



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Neotectónica cuaternaria del sector austral del Sistema de Corrimiento Las Peñas, Precordillera Sur (32°29' - 32°38')

*Tesis presentada para optar al título de Doctora de la Universidad de Buenos Aires en el
área de Ciencias Geológicas*

Lic. Victoria Alvarellos

Directora de tesis: Dra. Lucía Sagripanti

Director Adjunto: Carlos H. Costa

Consejero de estudios: Ernesto O. Cristallini

Lugar de trabajo: Instituto de Estudios Andinos “Don Pablo Groeber” (IDEAN). Universidad de Buenos Aires (UBA) – Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

Buenos Aires, 2025

Neotectónica cuaternaria del sector austral del Sistema de Corrimiento Las Peñas, Precordillera Sur (32°29'-32°38' S)

Resumen

La zona de estudio de esta tesis se encuentra ubicada entre los paralelos 32° 29' 50" y 32° 33' 38" de latitud sur y los meridianos 68° 48' 30" y 68° 41' 20" de longitud oeste, comprendiendo el sector suroriental de la Precordillera Sur, en la provincia de Mendoza. La región analizada abarca el sector suroriental de la sierra Las Higueras-Las Peñas, que representa a estas latitudes el frente orogénico activo de los Andes, constituyendo uno de los pocos lugares para el análisis de la deformación activa a escala de afloramiento a lo largo de la cadena andina.

El cordón serrano Las Higueras-Las Peñas está limitado al este por el Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP), que emplaza rocas sedimentarias del Cenozoico sobre un conjunto de depósitos aluviales cuaternarios. En este trabajo se analizan las características geométricas-cinemáticas del SCLP entre las quebradas La Escondida y Baños Colorados, donde el frente de corrimiento activo exhibe distintos niveles de exposición de esta estructura vergente al este. A partir del análisis detallado de la deformación cuaternaria registrada en la cobertura aluvial de cada quebrada, se distinguieron dominios morfotectónicos y se cuantificó el acortamiento relacionado a las ramificaciones del SCLP mediante modelos cinemáticos *trishear* y retrodeformación de marcadores geométricos, como niveles estratigráficos y superficies aluviales bien preservadas, apoyados en levantamientos topográficos de alta resolución.

Según la interacción entre la macroestructura neógena asociada al SCLP con los diferentes niveles de erosión y disección fluvial, se diferencian dos secciones del sistema según su carácter ciego o emergente. En la quebrada La Escondida, donde la traza del SCLP está expuesta, se reconocieron ramificaciones propagantes en la cobertura cuaternaria que han estado avanzando hacia el piedemonte e incorporando sucesivamente secuencias más jóvenes al bloque colgante desde tiempos cuaternarios. En la quebrada de Baños Colorados, donde la estructura permanece ciega, el bloque colgante preserva evidencia de la deformación Plio-Pleistocena, constituyendo un caso excepcional para la descripción del frente. Las estimaciones de tasas de acortamiento, si bien presentan cierta dispersión debido a las múltiples variables involucradas en su cálculo, sugieren que los valores más confiables para los corrimientos frontales recientes serían inferiores a 1 mm/a.

Palabras clave: Precordillera Sur, Sistema de Corrimiento Las Peñas, tasas de movimiento/acortamiento, modelos cinemáticos *trishear*, expresión geomorfológica de estructuras activas.

Quaternary Neotectonics of the Southern Sector of the Las Peñas Thrust System, Southern Precordillera (32°29'–32°38' S)

Abstract

The study area of this thesis is located between latitudes 32° 29' 50" and 32° 33' 38" S and longitudes 68° 48' 30" and 68° 41' 20" W, encompassing the southeastern sector of the Southern Precordillera in Mendoza Province, Argentina. The analyzed region comprises the southeastern sector of the Las Peñas Range, which at these latitudes represents the active orogenic front of the Andes, and constitutes one of the few locations where active deformation can be studied at outcrop scale along the Andean chain.

The Las Higueras–Las Peñas range is bounded to the east by the Las Peñas Thrust System (SCLP), which places Cenozoic sedimentary rocks over Quaternary alluvial deposits. This study analyzes the geometric and kinematic characteristics of the SCLP between La Escondida and Baños Colorados creeks, where the active thrust front displays varying levels of exposure of this east-vergent structure. Based on a detailed analysis of Quaternary deformation recorded in the alluvial cover of each creek, morphotectonic domains were identified, and shortening related to SCLP splays was quantified through trishear kinematic modeling and retrodeformation of geomorphic markers such as stratigraphic levels and well-preserved alluvial surfaces, supported by high-resolution topographic surveys.

According to the interaction between the Neogene-scale macrostructure associated with the SCLP and the different degrees of erosion and fluvial dissection, two sectors of the system can be distinguished depending on whether the thrust behaves as blind or emergent. At La Escondida Creek, where the SCLP trace is exposed, propagating splays within the Quaternary cover were recognized, which have propagated toward the piedmont and successively incorporated younger sequences into the hanging wall since Quaternary times. In contrast, at Baños Colorados Creek, where the structure remains blind, the hanging wall preserves evidence of Plio-Pleistocene deformation, providing an exceptional case for describing the thrust front. Although shortening rate estimates show some dispersion due to the multiple variables involved in their calculation, the most reliable values for recent frontal thrusting are suggested to be below 1 mm/yr.

Key words: Southern Precordillera, Las Peñas Thrust System, Quaternary movement/shortening rates, trishear kinematic models, geomorphic expression of active structures.

Agradecimientos

Siempre que imaginé hacer la carrera de doctorado, la pensé como algo imposible de llevar a cabo. No era la cantidad de años ni el esfuerzo que sabía que implicaría, sino la idea de que me resultaría inalcanzable realizar un trabajo que involucrara tantas dimensiones y lograra integrar aspectos tan diversos. Ahora que esta etapa terminó, lo entiendo mejor. El problema fue pensar todo el proceso como algo individual, cuando en realidad se trató de un trabajo colectivo que hizo posible este recorrido.

Muchas personas e instituciones fueron parte fundamental de este trabajo. A veces pienso que es egoísta que solo lleve mi apellido. Por eso, intentaré que estos agradecimientos estén a la altura, aunque es probable que fracase, ya sea porque las líneas no alcancen o porque, confiando en mi memoria, haya olvidado a alguien de manera involuntaria.

Agradezco al CONICET por haberme brindado la posibilidad de dedicarme a este trabajo al cien por ciento gracias a la beca otorgada durante estos cinco años. A la Universidad de Buenos Aires, por ser mi segunda casa, no solo como lugar de trabajo, sino también como el espacio donde me formé durante toda la carrera de licenciatura. A los docentes del Departamento de Ciencias Geológicas, por el enorme esfuerzo que realizan para sostener una educación de calidad. Al Instituto de Estudios Andinos “Don Pablo Groeber”, cuyos integrantes construyen un ambiente de cooperación y colaboración que hace que las tareas cotidianas se vuelvan más livianas y disfrutables. Al proyecto Strategy, que me permitió aprender nuevas metodologías y conocer otras culturas de trabajo al financiar una estancia en Alemania.

A mis directores, Carlos, Lu y Andrés F., a quienes les tengo un profundo agradecimiento y un enorme orgullo por haber sido dirigida por ustedes. No podría haber tenido mejor compañía, tanto desde lo académico como desde lo personal. Gracias Carlos, por ser una fuente inagotable de conocimiento que siempre está dispuesto a compartir y discutir ideas. No solo me enseñaste una temática fascinante, sino que me motivaste constantemente a aprender más, a desarrollar pensamiento crítico, a preguntarme qué otras posibilidades existen detrás de lo que uno observa, y por ser siempre un apoyo frente a cada obstáculo que apareció en el camino. Gracias Lu, por tu acompañamiento incondicional en el desarrollo de este trabajo. Tu motivación, tu compañía y tu forma clara y paciente de explicar las veces que hiciera falta y siempre con la mejor predisposición, fueron clave para avanzar en los momentos difíciles. Gracias por apoyarme en todas las ideas que se me cruzaron por el camino, y por hacer que fueran posibles (como ese dron por el que tanto lloré jaja). Gracias Andrés F., por tu acompañamiento tanto en el campo como en la facultad, por impulsarme a confiar en mi trabajo y por tus consejos constantes sobre los pasos a seguir, especialmente en momentos en los que no sabía cómo avanzar.

A Andrés Richard, fiel compañero en todas las campañas. Gracias por acompañarme en cada caminata y en las innumerables subidas y bajadas entre piedemonte y sierra, siempre con muy buena predisposición. Tu ojo crítico y entusiasmo siempre fueron y seguirán siendo un gran aporte para mi formación.

A los jurados Mescua, J. F., Peri, G. y Yamin, M., por el tiempo dedicado, la lectura crítica y las sugerencias que enriquecieron y fortalecieron significativamente este trabajo.

A mi familia, por ser el pilar que me sostiene a lo largo de todo este camino. A mi papá, docente no solo en la universidad sino también en casa, por contagiarme la curiosidad, las preguntas y el deseo de entender el porqué de las cosas, y por motivarme en la investigación, la docencia y la divulgación. A mi mamá, por enseñarme a seguir adelante pase lo que pase, a ser fuerte sin perder la alegría y, como siempre dice, a “disfrutar del camino”. A Guada, mi hermana y amiga, con quien comparto todo desde hace treinta años y que confía en mí más que nadie, me impulsa a animarme, a crecer y a ir por lo que quiero sin miedo. Y a toda mi familia, porque es un privilegio enorme estar rodeada de una familia tan grande y tan presente.

A Santi, por acompañarme durante todos estos años, en los momentos lindos y en los difíciles. Por enseñarme todos los días a disfrutar, a animarme a nuevas experiencias y a aventurarme no solo en la vida cotidiana, sino también en la montaña, haciéndola siempre más divertida y emocionante.

A mis amigas y amigos, que son alegría, reflexión y compañía. Gracias por impulsarme a confiar en mí, por motivarme a buscar nuevas aventuras y por encontrar siempre la manera de hacerme reír en los momentos críticos. Lo más lindo de todo es saber que seguimos creciendo juntxs, estando siempre para cuando alguien lo necesite, acompañándonos en cada etapa de la vida.

A todo el grupo de becarios e investigadores del IDEAN, amistades que hicieron de esta montaña rusa que es la vida doctoral una experiencia increíble. Las campañas, la cotidianidad en la facu y tantas otras vivencias compartidas que me hicieron vivir el doctorado como si no fuera un trabajo.

Gracias a todas y todos por hacer de estos cinco años una de las etapas más lindas que viví.

Prefacio y estructura de la tesis

Los contenidos de esta tesis doctoral son el resultado de estudios realizados entre los años 2021 y 2025 en el Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN) de la Universidad de Buenos Aires y en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de San Luis.

La presente tesis se organiza en siete capítulos subdivididos en secciones con el objetivo de presentar el contenido de un modo que facilite la identificación de los ejes temáticos principales. Al final, la bibliografía utilizada y un anexo que contiene información específica enunciada en los respectivos capítulos.

La estructura de la tesis fue elegida conforme a la metodología de trabajo empleada en el proceso de investigación científica, lo que deriva a la siguiente organización:

Capítulo I: La introducción expone los fundamentos que llevaron a estudiar la zona elegida con sus problemáticas. A partir de ellos, las hipótesis y objetivos que resultan de los antecedentes.

Capítulo II: Todas las metodologías empleadas y los fundamentos teóricos que las sustentan son descriptas en este capítulo.

Capítulo III: Se describe el marco geodinámico y la evolución tectónica regional que comprende a la zona de estudio. Se caracteriza a la Precordillera como unidad morfotectónica y se resumen las divisiones que esta comprende. Se describen las características neotectónicas destacadas de la Precordillera Sur y su evolución tectónica general.

Capítulo IV: Se caracteriza la estratigrafía y la geomorfología de la zona de estudio. Estos aspectos delimitan la geología general de la zona aquí tratada.

Capítulo V: Caracterización de las estructuras y deformaciones cuaternarias reconocidas en la zona analizada. Estudios neotectónicos de detalle fueron divididos en dos zonas, para una mejor comprensión.

Capítulo VI: Discusiones e interpretaciones derivadas de los resultados obtenidos. Integración areal y temporal de las observaciones recopiladas.

Capítulo VII: En este apartado se desarrollan cuáles son las conclusiones que contribuyen al avance de los estudios neotectónicos del lugar.

Tabla de Contenidos

1. Introducción.....	5
1.1 Motivación y propósito del estudio.....	5
1.2. Hipótesis.....	7
1.3. Objetivos.....	9
1.4. Generalidades de la zona de estudio.....	9
1.5. Antecedentes.....	11
1.6. Terminología y siglas.....	14
2. Metodología y fundamentos teóricos.....	16
2. 1 Construcción de cartografía de detalle.....	16
2.1.1 Procesamiento de información digital.....	16
2.1.2 Elaboración de modelos de elevación digitales de alta resolución.....	18
2.2. Análisis de zonas con deformación cuaternaria.....	23
2.2.1 Descripción de unidades morfoestratigráficas.....	26
2.2.2. Análisis cualitativo del drenaje.....	28
2.2.3. Cuantificación de la deformación Cuaternaria.....	29
3. Marco geológico y neotectónico.....	36
3.1 Marco geodinámico.....	36
3.2 La Precordillera como unidad morfotectónica y sus divisiones.....	38
3.3 Evolución tectónica.....	41
3.4 El frente de corrimiento andino de la Precordillera Sur.....	43
4. Geología de la zona de estudio.....	49
4.1 Estratigrafía.....	49
4.1.1. Estratigrafía Neógena.....	49
4.1.2. Depósitos aluviales Cuaternarios.....	57
4.2 Geomorfología.....	66
5. Deformaciones neotectónicas.....	71
5.1 Zona I: Quebrada La Escondida.....	72

5.1.1 Estructuras neotectónicas principales.....	73
5.1.2 Expresión geomorfológica del SCLP.....	89
5.1.3 Descripción de la deformación cuaternaria expuesta.....	92
5.1.4. Modelos cinemáticos y cálculos de acortamiento.....	99
5.2 Zona II: Quebrada Baños Colorados.....	114
5.2.1 Estructuras neotectónicas principales.....	114
5.2.2 Expresión geomorfológica del SCLP.....	121
5.2.3 Modelos cinemáticos y cálculos de acortamiento.....	127
6. Discusiones e interpretaciones.....	134
6.1 Relación entre la macroestructura neógena y la exposición del SCLP en tres quebradas del sur de la sierra.....	134
6.2 Tasas de acortamiento del Sistema de Corrimiento Las Peñas y las complejidades para su estimación.....	139
6.3 Evolución cuaternaria del Sistema de Corrimiento Las Peñas.....	143
6.4 Análisis crítico de métodos para la estimación de acortamientos.....	146
6.5 Variaciones en la configuración de la traza del SCLP y sus posibles implicancias.....	150
7. Conclusiones.....	153
8. Referencias.....	155
Anexo.....	174

Capítulo 1

1. Introducción

1.1 Motivación y propósito del estudio

La región de Cuyo ha sido afectada a lo largo de toda su historia por terremotos de diversas magnitudes que provocaron daños irremediables en núcleos urbanos que integran esta zona del país. Actualmente, entre las ciudades capitales de Mendoza y San Juan se ubica una de las zonas sísmicas más activas de Argentina y, por ello, se la define como una zona de peligrosidad sísmica ‘muy elevada’ (INPRES, sitio web oficial: www.inpres.gov.ar; Fig. 1.1).

El norte de la provincia mendocina ha sido escenario de numerosos eventos sísmicos. Muchos de ellos (1782, 1861, 1894, 1903, 1917, 1920, 1927, 1929, 1967 y 1985) ocasionaron considerables daños, llegando a destruir por completo la ciudad de Mendoza tras el terremoto de 1861 (Schávelzon, 2007). Estos eventos, mayormente de origen cortical, se vinculan con fallas activas responsables de la deformación cuaternaria en la región.

Todos estos terremotos son el resultado de deslizamientos sobre zonas de falla que se ubican en la corteza terrestre como consecuencia de un régimen tectónico compresivo y la deformación cosísmica en la superficie terrestre es, muchas veces, la manifestación del movimiento de falla en profundidad. Por lo tanto, es indispensable un estudio detallado de las fallas activas de la región para una mejor comprensión de los procesos actuales de construcción del relieve y de la amenaza sísmica. Entender la evolución reciente de las fallas activas con actividad en los últimos ~2.6 Ma (límite que marca el inicio del Cuaternario y que define el intervalo temporal abordado en esta tesis) será clave para la caracterización de sus fuentes sismogénicas (Wesnousky et al., 1984; McCalpin, 2009; Haller y Basili, 2011; entre otros).

Al norte de la ciudad de Mendoza se ubica la sierra Las Higueras-Las Peñas, donde se concentra, en su extremo oriental, la deformación activa de los Andes Centrales (Figs. 1.1, 1.2). Debido a las condiciones áridas y a la intensa deformación reciente, esta región constituye uno de los pocos lugares del borde oriental andino donde es posible analizar a escala de afloramiento la deformación cuaternaria, información indispensable para una correcta caracterización neotectónica de la región. Las estructuras responsables del levantamiento de este cordón son, esencialmente, el Sistema de Corrimiento Las Higueras (SCLH) y el Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP), que fueron y son las responsables de exhumar la sierra desde hace ~8.5 Ma (Fig. 1.2; Cortés y Costa, 1996; Costa et al., 2005, 2015a; Ahumada y Costa, 2009; Schmidt et al., 2011a,b; Richard et al., 2024). El Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP), con más de 30 km de longitud, levantó el sector oriental de la sierra y actualmente sigue propagándose hacia el antepaís a través de ramificaciones secundarias en el piedemonte. Como consecuencia se ha generado una importante deformación en unidades neógenas y cuaternarias que se reconocen a lo largo de todo el frente montañoso.

La construcción del relieve montañoso relacionada a esta actividad del corrimiento disminuye hacia ambos extremos del cordón. En el extremo norte, las características geomórficas del corrimiento desaparecen bajo sedimentos aluviales del piedemonte debido a una geometría compleja relacionada a rampas laterales (Ahumada y Costa, 2009). Sin embargo, no están claras las evidencias morfotectónicas y la transición del carácter emergente a ciego del frente del corrimiento cuaternario hacia el extremo sur de la sierra y cómo eso está controlado por la estructuración general de la sierra. Estas incertidumbres reflejan una ausencia de conocimiento sobre la evolución de propagación de la deformación en el sector austral del SCLP.

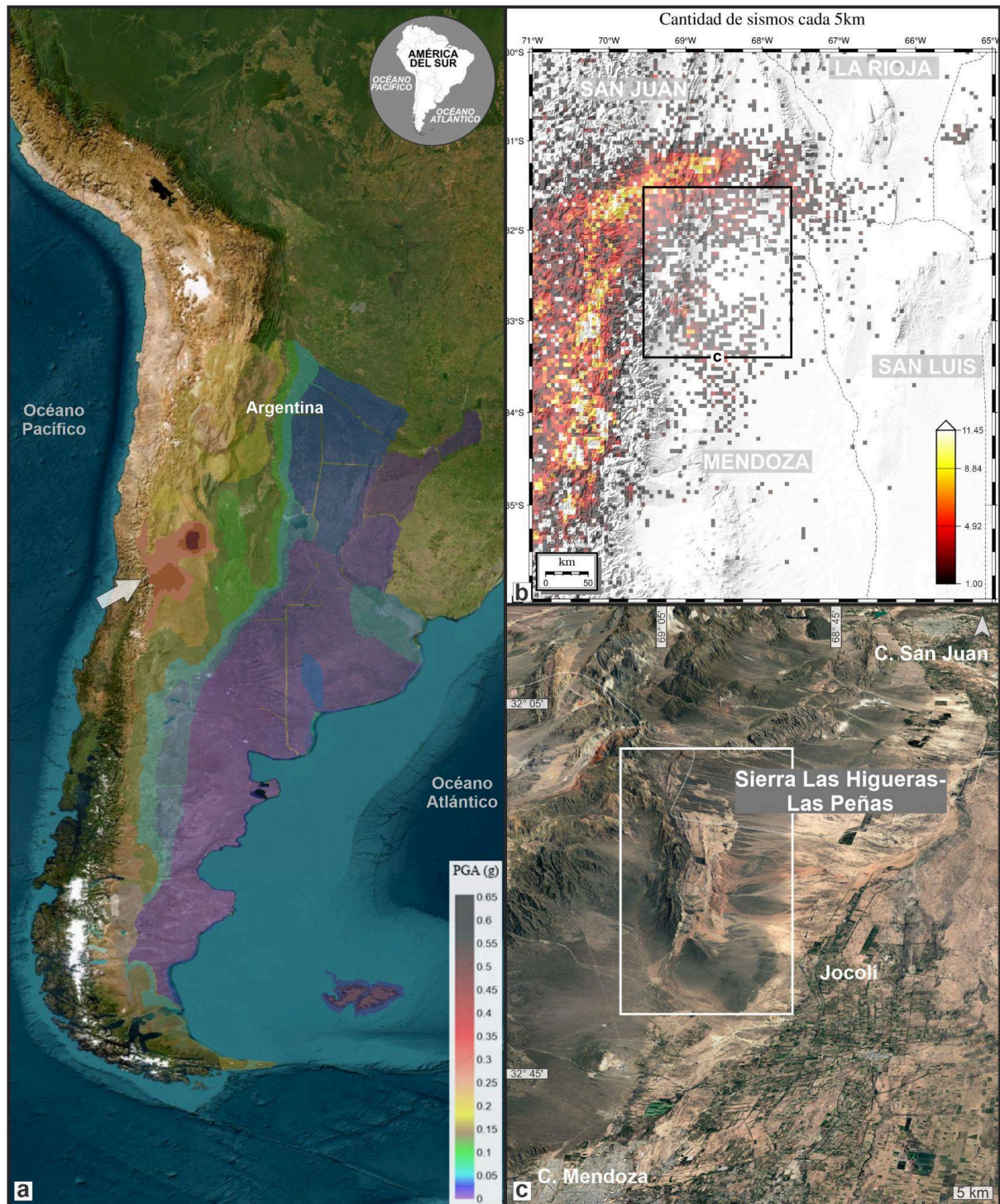


Figura 1.1: (a) Mapa de peligrosidad sísmica de Argentina sobre imagen satelital de Sudamérica, expresado en PGA (por sus siglas en inglés “*Peak Ground Acceleration*”, aceleración máxima del suelo). Modificado de INPRES (<https://aiearg.org.ar/actualizacion-de-mapa-de-peligrosidad-sismica-de-argentina-elaborado-por-el-instituto-nacional-de-prevencion-sismica-de-argentina-inpres/>). (b) Mapa de calor que muestra la cantidad de sismos registrados entre 1971 y 2024 en el límite entre las provincias de San Juan, Mendoza, San Luis y La Rioja. Para ello se definieron celdas de 5×5 km, se contabilizaron los eventos sísmicos contenidos en cada una a partir del catálogo del USGS (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>) y se generó una grilla que se superpone sobre un mapa base. (c) Imagen satelital en 3D (Google Earth) que muestra la ubicación de la zona de estudio. Se señalan las ciudades de Mendoza y San Juan y la localidad de Jocolí.

El análisis pormenorizado del SCLP desde diversas perspectivas resulta imprescindible para la caracterización de esta fuente sismogénica, que es una de las responsables de generar una de las zonas de mayor actividad sísmica del país. Para ello, uno de los datos esenciales que se requiere es conocer la tasa de actividad del SCLP. Debido a que se han obtenido valores variables a lo largo de su traza (Schmidt et al., 2011b; Costa et al., 2019), posiblemente asociados a complejidades geométricas, variaciones cinemáticas y cambios temporales en el comportamiento estructural, se requiere la integración de varios resultados areales antes que datos puntuales.

Sin embargo, no existen muchos sitios propicios para su estudio con preservación de la estratigrafía cuaternaria asociada a la propagación de la zona de deformación principal. Uno de los sectores donde se ha preservado estratigrafía cuaternaria en remanentes de bajadas aluviales asociados a corrimientos propagantes corresponden a las quebradas La Escondida y Baños Colorados, y sectores adyacentes.

Si bien existen estudios neotectónicos previos en este sector (Schmidt et al., 2011b), el presente trabajo pretende revisitar estas observaciones mediante el empleo de metodologías tradicionales complementadas con enfoques recientes para aportar nuevos datos de valores de acortamiento del SCLP en este sector y contribuir a una mejor caracterización de esta estructura como fuente sismogénica. Diversas tareas se llevaron a cabo con este fin, entre ellas se encuentran cálculos de movimiento de las estructuras, modelados estructurales de la propagación reciente del SCLP y descripciones pormenorizadas de la propagación de estas estructuras en los sedimentos más recientes. Además de estudios detallados de las relaciones morfoestratigráficas y la generación de modelos digitales de elevación de alta resolución en diversos sitios de interés. Estos estudios pretenden refinar la información existente y aportar nuevos datos respecto a las implicancias de esta estructura, junto con los procesos de construcción del relieve (*‘mountain building’*).

1.2. Hipótesis

Analizar las características geométrico-cinemáticas y la evolución del SCLP durante el Pleistoceno Superior-Holoceno constituye el objetivo principal de esta investigación. Fundamentalmente se pretende entender las razones de las marcadas variaciones en las tasas de movimiento de esta estructura en espacio y tiempo (Schmidt et al., 2011b; Costa et al., 2019). Al respecto, se hipotetiza que esto podría deberse principalmente a: (i) la configuración estructural general de la sierra; (ii) limitaciones metodológicas en el cálculo de acortamientos, que requieren ser revisadas y ajustadas para esta zona. Para testear esta hipótesis se emplearon estudios que incluyen una cartografía detallada de los corrimientos, donde se

documentó actividad cuaternaria. Asimismo, se implementaron estudios cuantitativos y cualitativos en las estructuras propagantes presentes en la llanura aluvial pedemontana.

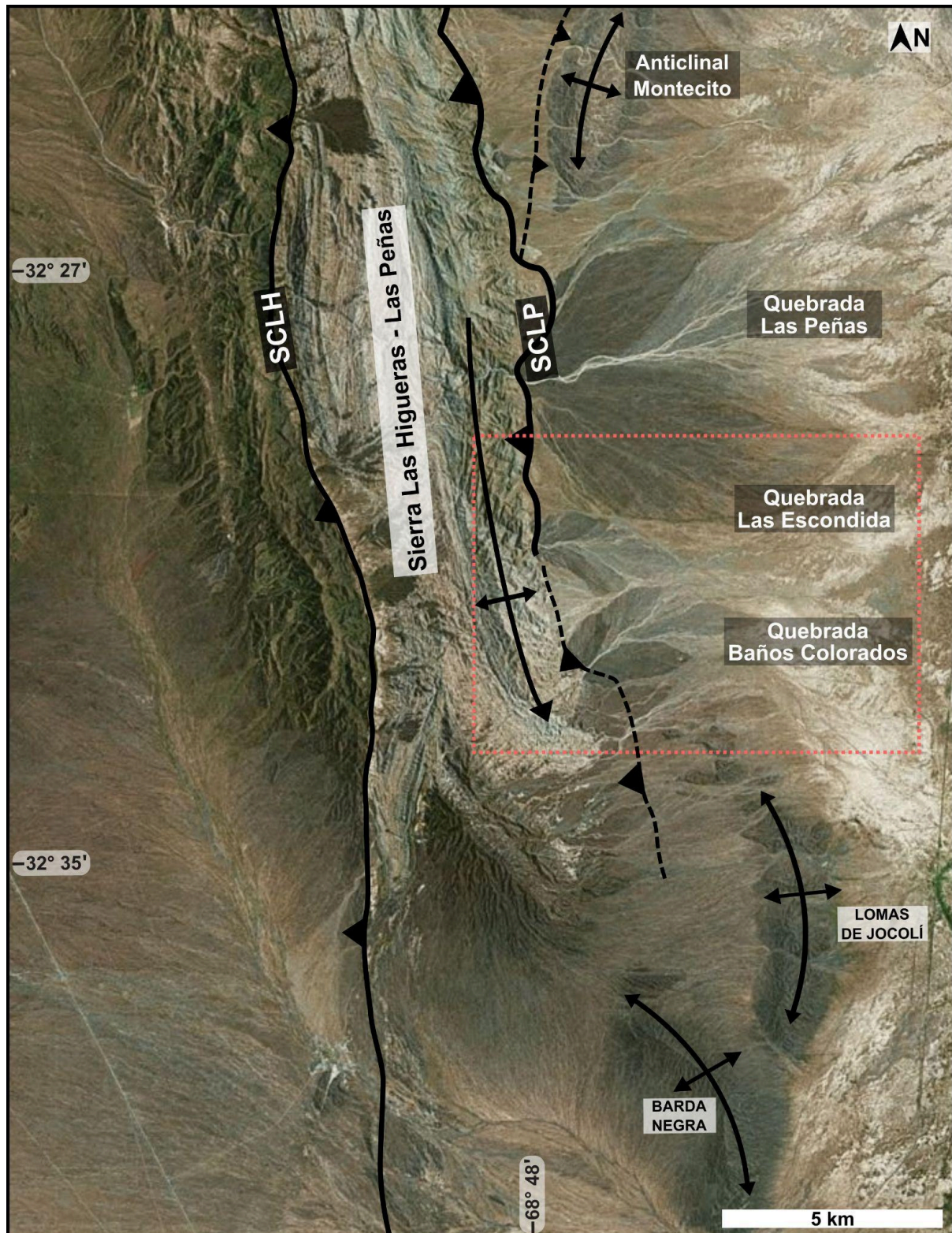


Figura 1.2: Imagen satelital óptica (tomada del servidor Bing) del sector central y sur de la sierra Las Higueras-Las Peñas. Se indican los principales sistemas de corrimientos responsables de su levantamiento (línea punteada gruesa y fina refleja el carácter ciego e inferido del SCLP, respectivamente). En línea punteada roja se indica la ubicación de la zona de estudio.

1.3. Objetivos

A partir de los fundamentos e hipótesis planteados en los apartados anteriores, esta tesis se propone como objetivos principales:

- I. Caracterizar la actividad del Sistema de Corrimiento Las Peñas durante el Pleistoceno Superior-Holoceno, mediante la cuantificación de las tasas de acortamiento.
- II. Analizar si en la zona de estudio el SCLP también se caracteriza por la propagación de su frente de deformación activo hacia el labio hundido.

Con este propósito, los objetivos específicos son:

- A. Realizar cartografía detallada del sector austral del SCLP, con especial énfasis en las estructuras que afectan depósitos cuaternarios y su relación con las unidades morfoestratigráficas.
- B. Analizar la expresión geomorfológica de las estructuras activas en el piedemonte serrano, mediante el reconocimiento y descripción de deformaciones en afloramientos naturalmente expuestos.
- C. Analizar la posible propagación espacio temporal del frente activo mediante modelos cinemáticos e interpretación geométrica de las ramificaciones secundarias del corrimiento principal.
- D. Cuantificar el acortamiento asociado a la deformación cuaternaria en distintos sitios clave, empleando relaciones geométricas y controles estratigráficos.
- E. Comparar los resultados obtenidos en este sector con tasas publicadas en otros segmentos del SCLP, para evaluar las metodologías empleadas, variaciones a escala regional y posibles controles estructurales.

1.4. Generalidades de la zona de estudio

Ubicación y acceso

La zona de estudio se encuentra limitada por los paralelos 32° 29' 50" y 32° 33' 38" de latitud sur y los meridianos 68° 48' 30" y 68° 41' 20" de longitud oeste, abarcando la región norte de la provincia de Mendoza y limitando con el sur de la provincia de San Juan (Figs. 1.1c, 1.2). El sector estudiado, con un área aproximada de 80 km², se ubica 40 km al norte de la capital mendocina y 28 km al NO de la localidad de Jocolí (Fig. 1.3). El área examinada conforma el sector austral de la Precordillera Sur (Cortés et al. 2005a) y concretamente comprende el sector sur de la sierra Las Higueras-Las Peñas, donde se estudió fundamentalmente el sector pedemontano y el frente montañoso contiguo en las quebradas Baños Colorados y La Escondida (Figs. 1.2, 1.3).

Se accede a la zona de estudio por la Ruta Nacional 40 que atraviesa a la localidad de Jocolí ubicada entre los departamentos de Las Heras y Lavalle (provincia de Mendoza). Desde allí diversos caminos conducen hasta la estación ferroviaria del tren General San Martín, ubicada 3 km al oeste de dicha urbanización, desde donde se inicia una huella por la que se puede circular con vehículos de doble tracción hasta llegar a la quebrada de Baños Colorados, para lo cual se tramitaron las autorizaciones correspondientes (Fig. 1.3). Existen caminos alternativos para acceder a la zona de estudio mediante senderismo o el uso de motocicletas y bicicletas: desde el oeste, atravesando el cordón de Las Higueras-Las Peñas; desde el sur, lindando con las Lomas de Jocolí, y desde el norte. Desde la quebrada Baños Colorados se pueden seguir las huellas de antiguas líneas sísmicas para acceder a las quebradas del norte y, así, alcanzar el sector central del piedemonte de la sierra Las Higueras-Las Peñas (Fig. 1.3).

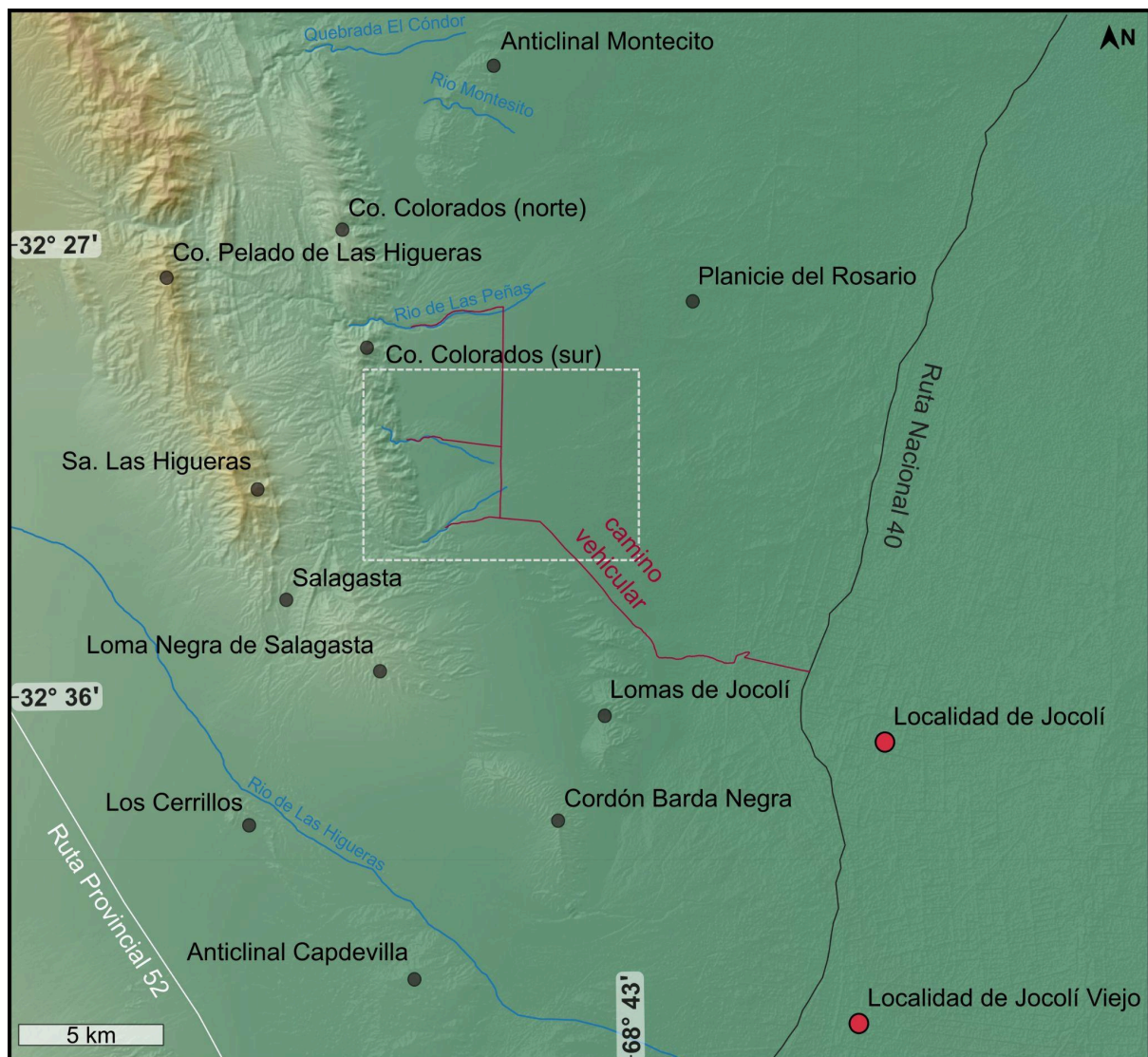


Figura 1.3: Ubicación y accesos a la zona de estudio, enmarcada por un recuadro blanco de línea punteada, sobre un modelo digital de elevación (DEM) Copernicus de 30 m. Se indica con línea roja el camino vehicular utilizado en las campañas realizadas. Las localidades se señalan con puntos rojos y otros lugares de referencia de interés con puntos negros.

Geografía y Clima

La Precordillera se extiende entre los 28° 29' y 33° 00' de latitud sur y es un término que además de referirse a una provincia geológica también define a una unidad tectónica, unidad morfotectónica y unidad fisiográfica. La Precordillera, como una unidad fisiográfica, se extiende por más de 450 km desde el extremo sur de la provincia de La Rioja hasta el norte de la provincia de Mendoza, a la altura de la localidad de Cacheuta (Ramos, 2000).

Dentro de la Precordillera, se reconocen distintas provincias geológicas; una de ellas es la Precordillera Sur, que ocupa el extremo austral del sistema (Ortiz y Zambrano, 1981; Cortés et al., 2005a). En su margen oriental se desarrolla la sierra de Las Higueras–Las Peñas, de rumbo NNO–SSE, con una extensión de más de 40 km. La sierra está conformada por el cordón Las Higueras que se separa del cordón de Las Peñas por una planicie aluvial colgante que posee entre 2 y 4 km de ancho. El sector pedemontano comprende niveles aluviales abandonados y muy entallados con ríos de hábitos variables (rectilíneos, sinuosos y meandriiformes). Se reconocen en este sector resaltos orográficos como el Anticlinal Montecito, las Lomas de Jocolí y el Cordón Barda Negra, que limitan al este con la planicie Cuyana, donde se encuentra la localidad de Jocolí (Fig. 1.3).

