), posiblemente respondiendo a la fluctuación de los periodos glaciares e interglaciares (Contreras et al., 2005).

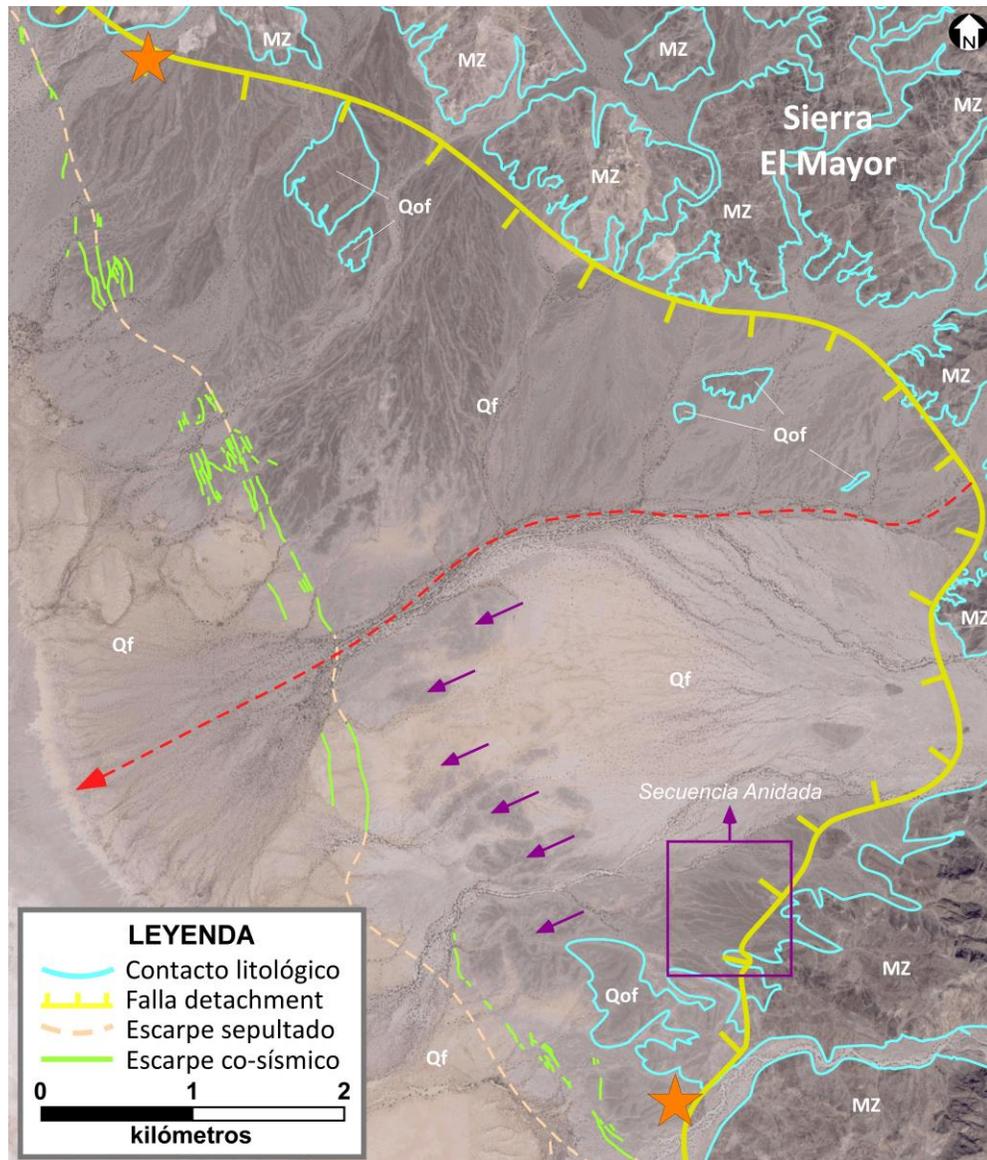


Figura 36. Contexto del dominio sinforme sur en el que se desenvuelve la secuencia anidada. En este dominio se observan los canales activos más importantes del segmento sur de la falla CDD. El canal principal, es el canal central (flecha roja discontinua) que se extiende por 6 km, desde la traza de la falla CDD hasta la cuenca Laguna Salada. Al norte del canal se presentan secuencias telescópicas de abanicos aluviales con una tonalidad marrón/rojiza intensa y un buen desarrollo de textura (barras y canales). Al sur del canal, se presentan secuencias telescópicas y anidadas, con una tonalidad marrón contrastantemente menos intensa y un menor desarrollo de textura. El área que presenta la secuencia anidada (recuadro morado) colinda al SE con la Sierra el Mayor (basamento cristalino del Mesozoico), al SO con la mayor formación Qof del segmento sur de la falla CDD y, al N, con abanicos aluviales dispuestos en secuencia telescópica. Tanto el basamento cristalino como la formación Qof se encuentran en el punto sur de inflexión de la falla (los puntos de inflexión norte y sur del dominio están indicados con estrellas anaranjadas). El cambio de tonalidad y textura en las secciones norte y sur del canal pueden ser indicadores de distintas tasas de depositación de sedimento. Una prueba de ello podrían ser las superficies aluviales pleistocénicas (i.e. Q7) que se encuentran en el centro del dominio, al sur del canal central (indicadas con flechas moradas; ver texto para mayor explicación). Ésto y la condición de confinamiento que le otorga a la secuencia anidada su adyacencia a las formaciones antes mencionadas podría explicar la diferencia en la tasa de erosión/depositación de sedimentos que permite que, en esa sección, los abanicos crezcan por agradación. Abreviaciones: 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 el caso de las secuencias anidadas, ambos factores, tectónico y climático, parecen jugar un papel igual de importante. La tectónica ha predisposto el contexto que define la tasa de depositación y el clima determinará la tasa de erosión/sedimentación a la cual se formará la secuencia de abanicos aluviales.