La zona de estudio aquí propuesta se ubica en el límite oriental y sur de la sierra de Las Higueras–Las Peñas y abarca el sector pedemontano, lugar donde rigen dos ecorregiones distintas. Al oeste la ecorregión de Montes de Sierras y Bolsones, y al este, Montes de Llanuras y Mesetas (Burkart et al., 1999). Se caracterizan por la presencia de valles intermontanos, bolsones, laderas serranas, llanos y mesetas escalonadas. Forman parte de una franja árida con precipitaciones que no superan los 200 mm anuales, de clima seco con lluvias concentradas en el verano. La zona estudiada integra la unidad morfoclimática de planicie dominada por masas de aire del Atlántico, con precipitaciones de verano, conformando un piedemonte semiárido (Capitanelli, 1971). Dominan las plantas con características xerófilas las cuales han desarrollado una amplia variedad de formas y adaptaciones morfológicas que determinan distintos grados de xerofitismo (especies áfilas, de órganos aéreos efímeros, hojas perennes con capa de resina, anuales de ciclo breve, etc). Los tipos de vegetación incluyen: estepas arbustivas de varios tipos, bosque bajo abierto caducifolio, matorral de arbustos bajos, pastizales de perennes, pastizales de terófitas y comunidades de suculentas halófitas y psamófitas. Esta región alberga guanacos, vizcachas, el pichiciego menor, la boa de las vizcacheras, maras, cuises, pumas, guanacos, zorros grises y choiques.

1.5. Antecedentes

El sector septentrional de la provincia de Mendoza fue objeto de numerosos estudios que se iniciaron en la década de 1890 y, hoy día, continúa motivando investigaciones de diversas índoles. A pesar de ello, los trabajos que han comprendido el sector sur de la sierra Las Higueras-Las Peñas son limitados, más aún desde un análisis neotectónico.

Ave Lallemand (1892) y Bodenbender (1902) abordaron las primeras expediciones en materia de estudios geológicos y contribuyeron al inicio del conocimiento de estructuras cuaternarias en la región al reconocer fallas activas en el piedemonte mendocino. Wichmann (1928) realizó uno de los primeros perfiles estructurales esquemáticos de la zona. Fossa Mancini (1939) retomó los trabajos de Keidel (1910) y Stappenbeck (1910), revisando cuáles fueron los terremotos ocurridos hasta su época, y comprobó, mediante el uso de fotografías aéreas, que la ciudad de Mendoza se ubica en una zona de fallas con actividad cuaternaria. Groeber (1951) definió como fase orogénica póstuma o neotectónica a todas las expresiones de movimientos miocenos que afectan a la planicie pliocena. Polanski (1962), a partir de estudios geomorfológicos, distinguió entre los movimientos orogénicos miocenos y los movimientos neotectónicos con cuatro fases principales (Fase neotectónica inicial, principal, póstuma y final). Posteriormente, Regairaz y Barrera (1975) llevaron a cabo estudios geomorfológicos en el borde oriental del cordón de Las Higueras-Las Peñas junto al ámbito pedemontano. Más adelante, Regairaz y Zambrano (1991), reconocieron unidades morfoestructurales en el lugar.

La Hoja geológica (22c “Ramblón”) comprende el límite geográfico central entre las provincias de San Juan y Mendoza (Harrington, 1971) y abarca el sector central y norte de la sierra Las Higueras-Las Peñas (hasta la quebrada de Las Peñas). Este autor describió la estratigrafía, geomorfología y estructura, incluyendo dos secciones estructurales y definió a la falla Las Higueras como una estructura inversa longitudinal de gran extensión ubicada en la mitad de la sierra que infiere tiene más de 4000 metros de rechazo.

Figuroa y Ferraris (1989) estudiaron las estructuras que involucran a las sedimentitas triásicas en el subsuelo y reconocieron una serie de sinclinales y anticlinales como consecuencia del fallamiento vergente al oriente que penetra hacia el este, en el sector ubicado entre el río de Las Peñas y el norte de la ciudad de Mendoza. Definieron así a las fallas del Cerro Cielo, Sierra de Las Peñas, y Cerro La Cal, que coinciden con el borde occidental de las sedimentitas terciarias de la Sierra de Las Higueras-Las Peñas.

A principios del siglo XX comenzaron a intensificarse los estudios estructurales y neotectónicos a nivel regional. En este contexto, la sierra de Las Higueras-Las Peñas fue una de las zonas de estudio sobre la tectónica activa. Los trabajos pioneros realizados en esta zona continúan siendo referentes clave en el conocimiento actual.

Uno de los primeros trabajos relacionados a la neotectónica y peligro sísmico en la provincia de Mendoza fue llevado a cabo por Bastías et al. (1993) quienes consideraron que el terreno mendocino presenta dos regiones sismotectónicas diferentes según su historia sísmica, rasgos estructurales, neotectónicos y sísmicos. Así mismo, basándose en parámetros morfológicos, paleosismológicos y el registro histórico, asignaron un sismo potencial de Ms 7.1 a la falla Cerro La Cal. Kozłowski et al. (1993) caracterizaron

diferentes unidades estructurales de la provincia de Mendoza. Para este sector de la Precordillera describieron la estructura y cinemática de los corrimientos y, junto a Legarreta et al. (1993), la relacionaron a la extensión triásica del rift. En términos geológicos generales, Nullo (1993) confeccionó un mapa geológico de toda la provincia de Mendoza (escala 1:500000), y Rodríguez y Barton (1993) caracterizaron a los depósitos cuaternarios de la región. Yrigoyen (1993) estudió las sedimentitas triásicas de la provincia de Mendoza y aportó edades a la estratigrafía de la zona.

El primer trabajo en analizar las estructuras cuaternarias que afectan al cordón montañoso fue llevado a cabo por Cortés y Costa (1996), quienes distinguieron unidades litoestratigráficas cuaternarias, reconocieron corrimientos cuaternarios (emergentes y ciegos) y deformación en el piedemonte, además de geometrías de estratos de crecimiento en el Pleistoceno. Además, definieron dos estructuras principales con vergencia oriental que comprende al frente montañoso en la quebrada Las Peñas, “Falla Cerro Colorado Oeste” y “Falla Cerro Colorado Este”, y establecieron una cronología de los eventos de deformación que afectaron a la sierra.

Costa et al. (2000a) caracterizaron la evolución cuaternaria del anticlinal Montecito, ubicado al noreste de la zona de estudio, y señalaron evidencias de que este anticlinal ha estado activo en el Cuaternario tardío, debido a la presencia de depósitos sinorogénicos y sedimentos holocenos inclinados. Particularmente en la quebrada de Las Peñas, Costa et al. (2000b) describieron deformaciones holocenas expresadas como flexuras suaves en sedimentos cuaternarios relacionados con fallas ciegas. Sepúlveda (2001) confeccionó la Hoja geológica de Mendoza (3369-II), incluyendo a la Precordillera Sur y Oriental, y confeccionó perfiles estructurales transversales a la sierra y los integró con los disponibles en la bibliografía.

Cortés et al. (2005a,b, 2006, 2015) definieron a la Precordillera Sur como una unidad morfotectónica que incluye tres subunidades, siendo la presente zona de estudio parte del segmento medio que contiene a la compleja zona de deformación Barreal-Las Peñas. Costa et al. (2006a, b) describieron la expresión superficial de los corrimientos de tipo Andino en la sierra de Las Higueras-Las Peñas y reconocieron la interacción entre la tectónica y la sedimentación. Además, identificaron la marcada diferencia de deformación cuaternaria que existe entre la zona triangular ubicada entre la Precordillera Oriental y Central, y la Precordillera Sur caracterizada por corrimientos de carácter ciego.

Ahumada et al. (2006) describieron las principales estructuras del extremo sur de la sierra Las Higueras-Las Peñas y dieron cuenta de su pérdida de expresión en superficie hacia el sur de la sierra. Cortés et al. (2006) definieron dos cinturones de deformación transpresiva y señalaron que la configuración morfotectónica junto con la estructuración neotectónica están controladas por rasgos paleotectónicos.

Ahumada y Costa (2009) definieron, al norte de la zona de estudio, una zona de superposición compuesta por corrimientos antitéticos que transfieren el deslizamiento cuaternario de un sistema a otro. Prieto (2010) proporcionó datos estratigráficos y estructurales del sector sur de la sierra. Estudios sobre la estructura y evolución del sector austral de la Precordillera Sur fueron llevados a cabo por Giambiagi et al. (2011, 2014), Buelow et al. (2018), Gutierrez Seia et al. (2023), Richard et al. (2024), Lothari et al. (2025).

Hace poco más de una década, trabajos focalizados en estudios neotectónicos ampliaron el conocimiento de cómo son los procesos actuales de construcción del relieve en la sierra Las Higueras-Las Peñas. Costa et al. (2015a) describieron los rasgos neotectónicos del SCLP a lo largo de todo su trazo aflorante. Adicionalmente, a lo largo de la estructura se estudiaron las tasas de movimiento del sistema de corrimiento Las Peñas en las quebradas de río Las Peñas, La Escondida, y Baños Colorados (Schmidt et al., 2011b; Costa et al., 2019). A partir de los resultados obtenidos, se evidencia que, para ventanas temporales distintas, existe una variabilidad de aproximadamente un orden de magnitud entre las tasas de movimiento del río Las Peñas (0.27 ± 0.11 mm/a para los últimos ~200 ka; Costa et al., 2019) y las quebradas La Escondida y Baños Colorados (~2 mm/a durante los últimos 13ka; Schmidt et al., 2011b). Otros estudios de esta índole son los de Costa et al. (2015b) quienes obtuvieron tasas de acortamiento para el corrimiento de Las Higueras al norte de la sierra, a partir del uso de marcadores de la deformación en un corrimiento expuesto. Vazquez et al. (2017), en quebradas ubicadas al norte de la sierra, testearon la confiabilidad de las escarpas de falla como marcadores de la deformación de ramificaciones propagantes del corrimiento principal. Richard (2020), describió la geometría de las estructuras cuaternarias de la Precordillera Sur y estimó las tasas de acortamiento para los últimos 8,5 Ma.

1.6. Terminología y siglas

Neotectónica: Dado que el término no hace referencia a una edad en particular, se aclara que las estructuras neotectónicas en este trabajo refieren a todas aquellas que registran movimientos desde el Cuaternario hasta el presente.

Basamento neotectónico: Secuencias pre-cuaternarias que subyacen los depósitos aluviales. En el presente trabajo, corresponden a unidades neógenas.

Fuente sismogénica: Estructura tectónica que ha tenido rupturas/movimientos en su pasado reciente (período instrumental-histórico). Sin embargo, podría permanecer ‘inactiva’ por muchos siglos o incluso miles de años -período intersísmico- (McCalpin, 2009; Keller y Pinter, 2002).

Falla activa: Aquella que presenta movimiento o actividad actual. Si bien el término “actual” puede variar según el contexto -ya sea contemporáneo, histórico, Holoceno o Cuaternario (Machette, 2000)-, en esta tesis se considera como fallas activas a aquellas que registran movimientos posteriores al Pleistoceno Superior.

Corrimiento emergente: Son aquellos corrimientos que han sido directamente observados en afloramientos, con un plano de falla medible.

Corrimiento emergente interpretado: Refiere a los corrimientos que afloraron en superficie, perdieron su morfología original y no tienen un plano de falla observable. Si bien es un tipo de corrimiento inferido, la presencia de varios elementos no diagnósticos (como anomalías de drenaje, abovedamiento y/o cambios anómalos de superficies, entre otros) sumado a la estrecha proximidad espacial a corrimientos emergentes y elementos diagnósticos (morfologías relacionadas a corrimientos observables) permiten agruparlos en esta categoría.

Corrimiento inferido: Su traza se basa en la suma de elementos no diagnósticos que sugieren la presencia de una estructura.

Corrimiento ciego: Corresponde a corrimientos no emergentes que no han sido observados de forma directa. Aunque forman un tipo de corrimientos inferidos, presentan evidencias de su proximidad a la superficie, como escarpas de limbo de pliegue, anomalías en el drenaje.

Ramificación del corrimiento principal o “*splay*”: Refiere a fallas subsidiarias que se ramifican de una falla principal y forman un ángulo agudo con ella.

DEM: Modelo de elevación digital, por sus siglas en inglés “Digital Elevation Model”.

VANT: vehículo aéreo no tripulado; dron.

Capítulo 2

2. Metodología y fundamentos teóricos

2.1 Construcción de cartografía de detalle

El material cartográfico constituye una fuente de información clave. Por ello, en una primera etapa se procesaron e interpretaron imágenes satelitales y modelos digitales de elevación disponibles. Dada la escala de análisis y la necesidad de mayor resolución, se elaboró un DEM de alta resolución (Figs. 2.1 y 2.2).

2.1.1 Procesamiento de información digital

Se utilizó el software abierto QGIS (<https://www.qgis.org/es/site/>, versión 3.16) para crear un mapa morfoestratigráfico de detalle, cuya elaboración requirió de los pasos enumerados a continuación, resumidos en la Fig. 2.1.



Figura 2.1: Síntesis de la metodología utilizada para la elaboración de un mapa morfotectónico de detalle, orientado a caracterizar la tectónica cuaternaria en la zona de estudio. Se presentan seis pasos numerados, acompañados de imágenes representativas de cada etapa del proceso.

i) Recopilación de mapas y cartas geológicas. Estos datos fueron integrados a la base de datos obtenidas por el presente trabajo y proporcionaron información base sobre la distribución areal de las unidades estratigráficas y estructuras regionales.

ii y iii) Procesamiento y análisis de imágenes satelitales, fotografías aéreas y modelos digitales de elevación de libre acceso. Las imágenes Landsat 8 y Landsat 9 (<https://earthexplorer.usgs.gov/>) fueron procesadas con QGIS. Su uso permitió la discriminación de unidades morfoestratigráficas, el reconocimiento de rasgos estructurales y las anomalías del drenaje. Los DEMs utilizados fueron ALOS PALSAR (12.5 m, <https://vertex.daac.asf.alaska.edu>), SRTM (30 m, <https://earthexplorer.usgs.gov/>) y Copernicus (30 m, <https://spacedata.copernicus.eu/>), empleados inicialmente para reconocer las expresiones morfológicas superficiales de fallas en la zona de estudio.

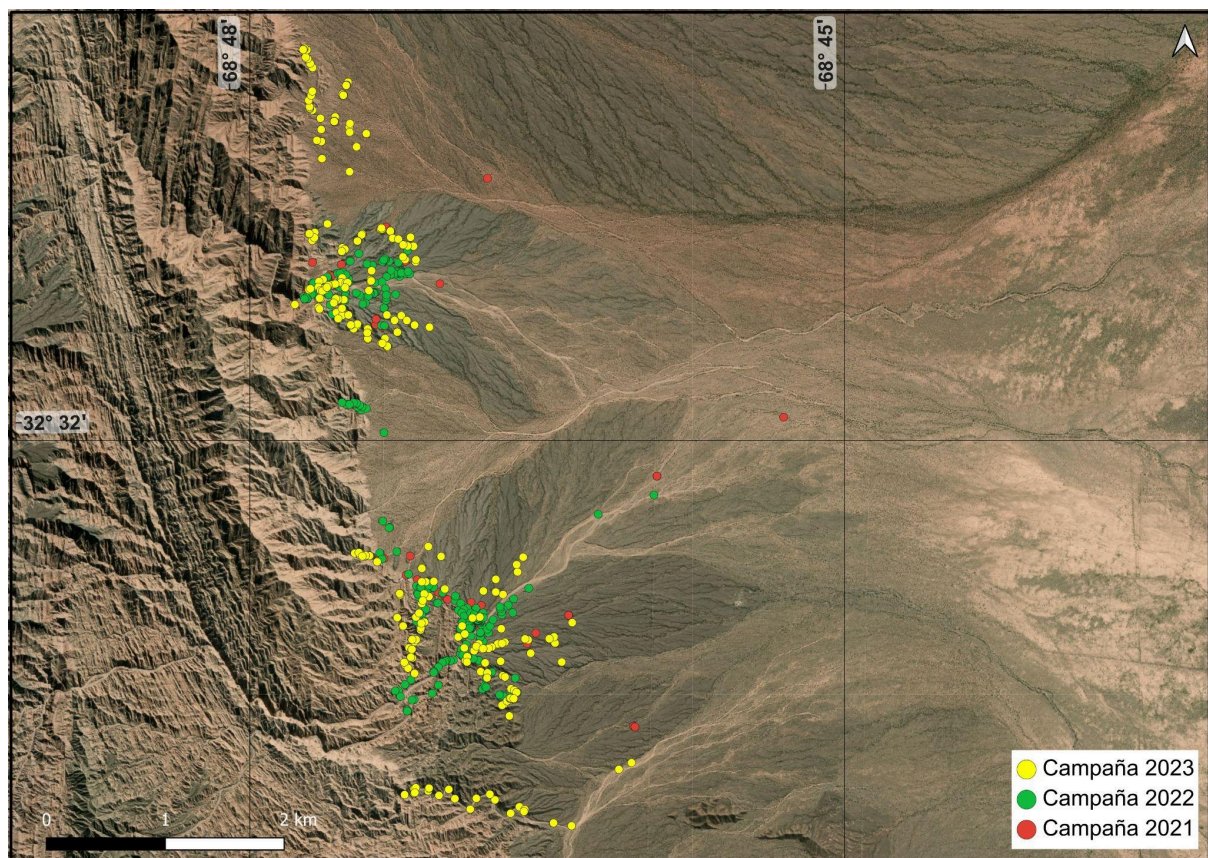


Figura 2.2: Ubicación en imagen satelital óptica (tomada del servidor Bing) de las zonas relevadas durante las campañas realizadas en 2021, 2022 y 2023.

iv, v y vi) Trabajo de campo realizado durante tres campañas (Fig. 2.2). Se realizaron tareas de reconocimiento y análisis detallado de estructuras y geoformas tectónicas; metodología de multiparámetros (detallada en el apartado 2.2.1); relevamiento topográfico de detalle debido a la escasa resolución de DEMs disponibles (Fig. 2.3); junto a otros estudios que permitieron la obtención de datos puntuales para caracterizar la deformación reciente.

2.1.2 Elaboración de modelos de elevación digitales de alta resolución

Se generaron modelos digitales de elevación de alta resolución en distintos sectores dentro de la zona de estudio, elegidos por presentar las más claras y prominentes evidencias de deformación en depósitos aluviales cuaternarios. Los relevamientos se realizaron en seis áreas de 12 a 17 hectáreas, que incluyen sitios con dataciones de niveles aluviales. El objetivo fue construir perfiles topográficos de detalle para cálculos de acortamiento y determinar la extensión de las escarpas asociadas a fallas emergentes o ciegas.

Se utilizó un vehículo aéreo no tripulado (VANT) DJI Mavic Pro sobrevolado a 100 m de altura para cubrir zonas de ~700x300 m. Los planes de vuelo fueron realizados utilizando un recorrido de grilla simple, ángulo de la cámara a 75°, velocidad de vuelo normal, cámara de 12Mpx, solapamiento frontal de 80% y lateral de 70%, foco de cámara automático, balance de colores automáticos. Con el objetivo de verificar y calibrar correctamente los datos obtenidos con las imágenes y para mitigar los efectos de distorsión de la imagen (tales como ‘doming’ y ‘dishing’ que corresponden a distorsiones de alzamientos y hundimientos de la superficie), se colocaron entre 7 y 10 marcadores en forma de cruces de 2.4m de largo como puntos de control del terreno (GCP, por sus siglas en inglés; Tonkin y Midgley, 2016; Agüera-Vega et al., 2017, entre otros; Fig. 2.4).

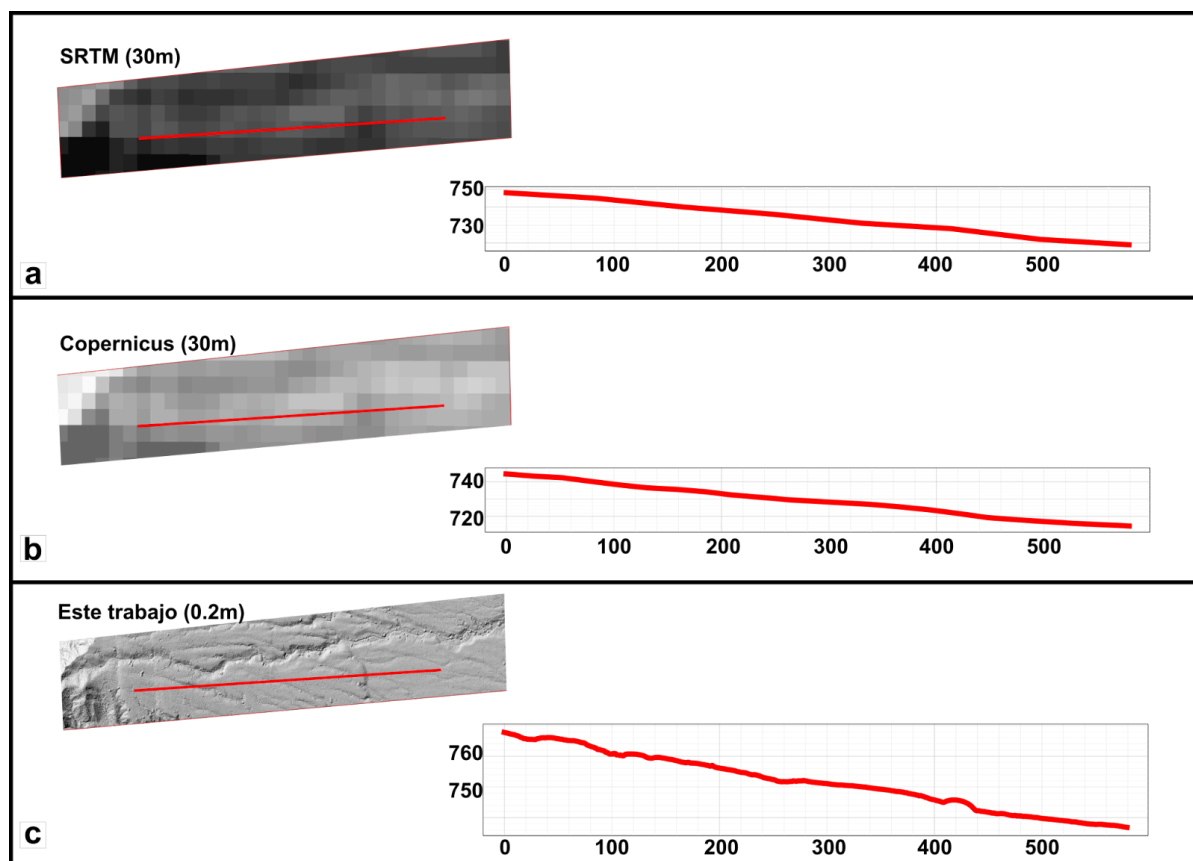


Figura 2.3: Comparación de perfiles topográficos realizados con modelos digitales de elevación disponibles. Escala x, y y de perfiles en metros. (a) SRTM 30m, (b) Copernicus 30m, (c) este trabajo, cuya construcción de modelos fue llevada a cabo mediante el uso de VANTs (20 cm).

La ubicación de los marcadores fue elegida, para asegurar una cobertura a lo largo y ancho de la zona a relevar y con una disposición que alcance todas las esquinas, el centro y aquellos lugares de interés

(Martínez-Carricondo et al., 2018; Fig. 2.4). Todos los GCPs fueron medidos con GPS diferencial Spectra Precision 60 (dGPS) para asegurarse una precisión milimétrica que permita minimizar el error del modelo creado (Fig. 2.4). El dGPS fue también utilizado para realizar perfiles topográficos sobre las mismas superficies aluviales y comparar con los perfiles obtenidos a partir de los DEMs construidos (Fig. 2.5)

Se utilizó el programa Metashape Agisoft Pro versión 2.0.2 build 16102 (64 bit) (sitio web oficial: <https://www.agisoft.com/features/professional-edition/>) para procesar las imágenes y generar una nube densa de puntos que fue posteriormente filtrada con la herramienta de LASTools (sitio web oficial: <https://www.rapidlasso.de/>, último acceso: marzo 2024). Para ello se siguieron una serie de pasos resumidos en Fig. 2.6 (Over et al., 2021 y Sarkar et al., 2023).

Primero, se alinearon las imágenes mediante la generación de “*Key points*” (puntos de características únicas) y “*Tie points*” (puntos de enlace, usados para atar imágenes individuales entre sí; Fig. 2.6), obteniendo un modelo de cámara calibrada. Esto dio como resultado una serie de coeficientes de la estimación de la calibración de la cámara (k_1 k_2 , entre otros) que, a partir del proceso de triangulación areal, calcularon la posición y orientación de la cámara. Así, se generaron *Tie points* georeferenciados con sus valores RGB que, sumados a los puntos de control, recrearon la orientación del sensor exterior de la cámara y ajustaron su ubicación para asegurar que los puntos de las imágenes estén ubicados correctamente. Posteriormente, se filtraron los *Tie points* para reducir errores, eliminando puntos de baja calidad (Over et al., 2021). Los filtrados llevados a cabo fueron:

- Incertidumbre en la reconstrucción (“*Reconstruction Uncertainty*”), que remueve los puntos que resultan de una pobre geometría de la cámara (a partir de cómo fue la triangulación en el paso de alineado). Esto reduce el ruido de la nube de puntos y previene que no se creen puntos con gran incertidumbre en la resolución vertical.
- Precisión de proyección (“*Projection accuracy*”), que filtra según la exactitud con la que se pueden ubicar los *Tie points* dado el tamaño de los *Key point* que se cruzan para crearlo.
- Error de reproyección (“*Reprojection Error*”), que elimina puntos con mayor error de reproyección.

Tras cada filtrado se volvió a optimizar la cámara y se evaluaron parámetros como los coeficientes de calibración (f , k_1 - k_4 , c_x , c_y , p_1 , p_2)¹ y el error de reproyección RMS no ponderado (en metros) para controlar la calidad del filtrado efectuado.

¹ “ f ” lente focal en píxeles; “ k_1 , k_2 , k_3 , k_4 ” determinan la curvatura que tiene la lente de la cámara; “ c_x , c_y ” relacionados al desplazamiento del centro de la imagen; y “ p_1 y p_2 ” que dan cuenta de la distorsión tangencial de la fotografía.



Figura 2.4: Puntos de control del terreno. (a) Marcadores empleados. Se utilizaron cruces y números de tela cuerina, cada uno con un tamaño aproximado de 2m. (b) Medición con dGPS de los puntos de control para asegurar una precisión milimétrica. (c) Marcadores reconocidos desde VANT a 100m de altura.

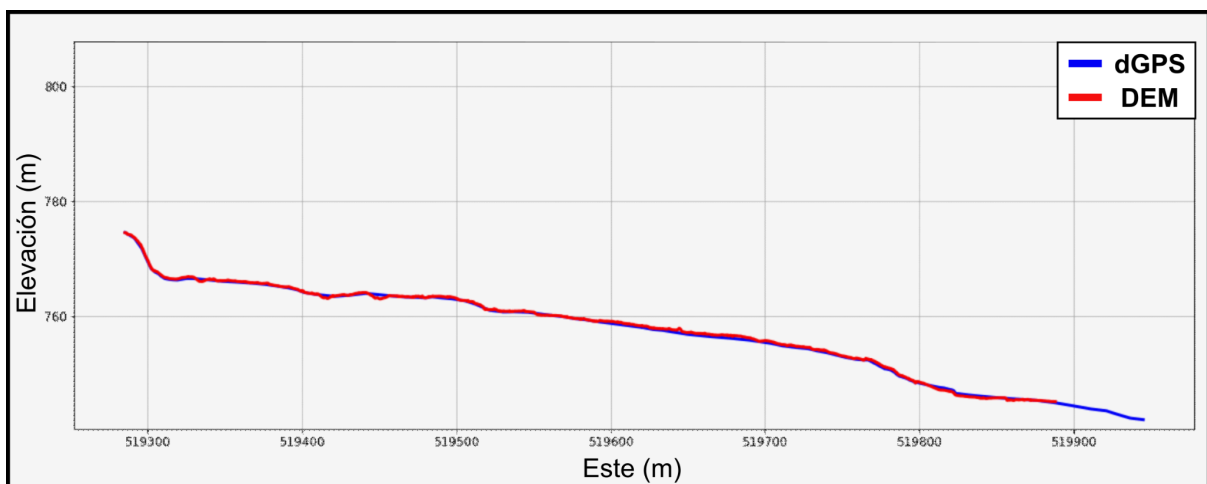


Figura 2.5: Comparación entre perfiles topográficos realizados con modelo digital de elevación de alta resolución (0.2 m) y dGPS.

Una vez realizados todos los filtros, se creó la nube densa de puntos (*"Dense point cloud"*) que se filtró por confianza (según el número de pares de imágenes utilizados para generar los mapas de profundidad de la

nube de puntos). Finalmente, se usó LASTools para remover vegetación y ruido, conservar sólo los puntos del terreno, calcular las elevaciones y construir el modelo final de elevación digital (ver Anexo A).

2.2. Análisis de zonas con deformación cuaternaria

El estudio de la tectónica activa requiere integrar enfoques multidisciplinarios como la geomorfología tectónica, la sismología y la paleosismología (Keller y Pinter, 2002; Bull, 2008; Fig. 2.7). La sismología analiza datos instrumentales de terremotos recientes y la paleosismología se enfoca en eventos prehistóricos (McCalpin, 2009). Por su parte, los estudios morfotectónicos combinan enfoques geomorfológicos y geológicos para entender cómo se deforma la superficie terrestre durante y entre sismos (Burbank y Anderson, 2011). En el presente trabajo se aplicaron métodos morfotectónicos y paleosismológicos para la identificación y análisis de estructuras activas.

En ambientes compresivos, los frentes montañosos (unión sierra-piedemonte) están controlados por fallas inversas que no siempre registran la actividad más reciente. Dicha actividad se transfiere frecuentemente a corrimientos más jóvenes que propagan hacia la cuenca (*"piedmont forelands"*; Ikeda, 1983; Bull, 2008; Costa, 2019 y referencias allí citadas). Sin embargo, las relaciones existentes entre el fallamiento y sus morfologías resultantes no son tan conocidas como en otros tipo de configuraciones tectónicas, ya que suelen involucrar corrimientos ciegos con morfologías limitadas, tales como abovedamientos suaves y superficies aluviales inclinadas (Bull, 2008). Por eso, a pesar de los desafíos que requiere describir la geometría tridimensional y la evolución de corrimientos inversos, su comprensión contribuye directamente al entendimiento de los procesos de construcción de montañas (*"mountain building"*) y de las fuentes sismogénicas asociadas.

En este marco, la discriminación inicial de estructuras neotectónicas requiere determinar si las geoformas asociadas al plegamiento y fallamiento tienen un control activo (la estructura controla y moldea el relieve) o pasivo (por un proceso de morfoselección de los procesos exógenos que resulta en una forma en particular). Las fallas activas se manifiestan en la superficie terrestre como depósitos cuaternarios u holocenos desplazados y/o por escarpas de fallas, con o sin plegamiento asociado (Stein y King, 1984; Fig. 2.7). En los casos en que se preservan depósitos recientes (<2.58 Ma), la escarpa de falla constituye la geoforma resultante de la intersección del plano de falla con la superficie (Stewart y Hancock, 1990). Las fallas ciegas, en cambio, no cortan depósitos superficiales, aunque pueden reconocerse por acumulaciones y efectos sutiles de deformación (Fig. 2.7). En ambos casos, la expresión superficial está condicionada por el tipo de ambiente y por la relación entre las tasas de sedimentación y levantamiento (Fig. 2.8).



Figura 2.6: Síntesis de metodología empleada para la generación del modelo de elevación propio. (a) Resumen esquemático. (b,c,d) capturas de pantalla de los pasos 2 y 3 realizados con Metashape Agisoft.

Si bien las expresiones morfotectónicas de las fallas se deben a muchos factores, un control dominante en estas es la cinemática de las estructuras cuaternarias. En las deformaciones asociadas a corrimientos, las escarpas son sinuosas y con bordes lobulados, debido a que colapsan al poco tiempo de formarse (McCalpin, 2009). Por ello, es importante reconocer rasgos secundarios en el bloque alto -como por ejemplo, áreas abovedadas, anomalías de drenaje, entre otros-, que indiquen la presencia de estas estructuras (Keller y Pinter, 2002; Burbank y Anderson, 2011). En fallas ciegas (*blind thrusts*), al presentar rasgos superficiales poco evidentes, es necesario reconocer indicadores como estratos de crecimiento y anomalías de drenaje (desvíos, cortes, capturas, incisión) que suelen ser señales fiables de actividad neotectónica subyacente (Keller y Pinter, 2002; Ishiyama et al., 2004; Burbank y Anderson, 2011; Terrizzano et al., 2014; Almeida et al., 2018; Costa, 2024). Reconocer el carácter ciego o emergente de un corrimiento, junto con el tipo de escarpa desarrollada y la naturaleza de los conjuntos litofaciales asociados, permite diferenciar si los depósitos derivados son de origen cosísmico o intersísmico, dado que los corrimientos no emergentes no suelen generar cuñas coluviales clásicas y pueden producir depósitos con geometrías distintas (Costa, 2024).

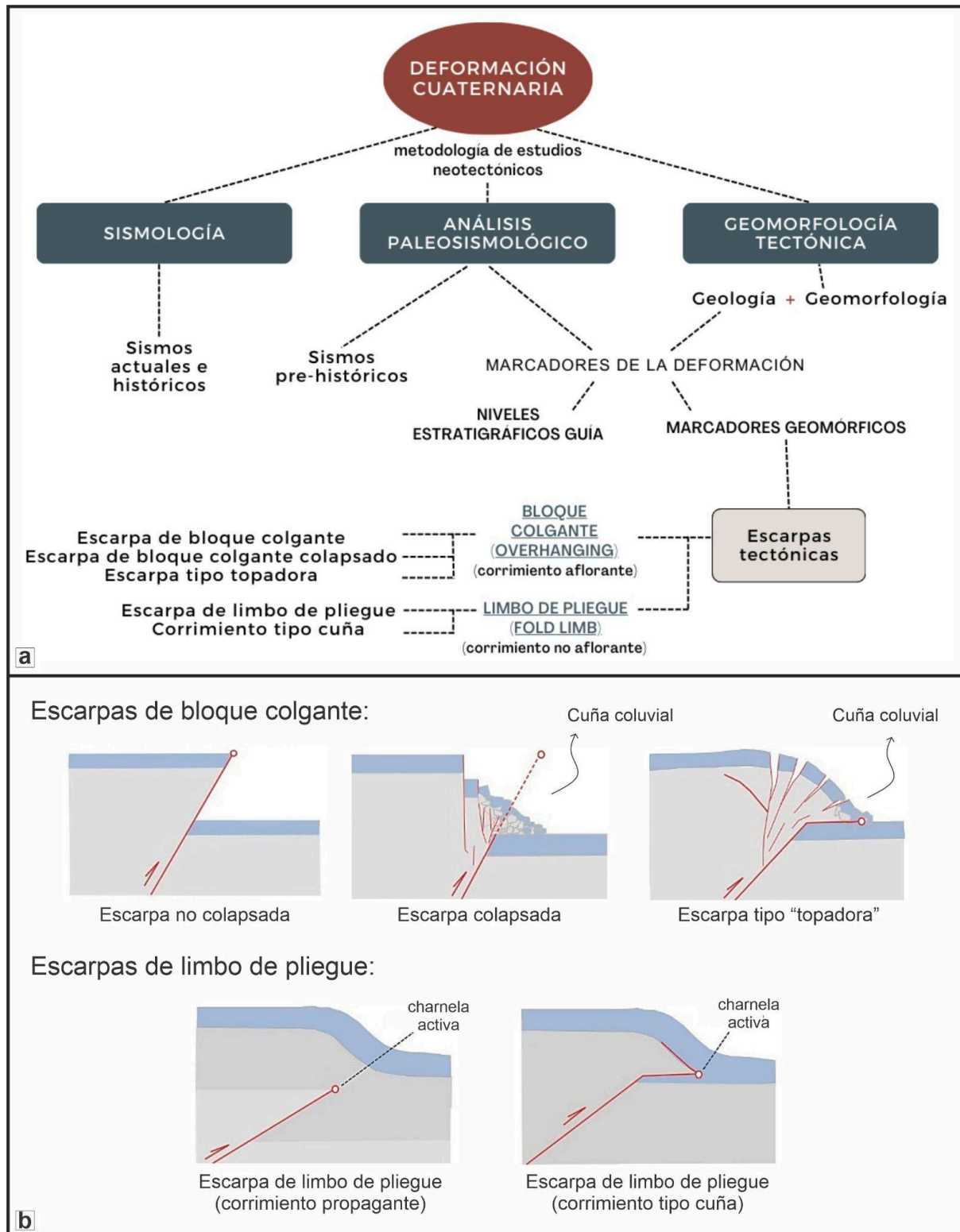


Figura 2.7: (a) Esquema metodológico para el análisis de la deformación cuaternaria y los tipos de escarpas generados según el carácter ciego o emergente del corrimiento. Basado en Burbank y Anderson, 2011; Philip et al., 1992; Kelson et al., 2004; Costa, 2024; entre otros. (b) Diagramas esquemáticos de los diferentes tipos de escarpas mostrados en (a) relacionados a corrimientos según su carácter ciego o aflorante. Modificado de Costa (2024).

Aunque factores como la reología de los materiales no consolidados y la pendiente también influyen a la hora de generar distintos tipos de escarpas, el control principal en estructuras con componente inversa,

es la ubicación del *tip-point*, es decir, si el corrimiento alcanzó o no la superficie (Vazquez et al., 2017; entre otros). Cuando la falla alcanza la superficie define a las escarpas de labio colgante o “*Overhanging scarps*” (Fig. 2.7; Philip et al., 1992). Estas incluyen: (i) Escarpas aflorantes u “*Overhanging scarp sensu stricto*”: la falla alcanza la superficie y no colapsa (corrimiento simple); (ii) Escarpa de bloque colgante colapsado o “*Hanging wall collapsed scarp*”: el corrimiento alcanza la superficie, genera un resalto topográfico que es colapsado por gravedad, y como resultado se genera una cuña coluvial (caso más común); (iii) Escarpa tipo topadora o “*Bulldozed scarp*”: el corrimiento encuentra una superficie plana, que es la topografía, y da como resultado una geometría tipo topadora (Kelson et al., 2004). Se da por un exceso de espacio en el labio elevado, que es acomodado con grietas de extensión, estructuras de colapso, fallas normales o inversas antitéticas, fallas de tipo “*bending moment*”.

Cuando la falla es ciega, se generan escarpas de limbo de pliegue o “*Fold-limb scarps*” (Yeats, 1986; Stewart y Hancock, 1990; Fig. 2.7), que incluyen: (i) Escarpa de limbo de pliegue sensu stricto: se genera un plegamiento de la superficie con inclinación opuesta al plano de falla ubicado debajo; (ii) Corrimiento tipo cuña o “*Wedge thrusting*”: son corrimientos con bajo ángulo que propagan en forma de cuña (Fig. 2.7). Esto implica que, a escala de trinchera, pueden encontrarse fallas inversas con vergencias opuestas (Ishiyama et al., 2004).

Las morfologías resultantes de la actividad de las fallas sirven para cuantificar las deformaciones más allá de un contexto actual, evaluando una respuesta más completa en el tiempo, y analizando las deformaciones acumuladas durante el Cuaternario (Burbank y Anderson, 2011). Para ello se identifican marcadores geométricos cuya geometría original es conocida (superficies planares o lineales), y que permiten medir las deformaciones posteriores.

En este trabajo se aplicaron criterios morfotectónicos para identificar y cuantificar la deformación cuaternaria en el sector sur del Sistema de Corrimiento Las Peñas. Se reconocieron unidades areales (superficies elevadas), lineales (ejes de abovedamiento, escarpas) y puntuales (quiebres de pendiente, drenajes anómalos) que, a partir de su arreglo espacial, permitieron reconocer distintos dominios morfotectónicos. Además, se emplearon superficies aluviales deformadas como marcadores geométricos, integrándose con un análisis morfoestratigráfico, morfométrico y modelos cinemáticos, junto con un análisis paleosismológico.

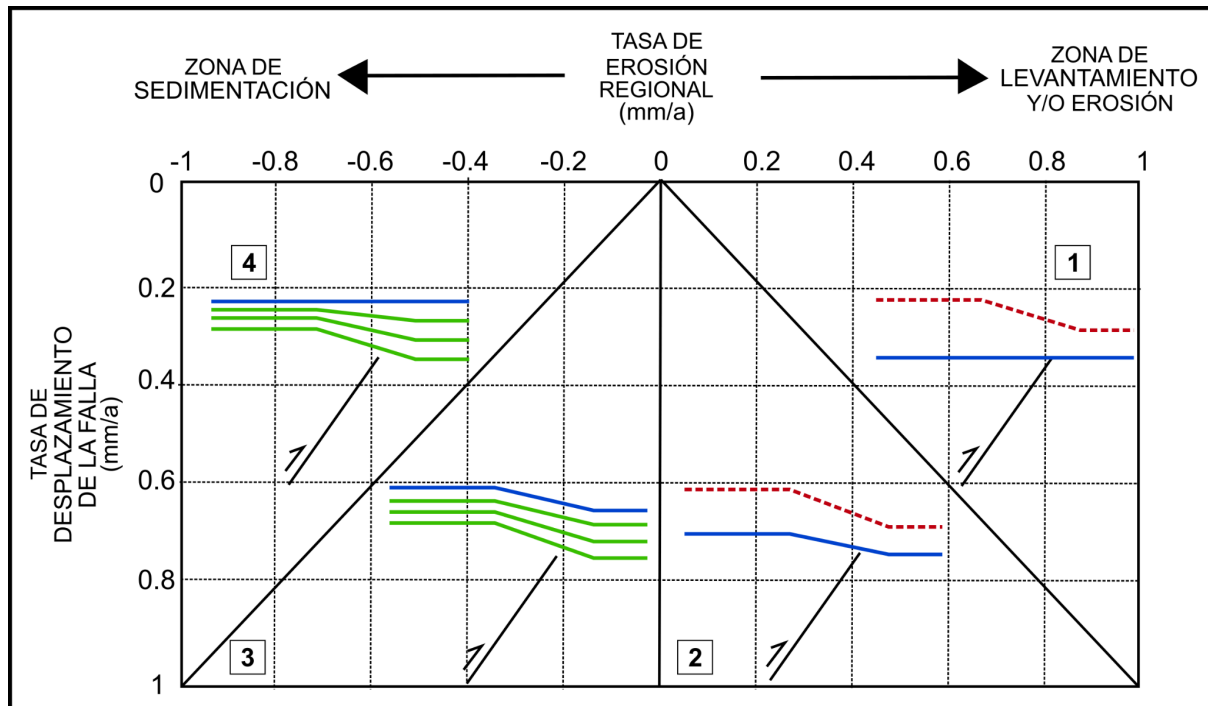


Figura 2.8: Diagrama esquemático que muestra los efectos relativos entre las tasas de sedimentación y levantamiento, y la escarpa morfológica generada/preservada. Las líneas rojas punteadas indican la escarpa de falla original; líneas azules representan la topografía actual; líneas verdes representan la estratificación asociada al corrimiento. Modificado de McCalpin (2009).

2.2.1 Descripción de unidades morfoestratigráficas

Se entiende por unidad morfoestratigráfica a una superficie geomórfica cuaternaria asociada a bajadas aluviales y depósitos aterrazados que se reconoce mediante criterios morfológicos y estratigráficos. Estas unidades constituyen entidades cartografiables que permiten establecer correlaciones temporales regionales y funcionan como marcadores geomorfológicos útiles para el análisis de la evolución tectónica y la deformación cuaternaria (Costa et al., 2006a).

Criterios y metodología para la definición de unidades cartográficas Cuaternarias

1. Elaboración de un mapa morfoestratigráfico preliminar de las unidades cuaternarias pedemontanas, integrando DEMs, imágenes satelitales y fotografías aéreas. Se reconocieron unidades preliminares según texturas, altura relativa al cauce y patrones de drenaje.
2. Caracterización en campo de las diferentes superficies aluviales mediante metodología de multiparámetros, midiendo atributos como granulometría, redondez de clastos, barniz del desierto, desarrollo de suelo, espesor de finos y presencia de bloques (Colman y Pierce, 1986; Wells et al., 1987, entre otros). Cuando la diferenciación entre niveles fue poco clara, se aplicaron test estadísticos.
3. Integración de datos de gabinete y campo para la realización de un mapa morfotectónico de detalle.

Metodología de multiparámetros

Se utiliza para analizar ciertos parámetros en el campo que son sensibles al tiempo de exposición de una superficie aluvial no funcional, a los agentes erosivos externos (exposición al sol, lluvias, etc) y su degradación. Las superficies aluviales del Pleistoceno tardío y el Holoceno conceden atributos que permiten una mejor división morfoestratigráfica mediante esta metodología, ya que a mayor tiempo de exposición se generan evidencias características en la superficie, debido a cambios climáticos o eventos tectónicos (Christenson y Purcell, 1985; McFadden et al., 1989; Bull, 1991; McDonald et al., 2003; Bacon et al., 2010; Regmi et al., 2014). Sin embargo, existen condiciones desfavorables para el uso de esta técnica, como la actividad antrópica y la interacción compleja existente entre ladera, bajada aluvial, procesos eólicos y cambio climático, que generan diferencias estadísticamente significativas en el tamaño inicial de las partículas y la litología de los depósitos (McFadden et al., 1989). No obstante, en este trabajo se seleccionaron superficies que no presentaban indicios de alteración antrópica y sectores bien preservados, adecuados para su análisis. Para evitar cualquier variación textural propia de la morfología intrínseca de la bajada aluvial, la toma de datos se realizó en el sector proximal de las superficies analizadas. Las variables evaluadas fueron:

Barniz del desierto: es un tipo de alteración de las rocas que aparecen como “barnizadas” por un pátina submilimétrica de colores rojos a negros formada por óxidos de hierro y manganeso, que es brillante por estar pulida por las partículas transportadas por la acción del viento (Engel y Sharp, 1958; Dorn, 2007; Fig. 2.9a). En los desiertos, capas de barniz se acumulan progresivamente en la totalidad de los clastos superficiales. En el presente trabajo, se estimó visualmente el grado de desarrollo del barniz de los clastos superficiales.

Desarrollo de suelo y espesor de finos: la tasa de desarrollo del suelo en los abanicos aluviales es lo suficientemente rápida y, por eso, suele ser un buen indicador relativo de edad (McFadden et al., 1989). Si bien, el clima árido de la región y las altas pendientes en muchas superficies no permiten un buen desarrollo del mismo, se reconoció la presencia y espesor de acumulación de finos en el perfil de algunas bajadas aluviales estudiadas.

Granulometría: debido a la meteorización que sufren los clastos al estar expuestos a los agentes erosivos, una mayor exposición de los mismos se verá reflejado en una disminución del tamaño medio, máximo y mínimo de los clastos expuestos en superficie, por un incremento en la fracturación de los mismos (Blatt et al., 1980; Fig. 2.9b). Para este análisis se midieron con una regla los ejes de mayor longitud de los clastos de mayor y menor tamaño, así como también de aquellos cuyo tamaño era el más representativo o frecuente en la superficie.

Microrelieve: en los clastos sedimentarios carbonáticos, además de la meteorización física, se genera una reacción química con el agua de lluvia ácida que disuelve el carbonato (Gile et al., 1981). Como el porcentaje de carbonato de calcio no es uniforme en todo el clasto, se genera una disolución parcial cuya diferencia se acentúa a lo largo del tiempo, generando un microrelieve entre las dos composiciones distintas. Para analizar esta variable se identificaron los clastos con presencia de microrelieve y se lo midió con una cinta métrica.

Redondez: se define como la suavidad de los ángulos o esquinas de la partícula (Powers, 1953). Debido a la meteorización física a la que están expuestas las superficies aterrazadas, los clastos se disgregan en fracciones más pequeñas a la roca original. Una vez generada fracturación, el clasto quedará disgregado en clastos más pequeños y más angulosos al original (Boggs, 2006). Por ello, mientras más angulosidad presenten los clastos mayor será el tiempo de exposición (Fig. 2.9b).

Relación Parting/Profundidad del parting: la meteorización física que sufren los clastos debido a la amplitud térmica que caracteriza a estas zonas desérticas produce un fracturamiento en la roca. Los clastos que más tiempo estuvieron sometidos a este fenómeno presentan mayor fracturamiento con mayor profundidad (McFadden et al., 1989).

Presencia de bloques: los niveles aluviales más recientes presentan una mayor proporción de bloques, ya que aún no han experimentado suficiente meteorización o fractura como para generar clastos de menor tamaño (e.g.: Bull, 1977).

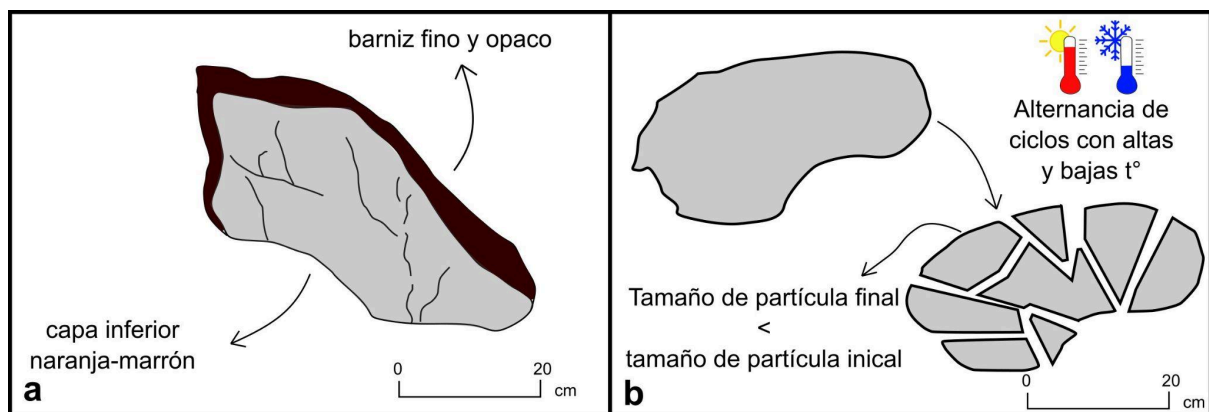


Figura 2.9: Ilustración de algunos de los procesos que afectan a los clastos que están expuestos a agentes atmosféricos en ambientes desérticos. (a) Barniz del desierto: Pátina submilimétrica de óxidos de hierro y manganeso que recubre los clastos de las superficies aluviales, adquiriendo su brillo característico por el pulido continuo causado por partículas transportadas por el viento. (b) Variación en la morfología de los clastos: Diferencias en el tamaño y el grado de redondez como respuesta a la exposición diferencial a la meteorización y abrasión eólica.

2.2.2. Análisis cualitativo del drenaje

El análisis cualitativo del drenaje parte del principio de que los ríos reaccionan de forma rápida y sostenida a la deformación tectónica activa, incluso frente a cambios sutiles en la topografía (Ouchi, 1985; Jain y Sinha, 2005; Turowski et al., 2006; Amos y Burbank, 2007). En zonas con deformación activa, es esperable observar respuestas en la red de drenaje como modificaciones en la morfología del cauce, el perfil de equilibrio o la dirección del flujo (Audemard, 1999; Schumm et al., 2002).

El estudio se realizó a partir de la interpretación visual de imágenes satelitales ópticas de resolución métrica a submétrica, disponibles a través de los servidores Bing Maps y ESRI World Imagery. Asimismo, se utilizó un modelo digital de elevación Copernicus DEM de 30 m de resolución espacial. Toda la información fue integrada y analizada en el software QGIS. Esta base permitió mapear rasgos morfotectónicos y anomalías en el drenaje vinculadas a estructuras activas. Entre los indicadores

analizados se incluyen: desvíos o deflexiones de cauce, capturas o convergencias fluviales, cauces descabezados, profundización del canal, cambios de sinuosidad y reorganización de la red de drenaje (Fig. 2.10).

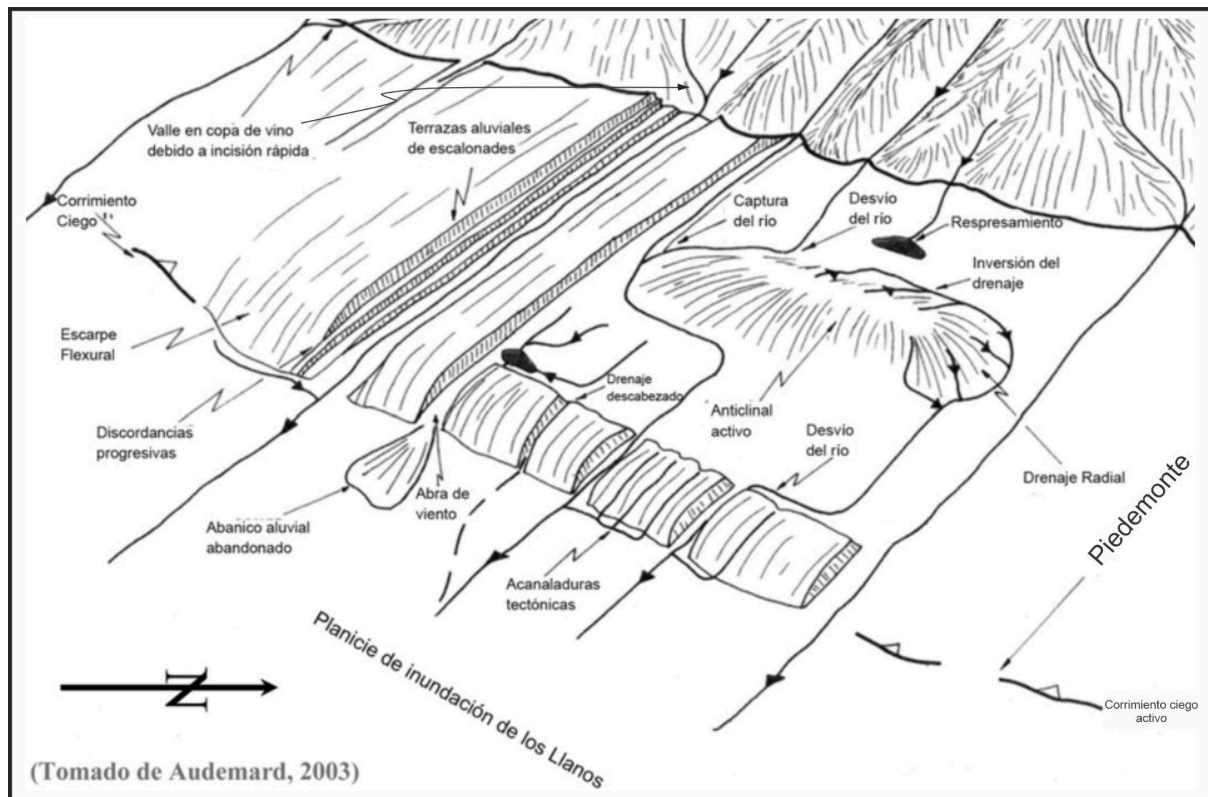


Figura 2.10: Rasgos del drenaje anómalos que pueden representar indicios de actividad neotectónica. Tomado de Audemard (2003).

2.2.3. Cuantificación de la deformación Cuaternaria

En ambientes compresivos, donde las estructuras activas incluyen pliegues y corrimientos que en muchos casos no son emergentes, la estimación del acortamiento presenta importantes desafíos, sobre todo al intentar obtener valores con un margen de error reducido que deriven en tasas de movimiento confiables. Para ello, existen diversas metodologías que permiten estimar estos valores y se pueden agrupar en métodos simples o complejos, según McCalpin (2009). Dentro del primer enfoque se asume que la tasa de levantamiento de la geoforma es idéntica a la tasa de deslizamiento vertical y, mediante cálculos trigonométricos basados en el ángulo de inclinación de la falla, se puede obtener el resto de los componentes vectoriales (por ejemplo, Grant et al., 1999). Este enfoque suele constituir una aproximación adecuada en materiales cuya reología resulta en deformaciones frágiles. Como métodos complejos o sofisticados para estimar las tasas de deslizamiento, se proponen modelos numéricos que ajusten la forma del pliegue o monoclinal a partir de una geometría de falla y una cantidad de deslizamiento (Lave y Avouac, 2000, Ishiyama et al., 2004). Otra de las metodologías utilizadas para estimar el desplazamiento horizontal en una falla de bajo ángulo corresponde a técnicas de restauración equilibrada (*"balanced cross-sections"*). En este caso, el desplazamiento horizontal no se puede medir de manera directa, pero se puede reconstruir "desplegando" el pliegue tanto por largo de línea o área (por ejemplo, Lee et al., 2004).

A la luz de lo expuesto, en este trabajo se emplearán modelos cinemáticos que ajusten marcadores geométricos de la deformación para estimar el acortamiento (Fig. 2.11a). Estos resultados serán evaluados con valores obtenidos mediante: (i) cálculos trigonométricos basados en la amplitud de la escarpa (método simple) -utilizado por Schmidt et al. (2011b), quienes denominan acortamiento a la componente horizontal transversal del desplazamiento neto- y (ii) retrodeformación por largo de línea (Fig. 2.11b, c). La evaluación de los distintos métodos responde a la necesidad de obtener estimaciones más adecuadas del acortamiento cuando existe plegamiento asociado en el bloque colgante. El método simple asume que todo el desplazamiento se concentra en el plano de falla sin considerar el plegamiento asociado, lo que puede conducir a resultados sesgados al no reflejar la deformación distribuida fuera del plano de falla (Fig. 11b). Por otro lado, la estimación derivada de la retrodeformación por largo de línea supone que la superficie no ha sido modificada por procesos erosivos, lo que también podría no representar completamente los valores reales de acortamiento (Fig. 2.11c).

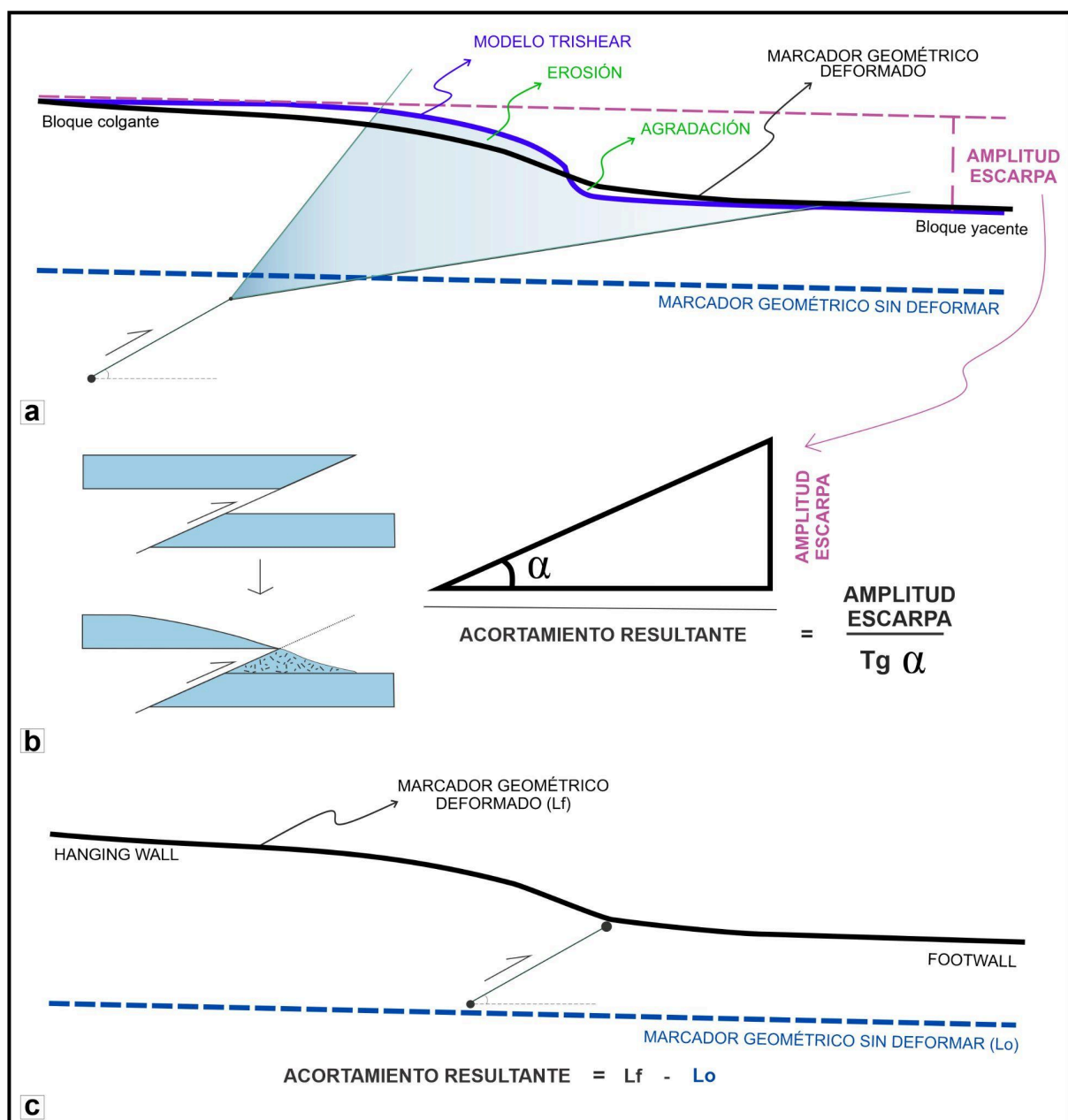


Figura 2.11: Comparación de estimaciones de tasa de acortamiento a partir de diferentes metodologías utilizadas en marcadores geométricos de la deformación. (a) Modelado *trishear* y retrodeformación del modelo generado; (b) Esquema conceptual del movimiento asumido al estimar la tasa de acortamiento a partir de la amplitud de una escarpa de falla y los cálculos involucrados; (c) Retrodeformación lineal de la escarpa generada por un corrimiento propagante, utilizando el largo de línea.

Para la cuantificación de la deformación cuaternaria se eligieron como marcadores geométricos: (i) superficies aluviales y (ii) niveles estratigráficos guía expuestos en un afloramiento natural de un corrimiento (Fig. 2.12a).

Para un correcto uso de superficies aluviales como marcadores, se realizaron perfiles topográficos de detalle resultantes de la selección de puntos bien preservados. Así, se reconstruyeron las paleo-superficies envolventes de las superficies aluviales escogidas por su mejor preservación (Fig. 2.12a, b). Para la posterior generación de modelos cinemáticos se generaron secciones transversales a esas paleo-envolventes que resultaron de la interpolación a lo largo de una línea sinuosa de los puntos relevados y su proyección a una línea recta perpendicular a las trazas de corrimiento y/o al eje del plegamiento (Fig. 2.12b). Para ello, se realizó un código en Python (ver Anexo B) que permitió la proyección de los puntos a una línea recta con azimuth determinado y, a partir de ellos, se realizaron los modelos por propagación de falla para cuantificar su deformación (Fig. 2.12b).

La longitud del perfil utilizado para la construcción de los modelos representó un desafío metodológico en este trabajo. Una longitud excesiva del perfil hacia los costados de la escarpa (campo lejano) implica el riesgo de incluir deformación generada por estructuras profundas (Fig. 2.12b). Por el contrario, si la longitud considerada es demasiado corta y se limita al área inmediata a la escarpa (campo cercano), se puede subestimar el acortamiento asociado al corrimiento al excluir el plegamiento relacionado (Fig. 2.12b). Por ello, los perfiles utilizados para la construcción de modelos cinemáticos abarcan decenas de metros contiguos a la escarpa, incorporando un campo medio que integre tanto el corrimiento como el plegamiento asociado. Esto permite considerar una única estructura como fuente sismogénica y estimar su contribución al acortamiento total acumulado en la superficie analizada (Fig. 2.12b).

Una vez elegidas las superficies aluviales y modeladas cinemáticamente, se retrodeformaron las longitudes resultantes para cuantificar el acortamiento (Fig. 2.12c). Para los niveles estratigráficos guía, se estimó que su valor retrodeformado es el más robusto dado que no fueron afectados por procesos erosivos, pero igualmente se realizaron modelos cinemáticos para comprobar su aplicación al comparar estos valores con aquellos obtenidos en la superficie. Estos datos, junto con los datos de las edades calculadas en la zona (Schmidt et al., 2011a) permitieron calcular tasas de acortamiento en la zona de trabajo.

Modelado cinemático *trishear*

Dado que los tipos de plegamiento no paralelos caracterizan las geometrías de la deformación cuaternaria en la Precordillera Sur (Ahumada y Costa, 2009; Ahumada, 2010; Salomon et al., 2013; Costa et al., 2015b; Vazquez et al., 2017) y responden a las geometrías observadas en la zona de estudio (plegamientos anisópacos y disarmónicos), no sería posible construir secciones balanceadas como las propuestas por Woodward et al. (1989) y Suppe y Medwedeff (1990) ya que estas asumen geometrías isopacas en

materiales no consolidados. Por ello, con el objetivo de realizar una interpretación geométrica y cinemática compatible con la deformación de la superficie aluvial (e.g., Thompson et al., 2002; Cao et al., 2019), se han realizado modelos cinemáticos de pliegue por propagación de falla. En estos casos, el modelo *trishear* corresponde a una alternativa más apropiada y que ha sido utilizada en otros contextos geodinámicos (e.g., Gold et al., 2006; Cao et al., 2019; Trexler et al., 2020, entre otros).

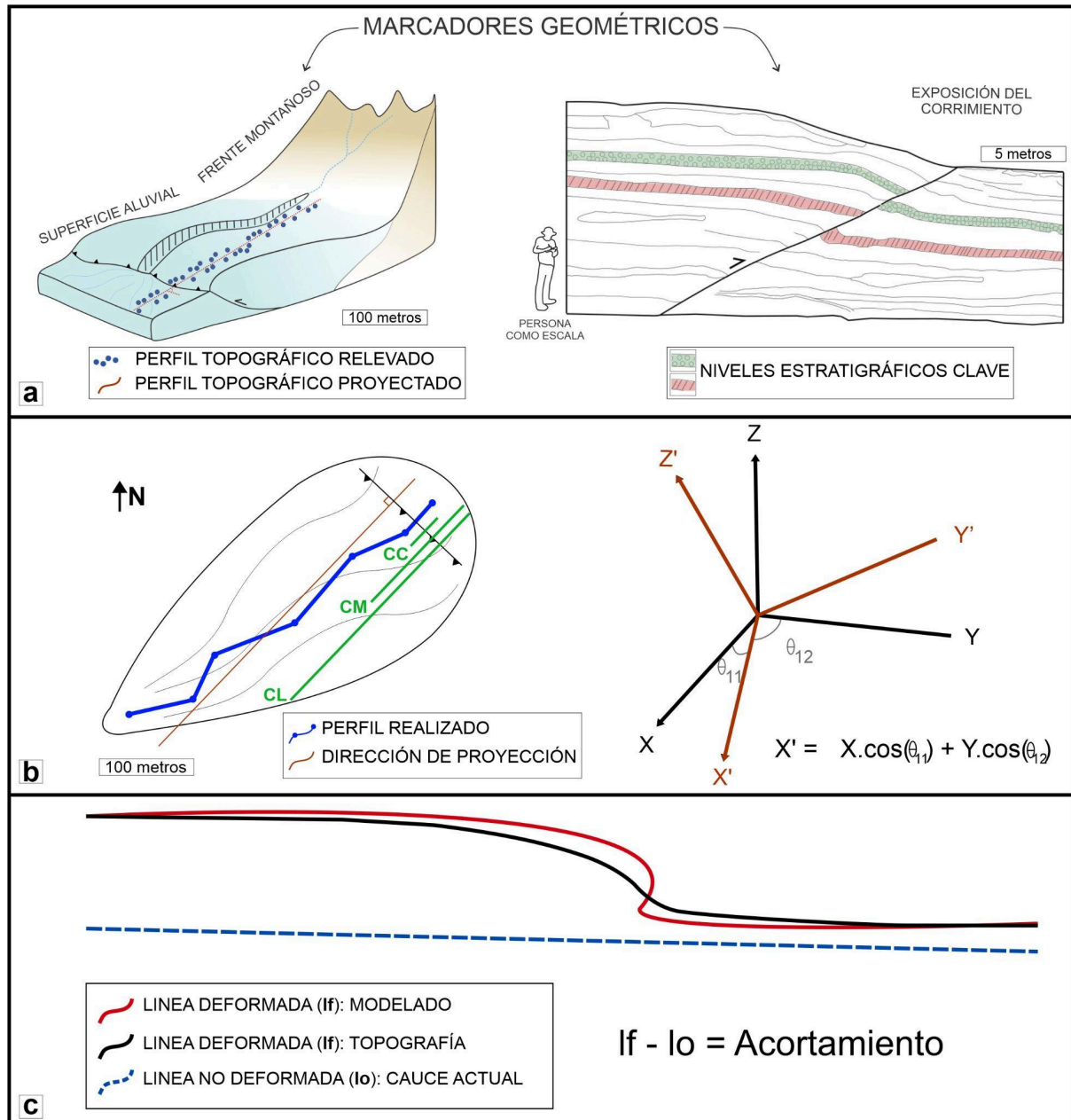


Figura 2.12: Metodología empleada para el cálculo de acortamientos. (a) Marcadores geométricos de la deformación utilizados: a la izquierda, ejemplo de toma de datos sobre superficies aluviales seleccionadas; a la derecha, niveles estratigráficos clave elegidos en afloramientos naturalmente expuestos de corrimientos. (b) Proyección de los datos obtenidos sobre un plano perpendicular al rumbo del corrimiento. En la ilustración izquierda se muestra una vista en planta de una superficie aluvial y se indica esquemáticamente la ubicación relativa del campo cercano (CC), campo medio (CM) y campo lejano (CL) respecto al trazo del corrimiento, como referencia espacial para la interpretación de las variaciones morfológicas y estructurales. A la derecha se muestra el sistema de referencia

original en negro (X, Y, Z) y el nuevo sistema de referencia, en rojo (X', Y', Z'), al cual se proyectan los datos. (c) Retrodeformación mediante modelo cinemático, obteniendo un valor de longitud final, al cual se le resta el valor inicial, correspondiente a la pendiente actual del cauce.

Los pliegues por propagación de falla son pares de pliegues asimétricos que indican la simultaneidad entre la propagación de la ruptura, el movimiento del bloque colgante y su plegamiento. Eventualmente, los corrimientos pueden cortar la superficie (Hardy y Ford, 1997; Fig. 2.13). En el modelo *trishear* (Erslev, 1991) se reproducen satisfactoriamente observaciones naturales que no son compatibles con los modelos de migración de “kink-bands” (Hardy y Ford, 1997; Hardy y Allmendinger, 2011). Entre ellas se incluyen la generación de pares de pliegues asimétricos asociados a la propagación de una falla; la deformación heterogénea en capas evidenciada por engrosamientos y adelgazamientos tectónicos (generalmente se engrosan durante las primeras etapas de deformación y a medida que se inclinan y vuelcan se adelgazan); la participación de litologías tanto competentes como mal estratificadas; y la rotación progresiva de los flancos de los pliegues observada en los estratos de crecimiento.

Los valores de entrada utilizados para la construcción de los modelos fueron: la actitud de planos de falla observados *in situ* o interpretados a partir de otras estructuras reconocidas en la zona de estudio, y la topografía de la superficie aluvial deformada. Las superficies seleccionadas presentan, a ambos lados de la falla, niveles aluviales interpretados como sincrónicos. En el caso de exposiciones naturales del corrimiento, se utilizaron niveles guía cuya correlación fue interpretada a ambos lados del corrimiento (Figs. 2.12a, 2.13). Además, se consideraron la actitud de los niveles estratigráficos cuaternarios, las secuencias pre-cuaternarias subyacentes (aquí denominadas “basamento neotectónico”) y las superficies de erosión reconocidas entre ellas. Todas las actitudes estructurales fueron expresadas siguiendo la regla de la mano derecha.

El programa utilizado para realizar los modelos *trishear* fue el software FaultFold 7 (sitio web oficial: <https://www.rickallmendinger.net/faultfold>, último acceso: junio 2025). Como imagen de fondo se colocó la topografía actual de la escarpa y se modeló, modificando distintas variables, hasta encontrar el modelo que mejor se ajuste a la topografía mostrada en el fondo (Fig. 2.13a). Debido a las incertidumbres de este método (Cardozo y Aanonsen, 2009; Hardy y Allmendinger, 2011) y, dado que la morfología actual de la escarpa original fue modificada por agentes erosivos, se realizó un modelo que representa un caso mínimo, generando una escarpa similar a la actual, y un caso máximo, donde la morfología resultante considera una mayor erosión y depositación en pie de escarpa por la acción agentes externos (Fig. 2.13b). Para eso, las variables tenidas en cuenta para la generación de modelos fueron (Fig. 2.13a):

Relación P/S (propagación/deslizamiento): Este parámetro cinemático tiene un gran efecto en la geometría de los pliegues del bloque colgante y es fundamental para comprender todo tipo de pliegues relacionados con fallas dado que corresponde al vértice de la zona de cizallamiento triangular que se ubica en la línea de punta de la falla (Allmendinger y Shaw, 2000; Hardy y Allmendinger, 2011). Determina con qué rapidez se propaga el *tip point* en relación con el deslizamiento sobre la falla (Hardy y Ford, 1997). Cuando su valor es igual a cero ($P/S=0$) la zona de *trishear* está fijada al bloque yacente, mientras que si su valor es uno ($P/S = 1$) la zona de *trishear* queda fijada al bloque colgante (Erslev, 1991; Allmendinger, 1998). Los valores de P/S , que no tienen porqué restringirse entre 0 y 1 (Erslev y Mayborn, 1997; Hardy y Ford, 1997), muestran que cuando son bajos, resultan en un plegamiento estrecho en la zona de

cizallamiento triangular, mientras que si son mayores a 1 ($P/S > 1$) produce un plegamiento más abierto junto con un plegamiento del bloque colgante (Hardy y Ford, 1997; Allmendinger, 1998). Dado que su valor puede estar condicionado por la competencia de la roca y el campo de esfuerzos circundante (Allmendinger, 1998), la fábrica estructural abierta de los depósitos aluviales cuaternarios junto con el bajo grado de consolidación que caracterizan a los sedimentos afectados por estructuras neotectónicas podría significar que estos depósitos no son los más eficientes para la propagación, lo que derivaría en valores de P/S bajos (Vázquez et al., 2017; Costa et al., 2019; Alvarellos et al., 2025). Sin embargo, dado que este parámetro no está bien determinado en este tipo de depósitos, y donde otros factores como la litología y la geometría preexistente podrían influir en su magnitud, se adoptó un rango amplio entre dos y ocho (ver, por ejemplo, Pei et al., 2014; Cao et al., 2019).

Ángulo de *trishear*: Corresponde al ancho de la zona de cizallamiento triangular. Cuando su valor es bajo, toda la deformación queda comprendida dentro de una cuña angosta que exhibe intensa deformación, mientras que valores más altos generan zonas de cizallamiento triangular más amplios que exponen deformación más difusa y menos intensa (Allmendinger, 1998). Sin embargo, representa uno de los parámetros cinemáticos con más interrogantes asociados respecto a la comprensión de las condiciones físicas que determinan su valor (Hardy y Allmendinger, 2011). Cabe destacar que la relación entre el ángulo trishear y P/S es aproximadamente inversamente proporcional, es decir que se pueden obtener geometrías finales similares a partir de un ángulo trishear grande y una relación P/S baja -o viceversa-, lo que sugiere que puede no ser una variable independiente (Allmendinger et al., 2004; Cardozo, 2005). En el presente trabajo, los rangos utilizados varían entre 30° y 120° y fue, junto con la relación P/S , uno de los parámetros más importantes para generar un modelo que ajuste al plegamiento reconocido en el bloque colgante (Erslev, 1991; Hardy y Allmendinger, 2011; Pei et al., 2014; Cao et al., 2019).

Ángulo de rampa: Su valor describe el ángulo de inclinación de la falla. Este parámetro controla la geometría final del pliegue, ya que determina la inclinación del limbo frontal generado (Hardy y Allmendinger, 2011). Los ángulos de rampa utilizados, se restringieron a partir de observaciones de campo y su valor corresponde al promedio de las mediciones obtenidas en cada exposición donde se reconoció el plano de falla. En aquellos casos donde no se reconoció un plano de falla, se utilizaron valores máximos y mínimos en función del rango registrado en cada zona.

Posición X, Y : Su ubicación define el punto inicial del tip line de la falla y define la geometría final de la estructura (Hardy y Allmendinger, 2011). Dado que no se cuenta con datos de campo que permitan ajustar esta variable, los valores utilizados fueron ajustados para hacer coincidir el modelo con la imagen de fondo, asegurando que la trayectoria del modelo reproduzca lo observado en superficie (en el caso de corrimientos aflorantes) o la posición del *tip point* de la falla reconocida o interpretada.

Desplazamiento: Este parámetro se refiere al desplazamiento total sobre el plano de falla. Al igual que el parámetro anterior, los valores utilizados fueron ajustados para hacer coincidir el modelo con la imagen de fondo.