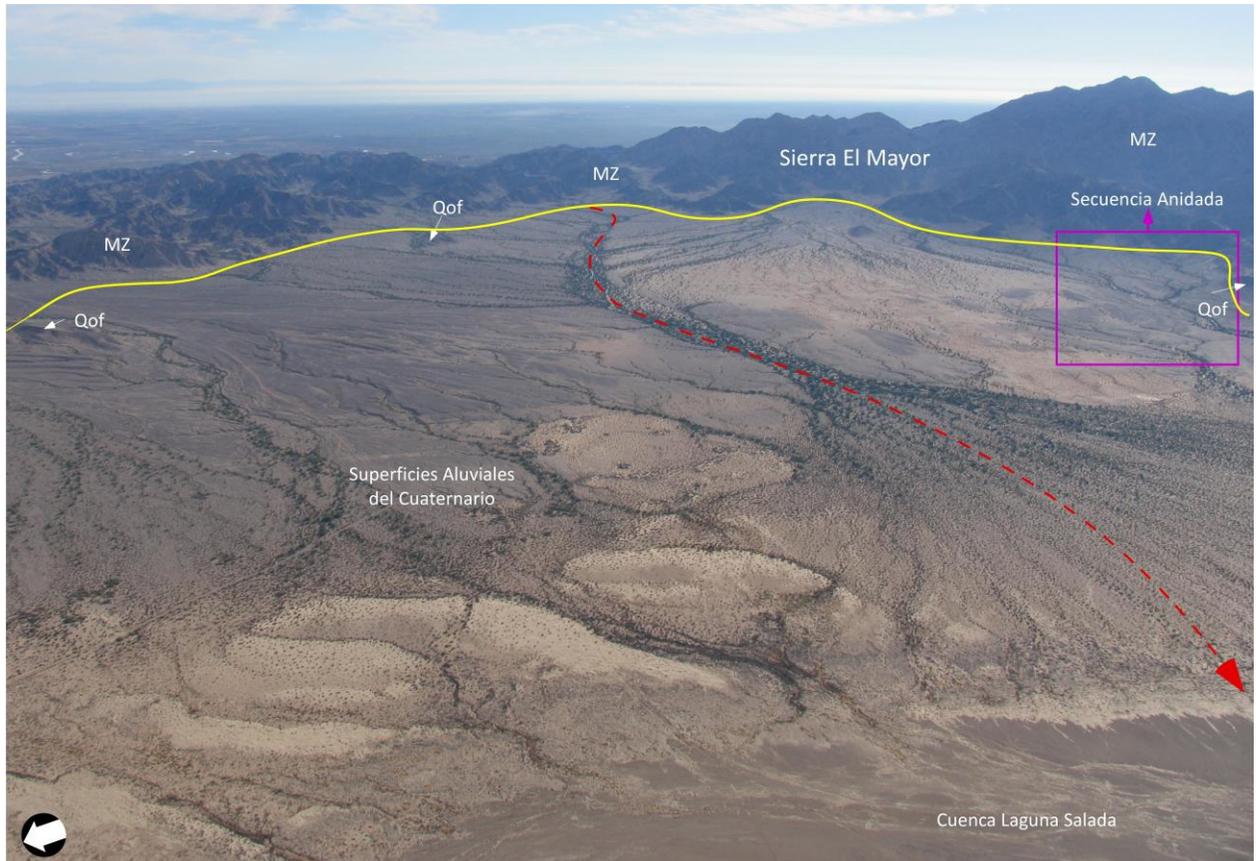


Figura 37. Fotografía oblicua del contexto del dominio sinforme sur en el que se desenvuelve la secuencia anidada. Se observa el canal principal (flecha roja discontinua) que se extiende por 6 km, desde la traza de la falla CDD hasta la cuenca Laguna Salada. Al norte del canal se presentan secuencias telescópicas de abanicos aluviales con una tonalidad marrón/rojiza intensa y un buen desarrollo de textura (barras y canales). Al sur del canal, se presentan secuencias telescópicas y anidadas, con una tonalidad marrón contrastantemente menos intensa y un menor desarrollo de textura. El área que presenta la secuencia anidada (recuadro morado) colinda al SE con la Sierra el Mayor (basamento cristalino del Mesozoico), el SO con la mayor formación Qof del segmento sur de la falla CDD y, al N, con abanicos aluviales dispuestos en secuencia telescópica. El cambio de tonalidad y textura en las secciones norte y sur del canal central pueden ser indicadores de distintas tasas de depositación de sedimento. Esto podría deberse a que, como se aprecia en la figura, la altura de la sierra disminuye gradualmente conforme se acerca al centro del dominio, por lo que la concentración del flujo de sedimentos y, en consecuencia, su capacidad erosiva es significativamente mayor en ese punto. Abreviaciones: Mz = Basamento cristalino de edad Mesozoica; Qof = unidades sedimentarias sin-tectónicas de edad Cuaternario temprano.

4.3 Origen de los puentes estructurales

Las relaciones cortantes entre los escarpes de falla y las superficies aluviales indican que el segmento sur de la falla CDD representa un límite estructural para los eventos holocénicos (i.e. Q3, Q4 y Q5). Dichos segmentos se encuentran al norte o al sur del domino, pero ninguno logra atravesar su porción central, a diferencia de los segmentos pleistocénicos (i.e. Q6 y Q7) que si logran extenderse a lo largo de todo el domino. Al “salto” que dan los eventos holocénicos se le denomina *punte estructural* (Fig. 38).

De acuerdo con Villaverde (2017), en el dominio sinforme norte de la falla CDD se han identificado dos eventos holocénicos que se han propagado en direcciones opuestas, a partir de los puntos de inflexión de la falla CDD que marcan los límites norte y sur del dominio: (1) el evento de 1892 de $M_w = 7.2$, que propagó de norte a sur; y (2) el evento de 1934 de $M_w = 6.5$, que propagó de sur a norte. Ambos eventos reactivaron segmentos de escarpes al norte y al sur del dominio, respectivamente, pero ninguno logró reactivar el segmento central del dominio, cuyas relaciones cortantes indican que se trata de un evento pleistocénico, Q6 (Fig. 38; Villaverde, 2017). Los segmentos de falla identificados en el dominio sinforme norte no se encuentran alineados, sino que presentan brincos de entre 500 y 900 m, lo que podría explicar que ambas rupturas pierdan fuerza de desplazamiento en dirección al centro del domino (Villaverde, 2017). Cabe resaltar que, el brinco entre los segmentos al norte del domino no fue frenado por el sismo de 1892 de $M_w = 7.2$.

El comportamiento del arreglo de escarpes difiere en ambos dominios sinformes ya que, en el sur, el segmento de escarpes si se encuentra bien alineado a lo largo de todo el dominio. Se infiere que, en principio, ambos dominios experimentan el mismo proceso, en el que los esfuerzos se concentran en el punto en donde se origina la fractura (puntos de inflexión norte y sur, en ambos dominios) y que, en la medida en que ésta aumenta, la deformación se acumula y la fractura muere en una dirección (el centro del dominio, en ambos casos). Cuando el evento sísmico es de gran magnitud, si existen saltos, como en el dominio sinforme norte, o desconexiones, como en el dominio sinforme sur, la falla romperá de golpe eliminando dichas brechas espaciales, tal como lo hizo el sismo de 1892 en el dominio sinforme norte o los segmentos pleistocénicos (i.e. Q6 y Q7) en el dominio sinforme sur.