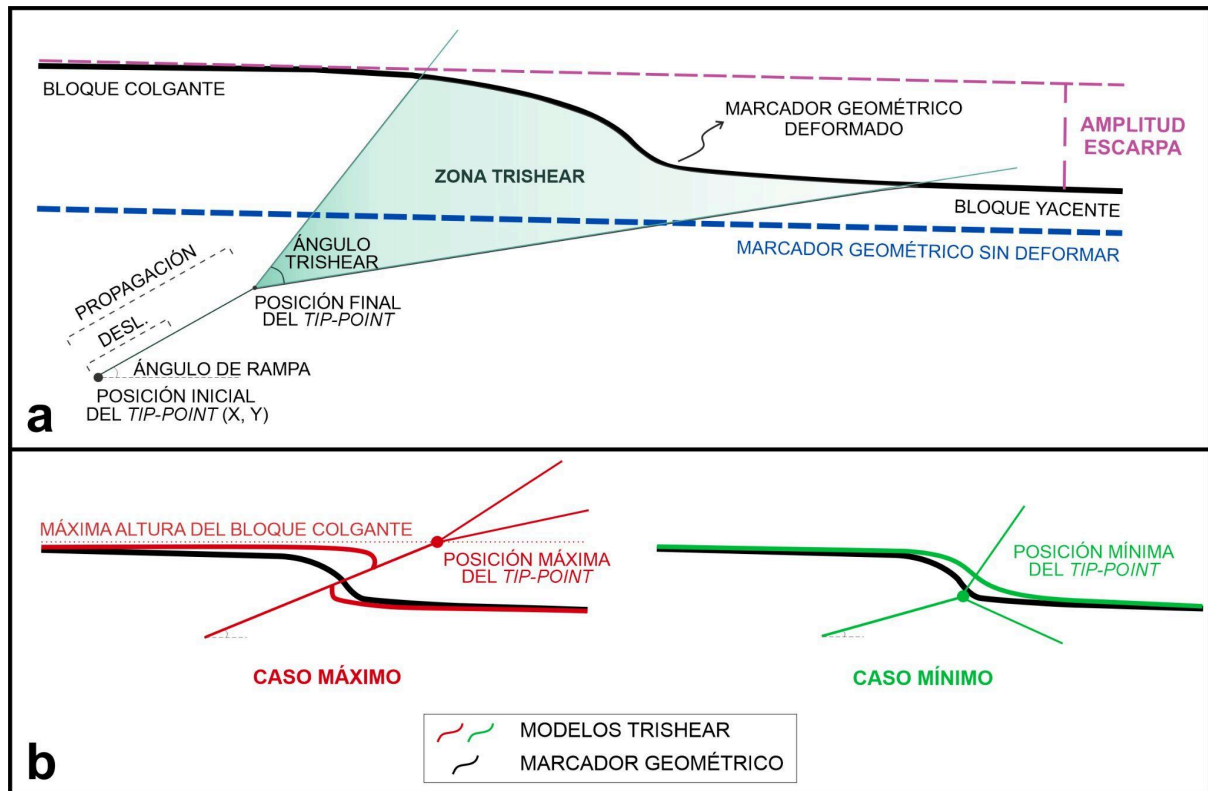


Figura 2.13: (a) Geometría del modelo *trishear*, modificada de Zehnder y Allmendinger (2000) y Cao et al. (2019). La posición inicial de la punta de la falla (*tip-point*) se define mediante coordenadas X e Y en el software FaultFold. La zona *trishear* está controlada por estas coordenadas y por el ángulo de *trishear*. (b) Escenarios de deformación máxima y mínima utilizados en los cálculos cinemáticos (ver texto para más detalles).

Cálculo de tasas de movimiento en estructuras cuaternarias

Las tasas de movimiento pueden representar distintos vectores de la deformación: tasas de levantamiento vertical (*'uplift rate'*), tasas de acortamiento horizontal (*'shortening rate'*), tasas de deslizamiento de inclinación (*dip-slip rate*), o tasas de desplazamiento neto sobre plano de falla (*'net slip rate'*), dependiendo de la metodología utilizada para calcular la tasa. El acortamiento horizontal corresponde a la componente del desplazamiento medida perpendicularmente a la estructura, proyectada sobre un plano horizontal. En el presente trabajo, al utilizar superficies aluviales y niveles estratigráficos como marcadores geométricos en perfiles perpendiculares al rumbo de la estructura, se calcularon principalmente tasas de acortamiento.

Si bien las superficies elegidas muestran un alto grado de preservación, no es posible ni adecuado asegurar que son niveles que preservaron totalmente su deformación y quedaron fosilizadas luego de ser modificadas. Es por ello que para no caer en sub ni sobre estimaciones de las tasas, se han calculado tasas máximas y mínimas. En ambos enfoques, la premisa central fue garantizar que el modelo reprodujera el plegamiento observado en el bloque colgante, que es donde se ha concentrado la deformación. El bloque yacente por el contrario no presenta perturbaciones evidentes en el afloramiento estudiado. Cada superficie fue analizada de manera individual, y la variabilidad de los parámetros de entrada dependieron directamente de la cantidad y calidad de los datos obtenidos en campo. El escenario máximo de acortamiento se definió empleando el ángulo de rampa más alto reconocido en los afloramientos de la zona, complementado con la calibración con el resto de los parámetros; y viceversa para el escenario

mínimo. Bajo estas condiciones, el proceso requirió un enfoque iterativo de prueba y error que reproduzca de manera coherente la geometría observada tanto en el bloque colgante como en el bloque yacente, considerando una mayor variabilidad para los casos donde no se cuenta con un plano de falla observable. Una vez obtenidos los modelos, se calcularon las tasas de acortamiento según:

- Tasas mínimas: corresponde a la relación entre el valor mínimo de un acortamiento determinado y el valor máximo de la edad (más antigua), considerando el error metodológico de la datación disponible para esa superficie (Fig. 2.13b). El acortamiento mínimo resulta de un modelo *trishear*, con los diferentes parámetros ensayados, cuyo tip point se ubica debajo de la superficie y cuyo modelo se aproxime a la topografía actual (Fig. 2.13b). De esta manera, se asume que el marcador no ha presentado modificaciones en respuesta a los agentes erosivos a través del tiempo. Por ello, se toma este valor como mínimo, debido a que representa la menor perturbación posible experimentada por la superficie aluvial. Para este caso, se utilizaron como referencia los valores obtenidos de la retrodeformación (Groshong, 2006) de la topografía actual, para asegurarse que los escenarios mínimos simulados no resulten inferiores a lo efectivamente preservado.
- Tasas máximas: corresponde al cociente entre el cálculo máximo de acortamiento y el valor mínimo de edad (más joven) considerando el error metodológico de la datación disponible para esa superficie (Fig. 2.13b). El acortamiento máximo surge de una deformación superficial mucho mayor a la preservada actualmente en la topografía, asumiendo una mayor tasa de erosión, y/o la ubicación final del *tip point* de la estructura por encima de la superficie, coincidente con la amplitud máxima de la escarpa considerada.

Para el caso de la exposición del corrimiento, se consideró la retrodeformación de niveles guía como valor más confiable debido a que no estuvieron expuestos a agentes erosivos. Sin embargo, se realizaron modelos máximos y mínimos de *trishear* para corroborar la metodología usada en niveles guía. Para asegurar que esta metodología es válida para aplicar a las superficies aluviales de la zona aquí tratada, se compararon las tasas obtenidas de la exposición natural del corrimiento con aquellas calculadas a partir de las superficies aluviales.

Es importante considerar que las tasas calculadas pueden reflejar ciclos sísmicos abiertos o cerrados, según el grado de preservación del desplazamiento y la edad del marcador deformado. En un ciclo cerrado se registra tanto la acumulación como la liberación de deformación, mientras que en uno abierto solo se preserva parte del proceso (Keller y Pinter, 2002; McCalpin, 2009). Esta distinción condiciona si la tasa estimada representa un valor real o aparente.

Relevamiento fotográfico de las exposiciones

Las exposiciones de las deformaciones recientes permiten realizar estudios paleosismológicos que revelan relaciones estratigráficas y estructurales de depósitos recientes (McCalpin, 2009). Por ello, es indispensable contar con una descripción detallada de todos los elementos de deformación aflorantes, para poder reconstruir la historia de deformación del corrimiento analizado.

Con este objetivo, se rectificó y limpió la exposición con raspadores (*scrapers*), cepillos y palas; luego se materializaron con aerosol puntos en la vertical y en la horizontal para generar un grillado de 1m x 1m a

modo de escala. Posteriormente, se tomaron fotos cada un metro de manera horizontal, una desde el suelo y otra desde una altura aproximada de 80 cm, con el fin de cubrir toda la exposición y generar un relevamiento fotográfico. A partir de este material se construyó una malla y un ortomosaico en Metashape Agisoft Pro versión 2.0.2 build 16102 (64 bit) (sitio web oficial: <https://www.agisoft.com/features/professional-edition/>). De manera complementaria se generó otro ortomosaico mediante un escáner LiDAR con un iPhone 14 Pro Max utilizando la aplicación 3D Scanner App (<https://3dscannerapp.com/>). Este último método permitió obtener un modelo 3D de alta resolución a partir de una nube de puntos generada por triangulación láser, que fue utilizado para rectificar la imagen y analizar la exposición de una ramificación del corrimiento. Una vez generada la imagen, se relevaron las estructuras locales y aquellos niveles estratigráficos sincrónicos a ambos lados de la falla para poder caracterizar a la deformación asociada.

Capítulo 3

3. Marco geológico y neotectónico

3.1 Marco geodinámico

Los Andes Centrales, distinguidos de los Septentrionales y Australes por su historia evolutiva, se ubican entre los $\sim 3^\circ$ y 47° de latitud sur y están formados por la subducción de corteza oceánica debajo de un margen continental (tipo andino *sensu stricto*; Dewey y Bird, 1970; Jordan et al., 1983; Fig. 3.1a). Comprenden dos zonas de magmatismo activo (“Zona Volcánica Central” y “Zona Volcánica Sur”) y dos zonas de subducción horizontal (“Flat Slab Peruano” y “Flat Slab Pampeano”; Fig. 3.1).

El sector sur de la subducción horizontal pampeana, que abarca desde los 27° hasta los $33^\circ 30'$ de latitud sur, comprende la región austral de los Andes Centrales, donde se ubica la región estudiada (Ramos et al., 2002). La tasa de convergencia de la placa Nazca hacia la placa Sudamericana, en la latitud de la dorsal asísmica de Juan Fernández ($\sim 32^\circ\text{S}$), es aproximadamente 6.4 cm/año con un azimut cercano a 74° (Kendrick et al., 2003, 2006; DeMets et al., 2010). A estas latitudes, la convergencia de la dorsal asísmica coincide con la horizontalización de la losa que se manifiesta por ausencia del vulcanismo de arco; una zona de antepaís fragmentada y engrosada; y actividad sísmica de intraplaca en la zona trasarco (Barazangi e Isacks, 1976; Pilger, 1981; Jordan et al., 1983; Kay y Mpodozis, 2002; Ramos et al., 2002; Yañez y Cembrano, 2004). Entre el límite sur de la zona de subducción horizontal, que culmina a los $31^\circ 30'\text{ S}$, y la zona de subducción normal, que inicia en los $33^\circ 30'\text{ S}$, se ubica una zona de transición, que incluye a la zona de estudio. En esta región, la placa experimenta cambios bruscos en su inclinación y, en el tramo comprendido entre los meridianos $70^\circ 18'\text{ O}$ y $67^\circ 30'\text{ O}$, la losa se hunde hacia el sur a una profundidad de $\sim 100\text{ km}$, señalado por la sismicidad en la zona de Wadati-Benioff (Linkimer et al., 2020; Villegas et al., 2023). Además de la zona de Wadati-Benioff como fuente de sismicidad de profundidad intermedia (entre 70 y 450 km de profundidad; Kirby et al., 1996), los sismos someros (menores a 70 km), en el manto litosférico y la corteza continental, son la fuente sismogénica responsable de los terremotos destructivos que se concentran principalmente en la corteza superior de los continentes (e.g.: Alvarado y Ramos, 2011; Yang y Yao, 2021).

3.2 La Precordillera como unidad morfotectónica y sus divisiones

El sur de los Andes Centrales entre los 27° y $46^\circ 30'$ de latitud sur (Ramos, 1999a) comprende diferentes unidades morfoestructurales ubicadas en Argentina y Chile que, de oeste a este, son la Cordillera de la Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas (Ramos et al., 1996; Armijo et al., 2010; entre otros; Fig. 3.1b).

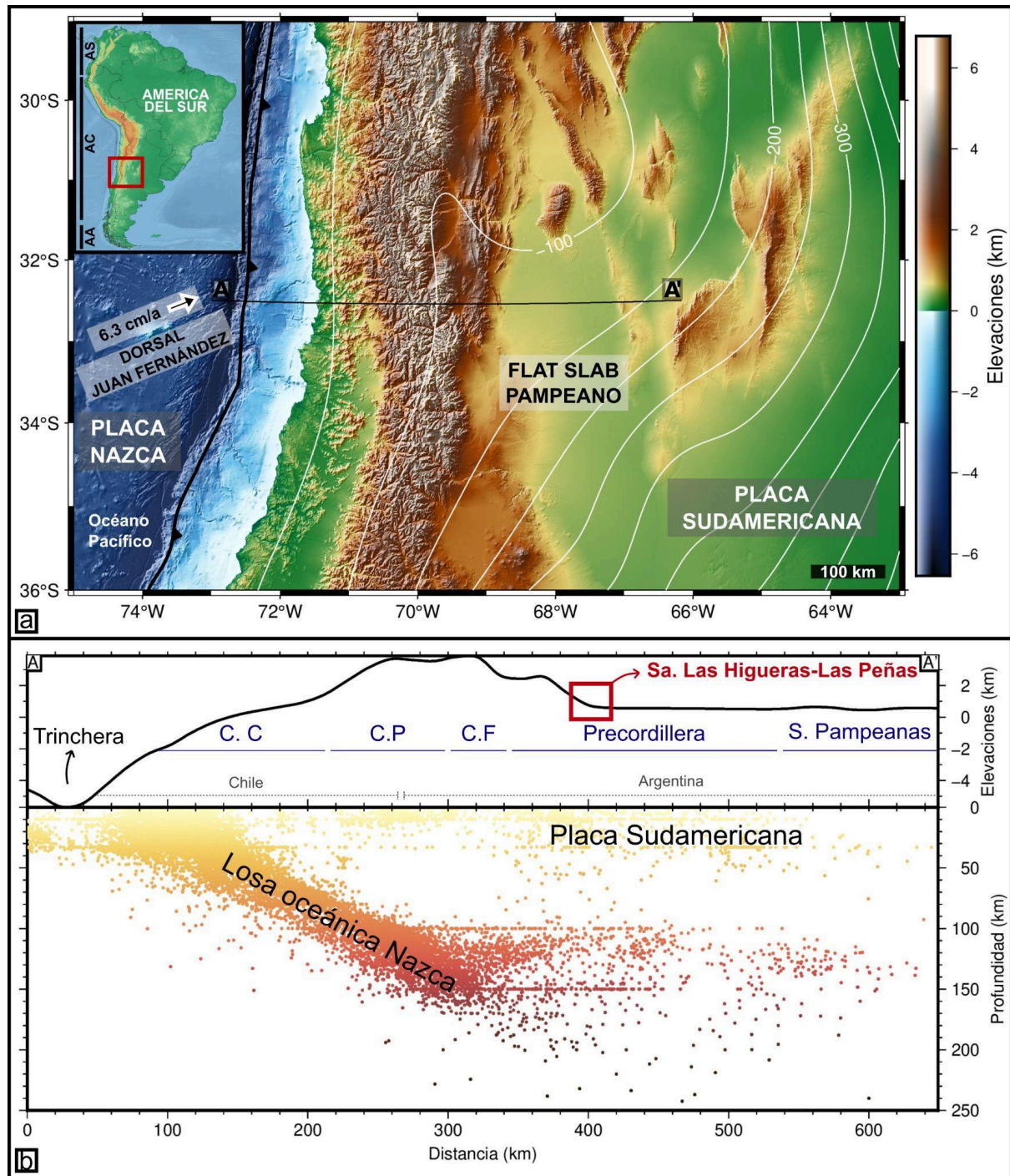


Figura 3.1: Contexto geodinámico del área de estudio. (a) Modelo digital de elevación (SRTM) que muestra la ubicación de la dorsal asísmica de Juan Fernández con su tasa de convergencia y los contornos de la losa horizontal pampeana (obtenidos de “The slab2 online repository”, sitio web oficial: <https://www.sciencebase.gov/catalog/item/5aa1b6b9e4b0b1c392d4f62c>, último acceso: junio 2024). Se indica la posición de la transecta topográfica representada en (b). El recuadro (inset) presenta un modelo digital de elevación de América del Sur, con la división regional de los Andes en Andes Septentrionales (AS), Centrales (AC) y Australes (AA). (b) Perfil topográfico cuya traza en planta se muestra en (a), atravesando las principales unidades morfoestructurales: Cordillera de la Costa (C.C.), Cordillera Principal (C.P.), Cordillera Frontal (C.F.), Precordillera y Sierras Pampeanas (S. Pampeanas). Se representan los hipocentros sísmicos (según los datos descargados del catálogo de terremotos del USGS (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>, último acceso: octubre 2024))

que delimitan la geometría de la losa horizontal. Se destaca la ubicación de la sierra de Las Higueras–Las Peñas, foco principal de este estudio.

La Precordillera es una unidad morfoestructural de primer orden que se extiende por más de 450 km de largo, atravesando las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza, compartiendo rasgos fisiográficos comunes en toda su extensión. Tradicionalmente, la provincia de San Juan está dividida en Precordillera Oriental, Central y Occidental, según sus características estratigráficas y estructurales (Baldís y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981; Baldís et al., 1982; Fig. 3.2). La Precordillera Central, al igual que Precordillera Occidental, se caracterizan por una faja plegada y corrida de piel fina con vergencia oriental y rumbo NNE que se extiende hasta el sur de la provincia de San Juan (Figueroa y Ferraris, 1989; Von Gosen, 1992; Fig. 3.2). La Precordillera Oriental, en cambio, presenta un estilo estructural de piel gruesa que, de manera similar a las sierras pampeanas occidentales, se caracteriza por estructuras con vergencia occidental (Ortiz y Zambrano, 1981; Zapata y Allmendinger, 1996; Fig. 3.2). Ambas unidades morfoestructurales con sistemas de corrimiento antitéticos forman una zona triangular de piel gruesa al norte de los 32° 10' S (Zapata y Allmendinger, 1996) que concentra a la deformación reciente (por ejemplo, Cortés et al., 1999; Paredes y Perucca, 2000; Perucca y Ruiz, 2014; Tejada et al., 2021; Peri et al., 2022; entre otros; Fig. 3.2).

Al sur de los 32° 10' S, en el extremo norte de la provincia de Mendoza, se ubica la Precordillera de Mendoza o Precordillera Sur caracterizada por corrimientos de orientación NNO-SSE y estructura bivergente, cuya configuración geométrica se debe a la inversión de anisotropías triásicas preexistentes (Ramos y Kay, 1991; Cortés et al., 2005a, b, 2006; Giambiagi et al., 2011, 2014; Fig. 3.2). La diferencia de orientación entre las estructuras de la Precordillera Sur (NNO) y las estructuras de la Precordillera Central-Occidental y Oriental genera dos uniones oblicuas, al converger corrimientos con vergencias opuestas (Costa et al., 2006b; Ahumada y Costa, 2009). El extremo austral de la Precordillera Oriental se caracteriza por una zona de interacción con los corrimientos de vergencia opuesta de la Precordillera Sur que da lugar a una zona triangular que se extiende hasta el sector central de la Precordillera Sur, cuya unión entre los corrimientos con vergencia oriental y occidental se encuentra enterrada debajo de cobertura sedimentaria aluvial (Ahumada y Costa, 2009; Vergés et al., 2007; Ahumada, 2010; Costa et al., 2015a; Fig. 3.2).

En la Precordillera Sur se reconocen tres dominios estructurales: uno occidental, caracterizado por fallas inversas de alto a moderado ángulo con rumbo N-S a NNO que levantan el basamento; un dominio central, con fallas normales invertidas de rumbo NO y fallas inversas cenozoicas de bajo ángulo con rumbo NE; y un dominio oriental, que involucra una estructura triásica invertida y corrimientos con rumbo N-S a NNO (Cortés et al., 2006; Gutierrez Seia et al., 2023). El margen septentrional de la Precordillera Sur está constituido por una faja de deformación transpresiva, denominada Barreal-Las Peñas, que corresponde a una unidad morfoestructural de tercer orden que limita con la Precordillera Occidental, Central y Oriental (Cortés et al., 2006; Fig. 3.2). Este cinturón de deformación transpresiva está controlado por la reactivación de estructuras previas paleozoicas y triásicas que condiciona la segmentación y terminación de los bloques montañosos mediante zonas de cizalla y heterogeneidades del basamento que controlan la distribución de la deformación neotectónica (Terrizzano et al., 2010). Dentro de este cinturón se ubica el bloque de la sierra de Las Higueras-Las Peñas que tiene ~50 km de largo y ~10

km de ancho, y es una unidad morfoestructural limitada por fallas inversas y fallas con componente de rumbo, donde se ubica la zona de estudio (Fig. 3).

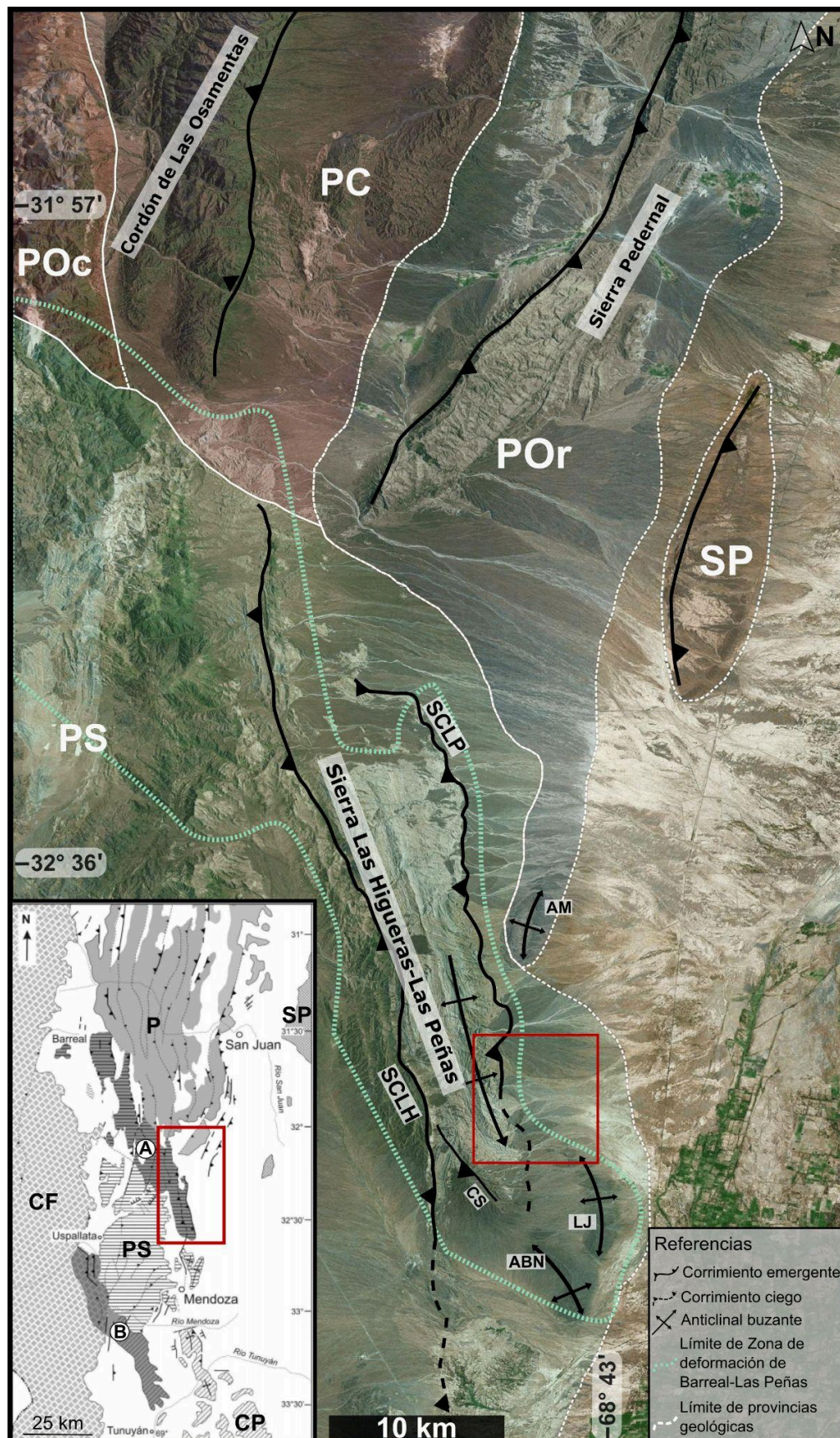


Figura 3.2: Provincias geológicas de la Precordillera: Occidental (P.Oc), Central (P.C), Oriental (P.Or) y Sur (P.S). Sobre la imagen satelital (servidor ESRI) se señala con línea punteada verde la Zona de deformación de Barreal-Las Peñas (Cortés et al., 2005b). Se señalan principales estructuras como el anticlinal Montecito (AM), el corrimiento Salagasta (CS), las Lomas de Jocolí (LJ) y el anticlinal Baños Colorados (ABN), así como los sistemas de corrimiento Las Higueras (SCLH) y Las Peñas (SCLP), que afectan a la sierra. En recuadro rojo se indica la zona de estudio. En *inset* se muestra un mapa de ubicación -modificado de Cortés et al. (2006)- con las principales unidades morfoestructurales: Cordillera Frontal (CF), Precordillera (P: incluyendo las provincias Occidental, Central y Oriental), Precordillera Sur (PS), Sierras Pampeanas (SP) y Cerrilladas Pedemontanas (CP). Los círculos etiquetados como A y B refieren a la faja Barreal-Las Peñas y a la faja Río Mendoza-Tupungato, respectivamente. En el recuadro rojo se delimita el área representada en la figura principal.

3.3 Evolución tectónica

El largo proceso de convergencia sobre el margen pacífico de Gondwana incluyó ciclos orogénicos, acreción de terrenos, eventos extensionales y de desplazamiento de rumbo, que son los responsables de la conformación de las características del continente y de la construcción de los Andes a estas latitudes (Ramos, 1988, 1999a; Cristallini y Ramos, 2000; Giambiagi y Ramos, 2002; entre muchos otros).

Durante el Paleozoico, la historia tectónica del margen occidental de Gondwana fue controlada por un régimen subductivo que involucró, a estas latitudes, tres ciclos orogénicos importantes, relacionados con la acreción de terrenos exóticos y para-autóctonos: el ciclo Famatiniano, el ciclo Chánico, y el ciclo Gondwánico (Ramos, 1988, 1999a, 2004; Mpodozis y Ramos, 1989; Davis et al., 2000; Massone y Calderón, 2008; Heredia et al., 2012, 2016, 2018; Charrier et al., 2015). En el Cámbrico, el protomargen de Gondwana experimentó un adelgazamiento cortical, característico de un contexto de margen pasivo (Thomas y Astini, 2003; Boedo et al., 2013; González Menéndez et al., 2013). Durante el Ordovícico medio-Silúrico inferior colisionó el terreno de Cuyania contra el margen gondwánico, resultando así la orogenia Famatiniana (Ramos, 1988; Rapela et al., 2001). El borde oriental de la Precordillera se ubica muy cerca de la sutura Famatiniana, por eso la deformación se torna dúctil, permitiendo el desarrollo de clivajes generalizados y zonas de cizallamiento en la base de los corrimientos (Heredia et al., 2018). Para el Devónico Superior, en lo que actualmente es el límite occidental de la Precordillera, se ubicaba el protomargen pasivo de Gondwana que profundizaba hacia el oeste (Ramos, 1988; Alonso et al., 2008). Para el Devónico tardío, colisionó el terreno exótico de Chilenia contra el margen de Gondwana dando lugar a la orogenia Chánica, a la cual se asocia la formación de la proto-Precordillera (Ramos, 1988, 2004; Davis et al., 2000; Massone y Calderón, 2008; Heredia et al., 2012, 2016). La sutura entre Chilenia y el proto-margen de Gondwana se ubica entre la Cordillera Frontal y la Precordillera (Ramos, 1999a; Davis et al., 2000; Heredia et al., 2012). Para el Carbonífero temprano comienza el ciclo Gondwánico, dado por un nuevo proceso de subducción que afecta al margen occidental de Chilenia (Ramos, 1999a; Heredia et al., 2002; Llambías et al., 2003; Kleiman y Japas, 2009; Charrier et al., 2015). Este ciclo incluye al evento orogénico de San Rafael durante el Carbonífero tardío-Pérmico temprano (Azcuy y Caminos, 1987; Ramos, 1988), cuya orogénesis fue responsable de estructuras con doble vergencia en la Precordillera Sur y engrosamiento cortical (Llambías y Sato, 1990; Mpodozis y Kay, 1990; Giambiagi et al., 2011, 2014). Posteriormente, fueron reconocidas fases de rotación en sentido horario por desplazamientos de rumbo en el Pérmico medio (Rapalini y Vilas, 1991) y volcanismo bimodal (Choiyoi) bajo condiciones de

extensión oblicua durante el Pérmico tardío-Triásico temprano (Llambias et al., 1993; Giambiagi y Martinez, 2008; Kleiman y Japas, 2009). Durante el Triásico continuó el régimen extensional oblicuo asociado a la reactivación de zonas débiles de la corteza entre los 31° y 36° de latitud sur y, como consecuencia de eso, se generaron una serie de sistemas de rift con rumbo NNO (Charrier, 1979; Uliana et al., 1989; Alvarez, 1996; Giambiagi y Martinez, 2008). Una de estas cuencas corresponde a la cuenca de Cuyo (Uliana et al., 1989), cuyos márgenes siguen límites tectónicos de primer orden que, en este caso, corresponden a la sutura de los terrenos de Chilenia y Cuyania (Ramos y Kay, 1991). La cuenca de Cuyo, desarrollada en el Triásico tardío, se caracteriza por tener una serie de depocentros, como por ejemplo el de Las Peñas, que consisten en hemi-grábenes asimétricos (Figueroa y Ferraris, 1989; Kokogian et al., 1993; Dellapé y Hegedus, 1995; Cortés et al., 2015).

A finales del Cretácico temprano se desarrolló la apertura del Océano Atlántico Sur, lo que dio lugar a una reorganización de placas tectónicas, concluyendo con el período extensional que caracterizó al Mesozoico y dio inicio al ciclo Ándico compresivo (Mpodozis y Ramos, 1989; Uliana et al., 1989). A la latitud de la zona de estudio, el primer evento de inversión tectónica fue registrado en la Faja Plegada y Corrida Aconcagua durante el Cretácico tardío, seguido por un segundo episodio de levantamiento en el Paleógeno, que culminó en el Neógeno para el dominio frontal de la faja (Ramos, 1988; Ramos et al., 1996; Fennell et al., 2023).

El ciclo Ándico compresivo afectó a la Precordillera Sur desde tiempos miocenos hasta el presente (Ramos, 1988; Irigoyen et al., 2000; Ramos et al., 2002; Giambiagi et al., 2003). Durante el Oligoceno, una subsidencia dinámica caracterizaba el retroarco distal y fue seguida por un hiatus no depositacional que culminó durante la fase principal del acortamiento andino con la formación de la cuenca de antepaís miocena hace ~19 Ma (Buelow et al., 2018; Lothari et al., 2025). A principios del Mioceno Tardío, se habría elevado la Precordillera en un régimen de subducción normal y, la horizontalización de la losa a partir de los 12 Ma, habría sido la principal responsable de la generación del antepaís fragmentado y del levantamiento de las Sierras Pampeanas ubicadas al este (Jordan y Allmendinger, 1986; Jordan et al., 1993; Ramos et al., 2002; Walcek y Hoke, 2012; Buelow et al., 2018). La configuración morfotectónica de este sector es, entonces, el resultado de las anisotropías mecánicas del subsuelo y las condiciones geodinámicas asociadas a la geometría de subducción (Giambiagi et al., 2011; Cortés et al. 2015; entre otros).

El levantamiento tectónico de la Precordillera promovió un nuevo desplazamiento hacia el este del frente orogénico, reubicando la zona activa de deformación en el actual piedemonte andino y consolidando la arquitectura estructural actual del orógeno en estas latitudes. La Precordillera Sur, constituye el resultado del acortamiento neógeno que generó el bloque Barreal-Las Peñas, alcanzando el frente orogénico actual de los Andes en el extremo oriental de esta sierra (Costa et al., 2000b; Cortés et al., 2005, 2015; Richard et al., 2020; Alvarellos et al., 2025). En particular, el sector sur de la sierra de Las Higueras-Las Peñas se levantó en dos etapas: la primera, con un acortamiento de 7.2km entre 8.5Ma y 3.5Ma a partir de los corrimientos Las Higueras y Loma Negra; y una segunda etapa de 3.5Ma al presente, con un acortamiento de 9.2km por los corrimientos Las Peñas y Lomas de Jocolí (Richard, 2020; Richard et al., 2024). En el borde suroriental de la Precordillera Sur, se reconocieron distintos eventos de deformación cuaternaria (Cortés y Costa, 1996). El primero, durante el Plioceno superior-Pleistoceno inferior, generó los principales plegamientos y corrimientos que afectaron los depósitos sinorogénicos de la Formación

Mogotes. En el Pleistoceno superior, se activaron los corrimientos del frente montañoso de la sierra de Las Higueras–Las Peñas, en sincronía con la acumulación de depósitos aluviales (Cortés y Costa, 1996). Durante el Holoceno, existieron etapas sucesivas de deformación reconocidas por el fallamiento y plegamiento de depósitos aluviales que cubren superficies de erosión antiguas y por flexiones suaves en sedimentos holocenos vinculadas al ascenso de estructuras previas (Cortés y Costa, 1996), también reconocidas en el sector sur de la sierra (Ahumada et al., 2006; Schmidt et al., 2011b; Alvarellos et al., 2025).

3.4 El frente de corrimiento andino de la Precordillera Sur

La generación de estructuras cuaternarias está asociada a la cinemática actual de acortamiento en el trasarco, manifestado por sismicidad cortical somera (Smalley y Isacks, 1990). Estudios geodésicos han sugerido que en el piedemonte oriental de la Precordillera la deformación elástica intersísmica se acomoda con campos de velocidad de entre 2 a 4 mm/a y que el orógeno andino se comportaría como una microplaca en estas latitudes, dada la muy escasa deformación interna (Kendrick et al., 1999, 2001, 2006; Brooks et al., 2003). Sin embargo, algunas observaciones geológicas ponen en duda esta afirmación (García Morabito et al., 2021). Se estimaron tasas de acortamiento entre 0.2 y 2 mm/a en corrimientos individuales, sugiriendo que varias fallas activas reflejan la deformación observada geodésicamente (Schmidt et al., 2011b; Costa et al., 2019; Alvarellos et al., 2025). Toda esta deformación interna resultaría de la combinación de efectos entre regiones débiles, ya sea estructuras heredadas o zonas con debilitamiento térmico debido al magmatismo, y la compresión causada por la subducción de losas horizontales (Liu y Currie, 2023). Por ello, la sismicidad está asociada a la historia geológica del lugar y a los distintos terrenos acrecionados, siendo el terreno de Cuyania el que presenta un gran número de terremotos de magnitudes altas en comparación con terrenos contiguos (Alvarado et al., 2007). Particularmente, en la Precordillera Sur existe un lineamiento sísmico que coincide con los cinturones de deformación oblicuos, incluso debajo de la cuenca de Jocolí, que continúa hacia el sur hasta las cerrilladas pedemontanas mendocinas, caracterizada por actividad sísmica (Villegas et al., 2023).

La sierra de Las Higueras-Las Peñas, presenta unidades sedimentarias y volcánicas del Paleozoico y Mesozoico al oeste, y rocas clásticas del Mesozoico y Cenozoico al este (Dessanti, 1942; Harrington, 1971; Figueroa y Ferraris, 1989; Costa et al., 2000a; Sepúlveda, 2001; Ahumada, 2010; entre otros). Los depósitos Paleozoicos corresponden a las Formaciones Villavicencio y San Juan. La Formación Villavicencio (Silúrico-Devónico), integrada por wackes y metagrauvas, se encuentra en los extremos norte y sur de la sierra, y se ubica sobre la Formación San Juan y el Grupo Uspallata por contacto tectónico (Harrington, 1971; Baldi y Peralta, 1999; Sepúlveda et al. 2001; Ahumada et al., 2006). La Formación San Juan (Ordovícica) se reconoce en la sierra como escasos afloramientos de calizas ubicados al sur de la zona de estudio y limitada al este por el corrimiento Las Higueras (Amos, 1954; Ahumada et al., 2006). El Mesozoico comprende depósitos de synrift triásicos del Grupo Uspallata, predominando en el sector occidental la Formación Río Mendoza compuesta por conglomerados con abundantes clastos de metasedimentitas paleozoicas (Rolleri y Criado Roque, 1968; Stipanovich, 1979, Strelkov y Álvarez, 1984). Los depósitos Cenozoicos -descritos en el apartado 4.1.1- comprenden los mayores afloramientos de la sierra en el sector central y oriental, y corresponden a las Formaciones Mariño, La Piloná, Río de los

Pozos y Mogotes, conformando el basamento neotectónico de la zona de estudio (Rolleri y Criado Roque, 1970; Yrigoyen, 1993; Sepúlveda, 2001; Prieto, 2010; Richard, 2020; Richard et al., 2024).

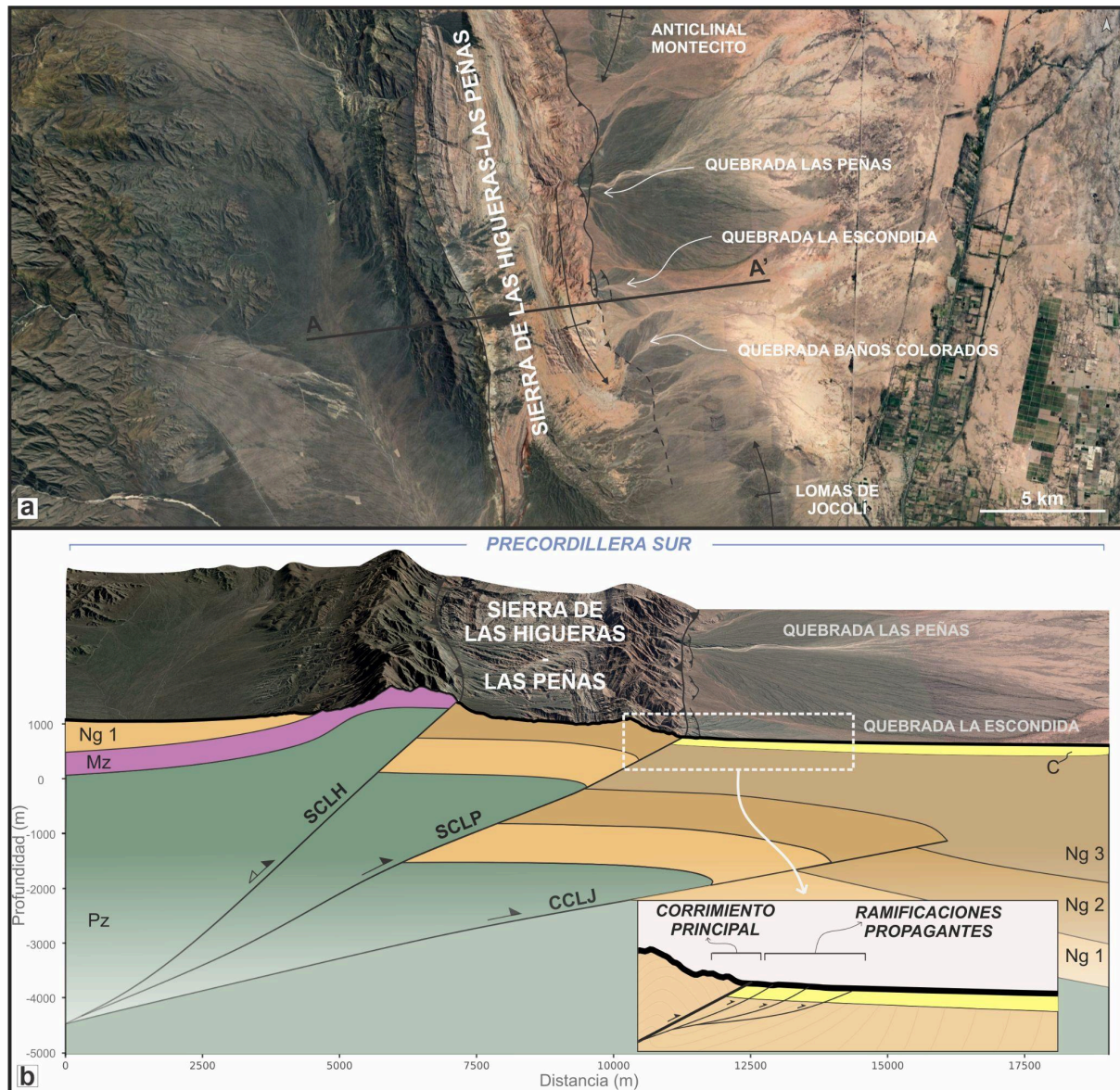


Figura 3.3: (a) Imagen satelital (Google Earth) del sector central y sur de la sierra Las Higueras–Las Peñas. Se indica el trazo del perfil topográfico en planta. Con línea sólida se indica la traza de corrimiento emergente y en línea punteada se refleja el carácter ciego o inferido de los sistemas de corrimiento Las Higueras (SCLH) y Las Peñas (SCLP). (b) Perfil topográfico e imagen 3D tomada de Google Earth destacando los corrimientos responsables del levantamiento estructural de la sierra, junto con las principales unidades estratigráficas subyacentes: Paleozoico (Pz), Mesozoico (Mz) y Cuaternario (C). Se indican las dos estructuras principales de corrimiento: Sistema de Corrimiento Las Higueras (SCLH) y Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP), así como el Corrimiento Ciego Lomas de Jocolí (CCLJ). Modificado de Richard et al. (2024). Ng: Neógeno; Mz: Mesozoico; C: Cuaternario.

En particular, la faja Barreal-Las Peñas se caracteriza por una gran cantidad de escarpas de falla, pliegues de crecimiento y frente montañosos reactivados y segmentados que dan cuenta de su reciente actividad Pleistocena y Holocena (Cortés et al., 2006). Específicamente la sierra de Las Higueras-Las Peñas presenta claras exposiciones del frente de corrimiento cuaternario de la faja plegada y corrida de Precordillera con

corrimientos que muchas veces cortan la superficie y ponen rocas sedimentarias Neógenas sobre conglomerados aluviales Cuaternarios (Costa et al., 2000b). Estas evidencias se reconocen desde el norte de la sierra en el puesto Santa Clara y las quebradas de Las Mañeras, El Infiernillo, El Cóndor (Costa et al., 2015b; Vázquez et al., 2017); y hacia el sur en las quebradas La Escondida y Baños Colorados (Schmidt et al., 2011b), hasta alcanzar el Cordón Barda Negra (Fig. 3.4).

En la sierra de Las Higueras–Las Peñas, dos sistemas de corrimientos son responsables de la construcción principal del relieve: el Sistema de Corrimientos Las Higueras (SCLH) y el Sistema de Corrimientos Las Peñas (SCLP) (Figs. 3.3, 3.4). El SCLH se extiende por 90 km con un rumbo NNO-SSE y su traza se reconoce por un importante quiebre de pendiente a lo largo de la sierra (Costa et al., 2015b). El corrimiento expone secuencias paleozoicas y triásicas sobre rocas triásicas y cenozoicas (Fig. 3.3). Se divide en tres sectores: norte, centro y sur, según sus características morfotectónicas, y son los sectores norte y sur los que preservan clara evidencia de actividad Cuaternaria (Ahumada y Costa, 2009; Schmidt et al., 2011b; Salomon et al., 2013; Costa et al., 2015b). Hacia el este, separado por una lámina de corrimiento muy deformada conformada por las Formaciones Mariño, La Pilona y Rio de los Pozos, se ubica el SCLP que concentra gran parte del acortamiento Cuaternario a lo largo de su exposición mayor a 30 km en el margen frontal de la Precordillera Sur (Ahumada et al., 2006; Ahumada y Costa, 2009; Schmidt et al., 2011b; Costa et al., 2015a; 2019; Richard, 2020; Figs. 3.3, 3.4).

El SCLP, de rumbo NNO-SSE e inclinaciones que varían entre 25°O y 50°O, concentra la mayor deformación y propaga hacia el piedemonte mediante ramificaciones que afectan a niveles aluviales recientes y los incorporan sucesivamente en el bloque colgante (Cortés y Costa, 1996; Cortés et al., 2011; Costa et al., 2015a). Si bien las morfologías primarias que derivan directamente de los corrimientos están poco preservadas, a lo largo de gran parte del trazo de la falla pueden reconocerse escarpas relacionadas con pliegues, que presentan distintos grados de conservación (Costa et al., 2000a; 2015a; 2019; Ahumada y Costa, 2009; Schmidt et al., 2011b; Vázquez et al., 2017). Este corrimiento pierde su signatura geomórfica hacia el extremo norte, siendo el anticlinal Los Burros la última expresión, con una serie de inflexiones levóginas de su trazo (Ahumada, 2010). Hacia el sur la estructura se vuelve ciega por el hundimiento en dicho sentido del eje de un macro-pliegue, que conforma el sector norte y centro (Costa et al., 2000; 2015a; Ahumada et al., 2006; Cortés et al., 2011). Hacia el este, se ubica el corrimiento ciego Lomas de Jocolí que ha sido inferido a partir de estudios de subsuelo y la construcción de secciones balanceadas (Richard et al., 2024; Fig. 3.3).

En las quebradas Las Mañeras, Infiernillo, y El Cóndor, fuera del área de estudio (Fig. 3.4), se reconocieron escarpas relacionadas a ramificaciones del corrimiento principal, activas durante el Cuaternario que se propagan en bajadas aluviales (Vázquez et al., 2017). En la quebrada Las Peñas, Cortés y Costa (1996) describieron rechazos aparentes verticales del orden de ~40–45 m para la Falla Cerro Colorado Este y ~20–25 m para la Falla Cerro Colorado Oeste, derivados de desniveles topográficos y estratigráficos en niveles cuaternarios. En esta quebrada se obtuvo una tasa de acortamiento de 0.27 ± 0.11 mm/a para los últimos 200 Ka y además se reconocieron lineamientos estructurales en depósitos aluviales (Costa et al., 2019; Fig. 3.4). Hacia el sur, en las quebradas La Escondida y Baños Colorados, Schmidt et al. (2011a, b) estimaron tasas de acortamiento de 2 mm/a y 1.2 mm/a, respectivamente (Fig. 3.4). Estos autores, establecen que, a partir de la magnitud del desplazamiento y la longitud del

corrimiento, el SCLP es capaz de generar terremotos de magnitud $M_w \sim 6.9$ y que la actividad tectónica en los Andes orientales se concentra cerca del frente montañoso de la Precordillera, en una franja estrecha de 10 a 20 km de ancho.

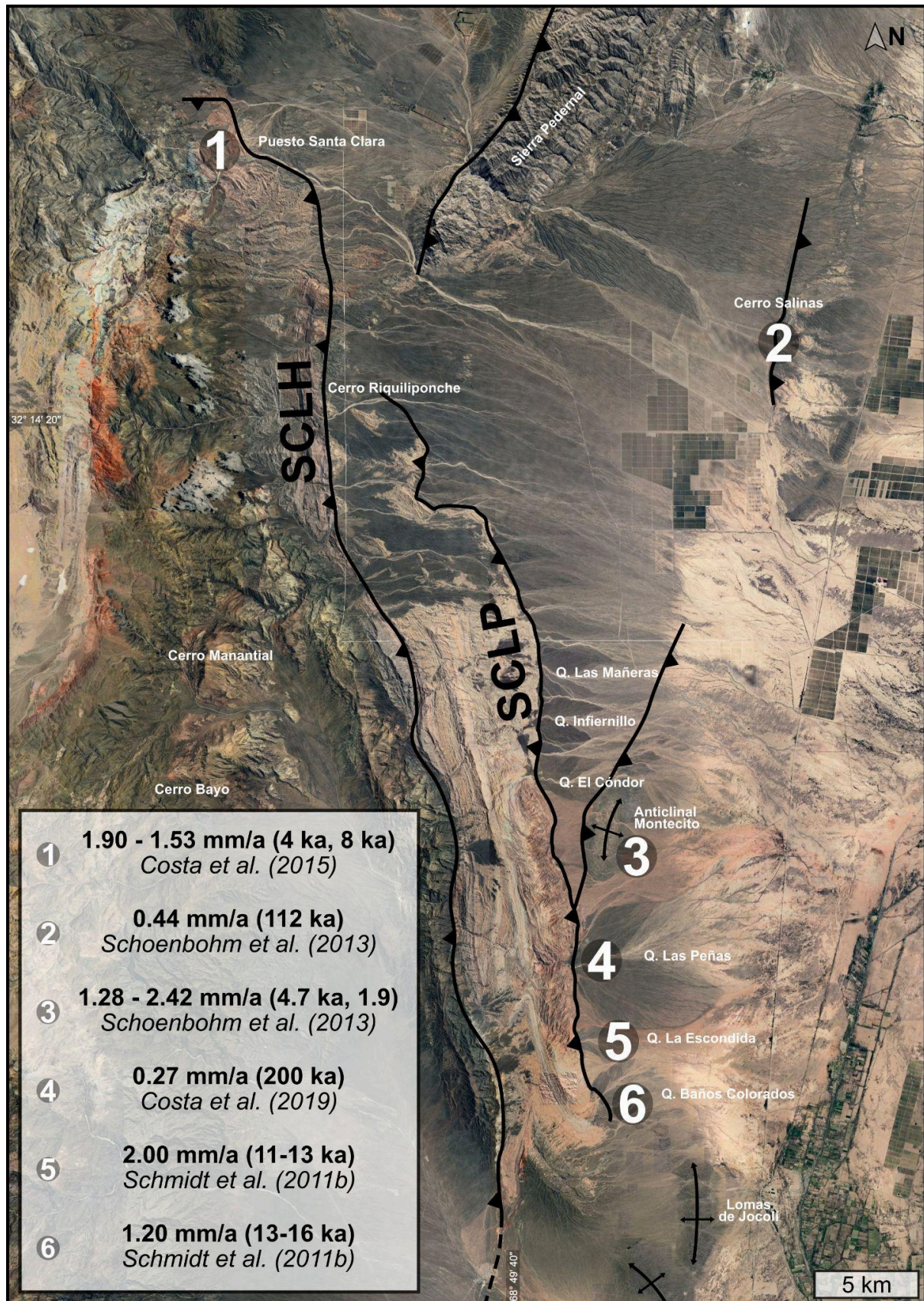


Figura 3.4: Variación de las tasas de deformación cuaternarias en el área de estudio. Se presentan sobre imagen satelital óptica (descargada del servidor Bing) las tasas de acortamiento y/o desplazamiento estimadas para el Cuaternario en la región.

Capítulo 4

4. Geología de la zona de estudio

4.1 Estratigrafía

4.1.1. Estratigrafía Neógena

Las unidades neógenas que conforman el sector oriental de la sierra Las Higueras-Las Peñas corresponden a secuencias desarrolladas en la cuenca de antepaís Miocena y Pliocena generada como resultado de la compresión andina del Ciclo Andino (Buelow et al., 2018 y referencias allí citadas). Estas secuencias conforman el relleno de la cuenca denominada Jocolí o Las Peñas con más de 3000 m de espesor (Rolleri, 1969; Ramos 1999a; Buelow et al., 2018; Fig. 4.1).

Formación Mariño (Mioceno temprano a medio)

La Formación Mariño (Biondi, 1936, nom. subst.; Rolleri y Criado Roque, 1970) inicialmente denominada como Estratos Calchaquíes (Stappenbeck, 1910; Wichman, 1928) fue también asignada a Estratos de Mariño por Biondi (1936) en Cacheuta y Tupungato, al sur de la zona de estudio. Dessanti (1942), en el sector sur de la sierra Las Higueras-Las Peñas, denominó a estas secuencias como Estratos de Salagasta y Estratos de los Cerros Colorados y estableció una posible correlación con los Estratos de Mariño.

En la sierra Las Higueras-Las Peñas, la Formación Mariño aflora principalmente en dos franjas con orientación N-S expuestas por el corrimiento Loma Negra al oeste y el Sistema de Corrimiento Las Peñas al este (Sepúlveda, 2001; Ahumada, 2010; Richard, 2020, entre otros; Fig. 4.1). En la zona estudiada, esta unidad conforma el núcleo del anticlinal Baños Colorados (Prieto, 2010; Richard, 2020), que se expone en la quebrada Las Peñas y parcialmente en la quebrada La Escondida (Figs. 4.1, 4.2 a-d, 4.3).

La Formación Mariño se compone de tres miembros (Rolleri y Fernández Garrasino, 1979) que, de base a techo, son: el Miembro inferior “Conglomerados Violáceos”; el Miembro medio “Areniscas Entrecruzadas”, ausente en la sierra de Las Higueras-Las Peñas (Sepúlveda, 2001; Prieto, 2010); y el Miembro superior “Estratos de Mariño”. Prieto (2010), en cambio, divide a esta formación en dos secciones, una inferior a partir de estudios realizados en el sinclinal Salagasta, al sur este de la zona de estudio, y una superior en el núcleo del anticlinal Baños Colorados. La sección inferior comprende en la base conglomerados gruesos pardos a rojo violáceos con cemento areno-tobáceo. Hacia el techo, se exponen areniscas con intercalación de limoarcillitas pardo rojizas, areniscas gris-verdosas y tufopsamitas que, en los afloramientos expuestos en el sinclinal Salagasta, exhiben un espesor aproximado de 500 m (Dessanti, 1942; Sepúlveda, 2001; Prieto, 2010). En los afloramientos de la ladera oriental de la sierra Las Higueras-Las Peñas en las quebradas Las Peñas y La Escondida, la sección superior comprende una potente sucesión de areniscas de color castaño a gris blanquecino con intercalaciones de arcillitas

areno-tobáceas rojas y moradas (Sepúlveda, 2001; Prieto, 2010). Esta secuencia alcanza los 1180 m de potencia y representa un ambiente deposicional fluvial efímero (Sepúlveda, 2001; Buelow et al., 2018).

El contacto superior de esta formación, reconocido en el limbo dorsal del anticlinal Baños Colorados, es transicional hacia las unidades suprayacentes de las Formaciones La Pilona (Prieto, 2010) y Río de Los Pozos (Figs. 4.2, 4.3). En la quebrada Las Peñas, la Formación Mariño, se encuentra cubierta en discordancia angular por depósitos cuaternarios (Costa et al., 2019). Esta formación presenta una intensa deformación marcada por sinclinales y anticlinales, muchas veces isoclinales volcados que evidencian una complejidad tectónica producto de la actividad de los sistemas de corrimientos Las Higueras y Las Peñas (Richard, 2020 y referencias allí citadas; Fig. 4.2a-d).

En la base de la Formación Mariño se determinó una edad U/Pb de 16.2 ± 0.2 Ma a partir de circones detríticos de niveles de ceniza en el Cerro Salinas, al noreste de la zona de estudio (Vergés et al., 2007). Con el mismo método, se obtuvo una edad de máxima depositación de 19.2 ± 0.26 Ma para la misma formación al suroeste de la zona aquí estudiada, en la cuenca de Cacheuta (Buelow et al., 2018). La edad más joven corresponde al contacto Mariño–La Pilona de 12.03 ± 0.45 Ma datado con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda (Irigoyen et al., 2000).

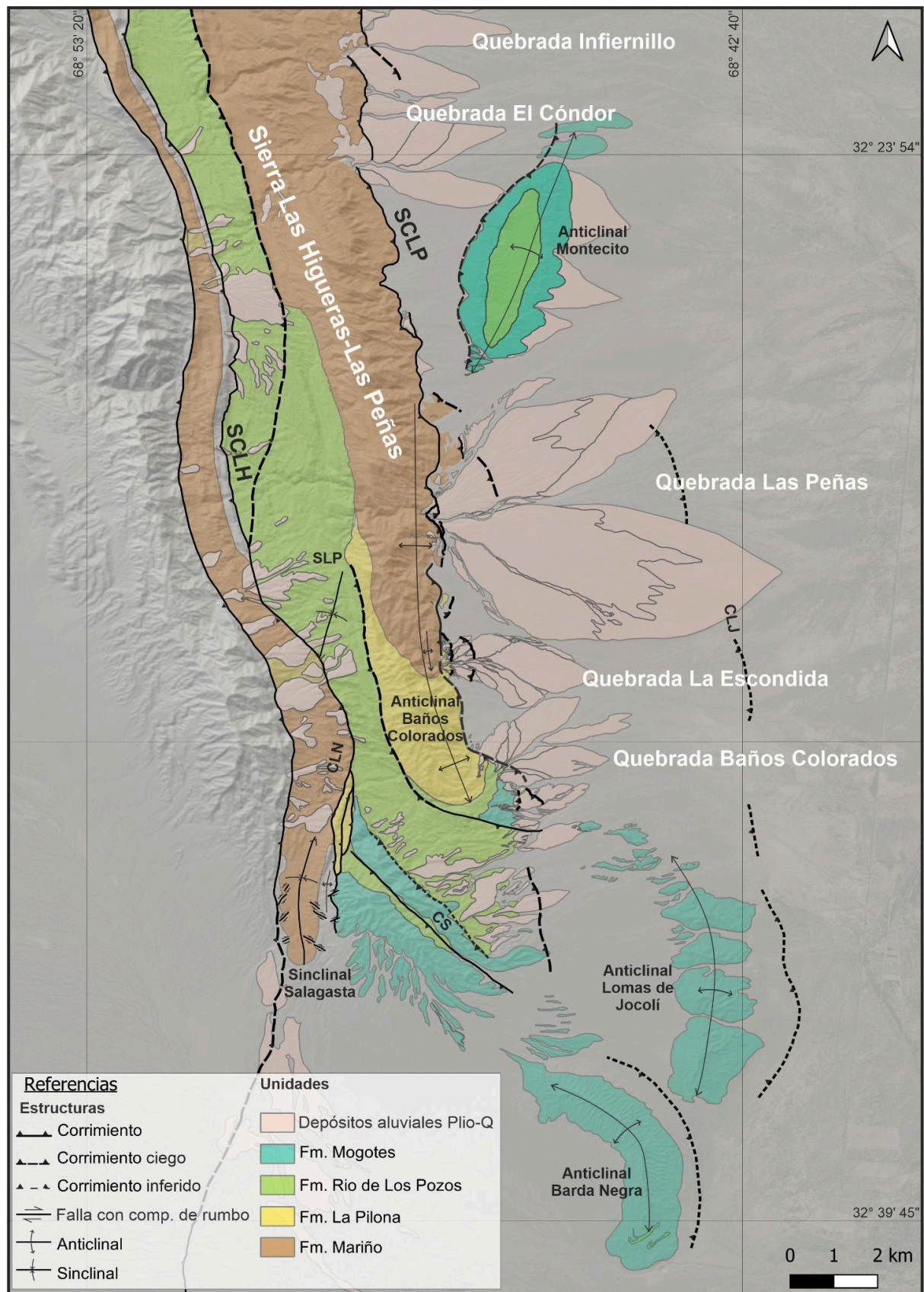


Figura 4.1: Mapa geológico de la zona de estudio. Adaptado de Prieto (2010) y Richard (2020). SCLH: Sistema de Corrimiento Las Higueras; SCLP: Sistema de Corrimiento Las Peñas; CLN: Corrimiento Loma Negra; CS:

Corrimiento Salagasta; CLJ: Corrimiento Lomas de Jocolí; SLP: Sinclinal Las Peñas. Las ramificaciones del SCLP, dada su menor escala, se describen y muestran en detalle en el capítulo 5.

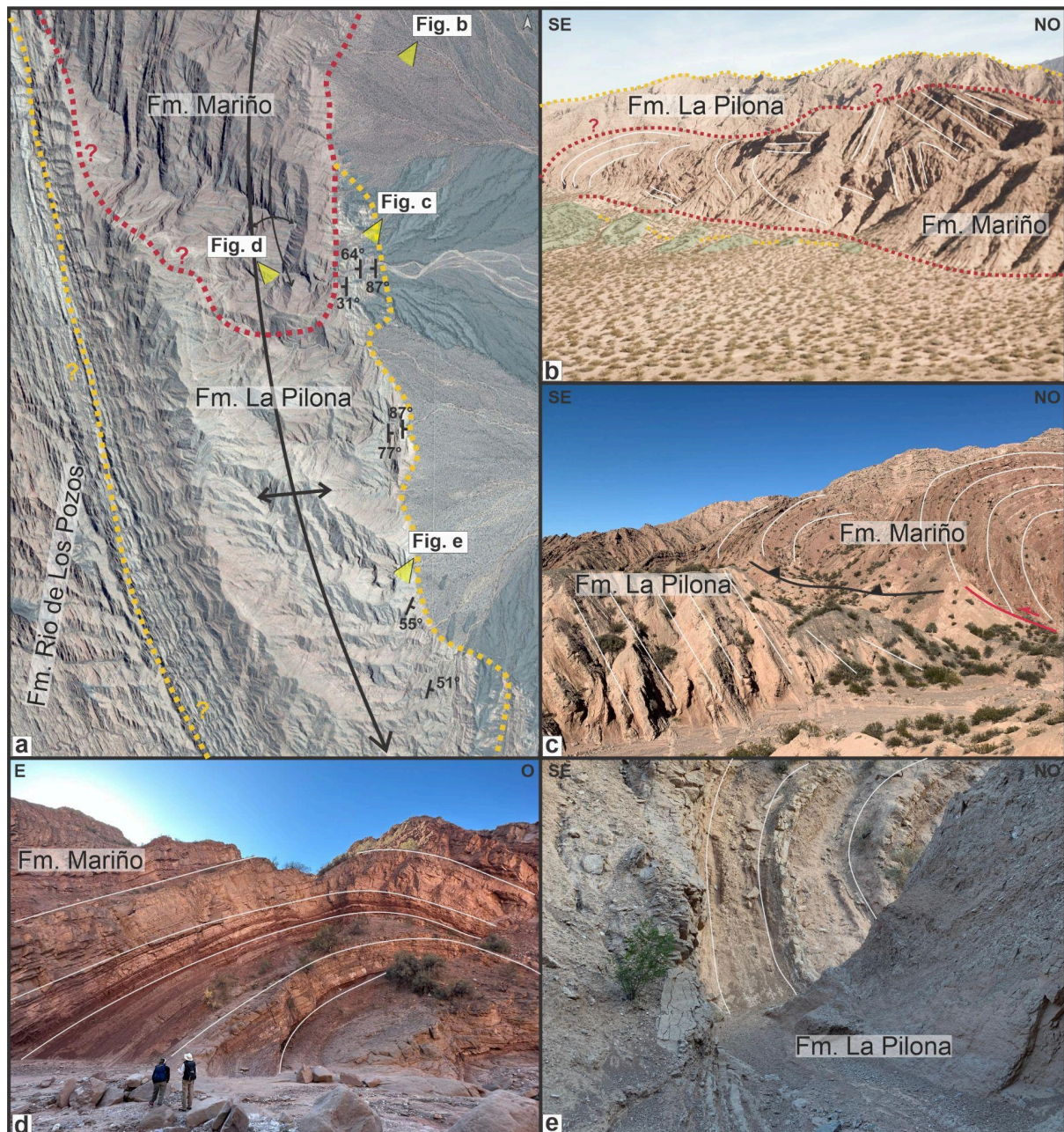


Figura 4.2: (a) Imagen satelital (Google Earth) del frente montañoso que comprende la zona de estudio, donde afloran las Formaciones Mariño, La Pilona y Río de Los Pozos. Se indica el anticlinal Baños Colorados, cuyo eje se hunde al sur. Con línea punteada roja se indica el posible contorno de la Formación Mariño, y con línea punteada amarilla, el contorno del afloramiento de la Formación La Pilona. (b) Fotografía aérea oblicua obtenida mediante VANT con vista al sudoeste desde el norte de la quebrada La Escondida, donde se observan los estratos de la Formación Mariño, que forman pliegues cerrados con flanco invertido. (c) Fotografía aérea obtenida con VANT de la quebrada La Escondida con vista al sudoeste, indicando el cierre de un pliegue anticlinal en la Formación Mariño, en contacto por falla con la Formación La Pilona (ver Capítulo 5 para mayor detalle). (d) Afloramiento característico de la Formación Mariño, con estratos rojizos y plegados, formando en este caso el cierre de un pliegue anticlinal. (e) Alternancia de pelitas y areniscas característica de la Formación La Pilona.

Formación La Pilona (Mioceno medio)

La Formación La Pilona (Trümpy y Lehz, 1937, nom. Subst. Fossa Mancini, 1938) fue descrita por Dessanti (1942) como Estratos de Transición. Comprende bancos de arcilitas y limoarcilitas color castaño rojizo, alternando con estratos de areniscas finas y medianas color castaño claro, conformando una secuencia de 750 m de potencia en el flanco oeste del anticlinal Baños Colorados (Prieto, 2010). Las secuencias son grano y estrato crecientes y, hacia el techo de la unidad, afloran niveles conglomerádicos pasando transicionalmente a la formación suprayacente. El ambiente depositacional de esta unidad corresponde a flujos mantiformes no confinados, asociados a sistemas fluviales efímeros que migran a un sistema fluvial entrelazado (Irigoyen, 1997).

En la quebrada La Escondida, en los afloramientos del piedemonte y hacia el sur, se reconoció una secuencia distinta de la rojiza, cuya asignación estratigráfica continúa siendo incierta. Si bien algunos autores la han asignado a la Formación Mariño (Sepúlveda, 1998; Ahumada, 2010; Richard, 2020; Figs. 4.2, 4.3), en este trabajo se la incluye dentro de la Formación La Pilona, siguiendo las descripciones y el esquema de distribución areal propuesto por Prieto (2010). Esta decisión se basa tanto en la diferencia litológica respecto de los afloramientos de la quebrada Las Peñas y la margen norte de la quebrada La Escondida, donde se reconoció la Formación Mariño, como en la concordancia con las características descritas por Prieto (2010) para La Pilona (Figs. 4.1, 4.2 e, 4.3).



Figura 4.3: Imagen satelital (Google Earth) donde se indica con una flecha el quiebre marcado en la topografía que coincide con el inicio de la Formación Río de Los Pozos, suprayacente a la Formación La Pilona (línea punteada amarilla). Con línea punteada verde se muestra el contorno de la Formación Río de los Pozos. Se observa el cierre anticlinal Baños Colorados cuyo eje se hunde hacia el sur de la quebrada y que caracteriza el sector sur de la Sierra de Las Higueras-Las Peñas, donde los estratos inclinan al este-sureste. Exageración vertical del relieve (x2).

En la quebrada Baños Colorados se reconoce un contacto transicional hacia la Formación Río de Los Pozos, también descrito por Ahumada (2004) y Prieto (2010). Este contacto coincide con un quiebre topográfico marcado, asociado a la aparición de unidades conglomerádicas que podrían estar rellenando un paleorelieve heredado, preservado hoy en la transición hacia la secuencia más reciente (Fig. 4.3). En la

quebrada La Escondida se reconoce a esta formación en contacto por falla con la Formación Mariño. Sin embargo, hay sectores donde se ha reconocido un contacto transicional entre estas formaciones y una discordancia angular entre las Formaciones La Pilona y Rio de Los Pozos (Prieto, 2010).

La Formación La Pilona se depositó durante el Mioceno medio, entre ca. 11–12 Ma y 8–9 Ma. Su base está definida por el contacto con la Formación Mariño, datado en 12.03 ± 0.45 Ma, mientras que su techo está restringido por edades U–Pb en circones de tobas de la Formación Tobas La Angostura (8.39 ± 0.42 Ma) (Irigoyen et al., 2000; Buelow et al., 2018).

Formación Rio de Los Pozos (Mioceno tardío - Plioceno temprano)

La Formación Rio de Los Pozos (Yrigoyen, 1993) integra a la “Serie Amarilla” definida por Trümpy y Lehz (1937) y corresponde en gran medida a los Conglomerados Bayos definidos por Dessanti (1942).

En la zona de estudio, se interpreta que la Formación Río de Los Pozos aflora en el cierre del anticlinal Baños Colorados, con un espesor aproximado de 400 m, rellenando un paleorelieve que la separa de la Formación La Pilona (Figs. 4.1, 4.3). Al suroeste de la zona de estudio, esta formación alcanza una potencia de 200 m (Richard, 2020) y conforma el núcleo del anticlinal Montecito (Costa et al., 2000a; Schoenbohm et al., 2013).

La unidad se compone de limoarcilitas y arcilitas hacia la base y de conglomerados polimícticos de origen fluvial que se intercalan con areniscas líticas volcánicas hacia el techo de colores pardo-amarillentos a rosados (Dessanti, 1942; Irigoyen et al., 2002; Prieto, 2010). Son secuencias grano y estrato creciente cuyo ambiente depositacional corresponde a la progradación de un sistema de abanicos aluviales en una cuenca de antepaís o retroarco (Chiaramonte et al., 2000). En la quebrada Baños Colorados, se dispone de manera transicional sobre la Formación La Pilona y subyacente a la Formación Mogotes (Fig. 4.4).

La edad de los estratos ubicados en el techo de esta unidad se define por una datación U/Pb en circones detríticos reconocidos en un flujo no confinado de cenizas en el anticlinal Montecito, hacia el norte de la zona de estudio, resultando en una edad de 5.76 ± 0.09 Ma (Schoenbohm et al., 2013). Iverson et al. (2012) obtuvo, para la base de la Formación Rio de Los Pozos, una edad U/Pb en circones detríticos de 8.5 ± 1.9 Ma.

Formación Mogotes (Plioceno tardío - Pleistoceno temprano)

La Formación Mogotes (Yrigoyen, 1993) fue previamente definida como Conglomerados Mogotes (Trümpy y Lehz, 1937; Polanski, 1962). Afloran en el sector sur de la zona de estudio, conformando las capas más externas del anticlinal Baños Colorados y, hacia el noreste de la zona aquí estudiada, en los flancos del anticlinal Montecito. En la sierra Las Higueras-Las Peñas se reconocieron estos afloramientos en las Lomas de Jocolí, el Anticlinal Barda Negra y, al oeste, conformando el sector más austral de la sierra (Figs. 4.1, 4.4).

La Formación Mogotes comprende conglomerados polimícticos cuya procedencia principal corresponde al ambiente de Cordillera Frontal con colores gris oscuro a pardo-verde grisáceo, variando de finos hasta muy gruesos (Prieto, 2010). Su fábrica es clasto sostén y presenta escasos niveles tobáceos. Los depósitos

corresponden a ortoconglomerados polimícticos gris verdosos y castaños intercalados con limolitas y arcillas rojizas a pardo rojizas que, en subsuelo, alcanzan los ~870 m de espesor (Richard, 2020). Esta unidad presenta una relación en los bancos del tipo *onlap* e inclinaciones variables que van desde bancos parcialmente horizontales hasta inclinaciones que alcanzan los 70° (Costa et al., 2000a,b; Ahumada, 2004; Schoenbohm et al., 2013).

A partir de correlaciones estratigráficas definidas en la cuenca de Cacheuta (Yrigoyen, 1994), Irigoyen et al. (2002) proponen que la unidad se habría depositado entre ~1 y 3 Ma, asignándola al Plioceno superior.



Figura 4.4: Fotografías representativas de los afloramientos de las Formaciones La Pila (a, b), Río de Los Pozos (b, d) y Mogotes (c). Se observan sus principales características litológicas y estructuras asociadas. Ver ubicación de a, b y d en Fig. 4.3.

4.1.2. Depósitos aluviales Cuaternarios

Las unidades cuaternarias de este sector corresponden esencialmente a bajadas aluviales y depósitos aterrazados que han sido previamente cartografiadas y caracterizadas de manera regional por trabajos previos (Cortés y Costa, 1996; Ahumada, 2004; Schoenbohm et al., 2013; Richard, 2020). A nivel local, Schmidt et al. (2011b) realizaron un estudio preliminar distinguiendo cuatro niveles de terrazas aluviales. En esta tesis, se llevó a cabo un análisis detallado de los depósitos aluviales cuaternarios y de las distintas unidades morfo-estratigráficas presentes, apoyados por modelos digitales del terreno con resolución de 20 cm, tal como han sido descriptos en la sección 2.1.2. Este abordaje permitió reconocer un mayor número de unidades y, en consecuencia, redefinir el mapa geomorfológico de la zona, respondiendo a la necesidad de discriminar niveles previamente agrupados y de revisar correlaciones que habían sido asumidas de manera generalizada. Esta redefinición resulta clave porque el número y la edad relativa de las unidades involucradas por un corrimiento condicionan directamente la ventana temporal sobre la cual puede evaluarse su actividad, y permiten acotar de manera más robusta la historia cuaternaria de deformación.

Los depósitos aluviales reconocidos en la zona de estudio presentan bajo grado de consolidación y comprenden depósitos clasto-soportados y, en menor medida, matriz-soportados (en los sectores distales) y brechas matriz-soportadas (en los sectores estrictamente proximales) (Fig. 4.5). Los depósitos clasto-soportados responden a flujos fluidos o normales que se caracterizan por estratificaciones macizas, entrecruzadas, y horizontales, con imbricación de clastos y gradación normal o directa (Fig. 4.5). Estos depósitos cuaternarios se encuentran cubriendo antiguas superficies de erosión con potencias que van desde ~50 centímetros hasta ~10 m (Fig. 4.4a, c; 4.5c) y otros se ubican adyacentes al cauce principal y corresponden a los más recientes o asociados a la red de drenaje actual, cuyos depósitos más potentes presentan ~17 m (Fig. 4.5d).

Los depósitos son mayormente psefíticos y se caracterizan por lentes conglomerádicas que no superan los 35 cm de espesor y se intercalan con arenas finas a muy finas de color castaño claro formando ciclos granodecrecientes (Fig. 4.5b). Los conglomerados son polimícticos con selección moderada a mala con una granulometría característica que corresponde a guijarros y gravas, aunque en las facies proximales y distales de los niveles se reconocen bloques y limo, respectivamente. Los clastos, mayormente subangulosos, corresponden a areniscas gris-verdosas y calizas paleozoicas y, en menor medida, areniscas pardas cenozoicas y rocas volcánicas rojizas mesozoicas. La procedencia es predominantemente local, pertenecientes a los afloramientos paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos que caracterizan a la sierra Las Higueras-Las Peñas en las quebradas La Escondida y Baños Colorados. Mientras que en los niveles aluviales aterrazados desarrollados en las quebradas menores (por ejemplo, entre las quebradas Las Peñas y La Escondida), la procedencia local corresponde exclusivamente a los afloramientos cenozoicos y, dado a la uniformidad de los colores castaños y pardos, la discriminación entre los distintos niveles se hace más dificultosa.

El análisis de los depósitos cuaternarios se abordará desde un enfoque morfo-estratigráfico, dado que las superficies constituyen los principales marcadores geométricos de la deformación. Aunque estas características también son de interés geomorfológico (ver definición de unidad morfo-estratigráfica en

el capítulo 2.2.1), se presentan aquí siguiendo un criterio cronoestratigráfico, de los depósitos más antiguos a los más recientes, a fin de asegurar una descripción coherente.



Figura 4.5: Superficies aluviales y depósitos cuaternarios. (a) superficie aluvial no funcional. (b) Depósito aluvial característico; ver texto para una descripción más detallada. (c) Depósito aluvial con base erosiva. (d) Depósitos de terrazas que se superponen y modifican parcialmente a depósitos previos, generando diferentes relaciones estratigráficas entre niveles sucesivos.

Se reconocieron siete unidades morfo-estratigráficas aluviales (Q0 a Q6), donde Q0 representa los depósitos actuales y Q6 los más antiguos (Fig. 4.6). Estas unidades comprenden mayormente a niveles de terrazas erosivas que representan la mayor parte (~80%) de la zona de estudio (Fig. 4.1). Entre las terrazas erosivas existentes, las rocosas (*“strath”*) se forman por biselado del lecho rocoso y posterior incisión (Mackin, 1937; Bull, 1990), aunque también pueden originarse por planación lateral de márgenes erosionables (Larson y Dorn, 2015; Montgomery, 2004; Wohl y David, 2008). En la zona analizada, este tipo de terrazas se restringe a las cotas más elevadas donde se ubican los niveles más antiguos (Q5 y Q6), comprendidos dentro del frente montañoso o muy cercano al mismo. Allí, se reconocen depósitos cuaternarios de poca potencia (~10 m) en discordancia erosiva y angular sobre secuencias neógenas (Fig. 4.6). Por otro lado, las terrazas erosivas de corte-relleno describen mejor a los niveles más jóvenes (Q1 a Q4) que presentan un gran desarrollo areal, conformando un 70% de los niveles cuaternarios. Estas últimas resultan de la erosión lateral de un valle previamente colmatado con depósitos aluviales, que luego es nuevamente incidido por el cauce. Se reconocen en la zona de estudio por presentar

discordancias erosivas y angulares sobre otros depósitos cuaternarios (Fig. 4.6). La mayoría de estos niveles fueron afectados por ramificaciones del corrimiento principal de Las Peñas, dejando como evidencia escarpas de fallas diagnósticas y no diagnósticas, junto a la evidencia de depósitos sintectónicos (descritas en el capítulo 5).

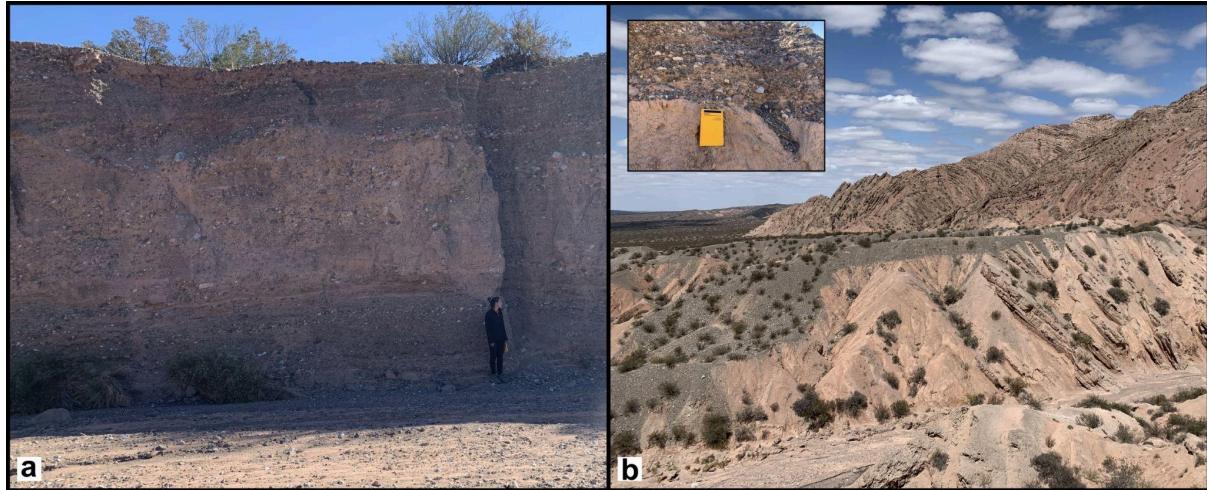


Figura 4.6: Depósitos de terrazas. (a) Terraza de tipo corte y relleno. (b) Terraza tipo *strath*, representativa de los niveles cuaternarios más antiguos.