Considerando que la máxima distancia entre el arreglo de escarpes en el dominio sinforme norte y el trazo de la falla CDD (12 km) es más de dos veces mayor que la distancia entre las mismas estructuras en el dominio sinforme sur (4.5 km) y con base en la presencia de una falla relictas (falla Cerro Colorado) localizada equidistantemente entre el trazo de la falla CDD y el arreglo principal de escarpes en el dominio

sinforme norte (Villaverde, 2017), así como en el desplazamiento de la deformación en dirección a la cuenca que presenta el arreglo de escarpes a lo largo de toda la falla CDD, se infiere que el dominio sinforme sur experimenta el mismo proceso de formación y abandonamiento de fallas a lo ancho del dominio. Para ello, la falla Cerro Colorado se interpreta como una versión homóloga del arreglo principal de escarpes en el sur, pero en una etapa avanzada en la que la falla ha sido abandonada y un nuevo arreglo de escarpes ha surgido, respetando la migración de la deformación en dirección a la cuenca.

Este mismo fenómeno, en el que la energía sísmica se desprende de los puntos de inflexión de la falla maestra en ambos dominios sinformes, y que ésta se propaga en diferentes direcciones (i.e. NS y SN) puede explicar también lo que ocurre en el dominio antiforme sur, en el que inflexiones menores en la falla CDD, generan mulliones de menor longitud de onda. Cambios en la orientación del arreglo principal de escarpes coinciden con los mulliones antiformes de menor tamaño a lo largo del dominio. Se infiere que, una pequeña parte de la energía sísmica, que se propaga a lo largo de la falla principal, se desprende debido a las inflexiones de la misma, mientras que la mayor parte de la energía se continúa propagando por ella. Analógicamente, cuando se tiene un objeto moviéndose en círculos se obtienen velocidades tangenciales, en ese sentido, una curva en el arreglo de escarpes refleja parte de la energía que sale tangencialmente de la traza de la falla maestra.

4.4 Ausencia de escarpes Holocénicos cortando Q1-Q3

Debido a que el arreglo de escarpes presentes en el dominio de la falla CDD puede datarse relativamente y clasificarse con base a sus relaciones cortantes, se considera que representan segmentos independientes de rupturas co-sísmicas relacionadas a la falla maestra que, a su vez, podrían ser el registro de diferentes eventos sísmicos importantes en la región (Spelz, 2008).

De acuerdo con Spelz (2008), las secuencias de abanicos aluviales del Cuaternario, adyacentes a la falla CDD presentan al menos siete eventos de gran tamaño, con una magnitud (M_w) de entre 6.2 y 7.1. Sin embargo, los dominios sinforme norte y antiforme norte, presentan rupturas modernas (< 2 ka) que no se extienden a lo largo de los dominios sinforme sur y antiforme sur. Por ello, el segmento sur de la falla CDD, es considerado como la mayor extensión que no ha sido fracturada por un evento moderno. Sin embargo, en este estudio, se encontraron supuestos escarpes en una superficie aluvial moderna Q3, al sur del dominio antiforme sur, justo al norte de la zona de Dorsal Roja.