Se llevaron a cabo doce análisis de multiparámetros en las superficies aluviales de interés (Figs. 4.7, 4.8), cuyas características generales se presentan en las Tablas 4.1 y 4.2. Para aquellas unidades cuya diferenciación resultaba crítica por su vinculación con estructuras cuaternarias (Q3 en quebrada La Escondida y Q4 en quebrada Baños Colorados), se aplicaron pruebas estadísticas t-Student, obteniéndose resultados significativos al 95 % de confianza que respaldan la separación entre niveles. En el Anexo C.1 se incluyen los gráficos con medias y desviaciones estándar, y en el Anexo C.2 se detallan los resultados completos de las pruebas estadísticas.

La unidad Q6 se ubica en las cotas más altas del piedemonte y comprende los depósitos de menor potencia, siendo su valor medio de 5 m aproximadamente. Se encuentran en discordancia erosiva y angular (con inclinación de 4° a 38° al este) sobre la Formación La Pilona y sobre depósitos cuaternarios más antiguos sin diferenciar, que en este trabajo se agruparon como “Qi”. También, se reconocieron en contacto por falla sobre la unidad Q5 en la quebrada Baños Colorados. Su superficie comprende clastos angulosos a subangulosos de calizas y cuarcitas verdes que le otorgan los colores más verdosos entre todas las superficies. En menor proporción, vulcanitas, areniscas rojas con tamaños predominantes entre 4 y 6 cm, aunque se encuentran escasos bloques que alcanzan los 30 cm. Los clastos presentan intenso desarrollo de parting y las calizas, características por el desarrollo de una morfología de tipo “piel de elefante”, muestran el mayor microrelieve (Fig. 4.8f). En ambas quebradas, conforman unidades de terrazas pares que se presentan plegada y con evidencias de depósitos sintectónicos. De acuerdo con dataciones ^{10}Be en la quebrada La Escondida, Schmidt et al. (2011a) le asignan una edad de 16–20 ka.

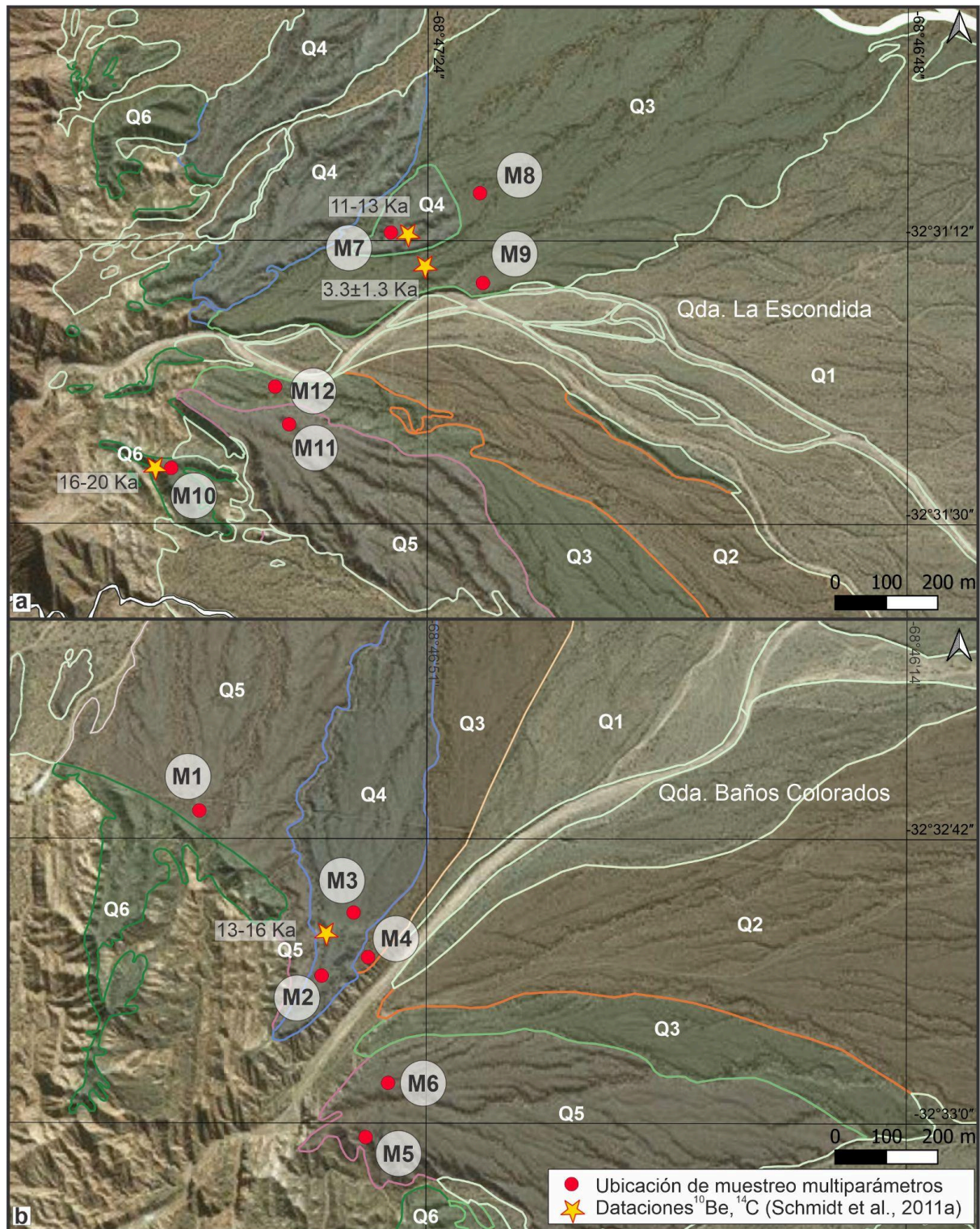


Figura 4.7: Mapas morfoestratigráficos con los niveles aluviales diferenciados mediante letras blancas y líneas de colores marcando los contornos de sus superficies. Se indica con círculos las ubicaciones donde se realizaron los análisis de multiparámetros (M1 - M12), así como la localización de las edades disponibles con estrellas amarillas. (a) Quebrada La Escondida; (b) Quebrada Baños Colorados.

Los depósitos de la unidad Q5 representan las superficies aluviales más antiguas con mejor preservación y, por eso, es visible su mayor grado de disección. En la quebrada Baños Colorados corresponde a depósitos de terrazas pares, mientras que en la quebrada La Escondida solo es observable en la margen

sur (impar). Estos depósitos, con casi nulo desarrollo de estratificación sintectónica, se apoyan en discordancia angular sobre la Formación La Pilona con discordancias angulares que no superan los 8° de inclinación al este. En la quebrada Baños Colorados se reconoce en contacto por falla -labio bajo- con la unidad Q6 (ver apartado 5.2.1 para mayor información). Su superficie presenta clastos mayormente subangulosos de calizas, areniscas verdosas cuarcíticas y areniscas rojizas en proporciones similares, con intenso desarrollo de parting (Fig. 4.8e) y un tamaño de clastos predominante que no supera los 6 cm.

Tabla 4.1: Resumen de las descripciones multiparamétricas realizadas para los distintos niveles aluviales Q5, Q4 y Q3 de la quebrada Baños Colorados.

Parámetro	Q5	Q4	Q3
Textura	Rugosa	Medianamente rugosa	Lisa
Disección	Alto	Moderado a alto	Moderado
Altimetría (m)	9	5	2
Tmax/Tmin (cm)	32.10 / 1.28	33.30 / 1.65	35.40 / 1.93
TP (cm)	5.29	5.97	7.16
Microrelieve (cm)	0.77	0.55	0.33
Redondez	Anguloso-subang. (>TP)	Subangulosos	Subredondeados-subang.
Parting	Intenso/profundo (>TP); Mod. Mod.-escaso (TP); Mod.-alto (TP)		Mod.-bajo (TP y bloques)
Suelo/finos	40 cm (dudoso, matriz arenosa)	SD	SD
Barniz	Muy intenso	Moderado-alto	Moderado (predomina)
Bloques	<5%	<5%	10-15%
% Líticos	25% Cal; 40% ver; 25% roj; 10% volc	35% Cal; 31% ver; 31% roj; 3% volc	30% Cal; 40% ver; 29% roj; 1% volc

La unidad Q4 se dispone en discordancia erosiva y angular ($>12^\circ$ al este) sobre la Formación La Pilona y, en la quebrada La Escondida, los bancos inclinan entre 5 y 40° hacia el este y oeste con fallamiento asociado (ver capítulo de Deformaciones Neotectónicas). En ambas quebradas se ubica anidada en Q5 y se caracteriza por depósitos aterrazados impares, reconociéndose únicamente en la margen norte. En la quebrada La Escondida, la formación del nivel aterrazado de tipo corte y relleno de la unidad más joven (Q3) dejó un remanente de Q4 hacia el centro de la superficie aluvial de Q3, generando un contacto erosivo que coincide con un contacto de falla entre Q4 y Q3 (descrito en capítulo 5). Su superficie muestra una composición de líticos similar a la unidad Q5 pero se diferencia por tener una menor disolución de calizas y una superficie menos rugosa por una menor disección de los cauces y mayor presencia de bloques sobre su superficie. Dataciones ^{14}C y ^{10}Be asignan a esta superficie una edad comprendida entre ~ 12 y 16 ka (Schmidt et al., 2011a).

Los depósitos de la unidad Q3, correspondientes a niveles de terrazas pares, se apoyan en discordancia erosiva y angular sobre depósitos más antiguos sin diferenciar ("Qi") y están anidados en Q4. En la quebrada La Escondida, sus niveles estratigráficos presentan suaves plegamientos con inclinaciones variables que dan cuenta de su naturaleza sintectónica (ver capítulo 5 de Deformaciones Cuaternarias). En la misma quebrada se expone el contacto por falla con la unidad Q4, y comprende la evidencia más reciente de la actividad del SCLP. La superficie aluvial presenta clastos predominantemente calizas y sedimentitas verdosas que son subangulosos a subredondeados, con poco desarrollo de *parting* y microrelieve en calizas y el tamaño de clastos predominante oscila entre 6 y 8 cm con bloques que ocupan entre el 5% - 10% de la superficie. Schmidt et al. (2011a) calcularon para esta superficie una edad de exposición de $\sim 3.3 \pm 1.3$ ka.

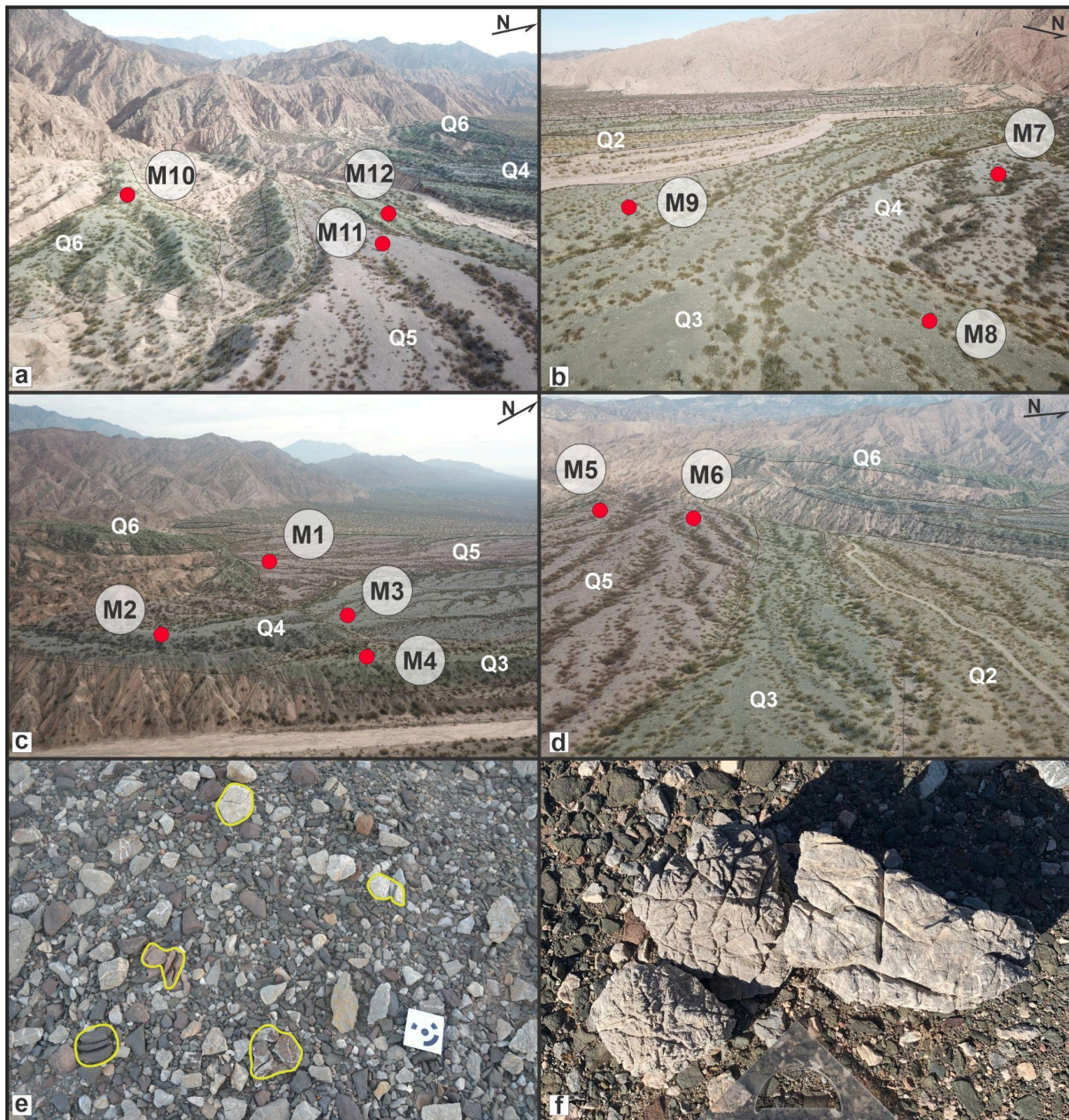


Figura 4.8: (a, b) Imágenes panorámicas tomadas con VANT en la quebrada La Escondida, donde se indican las superficies aluviales reconocidas y la localización de los puntos de muestreo para análisis multiparamétricos. (c, d) Imágenes equivalentes para la quebrada Baños Colorados. (e) Fotografía de una superficie aluvial; en amarillo se muestran los clastos que presentan parting. (f) Fotografía de un clasto carbonático que muestra disolución diferencial generando microrelieve, uno de los parámetros utilizados en el análisis.

Las unidades Q2 y Q1 se corresponden con niveles aluviales anidados de menor altitud y edad que los anteriores, cuyos depósitos presentan clastos similares a los de Q3, pero con menor grado de exposición. Esta diferencia se refleja en una mayor presencia de bloques, calizas con escaso desarrollo de microrelieve, y un bajo nivel de incisión de los cauces, entre otros indicadores (Tabla 4.1). Estos depósitos afloran de manera escasa y discontinua y no muestran evidencias claras de deformación sintectónica en sus niveles estratigráficos. La unidad Q2 corresponde a un nivel de terraza impar, con desarrollo en la margen sur de cada quebrada, y la unidad Q1 se reconoce en ambas márgenes de las quebradas estudiadas definiendo niveles aterrazados pares. La unidad Q0 corresponde a la red de drenaje actual (Fig. 4.7). Los

cauces activos presentan anomalías vinculadas a controles estructurales tanto pasivos como activos, observables desde el frente montañoso hasta el piedemonte más distal (véase siguiente apartado).

Tabla 4.2: Resumen de las descripciones multiparamétricas realizadas para los distintos niveles aluviales Q6, Q5, Q4 y Q3 de la quebrada La Escondida.

Parámetro	Q6	Q5	Q4	Q3
Textura	Intens. rugoso	Intens. rugoso	Rugoso	Lisa
Disección	Alto	Alto	Moderado-alto	Moderado
Altimetría (m)	4	7	4	2
Tmax/Tmin (cm)	29.8 / 1.18	32.1 / 1.79	33.4 / 1.26	32.2 / 1.78
TP (cm)	6.15	6.10	5.66	7.35
Microrelieve (cm)	0.65	0.54	0.72	0.39
Redondez	Angulosos-muy ang.	Subangulosos	Angulosos-subang.	Subanguloso
Parting	Muy profundo (>TP); Mod. (TP)	Mod. (TP); Intenso (>TP)	Intenso (bloques); TP escaso	Intenso (>TP); Mod. (TP)
Suelo/finos	40-50 cm (raíces 30 cm)	SD	40 cm (raíces 25-30 cm)	SD
Barniz	Muy intenso (~100%)	Intenso	Muy intenso (<TP)	Moderado
Bloques	<5%	5%	5%	5-7%
% Líticos	40% Cal; 20% ver; 35% roj; 5% volc	SD	42% Cal; 32% ver; 20% roj; 6% volc	35% Cal; 45% ver; 15% roj; 5% volc

Los resultados del análisis multiparámetro (Tablas 4.1 y 4.2) muestran que las superficies más antiguas presentan una mayor altitud relativa respecto al cauce activo, mayor disección, desarrollo de barniz del desierto, espesor de finos y microrelieve. En cambio, los niveles más recientes se caracterizan por clastos de mayor tamaño y mayor redondez, lo cual es consistente con un menor tiempo de exposición a los procesos atmosféricos.

4.2 Geomorfología

La topografía actual de la Precordillera andina conserva remanentes de superficies miocenas que han sido intensamente modificadas por redes de drenaje, activas desde el inicio del levantamiento andino (Walcek y Hoke, 2012). En el sector austral de la Precordillera, estos paleo-paisajes preservados indican que el relieve aún se encuentra en un proceso activo de reorganización morfotectónica, tras una deformación continua iniciada hace aproximadamente 10 Ma (Walcek y Hoke, 2012). En la actualidad, la continua generación de topografía sigue teniendo como respuesta la acción de distintos agentes geomorfológicos que reorganizan y reconfiguran morfológicamente el paisaje en un contexto local.

En el área de estudio se reconocen tres grandes sectores geomorfológicos: Frente montañoso, Piedemonte y Playa (Fig. 4.9). Cada uno de estos sectores presenta geoformas características que reflejan la interacción de procesos endógenos y exógenos. Estas geoformas constituyen respuestas del paisaje a distintos controles geológicos y climáticos que han actuado sobre el relieve en diferentes escalas temporales y espaciales (por ejemplo, Summerfield, 1991). Particularmente en frentes montañosos, los principales factores externos que controlan la formación y evolución de los abanicos y bajadas aluviales son el clima, el nivel base y la tectónica (Bowman et al., 2019). Los procesos endógenos están vinculados a la actividad tectónica y son responsables de la exhumación y levantamiento de las sierras y de la generación de reciente topografía en las unidades aluviales pedemontanas (Huggett, 2016). Los procesos exógenos son fluviales, de remoción en masa y de meteorización que, junto con la tectónica activa, controlan la evolución del paisaje actual. Los principales procesos geomorfológicos identificados en el área de estudio, incluyen la acción fluvial; meteorización física (crioclastismo); y, en menor medida, caída de roca y flujos de detritos, asociados a procesos de remoción en masa.

El frente montañoso forma la ladera oriental de la sierra Las Higueras–Las Peñas, caracterizada por pendientes de 23° a 48° (Fig. 4.9). Las quebradas de mayor envergadura corresponden a cauces antecedentes, aunque a lo largo de todo el cordón también se reconocen cauces subsecuentes y consecuentes. En este sector prácticamente no se conservan depósitos de remanentes de superficies cuaternarias, salvo los niveles aterrazados correspondientes a Q6 en ambas quebradas. Las geoformas que se encuentran en el frente montañoso corresponden principalmente a conos de deyección y caídas de roca. En el sector pedemontano se reconocen, por un lado, lomadas pedemontanas y, por otro, geoformas de acumulación vinculadas a la dinámica fluvial que conforman superficies aluviales pedemontanas (Fig. 4.9). Las lomadas pedemontanas son rasgos de relieve que alcanzan los 850 m s.n.m., con un relieve relativo que no supera los 120 m respecto de las superficies aluviales contiguas. Se caracterizan por laderas de pendiente suave (<35°) y vertientes asimétricas, siendo las orientales más abruptas que las occidentales (Fig. 4.9). Estas lomadas no constituyen depósitos agradacionales, pero sí corresponden a sedimentos no consolidados que fueron estructurados, sobre los cuales no se reconocen superficies aluviales. En la zona de estudio se reconocen principalmente en el sector suroriental, conformando el Cordón Barda Negra, el cual presenta una inflexión en su rumbo desde NO–SE a N–S en su parte central, y, hacia el este, las Lomas de Jocolí, de rumbo N–S, ambas constituidas por secuencias neógenas (Fig. 4.9, 4.1). Las superficies aluviales integran un 80% del sector geomorfológico pedemontano estudiado y corresponden principalmente a terrazas aluviales activas o no funcionales (Fig. 4.9). Cuando los niveles aluviales se desconectan de su cuenca de captación aguas arriba quedan "abandonadas" y se meteorizan,

desarrollan suelo, sufren incisión y finalmente, en condiciones húmedas o tectónicamente activas, se degradan (Bull, 1991). Estas unidades morfológicas están conformadas por depósitos aluviales que se caracterizan por presentar relieves suaves, pendientes orientales, y espesores que no superan los 20 m de potencia. Dado que, junto a los depósitos que las conforman, se agrupan en unidades morfo-estratigráficas, se describieron con mayor detalle en el capítulo de Estratigrafía (4.1). El sector geomorfológico ubicado en el sector oriental de la zona de estudio corresponde a una planicie endorreica que conforma el punto bajo del paisaje en un ambiente árido y, por eso, es definido como Playa (e.g.: Evenari, 1985; Cooke et al., 1993). Allí, se encuentra ubicada gran parte de la urbanización correspondiente a la ciudad de Jocolí.

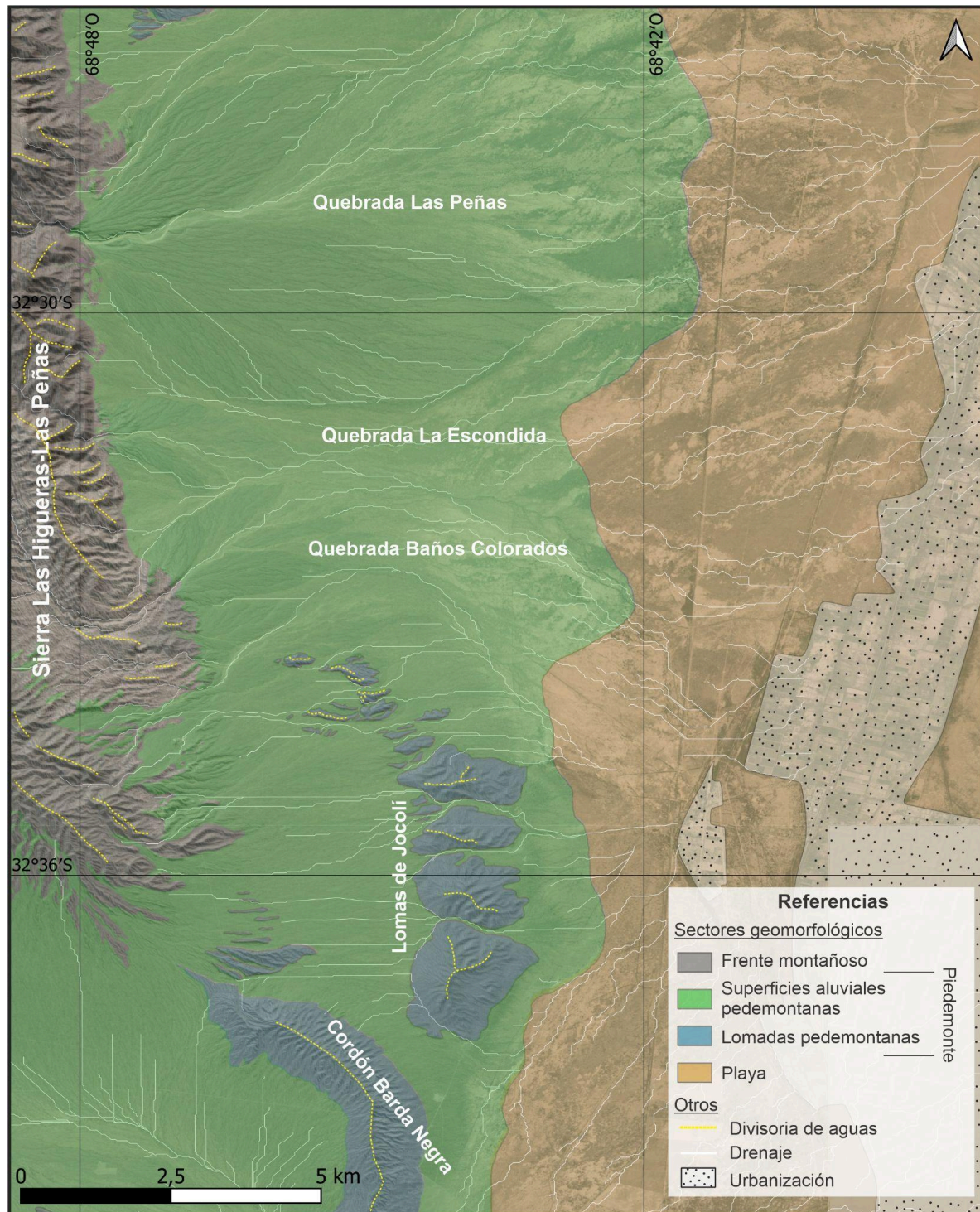


Figura 4.9: Mapa geomorfológico de la zona de estudio (escala 1:60.000). Se delimitan los principales sectores geomorfológicos y se indican las geoformas relevantes.

Con el fin de complementar la caracterización geomorfológica y aportar elementos para la interpretación neotectónica del área de estudio, se elaboró un perfil topográfico con orientación norte-sur que atraviesa las quebradas Las Peñas, La Escondida, Baños Colorados, para caracterizar las principales geoformas fluviales identificadas (Fig. 4.10). Este perfil (Fig. 4.10) evidencia una disposición altimétrica escalonada de las quebradas, donde las cotas son significativamente más elevadas hacia el norte. La observación de esta tendencia altimétrica resulta relevante en el contexto neotectónico, ya que puede reflejar distintos procesos de deformación reciente que han influido en la evolución del paisaje fluvial.

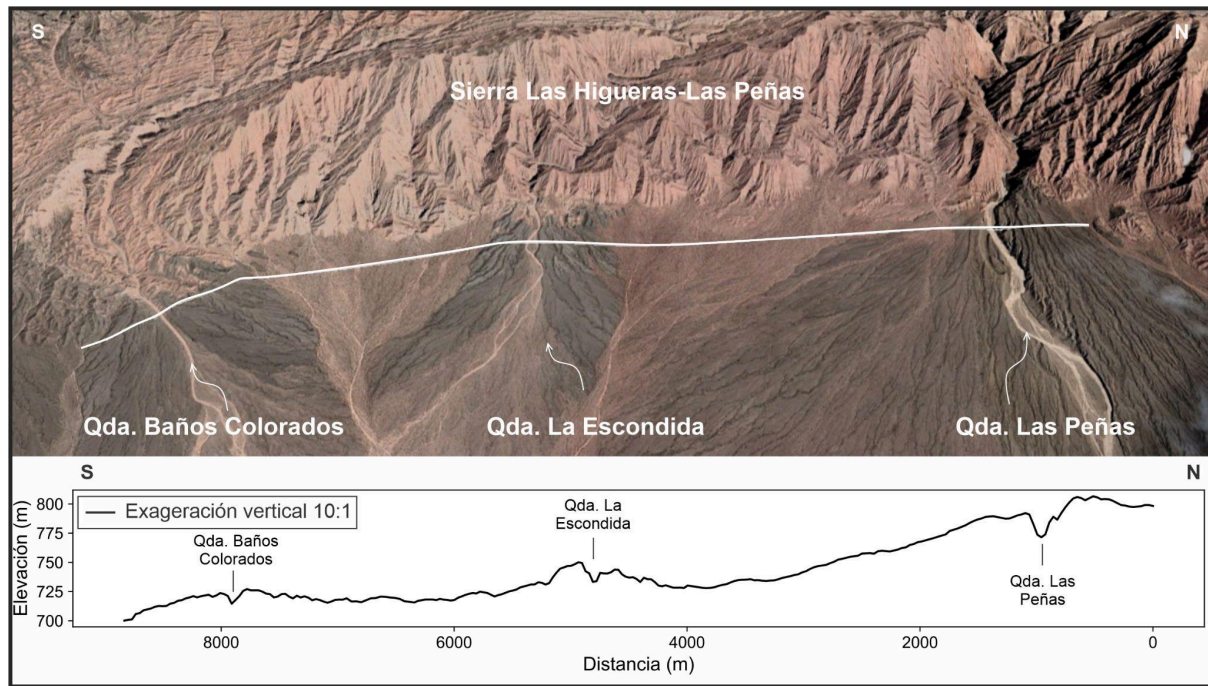


Figura 4.10: Perfil topográfico entre las quebradas Las Peñas, La Escondida y Baños Colorados. La traza del perfil se muestra con línea continua blanca sobre una imagen satelital óptica (tomada del servidor Bing). Se observa un contraste altimétrico de aproximadamente 50 m entre el cauce principal de Las Peñas y el de Baños Colorados, que refleja un desajuste topográfico probablemente resultante de la interacción entre actividad tectónica diferencial y/o procesos agradacionales.

Desde el punto de vista morfotectónico, se reconocieron varios rasgos en el paisaje de actividad tectónica reciente en los diferentes sectores geomorfológicos definidos en el área de estudio. El sector serrano presenta un relieve abrupto, condicionado estructuralmente por el Sistema de Corrimiento Las Peñas, que ha generado desajustes en los perfiles longitudinales de cauces respecto del nivel de base actual. Se reconocen valles fluviales de entre 50 y 100 m de profundidad, con secciones transversales en “V” marcadas, muchos de ellos asimétricos, junto con otras formas características como, valles en copa de vino y valles con fondo plano (Fig. 4.11). Estas geoformas reflejan tanto procesos erosivos activos como una reorganización significativa de la red de drenaje.

La red de drenaje en este sector evidencia un doble control geomorfológico, uno pasivo o litológico, en aquellos cursos que siguen cambios litológicos y presentan giro abruptos (de hasta 90°; Fig. 4.11b). Y otro activo o tectónico donde la dirección y el comportamiento de los cauces están controlados por escarpas tectónicas visibles o trazas de fallas activas (ver capítulo 5).

En el piedemonte, la red de drenaje presenta un patrón distributivo, típico de bajadas aluviales, con variaciones en el hábito fluvial según la ubicación dentro del nivel aluvial (proximal, medio o distal). En general, predomina un hábito entrelazado en los cauces activos y, en menor medida, anastomosado, aunque se identificaron diversos hábitos fluviales y anomalías morfotectónicas que indican una fuerte influencia tectónica (descritas en el capítulo 5). Entre los últimos enunciados se encuentran cambios abruptos en la incisión de los canales (iniciación o cese súbito); aumento de la sinuosidad fluvial en sectores localizados; hábito pseudo-meándrico y segmentos con cauces rectilíneos anómalos; deflexiones de cauces y convergencias; meandros abandonados; entre otros (caracterizados en capítulo 5).



Figura 4.11: Anomalías de drenaje. (a) Imagen satelital (Google Earth) que muestra la morfología asociada a valles en copa de vino (*"wine glass valleys"*). (b) Sobre una imagen satelital óptica (servidor Bing) se ilustra con líneas blancas el rumbo de los bancos neógenos y el control pasivo ejercido sobre la red de drenaje. Con flechas blancas se indica la coincidencia entre el rumbo de los bancos y las variaciones en la red de drenaje, evidenciando cómo esta se ajusta a dicha orientación.

Capítulo 5

5. Deformaciones neotectónicas

En la sierra Las Higueras-Las Peñas se ubica el frente orogénico activo de los Andes caracterizado por estructuras con vergencia oriental que acomodan la deformación reciente y constituyen importantes fuentes sismogénicas (Costa et al., 2000b; Ahumada et al., 2006; Ahumada y Costa, 2009; Costa et al., 2015a, b; Fig. 5.1). En particular, la ladera oriental de la sierra exhibe una mayor propagación de la deformación hacia el este, siendo el Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP) el principal responsable de dicha deformación en el sector pedemontano (Fig. 5.1). La actividad neógena atribuible al SCLP corresponde a un extenso pliegue anticlinal cuyo eje inclina hacia el sur y cuyo flanco oriental se encuentra fallado y transpuesto por la traza principal del corrimiento (Fig. 5.1). La existencia de unidades cuaternarias deformadas en el piedemonte serrano relacionadas con la actividad del SCLP confirma su rol activo en la propagación de la deformación hacia la cuenca adyacente.

Con el objetivo de llevar a cabo una mejor caracterización del SCLP en el sector sur de la sierra, se delimitaron dos zonas para describir de forma detallada la propagación de la deformación y cuantificar las tasas de acortamiento en cada sector.

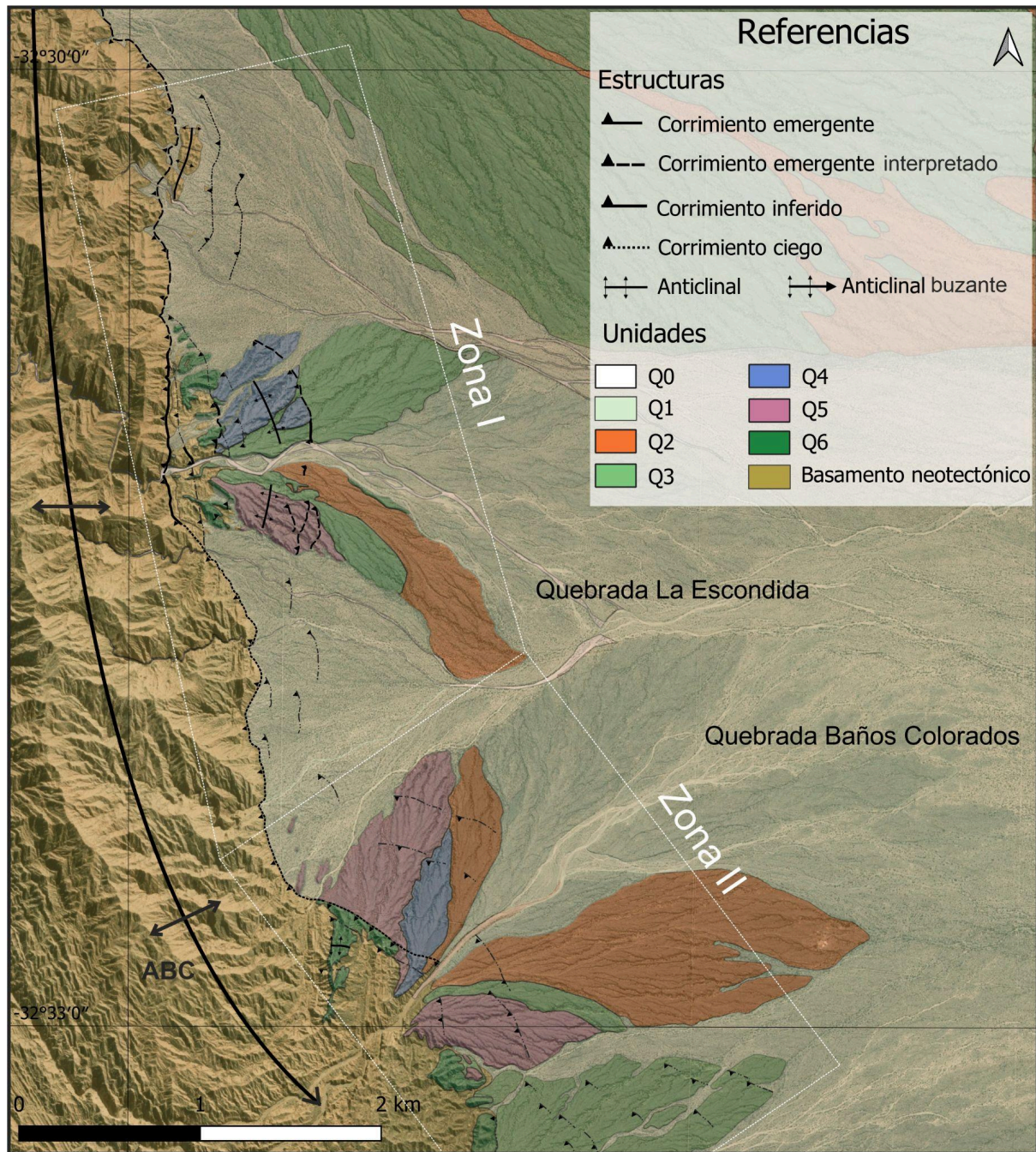


Figura 5.1: Mapa neotectónico del sector sur del frente montañoso entre las quebradas Las Peñas y Baños Colorados. Se indican la traza principal del Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP), el pliegue anticlinal de edad neógena Baños Colorados (ABC), y las unidades morfo-estratigráficas relevantes. Se señalan las dos zonas principales de estudio: (I) quebrada La Escondida y su margen norte y (II) quebrada Baños Colorados y su margen sur.

5.1 Zona I: Quebrada La Escondida

Esta zona comprende la quebrada La Escondida en su totalidad, así como el espacio pedemontano adyacente (Fig. 5.2).



Figura 5.2: ubicación de la Zona I, que comprende la quebrada La Escondida y sus inmediaciones.

5.1.1 Estructuras neotectónicas principales

El arreglo espacial de las estructuras cuaternarias activas en esta quebrada permite discriminar cuatro dominios morfotectónicos (Fig. 5.3). Estos dominios corresponden a unidades areales con hábitos morfológicos relativamente uniformes, delimitados por fallas inversas que inclinan hacia el oeste, vinculadas con la construcción reciente de la topografía. El primer dominio (D1) corresponde a la ladera oriental de la sierra de Las Higueras-Las Peñas, mientras que los dominios restantes (D2, D3, D4) se desarrollan en el área pedemontana (Fig. 5.3).