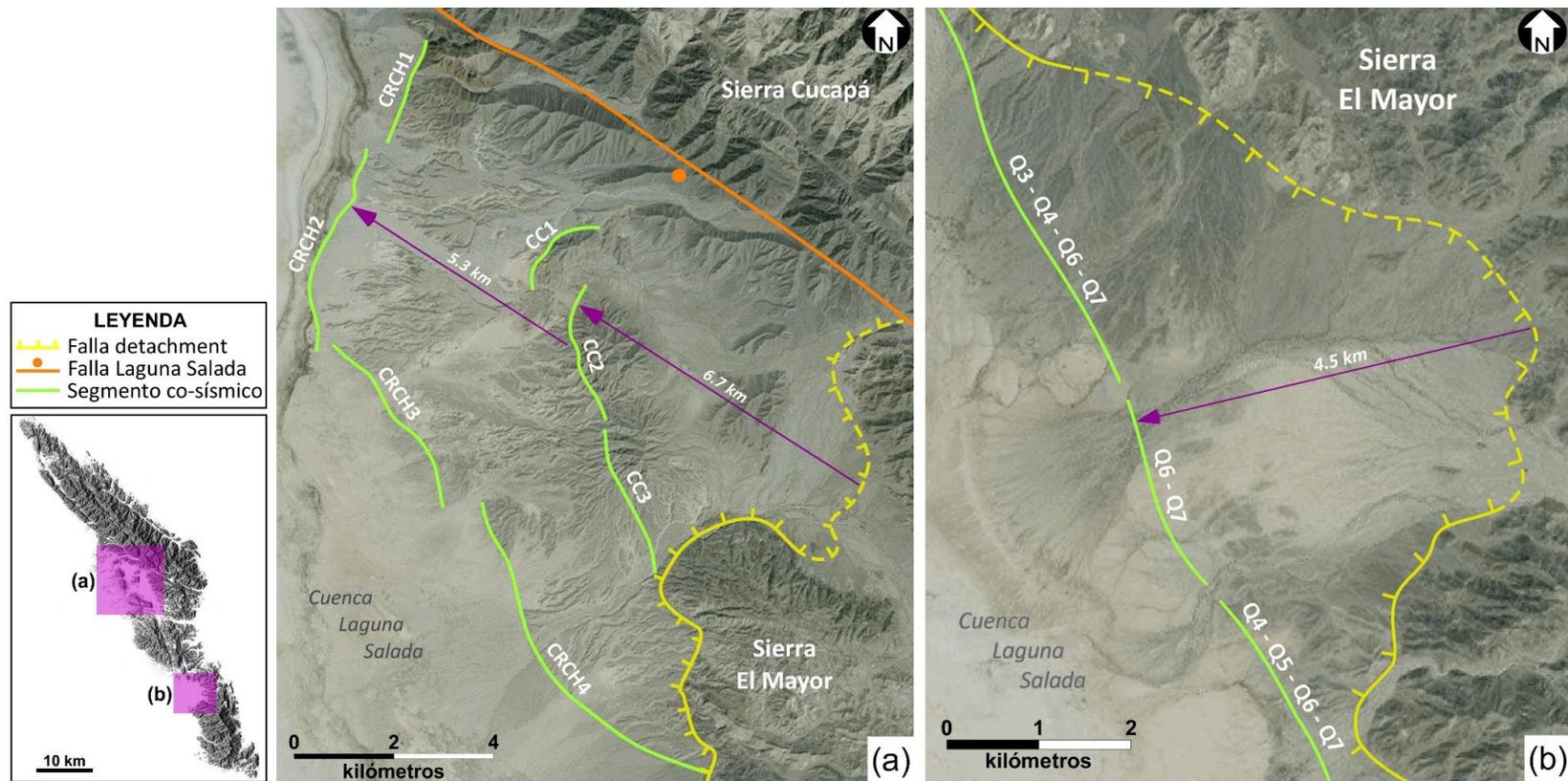


Figura 38. Comparación entre los dominios sinformes norte y sur de la falla CDD. El (a) dominio sinforme norte presenta dos eventos holocénicos. (1) El evento de 1892 de $M_w = 7.2$, que se propagó de N a S, partiendo del punto de inflexión de la falla CDD, al norte del dominio. Este evento reactivó dos segmentos de escarpes (i.e. CRCH1 y CRCH2). (2) El evento de 1934 de $M_w = 6.5$, que se propagó de S a N, partiendo del punto de inflexión de la falla CDD, al sur del dominio. Este evento reactivó el segmento de escarpes CRCH 4. Ningún evento reactivó el segmento central CRCH3. Los segmentos antes mencionados no se encuentran alineados, sino que presentan saltos de entre 500 y 900 m, lo que podría explicar la pérdida de fuerza de desplazamiento. El (b) dominio sinforme sur presenta cinco segmentos co-sísmicos que si se encuentran bien alineados. Al norte del dominio se presentan cuatro segmentos, holocénicos y pleistocénicos (i.e. Q3, Q4, Q6 y Q7); en el centro del dominio únicamente dos eventos pleistocénicos (i.e. Q6 y Q7); al sur del dominio se presentan cuatro eventos holocénicos y pleistocénicos (i.e. Q4, Q5, Q6 y Q7). Los eventos holocénicos no logran cruzar el centro del dominio. A estas intermitencias de los eventos sísmicos se les denomina *Puente Estructural* (ver texto para mayor explicación). La distancia entre el arreglo de escarpes y el trazo de la falla CDD varía de 12 km en el sinforme norte a 4.5 km en sinforme sur. La presencia de una falla relicta en el centro del dominio sinforme norte (i.e. CC1–CC2–CC3) sugiere un proceso de migración de la deformación en dirección en la cuenca. Se infiere que este mismo proceso podría estar ocurriendo, en una etapa más temprana, en el domino sinforme sur (ver texto para mayor explicación). Figura modificada apartir de Villaverde (2017).

Estos escarpes difieren en orientación con respecto a las barras y canales de la superficie aluvial que cortan (i.e. Q3) y a las secuencias de escarpes adyacentes. Sin embargo, al ser tan pequeños y, aún con las imágenes de alta resolución, es difícil determinar si se trata o no de escarpes de edad Q3.

De serlo, tendrían que encontrarse más escarpes de la misma edad entre este punto y el dominio sinforme, significando que un evento moderno si ha logrado cruzar el centro del dominio sinforme sur y que, incluso, ha logrado llegar hasta el sur del dominio antiforme.

Por otra parte, de comprobarse que no son escarpes cosísmicos, es decir, que su formación tiene otro origen, como la erosión, entonces es posible especular que el segmento sur de la falla CDD no ha sido activado por un evento sísmico importante desde el Pleistoceno. Ésto significaría que este segmento de la falla se encuentra en una primera fase del ciclo sísmico (Thatcher, 1993), es decir, en un largo periodo de inactividad, propiciando una acumulación de esfuerzos que generará, finalmente, la fase en la que se producirá el evento sísmico mayor. De acuerdo a ésto, el segmento sur de la falla CDD podría ser el de mayor peligrosidad sísmica en la actualidad, debido a que, teóricamente, ha acumulado suficiente energía como para fallar o nuclearse en este segmento.

Capítulo 5. Conclusiones

1. Los abanicos aluviales a lo largo del segmento sur de la falla CDD están caracterizados por secuencias anidadas y telescópicas. Las secuencias telescópicas son dominantes, mientras que las secuencias anidadas se presentan de manera aislada y únicamente en el dominio sinforme sur.
2. Con base en las relaciones cortantes de los escarpes de falla y las superficies aluviales, se han identificado en el segmento sur de la falla CDD al menos cinco eventos sísmicos, el evento histórico de magnitud $M_L = 6.5$, ocurrido en 1934, cuyo límite sur se encuentra en la porción norte del dominio sinforme sur; dos eventos holocénicos, de edad Q4 y Q5, y dos eventos pleistocénicos de edad Q6 y Q7.
3. En el dominio sinforme sur los escarpes pleistocénicos forman un puente estructural que cruza a lo ancho del dominio, sorteando el frente montañoso a una distancia de 4.3 km. Los escarpes holocénicos, con sentidos opuestos de propagación de ruptura, ocurren solo en los extremos del dominio sinforme, y no han terminado de unirse para formar un único segmento de escarpes modernos.
4. En el dominio antiforme sur, el arreglo de escarpes muestra dramáticas variaciones espacio-temporales a lo largo de su rumbo. En el norte, el arreglo es discreto y se localiza a una distancia de ~ 200 m del frente montañoso, cortando abanicos del Holoceno. En el sur, los escarpes son predominantemente pleistocénicos y forman amplios arreglos (~ 1.6 km) localizados a una distancia de hasta ~ 2.6 km de la Sierra.
5. Los dominios sinforme y antiforme sur presentan evidencia, a distinta escala, de la migración de la deformación en dirección a la cuenca. Esta observación es compatible con el modelo de evolución de fallamiento de bajo ángulo, conocido como rolling-hinge.

Literatura citada

- Al-Farraj, A., y Harvey, A.M., 2005. Morphometry and depositional style of Late Pleistocene alluvial fans: Wadi A1-Bih, northern UAE and Oman. En: Harvey, A. M., Mather, A. E. & Stokes, M. (eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 70-85.
- Anderson, E. M., 1905. The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geol. Soc.*, 8, 387–402. DOI: 10.1144/transed.8.3.387
- Anderson, E.M., 1942. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. *Edinburgh, Oliver and Boyd*, pp. 191.
- Anderson, J. G., y Bodin, P., 1987. Earthquake recurrence models and historical seismicity in the Mexicali-Imperial Valley. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(2), 562-578.
- 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. DOI: 10.1130/0016-7606(1970)81[3513:IOPTFT]2.0.CO;2
- Atwater, T., y Molnar, P., 1973. Relative motion of the Pacific and North American plates deduced from sea-floor spreading in the Atlantic, Indian, and South Pacific Oceans. In *Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System* (Vol. 13, pp. 136-148). Stanford University Publication of Geological Science.
- Atwater, T., y Stock, J., 1998. Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update. *International Geology Review*, 40(5), 375-402. DOI: <http://dx.doi.org/10.1080/00206819809465216>
- Axen, G. J., 1992. Pore pressure, stress increase, and fault weakening in low-angle normal faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B6), 8979-8991. DOI: 10.1029/92JB00517
- Axen, G. J., y Hartley, J. M., 1997. Field tests of rolling hinges: Existence, mechanical types, and implications for extensional tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B9), 20515-20537. DOI: 10.1029/97JB01355
- Axen, G. J., y Fletcher, J. M., 1998. Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California. *International Geology Review*, 40(3), 217-244.
- Axen, G. J., Fletcher, J. M., y Martín-Barajas, A., 1998a. Late Miocene-Pleistocene detachment faulting in the northern Gulf of California and western Salton Trough and its role in evolution of the Pacific-North American plate boundary. *Guidebook to Field Trip*, 6.
- Axen, G. J., Stockli, D. F., Farley, K. A., y Fletcher, J. M., 1998b. Thermochronometric and sedimentologic evidence for late Miocene-Pleistocene detachment faulting during formation of Laguna Salada. Baja California and the Salton Trough, California. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 30(5), 4.

- Axen, G. J., Fletcher, J. M., Cowgill, E., Murphy, M., Kapp, P., MacMillan, I., ... y Aranda-Gómez, J., 1999. Range-front fault scarps of the Sierra El Mayor, Baja California: Formed above an active low-angle normal fault?. *Geology*, 27(3), 247-250. DOI: 10.1130/0091-7613(1999)027<0247:RFFSOT>2.3.CO;2
- Axen, G. J., Grove, M., Stockli, D., Lovera, O. M., Rothstein, D. A., Fletcher, J. M., ... y 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. DOI: 10.1029/1999TC001123
- Axen, G. J., 2004. Mechanics of low-angle normal faults. En: Tikofe, B. (ed.), *Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins*, 46-91. DOI: 10.1029/2004EO390010
- Barnard, F. L., 1968. *Structural geology of the Sierra de los Cucapas, northeastern Baja California, Mexico, and Imperial County, California* (Tesis Doctoral). University of Colorado.
- Bartley, J. M., Glazner, A. F., y Schermer, E. R., 1990. North-south contraction of the Mojave block and strike-slip tectonics in southern California. *Science*, 248(4961), 1398-1401. DOI: 10.1126/science.248.4961.1398
- Blair, T. C., y McPherson, J. G., 1994. Alluvial fan processes and forms. In *Geomorphology of desert environments* (pp. 354-402). Springer Netherlands. DOI: 10.1007/978-94-015-8254-4_14
- Benito, B., y Jiménez, E. M., 1999. Peligrosidad sísmica. *Física de la Tierra*, 13-47.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J. M., Tiberi, C., ... y Lebrun, B., 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(2), 131-150. DOI: 10.1023/A:1009795618839
- Brown, L. G., 1978. Recent fault scarps along the eastern escarpment of the Sierra San Pedro Martir. *Baja California* (Tesis de Maestría). San Diego State University, San Diego, California, pp. 108
- Buck, W. R., 1993. Effect of lithospheric thickness on the formation of high-and low-angle normal faults. *Geology*, 21(10), 933-936. DOI: 10.1130/0091-7613(1993)021<0933:EOLTOT>2.3.CO;2
- Buck, W. R., 1988. Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, 7(5), 959-973. DOI: 10.1029/TC007i005p00959
- Cano, S., Monsalve, J., Agudelo, C., Upegui, B., y Jaramillo, F., 2000. Metodología para la evaluación del riesgo sísmico de pequeñas y medianas ciudades. Estudio de caso: zona centro de la ciudad de Armenia-Colombia. Universidad de Quindío. Armenia-Colombia. *Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*, Vol. 5(1) 3
- 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
- Contreras, J., Martín-Barajas, A., y Herguera, J. C., 2005. Subsidence of the Laguna Salada Basin, northeastern Baja California, Mexico, inferred from Milankovitch climatic changes. *Geofísica Internacional -México-*, 44(1), 103.

- Cruz-Castillo, M., 2002. Catálogo de las fallas regionales activas en el norte de Baja California, México. *GEOS, Unión geofísica mexicana*, 22, 37-42.
- 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. DOI: 10.1029/95GL03323
- Díaz-Torres, J. J., Fletcher, J. M., Spelz-Madero, R. M., Martín-Barajas, A., y Suárez-Vidal, F., 2012. Geomorfometría del escarpe principal del golfo de California. Análisis comparativo entre dos segmentos del rift: Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez, Baja California, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 29(3), 590-610.
- Dickinson, W. R., y Seely, D. R., 1979. Structure and stratigraphy of forearc regions. *AAPG Bulletin*, 63(1), 2-31.
- Dixon, T., Decaix, J., Farina, F., Furlong, K., Malservisi, R., Bennett, R., ... y Lee, J., 2002. Seismic cycle and rheological effects on estimation of present-day slip rates for the Agua Blanca and San Miguel-Vallecitos faults, northern Baja California, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10). DOI: 10.1029/2000JB000099
- 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. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb05213.x>
- Doser, D. I., 1994. Contrasts between source parameters of $M \geq 5.5$ earthquakes in northern Baja California and southern California. *Geophysical Journal International*, 116(3), 605-617. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03284.x>
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., y 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., ... y 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
- Frez, J., y González, J., 1989. Sismicidad y mecanismos focales en el Valle de Mexicali-Imperial (1973-1985). *Geofis. Int*, 28(4), 643-691.
- Frez, J., y González, J. J., 1991. Crustal structure and seismotectonics of northern Baja California. *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, 47, 261-283.