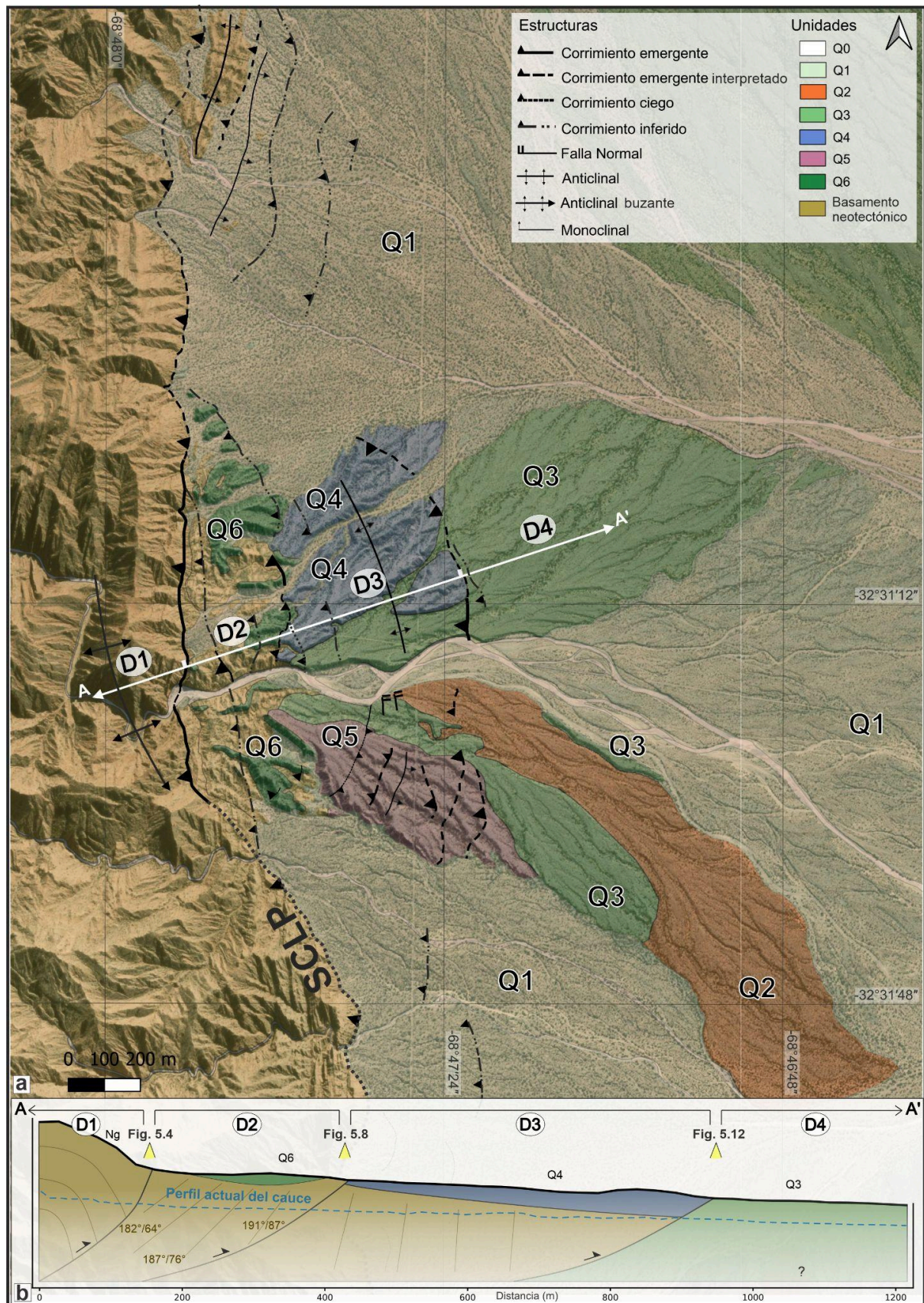


Figura 5.3: (a) Mapa neotectónico de la quebrada La Escondida que muestra la traza principal del Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP) y las unidades morfo-estratigráficas afectadas. Con líneas blancas se indica la extensión de cada dominio morfotectónico reconocido. (b) Perfil esquemático que representa la configuración de los

dominios morfotectónicos reconocidos en esta zona. La posición de las fallas en el subsuelo es inferida y el perfil no está a escala. Se incluyen únicamente los corrimientos que delimitan los dominios morfotectónicos, sin representar otras estructuras menores.

El primer dominio morfotectónico (D1) está delimitado al este por una falla inversa de alto ángulo ($146^{\circ}/69^{\circ}$) que expone rocas de la Formación Mariño sobre la Formación La Pilona (véase capítulo 4.1; Figs. 5.3, 5.4). Este corrimiento constituye la zona principal de deformación del SCLP, en tanto que se asocia directamente al quiebre topográfico de la sierra homónima (ubicación GPS P1 en Anexo D). Se trata de una estructura que plegó y falló depósitos neógenos (<3.5 Ma), activa al menos desde el Plioceno superior (Cortés y Costa, 1996; Richard et al., 2024). Su traza, hacia el norte, se caracteriza por una extensa zona de daño, donde se observa un sector intensamente cizallado que pone en contacto dos unidades neógenas distintas, correspondientes a las Formaciones Mariño y La Pilona (Fig. 5.3).

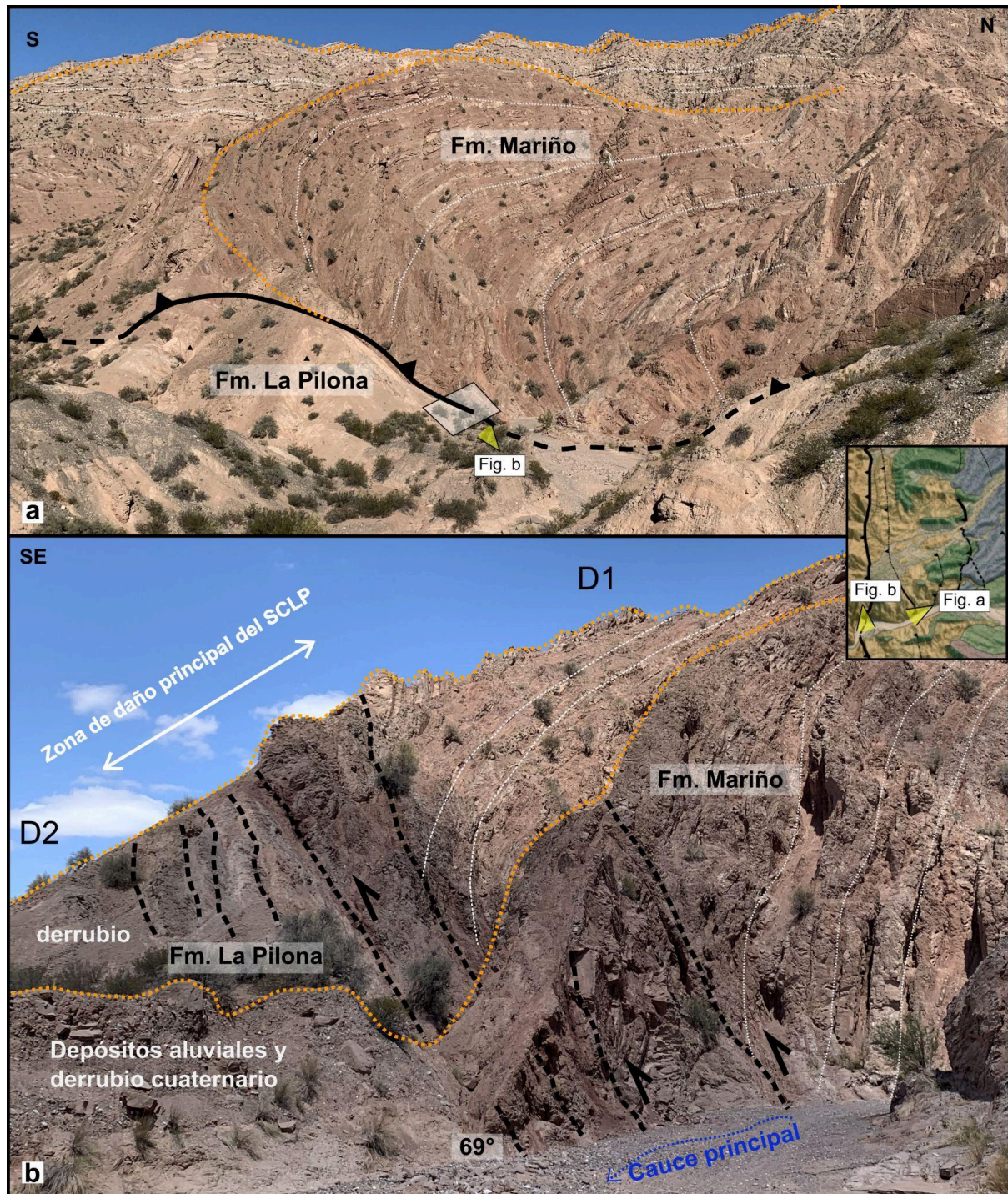


Figura 5.4: (a, b) Vista del SCLP mostrando la zona de daño asociada a fallas inversas, que yuxtapone unidades neógenas contrastantes y limita por el este al dominio morfotectónico D1. Se observa la buena preservación de la estratificación en la Formación Mariño, adyacente al inicio de la zona de daño.

En el piedemonte ubicado inmediatamente al sur de la quebrada La Escondida, la división entre dominios morfotectónicos no es clara y se oblitera la traza de falla del SCLP (Fig. 5.3). Las secuencias neógenas de la Formación La Pilona, que en este sector corresponden al dominio D1, exhiben una zona de cizalla con inclinaciones de los bancos aumentando progresivamente hacia el este hasta verticalizarse ($167^{\circ}/49^{\circ}$, $180^{\circ}/63^{\circ}$, $179^{\circ}/68^{\circ}$, $173^{\circ}/77^{\circ}$, $176^{\circ}/86^{\circ}$; Fig. 5.5a). Con inclinaciones opuestas a las reconocidas en el segundo dominio (D2) de la quebrada La Escondida, estas secuencias se interpretan como las capas más

externas del limbo frontal traspuesto del anticlinal Baños Colorados (Fig. 5.5). Esta configuración, sumada a la desaparición de las secuencias rojizas de la Formación Mariño (Fig. 4.1), que conforman el núcleo del anticlinal Baños Colorados, permitió interpretar que el SCLP continúa hacia el sur como una estructura no emergente cuyo trazo coincidiría con el quiebre topográfico del frente montañoso (Figs. 5.3, 5.5). Hacia el este, se reconocieron evidencias morfológicas indirectas que permiten inferir corrimientos con poca separación (entre 10 a 100 metros) que sugieren la propagación de la estructura hacia la cuenca oriental (Fig. 5.3). Entre los rasgos más importantes reconocidos, se encuentran: cambios localizados en la pendiente topográfica, abovedamientos en superficies aluviales, anomalías en la red de drenaje (como cambios abruptos en el hábito de los cauces, convergencias, desvíos, entre otros) y variaciones en los grados de incisión de las unidades morfoestratigráficas (Fig. 5.6a; ver modelos de elevación generados en Anexo E.1).



Figura 5.5: Trazo del Sistema de Corrimiento Las Peñas en la quebrada La Escondida y el espacio pedemontano ubicado al sur. (a) Se observa la inclinación progresiva hacia el este de las secuencias neógenas (Formación La

Pilona), que culmina en la verticalización de los bancos, y conforman el dominio morfotectónico D1. En línea sólida se indica el corrimiento aflorante y en línea punteada la traza del corrimiento ciego. (b) Detalle de las inclinaciones de las unidades neógenas aflorantes en el cauce principal de la quebrada La Escondida.

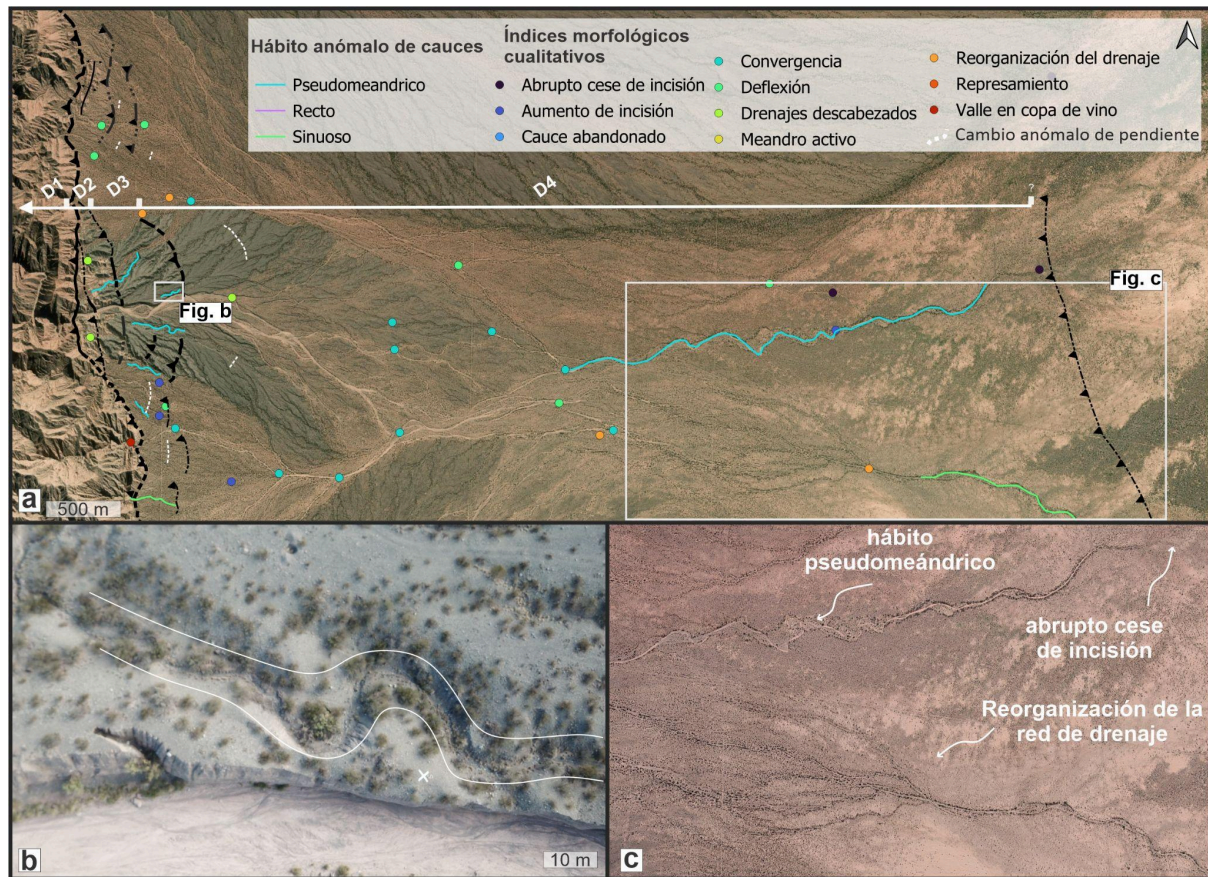


Figura 5.6: a) Análisis cualitativo de la red de drenaje de la quebrada La Escondida que muestra anomalías compatibles con la influencia de corrimientos en el piedemonte, junto con rasgos morfotectónicos como cambios anómalos de pendiente. Se identifican anomalías fluviales puntuales y variaciones en los patrones de drenaje, en coincidencia con la ubicación de corrimientos observados e inferidos (ver referencias de trazas en Fig. 5.3). b) Hábito pseudomeándrico de un cauce abandonado ubicado en el bloque colgante de un corrimiento que divide los dominios D3-D4. c) Anomalías de drenaje reconocidas en el cuarto dominio (D4).

El segundo dominio morfotectónico reconocido (D2) se caracteriza por remanentes de depósitos aluviales cuaternarios antiguos, que cubren una superficie de erosión desarrollada sobre secuencias neógenas, mostrando un relieve aplanado que inclina al este (Figs. 5.5b, 5.7a). En este dominio, se expone una ramificación del corrimiento principal bien preservado ($181^{\circ}/32^{\circ}$) que propaga paralelamente a los planos de estratificación existentes de la secuencia neógena (*"bedding-parallel faults"*), hasta alcanzar un depósito cuaternario (Fig. 5.7b, c). La continuidad de la falla se evidencia tanto en la coincidencia entre la estratificación neógena y la dirección de propagación, como en la orientación de los clastos y la presencia de bloques que señalan el *tip point* de la falla (Fig. 5.7b, c).

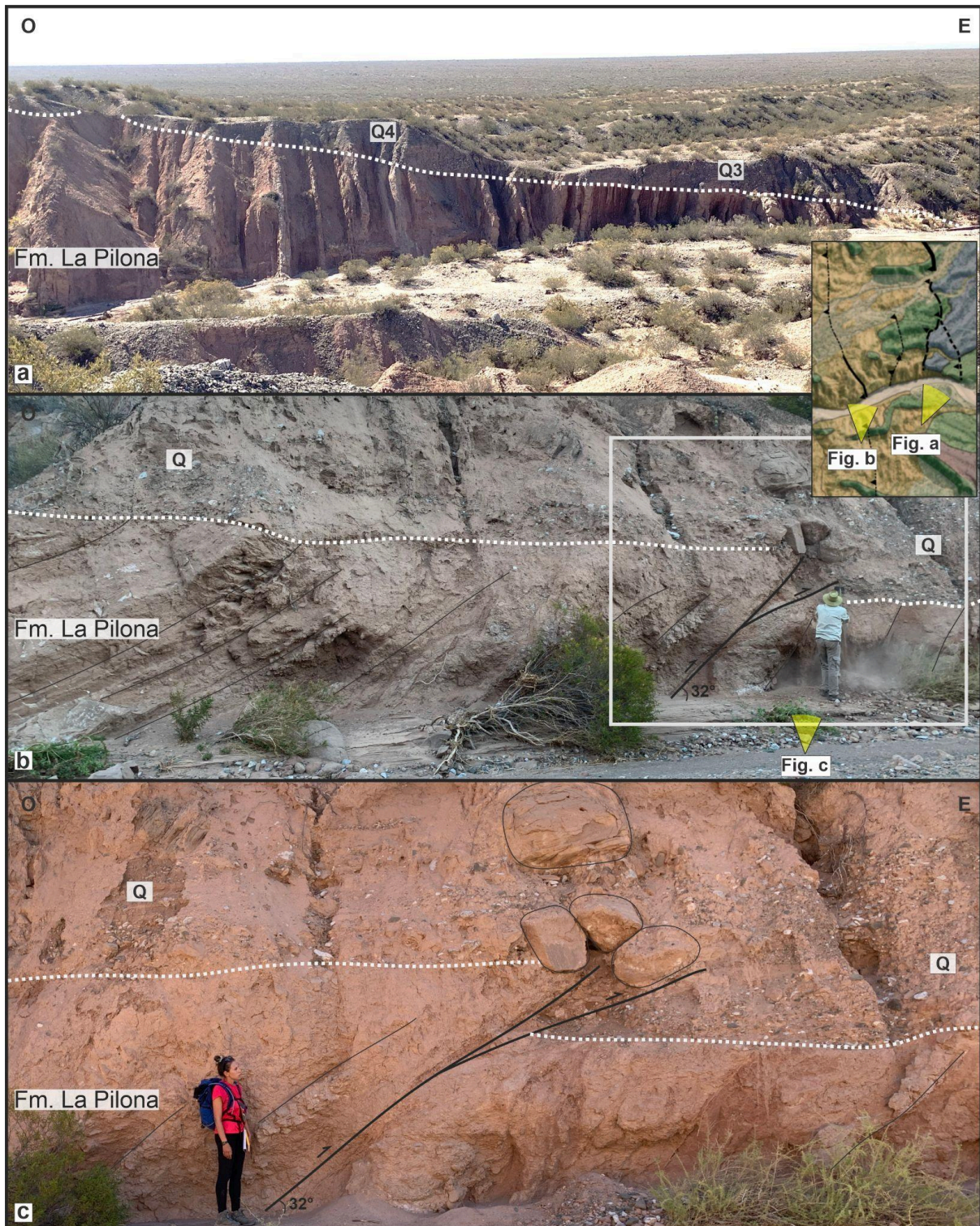


Figura 5.7: Segundo dominio morfotectónico (D2) en el piedemonte de la quebrada La Escondida. (a) Secuencia neógena compuesta por bancos que inclinan al oeste y se verticaliza hacia el este. La secuencia se presenta biselada por niveles aluviales cuaternarios (Q4 - Q3). (b, c) Ramificación secundaria del corrimiento principal del SCLP que se propaga a lo largo de un plano de estratificación neógena, afectando a los depósitos cuaternarios suprayacentes. Se destaca el *tip point* de una de estas ramas coincidente con acumulación de bloques.

Este dominio está delimitado al este por un corrimiento que sobrepone secuencias neógenas sobre una unidad cuaternaria no diferenciada (Fig. 5.8). Su traza se manifiesta en superficie mediante una escarpa

muy degradada, caracterizada por un cambio anómalo en la pendiente sin un claro quiebre topográfico, probablemente asociada a una escarpa de tipo labio colgante (*overhanging-wall collapse*) muy evolucionada (Fig. 5.8a, b; véase el siguiente subapartado). Este afloramiento (ubicación GPS P2 en Anexo D) no preserva la estratificación original de la secuencia neógena. Sin embargo, por el vínculo espacial que tiene con el cauce principal de la quebrada, podría presentar las mismas inclinaciones allí reconocidas, con inclinaciones que van de 49° a 86° al oeste (Figs. 5.3, 5.5b, 5.7a). La limitada exposición del afloramiento muestra corrimientos de bajo ángulo que están dispuestos en forma escalonada (actitud promedio de 138°/24°; Fig. 5.8b, c). Inmediatamente al este, se exhibe un corrimiento de bajo ángulo (131°/36°) que afecta a depósitos cuaternarios y presenta variaciones en la inclinación de los niveles estratigráficos cerca de la falla (Fig. 5.8c). Este afloramiento exhibe dos niveles cuaternarios indiferenciados, debajo de la unidad Q6 mapeada en superficie. Un primer nivel, Q_{i1} , caracterizado por variaciones en el espesor e inclinación de los niveles estratigráficos (actitudes entre 296°/10° y 350°/22°) y una segunda unidad cuaternaria indiferenciada (Q_{i2}), situada por debajo del anterior (Fig. 5.8c). Esta secuencia inferior, Q_{i2} , presenta un espesor de 60 centímetros, es matriz soportada y contiene clastos de mayor tamaño que los reconocidos en Q_{i1} . Esta secuencia presenta una actitud de 351°/27° y se dispone en contacto con los depósitos neógenos. Más al sur, siguiendo el mismo meridiano y en el cauce principal, se ha identificado un posible contacto tectónico. Este se reconoce por la desaparición abrupta de una superficie cuaternaria y por la presencia de anomalías en su pendiente, lo cual permite definir la continuación de la traza de falla que limita los dominios D2-D3 (Figs. 5.3).

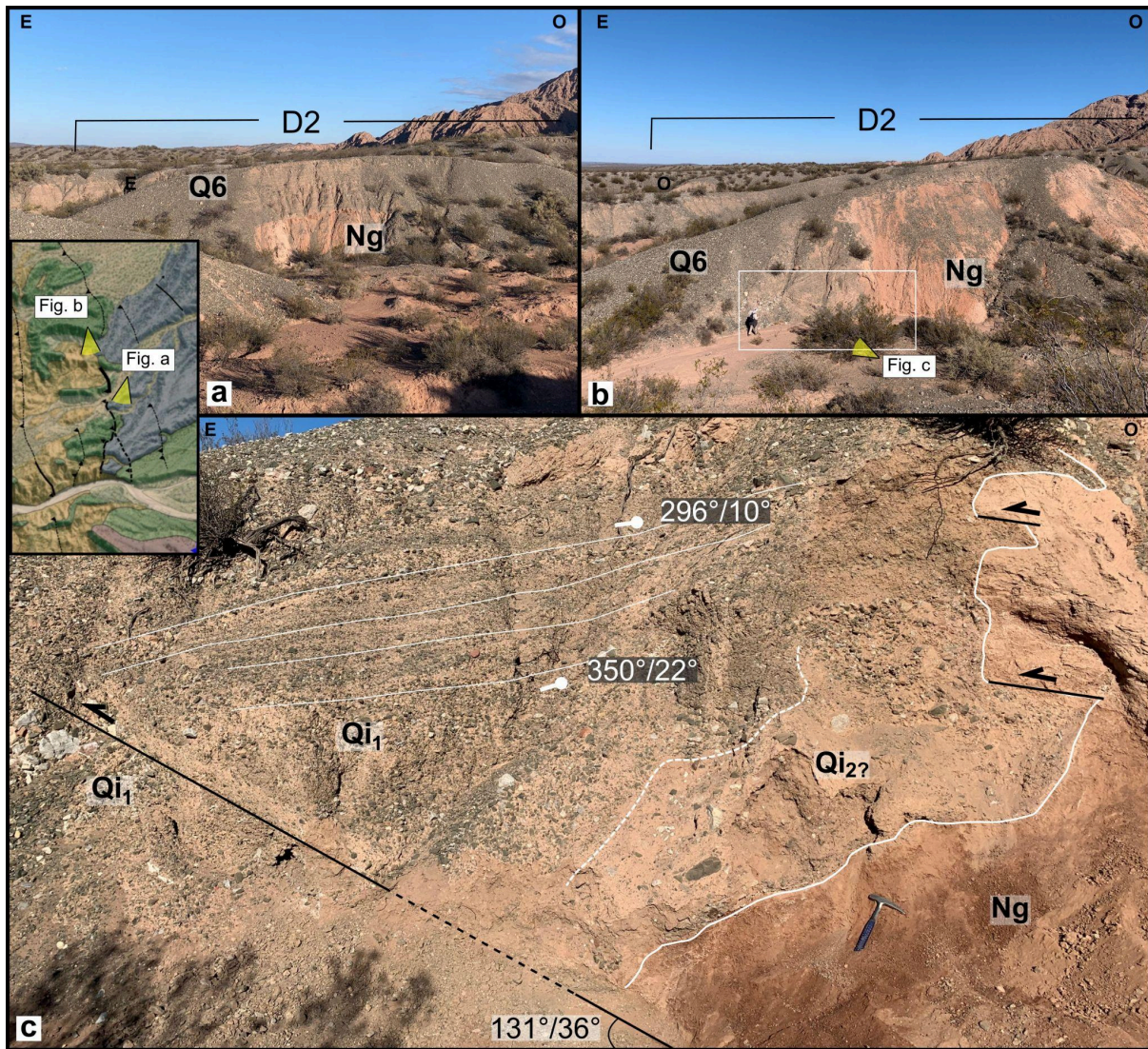


Figura 5.8: Límite entre los dominios morfotectónicos D2 y D3, caracterizado por secuencias neógenas sobre depósitos cuaternarios a partir de un contacto tectónico. (a) Discordancia erosiva entre las secuencias neógenas (“Ng”, posiblemente correspondiente a la Fm. La Pilona) y los depósitos cuaternarios (Q6), con inclinación hacia el este. (b) Exposición del corrimiento. (c) Detalle del afloramiento: la secuencia neógena muestra fallamiento escalonado sobre niveles cuaternarios (Q_{i2}), sin preservación de su estratificación original. Hacia el este, se observa un corrimiento de bajo ángulo por debajo de depósitos cuaternarios con variaciones en la inclinación y espesor de los estratos (Q_{i1}). Por encima, niveles estratigráficos correspondientes a la unidad morfoestratigráfica Q6 mapeada en planta (Fig. 5.3). El contacto entre Q6 y Q_{i1} no es visible en afloramiento debido al derrubio del depósito Q6, que cubre y oculta dicho límite.

Hacia el norte, entre las quebradas La Escondida y Las Peñas, también afloran secuencias neógenas en el piedemonte que, en este caso, constituyen el cierre de un anticlinal que se hunde al sur, con relictos de depósitos cuaternarios ubicados por encima (Fig. 5.9a, b; ubicación GPS P3 en Anexo D). El contacto entre rocas del basamento deformadas (Fig. 5.9a, b) sobre depósitos cuaternarios (Q_1) podría interpretarse como un corrimiento aflorante que pone en contacto a rocas del basamento (Fig. 5.9b) sobre depósitos cuaternarios (Q_1). Hacia el este, se infiere un corrimiento secundario que afecta a niveles cuaternarios. La presencia de esta estructura puede sospecharse mediante evidencias no diagnósticas

como cambios localizados y abovedamientos en la pendiente topográfica, sumado a variaciones en la incisión del cauce a un lado y otro de la posible ubicación de la estructura (Figs. 5.6a, 5.9).

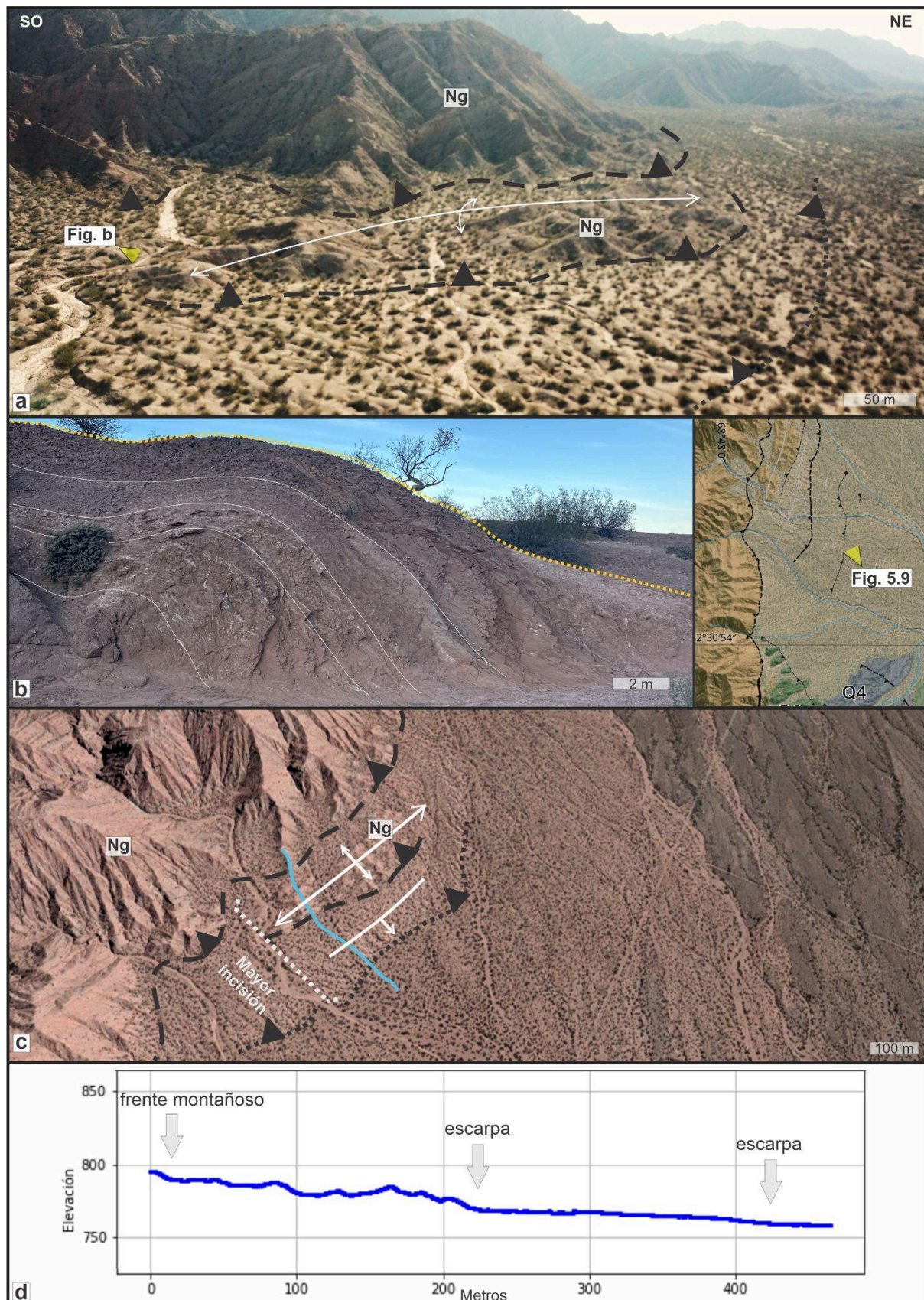


Figura 5.9: Sector pedemontano ubicado entre las quebradas La Escondida y Las Peñas. En línea con guiones se indican los trazos de corrimientos interpretados como emergentes y en línea punteada negra los corrimientos inferidos. (a) Imagen aérea obtenida con VANT con vista hacia el NO. Se observan afloramientos de unidades neógenas ("Ng") correspondientes a la Fm. Mariño deformadas, conformando un anticlinal de rumbo aproximado N-S y cuyo eje inclina al sur, rodeado por depósitos aluviales cuaternarios más recientes. (b) Afloramiento de estratos neógenos plegados en el sector del cierre del anticlinal. (c) Imagen satelital (Google Earth) que muestra la traza del anticlinal y los corrimientos inferidos asociados; en celeste se indica la traza del perfil topográfico realizado mediante dGPS. (d) Perfil topográfico que registra el frente montañoso, la morfología del anticlinal y el abovedamiento de la superficie aluvial hacia el este que, junto con una anomalía localizada en la pendiente de la superficie, sugeriría la presencia de una escarpa de falla. Ver en (c) la ubicación del perfil.

El tercer dominio (D3) corresponde a un antiguo sector yacente del SCLP, actualmente incorporado en el bloque superior como resultado de la propagación hacia el este de la deformación (Figs. 5.3, 5.10). Dentro de este dominio, se reconocen estructuras de fallamiento secundario en unidades subyacentes a las mapeadas que acompañan el plegamiento reconocido en superficie (Fig. 5.11). Entre estas estructuras se reconocieron fallas normales antitéticas afectando a los niveles Q5, Q3, y a las secuencias neógenas subyacentes, así como fallas inversas antitéticas que acomodan deformación interna en los bancos poco consolidados de las unidades Q5, Q3 y Q2 y sus bancos subyacentes (Fig. 5.11).

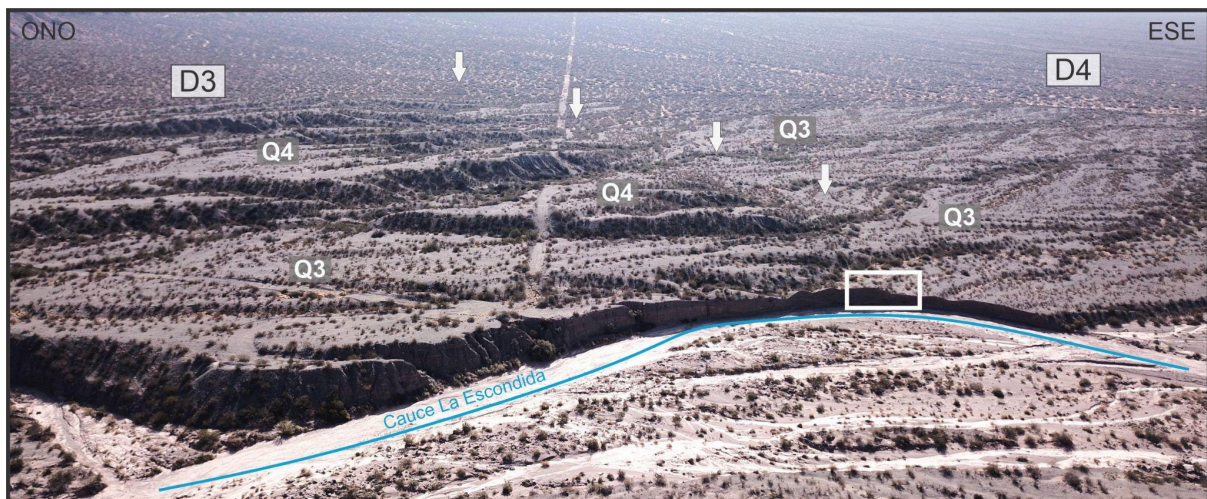


Figura: 5.10: Límite entre los dominios morfotectónicos D3 y D4. Imagen tomada con VANT hacia el NE. Con flechas blancas se indica una escarpa de falla de tipo labio colgante, asociada a un corrimiento que alcanza la superficie y afecta a los niveles aluviales Q3 y Q4. El recuadro blanco indica la exposición natural del corrimiento que limita los dominios D3 y D4, detallada en el subapartado 5.1.3.

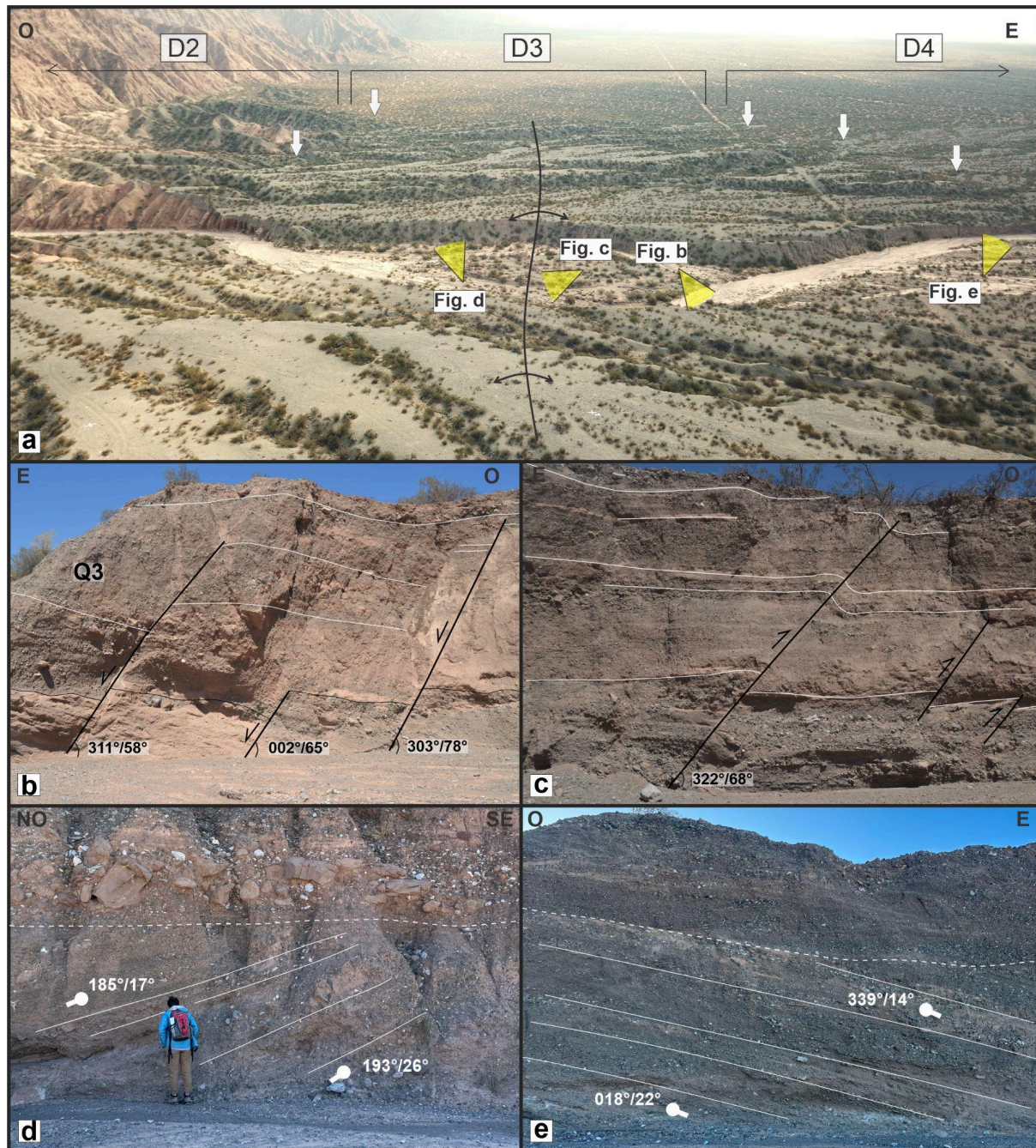


Figura 5.11: Fallamiento secundario asociado al plegamiento de unidades cuaternarias. (a) Vista oblicua tomada con VANT que muestra los tres dominios reconocidos en el piedemonte (D2, D3, D4) y la ubicación del pliegue que afecta a unidades cuaternarias. Con flechas blancas se indica la ubicación de las escarpas asociadas a corrimientos. (b) Detalle de fallas normales que afectan a la unidad Q3 y a la secuencia neógena subyacente. (c) Fallas inversas antitéticas que deforman a la unidad Q3. (d, e) Niveles estratigráficos cuaternarios subyacentes a las superficies mapeadas que inclinan al oeste y este, respectivamente, conformando los limbos dorsal y frontal del pliegue anticlinal que también es reconocido en las superficies suprayacentes.