- García-Abdeslem, J., Espinosa-Cardena, J. M., Munguía-Orozco, L., Wong-Ortega, V. M., y Ramírez-Hernández, J., 2001. Crustal structure from 2-D gravity and magnetic data modeling, magnetic power spectrum inversion, and seismotectonics in the Laguna Salada basin, northern Baja California, Mexico. *Geofísica Internacional -México-*, 40(2), 67-86.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., y Allison, E. C., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America Memoirs*, 140, 1-201. DOI: 10.1130/MEM140-p1
- Gastil, G., Krummenacher, D., y Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 90(9), 839-857. DOI: 10.1130/0016-7606(1979)90<839:TROCVA>2.0.CO;2
- Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Passchier, C. W., y Güngör, T., 2001. An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology*, 29(7), 611-614. DOI: 10.1130/0091-7613(2001)029<0611:AABRHD>2.0.CO;2
- Gile, L. H., Hawley, J. W., y Grossman, R. B., 1981. Soils and geomorphology in the Basin and Range area of southern New Mexico: Guidebook to the Desert Project. *New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources*, Vol. 39, pp. 222.
- Goodmacher, J., y Rockwell, T., 1990. Properties and inferred ages of soils developed in alluvial deposits in the southwestern Coyote Mountains, Imperial County, California. *Friends of the Pleistocene, Winter Fieldtrip-1990, Western Salton Trough Soils and Neotectonics: San Diego, California, Privately published*, 43-104.
- Harvey, A.M., 2005. Differential effects of base-level, tectonic setting and climatic change on Quaternary alluvial fans in the northern Great Basin, Nevada, USA. En: Harvey, A. M., Mather, A. E. & Stokes, M. (eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 96-117.
- Hausback, B.P., 1984. Cenozoic Volcanic and Tectonic Evolution of Baja California Sur, Mexico. Frizzell Jr., V.A. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula Vol. 39*. Pacific Section of the Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles California, 219–236.
- Hernández-Flores, A. P., 2015. *Paleosismología del sistema de fallas imbricado en la Sierra Cucapah, Baja California, México* (Tesis de Maestría). Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Baja California, 254 pp.
- Hinojosa, A.C., Meillón, M.O., y Mexicano, L.V., 2001. Las llanuras de inundación del delta del Río Colorado desde una perspectiva de sensores remotos y su relación con el flujo E.U.A. a México. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana* 21, 188.
- Hinojosa, A.C., Mertens, L.A.K., Delgadillo, R.J., y Meillón, M.O., 2004. "1972-2002 Landsat testimony of the Colorado River Delta". En: *Flood plains of the Colorado River delta seen from remote sensing perspective and its relation to the water flow crossing the United States-Mexico border*.
- Hirabayashi, C. K., Rockwell, T. K., Wesnousky, S. G., Stirling, M. W., y Suarez-Vidal, F., 1996. A neotectonic study of the San Miguel-Vallecitos fault, Baja California, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1770-1783.

- Hough, S. E., y Elliot, A., 2004. Revisiting the 23 February 1892 Laguna Salada Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(4), 1571-1578. DOI: 10.1785/012003244
- Hreinsdóttir, S., y Bennett, R. A., 2009. Active aseismic creep on the Alto Tiberina low-angle normal fault, Italy. *Geology*, 37(8), 683-686. DOI: 10.1130/G30194A.1
- Isaac, S., 1987. *Geology and structure of the Yuha Desert between Ocotillo, California, USA and Laguna Salada, Baja California, Mexico* (Tesis Doctoral). San Diego State University, Department of Geological Sciences. <http://hdl.handle.net/10211.10/176>
- Jackson, J. A., 1987. Active normal faulting and crustal extension. *Geological Society, London, Special Publications*, 28(1), 3-17. DOI: 10.1144/GSL.SP.1987.028.01.02
- Kapp, P., Taylor, M., Stockli, D., y Ding, L., 2008. Development of active low-angle normal fault systems during orogenic collapse: Insight from Tibet. *Geology*, 36(1), 7-10.
- Larson, R. L., 1972. Bathymetry, magnetic anomalies, and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 83(11), 3345-3360. DOI: 10.1130/0016-7606(1972)83[3345:BMAAPT]2.0.CO;2
- Ledesma-Vázquez, J., Johnson, M. E., Gonzalez-Yajimovich, O., y Santamaría-del-Angel, E., 2009. Gulf of California geography, geological origins, oceanography, and sedimentation patterns. *Atlas of Coastal Ecosystems in the Western Gulf of California. The University of Arizona Press, Tucson*, 1-10.
- Leeds, A., 1979. The locations of the 1954 northern Baja California earthquake (Tesis de Maestría) University of California, San Diego, California.
- Leleu, S., Ghienne, J. F., y Manatschal, G., 2005. Upper Cretaceous-Palaeocene basin-margin alluvial fans documenting interaction between tectonic and environmental processes (Provence, SE France). En: Harvey, A. M., Mather, A. E. & Stokes, M. (eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 208-217.
- Limón, J., 2013. *Campo de Deformación 3D del Sismo El Mayor-Cucapáh a Través de Técnicas de Percepción Remota* (Tesis de Maestría). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior, Ensenada, Baja California, 80 pp.
- Lister, G. S., y Davis, G. A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 65-94. DOI: 10.1130/SPE218-p133
- Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. *The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, v. N, 499-521.
- Lozano, M.V. y Sánchez, M., 1997. Documentos básicos para la realización de mapas geomorfológicos. En: Peña, J. L., *Cartografía geomorfológica: básica y aplicada* (pp. 14-25). Logroño, España: GEOFORMA Ediciones, S.L.
- Martín-Barajas, A., Vázquez-Hernández, S., Carreño, A. L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., y Álvarez-Rosales, J., 2001. Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada

- basin, northern Baja California, Mexico. *Sedimentary Geology*, 144(1), 5-35. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00133-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00133-6)
- Micheletti, N., Chandler, J. H., y Lane, S. N., 2015. Structure from Motion (SfM) Photogrammetry. *Geomorphological Techniques*, 2, 1–12.
- Mueller, K. J., 1984. *Neotectonics, alluvial history and soil chronology of the southwestern margin of the Sierra de Los Cucapas, Baja California Norte* (Tesis Doctoral). San Diego State University, Department of Geological Sciences. URI: <http://hdl.handle.net/10211.3/164192>
- 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
- Pope, R.J. y Wilkinson, K. N., 2005. Reconciling the roles of climate and tectonics in Late Quaternary fan development on the Spartan piedmont, Greece. En: Harvey, A. M., Mather, A. E. & Stokes, M. (eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 133-152.
- Reheis, M. C., Shroba, R. R., Harden, J. W., y McFadden, L. D., 1989. Development rates of late Quaternary soils, Silver Lake playa, California. *Soil Science Society of America Journal*, 53(4), 1127-1140. DOI: 10.2136/sssaj1989.03615995005300040024x
- Reid, H.F., 1910. The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906. *Report of the State Investigation Commission*, Vol.2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C.
- Schellart, W. P., Stegman, D. R., Farrington, R. J., Freeman, J., & Moresi, L. (2010). Cenozoic tectonics of western North America controlled by evolving width of Farallon slab. *Science*, 329(5989), 316-319. DOI: 10.1126/science.1190366
- Siem, M. E., 1992. *The structure and petrology of Sierra El Mayor, northeastern Baja California, Mexico* (Tesis de Maestría). 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. En: 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.
- 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., y 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>
- Spencer, J. E., y Normark, W. R., 1979. Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. *Geology*, 7(11), 554-557. DOI: 10.1130/0091-7613(1979)7<554:TFZANT>2.0.CO;2
- 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
- Stock, J.M., Martin-Barajas, A., y Tellez-Duarte, M., 1996. Early rift sedimentation and structure along the NE margin of Baja California. En: Abbott, P.L., Cooper, J.D. (eds.), Field Conference Guide 1996. A.A.P.G, GB 73, Pacific Section S.E.P.M., pp. 337-372.
- Suárez, F., Armijo, R., Morgan, G., Bodin, P., y Gastil, R. G., 1991. Framework of Recent and Active Faulting in Northern Baja California. En: Dauphin, J. P., y Simoneit, B., (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, AAPG Memoir, 47, 145- 196
- Suárez, 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, p. 15-23.
- 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., ... y 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
- Thatcher, W., 1993. The earthquake cycle and its role in the long-term deformation of the continental lithosphere. *Annali Di Geofisica*, 36(2), 13-24.
- Villaverde, V. H., 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.
- Wernicke, B., y Axen, G. J., 1988. On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16(9), 848-851. DOI: 10.1130/0091-7613(1988)016<0848:OTROII>2.3.CO;2
- Wernicke, B., 1995. Low-angle normal faults and seismicity: A review. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B10), 20159-20174. DOI: 10.1029/95JB01911
- Westaway, R., 1999. The mechanical feasibility of low-angle normal faulting. *Tectonophysics*, 308(4), 407-443. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00148-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00148-1)
- Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., y Reynolds, J. M., 2012. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>

Anexos

A continuación, se incluye el reporte de calidad del procesamiento de las fotografías de alta resolución obtenidas por el dron eBee. Se presenta la version original para el ortomosaico final, formado por las cuatro misiones de vuelo programadas para cubrir el área de estudio.

Quality Report



Generated with Postflight Terra 3D version 4.0.104

Important: Click on the different icons for:

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

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

Summary

Project	merge
Processed	2016-05-16 10:26:43
Average Ground Sampling Distance (GSD)	14.24 cm / 5.6 in
Area Covered	55.5841 km ² / 5558.4 ha / 21.4722 sq. mi. / 13742.2 acres

Quality Check

Images	median of 47278 keypoints per image	✓
Dataset	1781 out of 1781 images calibrated (100%), all images enabled, 4 blocks	⚠
Camera Optimization	0.37% relative difference between initial and optimized internal camera parameters	✓
Matching	median of 23154.6 matches per calibrated image	✓
Georeferencing	no 3D GCP	⚠

Preview

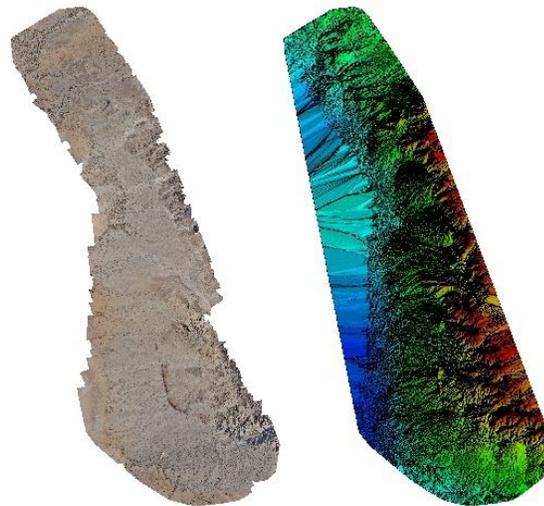


Figure 1: Orthomosaic and the corresponding sparse Digital Surface Model (DSM) before densification.

Calibration Details

Number of Calibrated Images	1781 out of 1781
Number of Geolocated Images	1781 out of 1781

Initial Image Positions

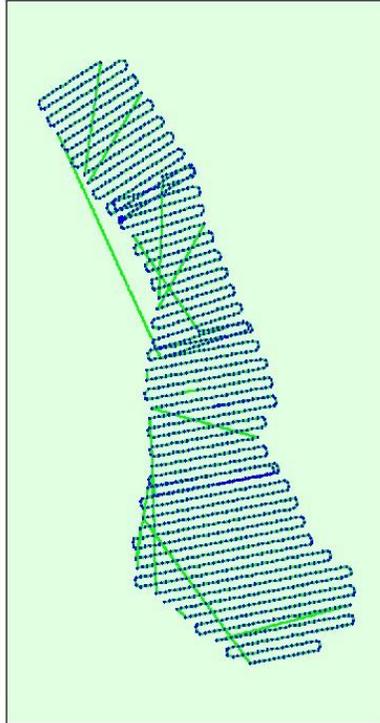


Figure 2: Top view of the initial image position. The green line follows the position of the images in time starting from the large blue dot.

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



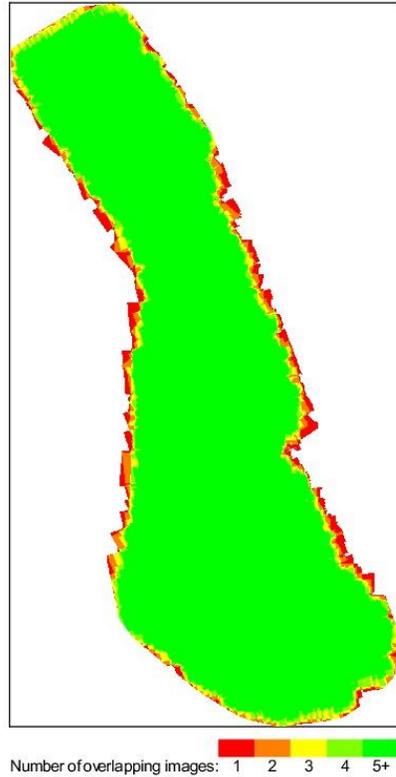


Figure 4: Number of overlapping images computed for each pixel of the orthomosaic. Red and yellow areas indicate low overlap for which poor results may be generated. Green areas indicate an overlap of over 5 images for every pixel. Good quality results will be generated as long as the number of keypoint 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	40673456
Number of 3D Points for Bundle Block Adjustment	12894077
Mean Reprojection Error [pixels]	0.252922

Internal Camera Parameters

DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(1). 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	3645.125 [pixel] 4.594 [mm]	2474.282 [pixel] 3.118 [mm]	1874.135 [pixel] 2.362 [mm]	0.001	-0.018	0.016	0.003	0.003

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 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.

Internal Camera Parameters

DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(2). 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	3635.177 [pixel] 4.581 [mm]	2468.288 [pixel] 3.111 [mm]	1869.424 [pixel] 2.356 [mm]	-0.000	-0.015	0.014	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 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.

Internal Camera Parameters

DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(3). 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	3643.146 [pixel] 4.591 [mm]	2473.629 [pixel] 3.117 [mm]	1879.740 [pixel] 2.369 [mm]	-0.002	-0.015	0.013	0.003	0.003

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 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.

Internal Camera Parameters

DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(4). 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	3644.734 [pixel] 4.593 [mm]	2478.167 [pixel] 3.123 [mm]	1866.455 [pixel] 2.352 [mm]	-0.001	-0.015	0.010	0.002	0.003

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 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.

2D Keypoints Table

	Number of 2D Keypoints per Image	Number of Matched 2D Keypoints per Image
Median	47278	23155
Min	20039	1636
Max	79465	55967
Mean	47335	22837

2D Keypoints Table for Camera DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(1)

	Number of 2D Keypoints per Image	Number of Matched 2D Keypoints per Image
Median	49294	14608
Min	20081	1636
Max	79465	37860
Mean	48485	15411

2D Keypoints Table for Camera DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(2)

	Number of 2D Keypoints per Image	Number of Matched 2D Keypoints per Image
Median	41008	23217
Min	20039	4152
Max	78498	51659
Mean	43280	23996

2D Keypoints Table for Camera DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(3)

	Number of 2D Keypoints per Image	Number of Matched 2D Keypoints per Image
Median	42058	25574
Min	20082	5831
Max	76099	46202
Mean	43310	24773

2D Keypoints Table for Camera DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(4)

	Number of 2D Keypoints per Image	Number of Matched 2D Keypoints per Image
Median	58261	35374
Min	25346	5202
Max	77898	55967
Mean	57179	36271

Median / 75% / Maximal Number of Matches Between Camera Models

	DSC-WX220_4...(RGB) (1)	DSC-WX220_4...(RGB) (2)	DSC-WX220_4...(RGB) (3)	DSC-WX220_4...(RGB) (4)
DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB) (1)	297 / 1365 / 23456			
DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB) (2)		612 / 2248 / 27912		
DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB) (3)			708 / 2586 / 24117	
DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB) (4)				2286 / 6637 / 27666

📍 3D Points from 2D Keypoint Matches



	Number of 3D Points Observed
In 2 Images	7390849
In 3 Images	2396039
In 4 Images	1137013
In 5 Images	635149
In 6 Images	399075
In 7 Images	281192
In 8 Images	202255
In 9 Images	140663

In 10 Images	97218
In 11 Images	67406
In 12 Images	48571
In 13 Images	34128
In 14 Images	24472
In 15 Images	16468
In 16 Images	10325
In 17 Images	6170
In 18 Images	3611
In 19 Images	1976
In 20 Images	998
In 21 Images	361
In 22 Images	105
In 23 Images	24
In 24 Images	8
In 26 Images	1

2D Keypoint Matches

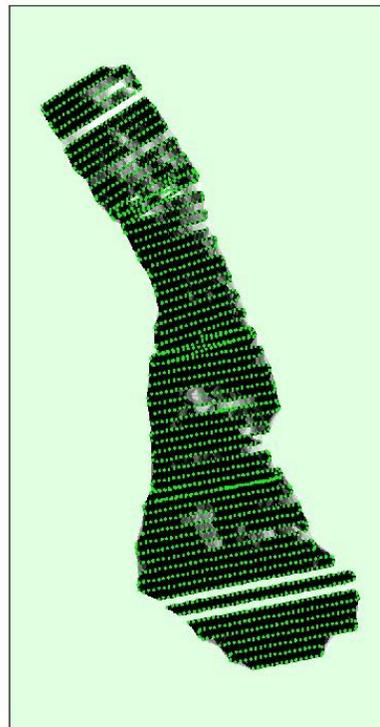


Figure 5: Top view of the image computed positions with a link between matching images. The darkness of the links indicates the number of matched 2D keypoints between the images. Bright links indicate weak links and require manual tie points or more images.

Geolocation Details



Absolute Geolocation Variance



Min Error [m]	MaxError [m]	Geolocation Error X[%]	Geolocation Error Y [%]	Geolocation Error Z[%]
---------------	--------------	------------------------	-------------------------	------------------------

-	-9.26	0.00	0.00	0.00
-9.26	-7.41	0.06	0.00	0.00
-7.41	-5.56	0.67	0.34	0.00
-5.56	-3.71	3.71	2.02	0.45
-3.71	-1.85	11.47	11.02	10.29
-1.85	0.00	34.12	35.58	37.10
0.00	1.85	32.72	37.21	41.43
1.85	3.71	12.48	11.35	8.38
3.71	5.56	3.65	2.19	1.74
5.56	7.41	0.90	0.22	0.22
7.41	9.26	0.17	0.06	0.17
9.26	-	0.06	0.00	0.22
Mean [m]		0.047060	0.014285	0.079845
Sigma [m]		2.116654	1.822297	1.703926
RMS Error [m]		2.117177	1.822353	1.705796

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]	66.50	72.85	91.40
[-2.00, 2.00]	90.50	94.55	99.38
[-3.00, 3.00]	98.15	98.99	99.78
Mean of Geolocation Accuracy [m]	1.869784	1.869784	2.724866
Sigma of Geolocation Accuracy [m]	0.301071	0.301071	0.513756

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

Geolocation Orientational Variance	RMS [degree]
Omega	3.774629
Phi	2.456406
Kappa	7.553674

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 W3580 @ 3.33GHz RAM: 16GB GPU: Parallels Display Adapter (WDDM) (Driver: 9.0.23140.0), RDPDD Chained DD (Driver: unknown), RDP Encoder Mirror Driver (Driver: unknown), RDP Reflector Display Driver (Driver: unknown)
Operating System	Windows 7 Enterprise, 64-bit
Camera Model Name	DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(1)
Camera Model Name	DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(2)
Camera Model Name	DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(3)
Camera Model Name	DSC-WX220_4.4_4896x3672 (RGB)(4)
Image Coordinate System	WGS84
Output Coordinate System	WGS84 / UTM zone 11N (egm96)
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: no