Al este, otro corrimiento aflora en el cauce principal, constituyendo el límite oriental del dominio D3, interpretado como el frente emergente activo del SCLP (Figs. 5.3, 5.10, 5.12; véase subsección 5.1.3; ubicación GPS P4 en Anexo D). La traza de la falla marca el límite oriental de los depósitos neógenos apenas expuestos y cubiertos por unidades cuaternarias. Este corrimiento podría corresponder al

corrimiento más oriental ya incorporado en el bloque colgante del SCLP, reconocido por un sustrato neógeno biselado por erosión y cubierto por sedimentos de niveles aluviales. En superficie, se reconoce un cauce abandonado de hábito pseudomeándrico justo antes de alcanzar la posición del corrimiento, sugiriendo que cuando ese cauce estaba activo ya presentaba anomalías en su perfil longitudinal (Fig. 5.6a,b). Esta estructura puede observarse afectando a la unidad Q4 antes de desaparecer hacia el norte (Fig. 5.3). En la margen sur de la quebrada, la traza del corrimiento es apenas distinguible a través de escarpas sutiles reconocidas en el modelo de elevación digital de alta resolución (Fig. 5.13). En este sector, la traza principal se bifurca en al menos tres ramificaciones paralelas entre sí, interpretadas como escarpas asociadas a corrimientos que podrían haber alcanzado la superficie (Fig. 5.13). Esta interpretación se sustenta, en dos evidencias clave: la presencia de anomalías en el drenaje y el afloramiento de la misma estructura inmediatamente al norte, donde afecta a superficies aluviales tanto jóvenes como antiguas (Q3 y Q4 en Fig. 5.12; Figs. 5.3, 5.6a, 5.13).

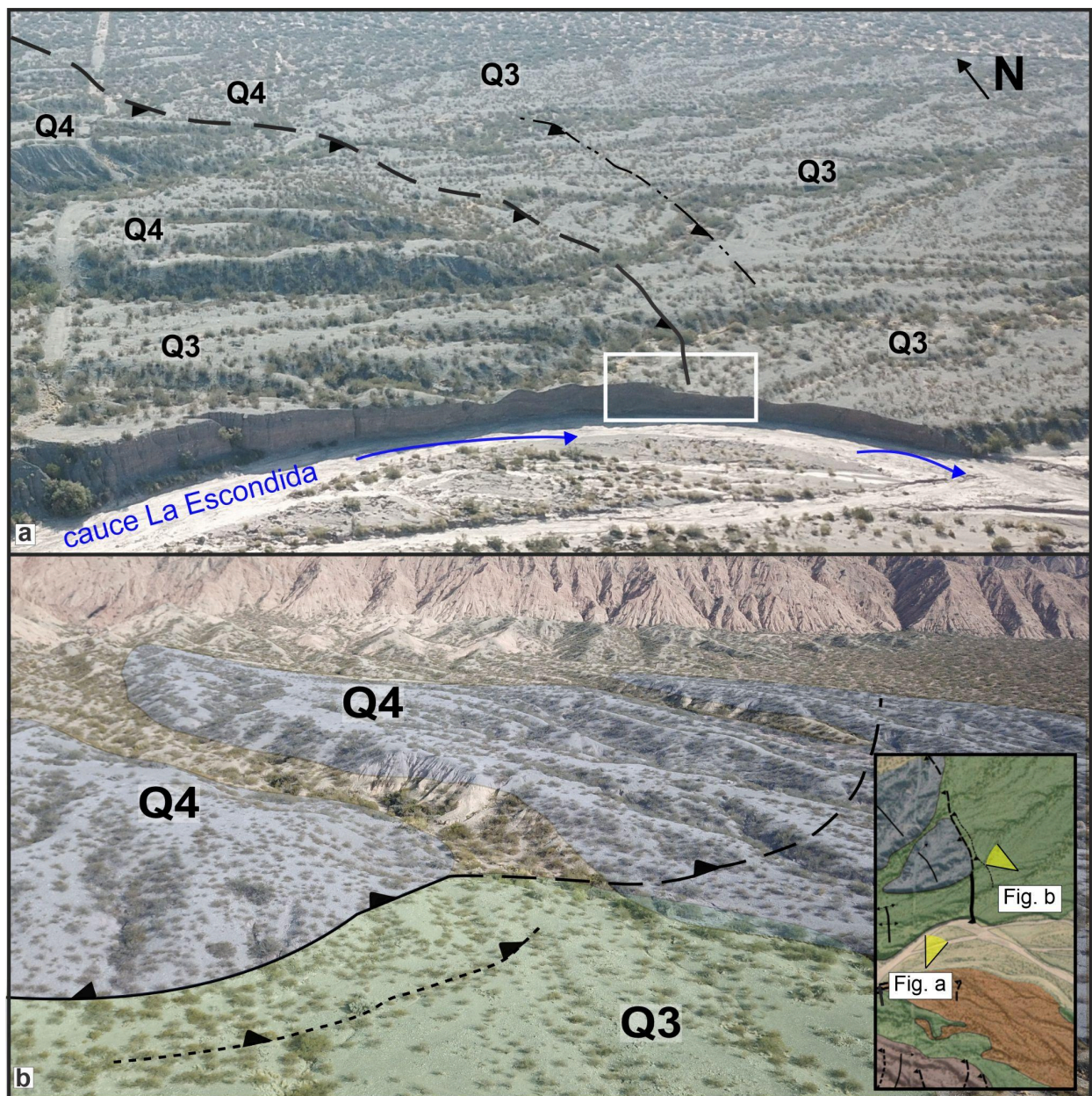


Figura 5.12: Fotografías tomadas con VANT indicando el límite entre dominios D3-D4. Las trazas de los corrimientos se representan con línea sólida para los emergentes observados; línea de guiones para los corrimientos emergentes interpretados; y línea punteada para los inferidos. (a) Vista al NE de la traza del corrimiento en planta afectando a los niveles Q3 y Q4 ubicados en la margen norte de la quebrada La Escondida. En recuadro blanco se indica el lugar donde se expone naturalmente el corrimiento que limita los dominios D3-D4. (b) Problemática semejante a la fotografía anterior, pero con vista al NO. Se señalan además las unidades morfo-estratigráficas reconocidas.

El basamento neógeno no aflora a lo largo de la sección del río La Escondida en el ámbito del dominio morfotectónico D4. En este sector del piedemonte, se infiere la presencia de corrimientos ciegos más jóvenes, propagantes hacia el este reconocidos a partir de anomalías en el drenaje (Fig. 6.a,c), tal como lo sugieren Costa et al. (2019) y Richard et al. (2024).

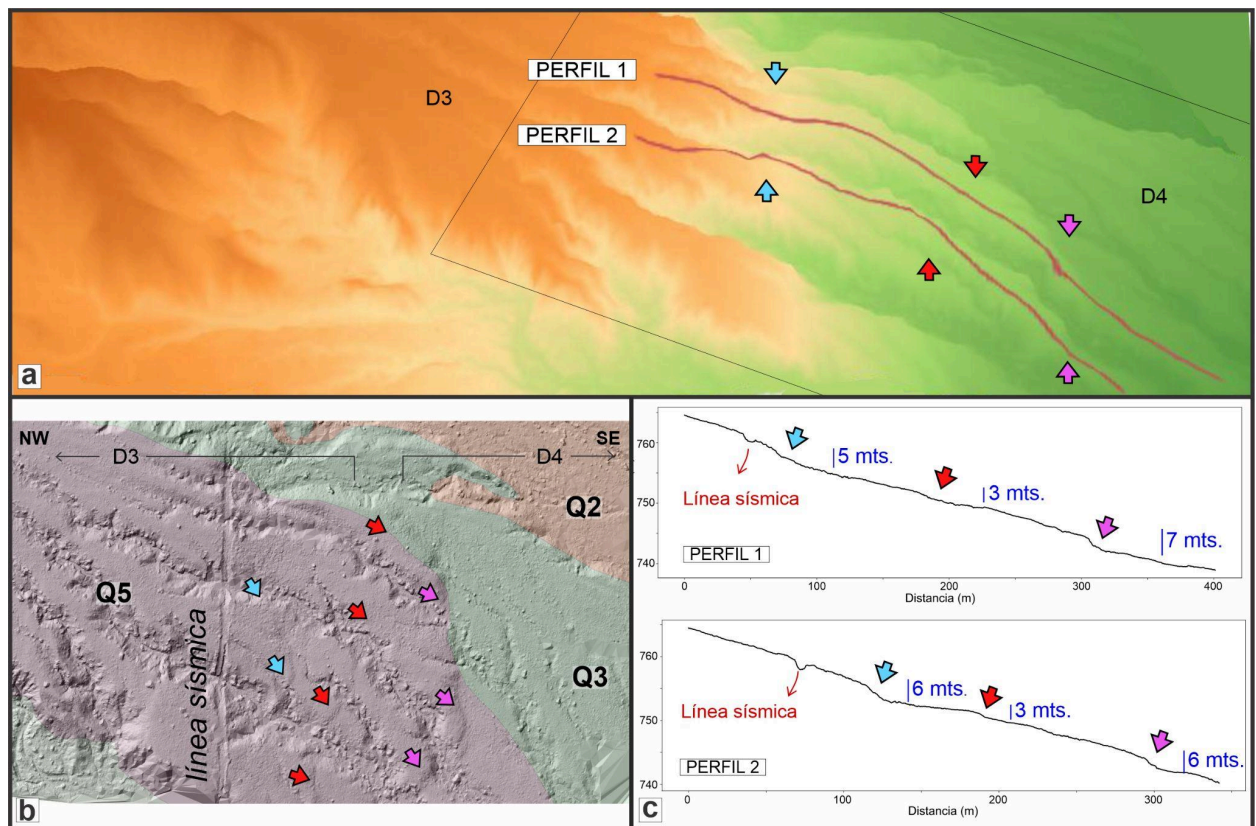


Figura 5.13: Límite de dominios D3-D4 en la margen sur de la quebrada La Escondida. (a) Vista 3D del DEM de alta resolución. El recuadro indica el área mostrada en la figura b. Las flechas señalan los cambios en la pendiente topográfica reconocidos en los perfiles de detalle realizados sobre las superficies aluviales. Cada color corresponde a una misma ramificación del corrimiento principal. (b) DEM de alta resolución indicando con flechas las escarpas asociadas a corrimientos -mismas que en (a)- y los niveles morfo-estratigráficos involucrados. (c) perfiles topográficos de detalle con exageración vertical x4 señalan la amplitud de las escarpas que muestran las ramificaciones del SCLP en el piedemonte ubicado en la margen sur.

En los dominios D2 y D3 se reconocieron unidades subyacentes a las identificadas en planta (cuaternario indiferenciado o "Qi"), las cuales corresponden a paquetes sedimentarios más antiguos, separados entre sí por discordancias angulares de carácter erosivo. Estas unidades afloran en varios lugares de la margen norte de la quebrada La Escondida y se ubican tanto en el piedemonte distal, como en sectores cercanos al

frente montañoso (Fig. 5.14). Las unidades subyacentes a Q3, Q4 y Q6 exhiben niveles estratigráficos con variaciones en su espesor e inclinaciones que no se corresponden con los niveles superiores y sugieren que ambos depósitos registran historias de deformación diferenciadas (Fig. 5.14). Esto da cuenta de que el modo en que se relacionan la agradación con la actividad del SCLP queda registrado en una variabilidad de los depósitos Qi y aquellos reconocidos en planta, en distintos sectores de la quebrada. Esto refleja diferencias en la expresión superficial de la deformación a lo largo del frente montañoso.

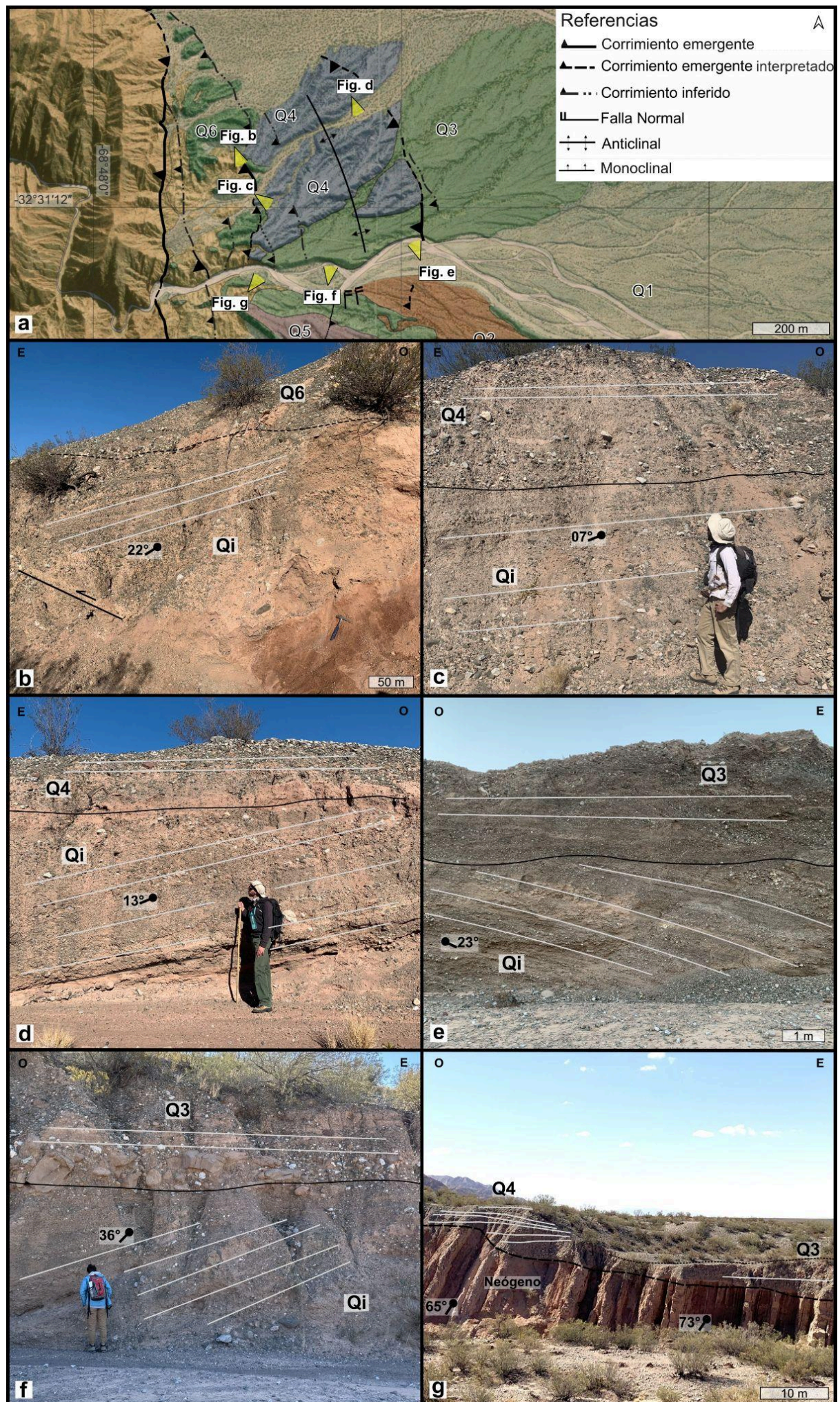


Figura 5.14: (a) Ubicación en planta de las unidades mapeadas y las estructuras reconocidas de los dominios 2 y 3. (b - g) Fotos de afloramientos de las unidades cuaternarias indiferenciadas ("Qi") deformadas, subyacentes a las unidades morfotectónicas reconocidas en superficie.

5.1.2 Expresión geomorfológica del SCLP

El trazo principal del Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP) presenta una expresión geomorfológica heterogénea, con sectores donde los rasgos tectónicos son claramente diagnósticos y otros donde quedan enmascarados por la cubierta aluvial cuaternaria (Costa et al., 2015a; Vazquez et al., 2017; Alvarellos et al., 2025). En distintos tramos se reconocen corrimientos principales que ponen en contacto rocas de basamento con depósitos de abanicos aluviales cuaternarios (Cortés y Costa, 1996; Costa et al., 2000a, 2005, 2019). Estos corrimientos de carácter emergente se identifican principalmente en quebradas que cortan la estructura en ángulo casi recto, generando buenas exposiciones (Costa et al., 2015a). Sin embargo, la continuidad de estos trazos hacia el sur se pierde progresivamente bajo la cubierta pedemontana, hasta desaparecer completamente.

En superficie, los rasgos morfológicos dominantes incluyen escarpas de falla y pliegues de propagación de falla que deforman depósitos aluviales aterrizados. En algunos casos, el contacto entre labio bajo y alto es neto, sin deformación interna significativa en el bloque hundido, mientras que en otros se observa plegamiento de arrastre y deformaciones métricas a submétricas (Costa et al., 2015a). Estas diferencias reflejan que el SCLP no es una estructura homogénea, sino una zona de deformación con variaciones geométricas y morfotectónicas a lo largo de su traza.

La actividad del SCLP propaga hacia el piedemonte mediante ramificaciones siendo en planta divergentes y convergentes. Las trazas curvas presentan manifestaciones en el paisaje de hasta 300 m de longitud (Fig. 5.3). Estas estructuras presentan separaciones que varían entre 12 y 480 m, con mayor densidad de ramificaciones en la quebrada La Escondida y principalmente donde afloran las unidades neógenas (dentro de los dominios D1, D2 y D3), en contraste con el sector oriental (dominio D4).

Las estructuras se reconocen principalmente en los depósitos cuaternarios adyacentes al cauce principal, donde la mayor incisión fluvial ha generado exposiciones naturales que permiten observar con mayor claridad la deformación. En las quebradas con menor incisión, la expresión superficial de las estructuras disminuye progresivamente, y en el espacio pedemontano ubicado entre quebradas (Las Peñas-La Escondida y La Escondida-Baños Colorados) la señal morfotectónica se atenúa, con muchas de las ramificaciones convergiendo en una sola estructura (Fig. 5.3).

Para una correcta caracterización de las expresiones geomórficas y para el cálculo de tasas de acortamiento (ver apartado 5.1.3), se realizaron perfiles topográficos de detalle a partir de modelos digitales de elevación de alta resolución y dGPS (Figs. 5.15, 5.16; para detalle de la confección de los mismo véase capítulo 2; modelos de elevación generados en Anexo E.1).

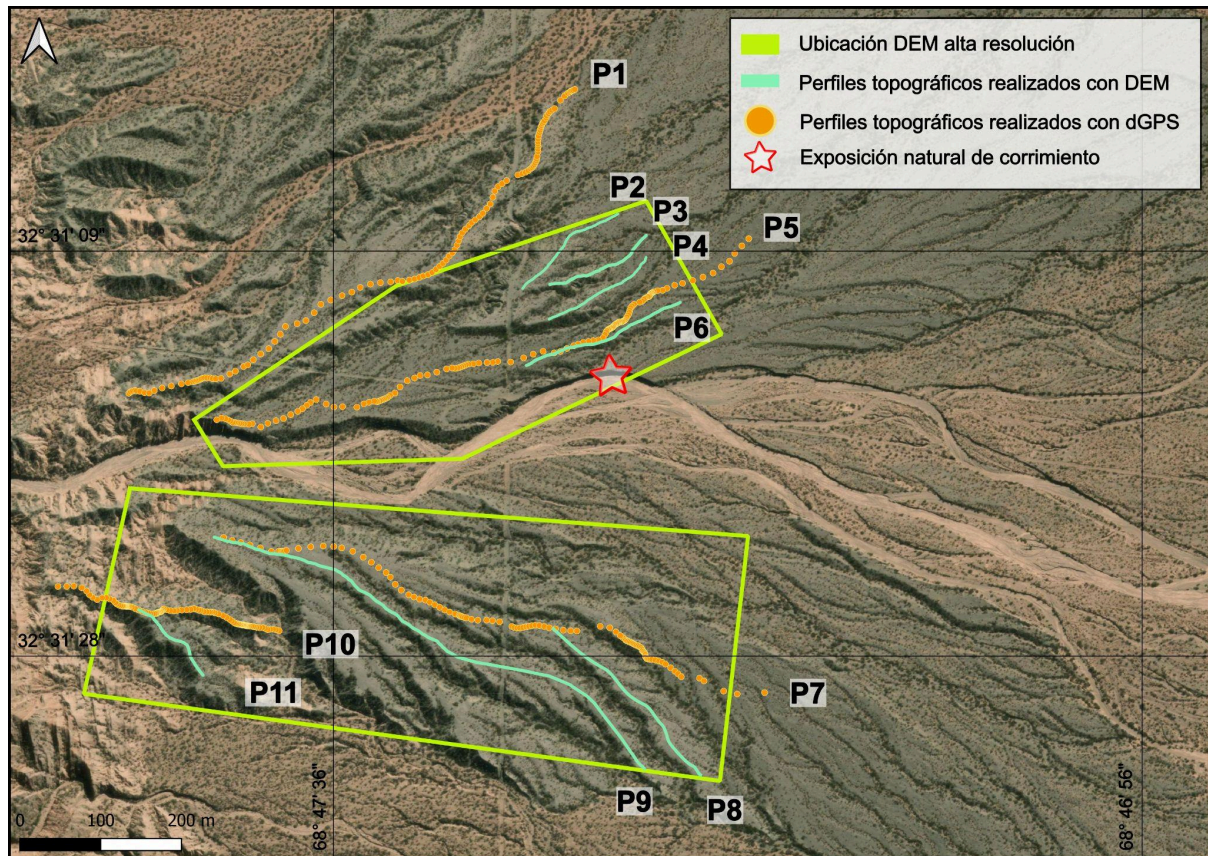


Figura 5.15: Ubicación de los relevamientos de alta resolución realizados. Las áreas relevadas con VANT para la generación de modelos de elevación digital (DEM) de alta resolución se indican con polígonos verdes. Los puntos naranjas y las líneas celestes corresponden a perfiles topográficos obtenidos mediante dGPS y DEM, respectivamente (P1 - P11). Con estrella roja se indica la ubicación del corrimiento que limita los dominios D3-D4 y es naturalmente expuesto por la erosión del cauce.

Las expresiones morfológicas en el piedemonte asociadas a las ramificaciones del SCLP corresponden principalmente a escarpas de falla y escarpas de limbo de pliegue (Fig. 5.16). La amplitud máxima de estas escarpas, varía entre 10 y 33 m de altura en ambas márgenes de la quebrada La Escondida (Fig. 5.16). Los corrimientos reconocidos están asociados a plegamientos monoclinales con separaciones que oscilan entre 160 y 850 m (Figs. 5.3, 5.16), acompañados por estructuras secundarias como fallas antitéticas inversas y normales (Fig. 5.11).

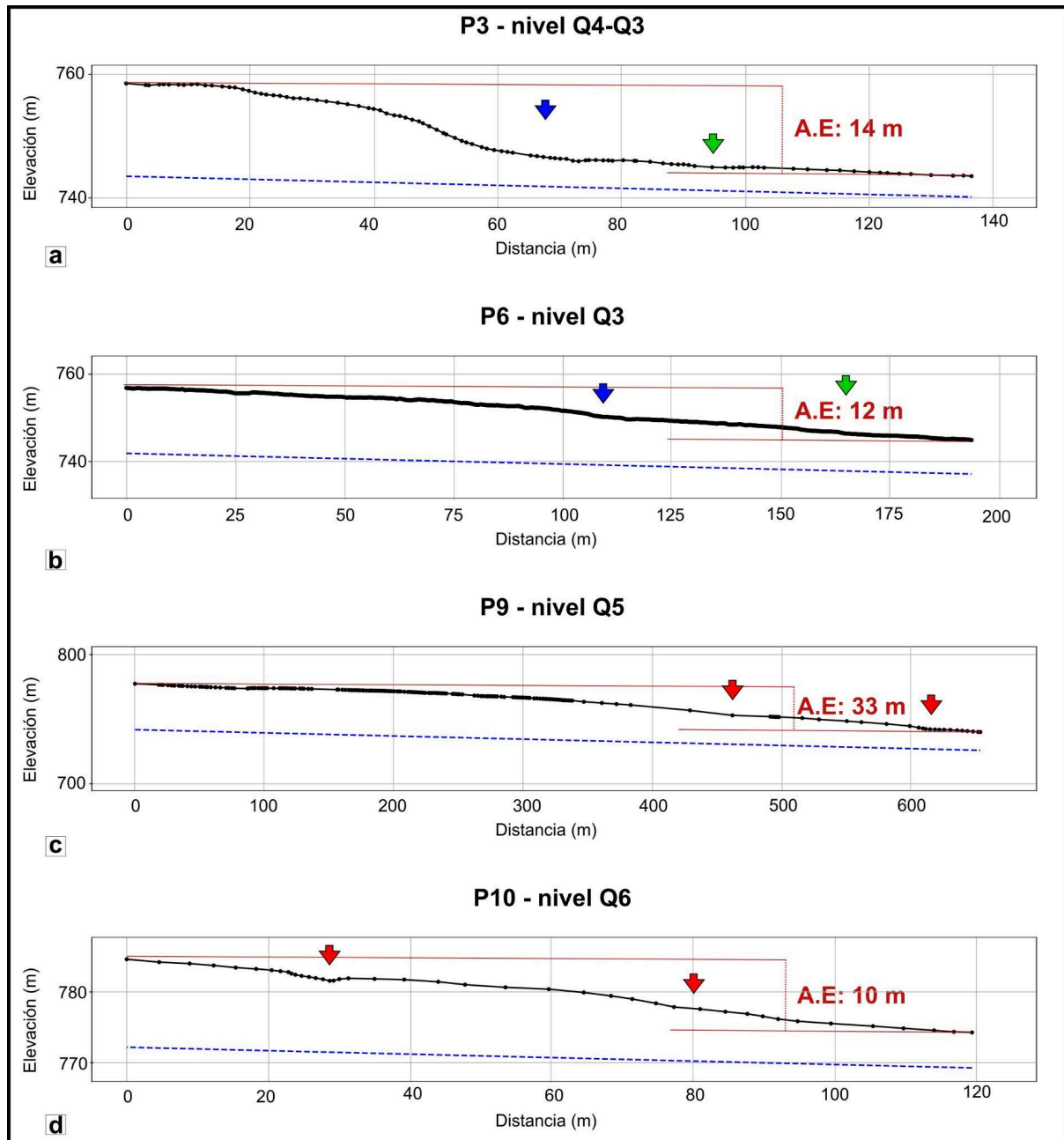


Figura 5.16: Perfiles topográficos de detalle (exageración 3:1) proyectados a una línea perpendicular al plano de falla, de los niveles cuaternarios Q4-Q3, Q3, Q5 y Q6t. Con línea negra se indica la topografía actual y con línea punteada azul el perfil original del cauce, que se infiere a partir del perfil del cauce actual. Con flechas azules se indican las ubicaciones de los corrimientos emergentes, en rojo los corrimientos emergentes interpretados, y en verde la ubicación de corrimientos inferidos a partir de variaciones en la pendiente topográfica (a, b y c). En rojo se indica la amplitud de la escarpa (A.E) considerando un campo lejano (ver metodología). Se muestran aquí los perfiles más representativos de todos los presentados en la Fig. 5.15.

Los corrimientos que alcanzaron la superficie generaron una escarpa de tipo labio colgante, mientras que los corrimientos de carácter ciego corresponden principalmente a escarpas de tipo limbo de pliegue, ambas asociadas a plegamientos con sentido opuesto al plano de falla observado o interpretado (ver más información en capítulo 2.2).

Se presentan en la Fig. 5.16 los perfiles topográficos más representativos de los relevados e indicados en la Fig. 5.15, con el fin de documentar la expresión morfológica de las estructuras.

Perfil 3 (Q4-Q3): Esta sección muestra una escarpa de falla interpretada, vinculada a un corrimiento emergente por la proyección hacia el norte del corrimiento expuesto en el cauce principal que limita a los dominios D3-D4 (Figs. 5.3, 5.12, 5.16a). Al este, hacia los 95 m del perfil, se reconoce otro resalto topográfico, correspondiente a una escarpa de falla inferida que afecta a la unidad Q3 (Fig. 5.16a).

Perfil 6 (Q3): El perfil topográfico revela a los 115 m la escarpa de falla asociada al corrimiento que aflora en el cauce principal de la quebrada La Escondida (Figs. 5.3, 5.12, 5.16b). A los 170 m del perfil, se reconoce a la segunda escarpa que afecta al mismo nivel (Q3), también observable a los 95 m del perfil anterior (Fig. 5.16a, b).

Perfil 9 (Q5): Este perfil revela dos escarpas asociadas a corrimientos interpretados como emergentes (Figs. 5.3, 5.16c). Ubicadas entre los 400 y 650 m del perfil se reconocen escarpas interpretadas como la expresión morfológica sur del corrimiento expuesto en la exposición natural del corrimiento en la margen norte (Figs. 5.12, 5.13, 5.16c).

Perfil 10 (Q6): Esta sección muestra al menos dos escarpas de falla a los 30 y 80 m del perfil (Figs. 5.3, 5.16d). Se interpretan como como corrimientos cuyo *tip point* se ubicaría cerca o sobre la superficie debido a una zona intensamente cizallada que correspondería a la proyección sur del corrimiento emergente observado entre los dominios D2 y D3 al norte (Fig. 5.8).

5.1.3 Descripción de la deformación cuaternaria expuesta

En la margen norte de la quebrada La Escondida, la erosión fluvial expone un corrimiento propagante, cuyo afloramiento -de 50 m de longitud-, exhibe secuencias aluviales cuaternarias de Q3 y un depósito cuaternario indiferenciado subyacente (Qi), posiblemente correlacionable con el nivel Q4 (Fig. 5.17). Este sector corresponde al límite entre los dominios morfotectónicos D3 y D4 (Figs. 5.10, 5.12) y, en la zona estudiada, constituye el registro más claro conocido en la actualidad sobre la deformación en el piedemonte. Si bien esta exposición fue previamente interpretada por Schmidt et al. (2011b), en este apartado se presenta un análisis más detallado que permite recuperar información no conocida hasta el momento. En particular, se describen con mayor resolución las secuencias que conforman el afloramiento, se proponen correlaciones más robustas entre niveles estratigráficos a ambos lados del corrimiento mediante criterios adicionales, y se identifican estructuras cuaternarias no documentadas previamente. Asimismo, se caracteriza con mayor precisión los niveles estratigráficos guía y el patrón de deformación registrado en ellos. Para analizar esta exposición de manera precisa, se generó un ortomosaico fotográfico de alta resolución (ver metodología en capítulo 2.2; Fig. 5.18). Se debe considerar que, dado el tiempo transcurrido entre ambos relevamientos (~10 años), procesos erosivos pudieron modificar la exposición actual y derivar en diferencias sutiles respecto de la observada por Schmidt et al. (2011b).

La zona de deformación presenta dos ramificaciones principales, semiparalelas, responsables del fallamiento y plegamiento de los niveles estratigráficos, con mayor desplazamiento en los niveles

inferiores (Figs. 5.18-5.20). En superficie, estas estructuras generan una escarpa de 1.3 m de altura, que afecta a la superficie aluvial Q3 (Figs. 5.18 a 5.20).

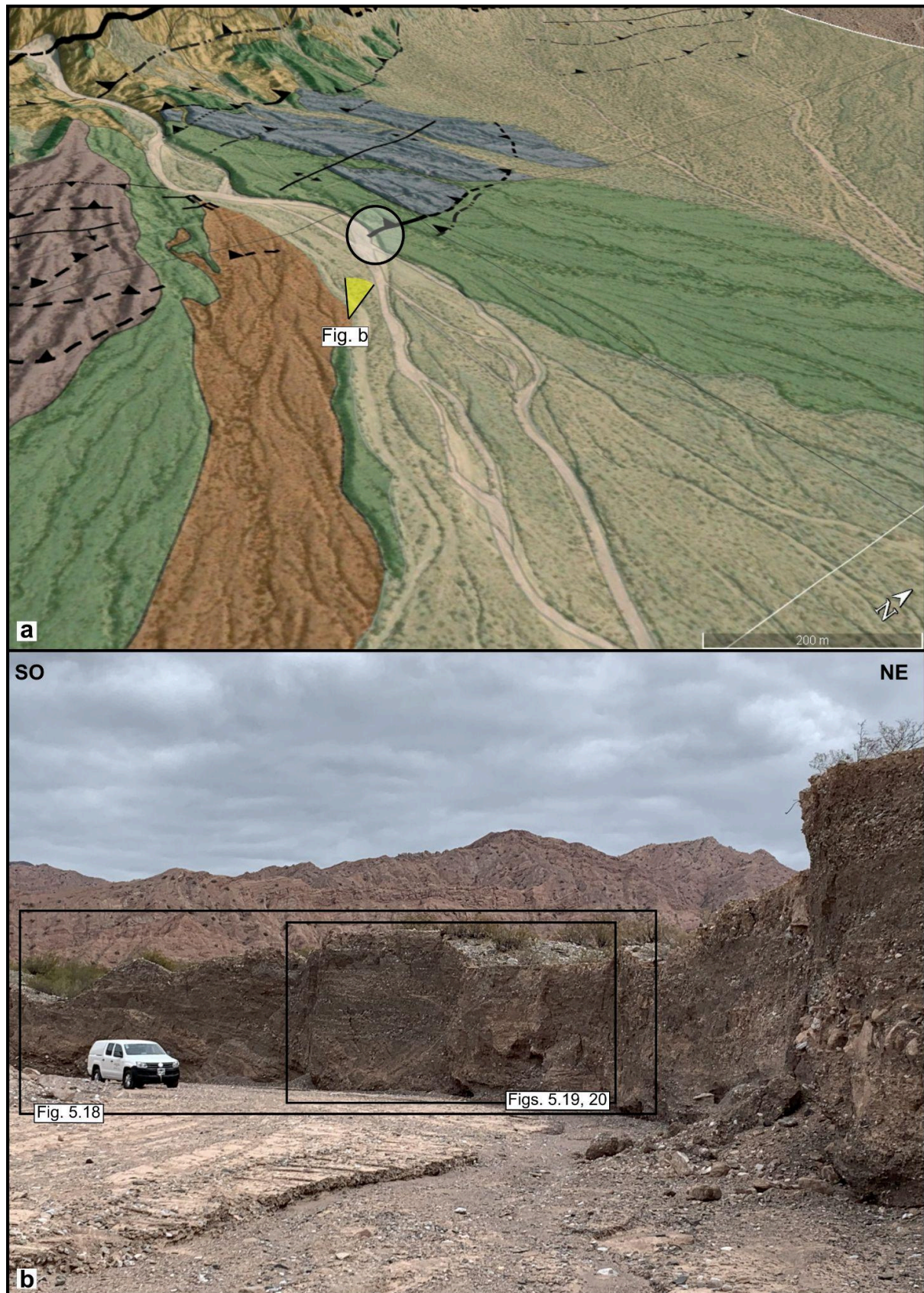


Figura 5.17: Ubicación y exposición del corrimiento que es exhibido gracias a la erosión natural del cauce. (a) Esquema morfotectónico 3D de la quebrada La Escondida. Se señala la ubicación del afloramiento analizado. (b) Vista hacia el ONO del cauce donde se expone el corrimiento. Ver ubicación en (a).

En el sector occidental del afloramiento se observa una secuencia inferior (S1), que expone niveles estratigráficos plegados que se diferencian de una secuencia superior (S2) por una superficie de erosión que inclina hacia el este (Fig. 5.18). La secuencia S2 presenta niveles con menor deformación. En el sector oriental de la exposición natural del corrimiento, se exhibe una amplia zona de fallamiento (~13 m de ancho) compuesta por al menos siete estructuras de cizalla con disposición principalmente paralela que separan el bloque colgante del bloque yacente. En el labio bajo se expone únicamente la secuencia superior (S2), mientras que la superficie de erosión y la secuencia inferior deformada (S1), de haberse desarrollado en el labio bajo, se encontrarían actualmente por debajo del lecho del cauce actual (Figs. 5.18, 5.19).

La secuencia superior (S2) se asocia a la generación del nivel aluvial Q3, mientras que la secuencia inferior (S1) corresponde a depósitos indiferenciados (Qi), con posible correlación temporal con el nivel Q4. La superficie erosiva entre ambas corresponde a un banco delgado de granulometría fina, probablemente limo o arcilla, que separa las secuencias tectono-sedimentarias diferentes (Figs. 5.18, 5.19).

La secuencia S1 muestra geometrías interpretadas como estratos de crecimiento por la variación de inclinación y espesor de los bancos, con una base de gravas gruesas que gradan a areniscas finas, conformando secuencias grano-decrecientes de tonalidades marrón-grisáceas. Esta secuencia se encuentra deformada, con inclinaciones que varían desde $355^{\circ}/07^{\circ}$ en el extremo occidental hasta $003^{\circ}/39^{\circ}$, formando el limbo frontal de un pliegue anticlinal asociado al corrimiento (Figs. 5.14e, 5.19d). Se interpreta que la estructura generadora de esta deformación se sitúa por debajo del cauce actual, y que a partir de ella se desarrollaron las ramificaciones que alcanzaron la superficie.

Inmediatamente al este de esta zona, por debajo de la discordancia angular y erosiva que separa S1 de S2, se advierte una posible tercera secuencia (indicada con el número "10" en la Fig. 5.19c, d). Ésta se caracteriza por una granulometría más fina, matriz sostén e inclinaciones mayores, además de estar intensamente afectada por fallamiento (fallas F1 a F6 en Figs. 5.18, 5.19). Sin embargo, dada la limitada extensión del afloramiento y la ausencia de dataciones absolutas, se opta por considerar esta unidad como parte del techo de la secuencia S1 (Figs. 5.18, 5.19).

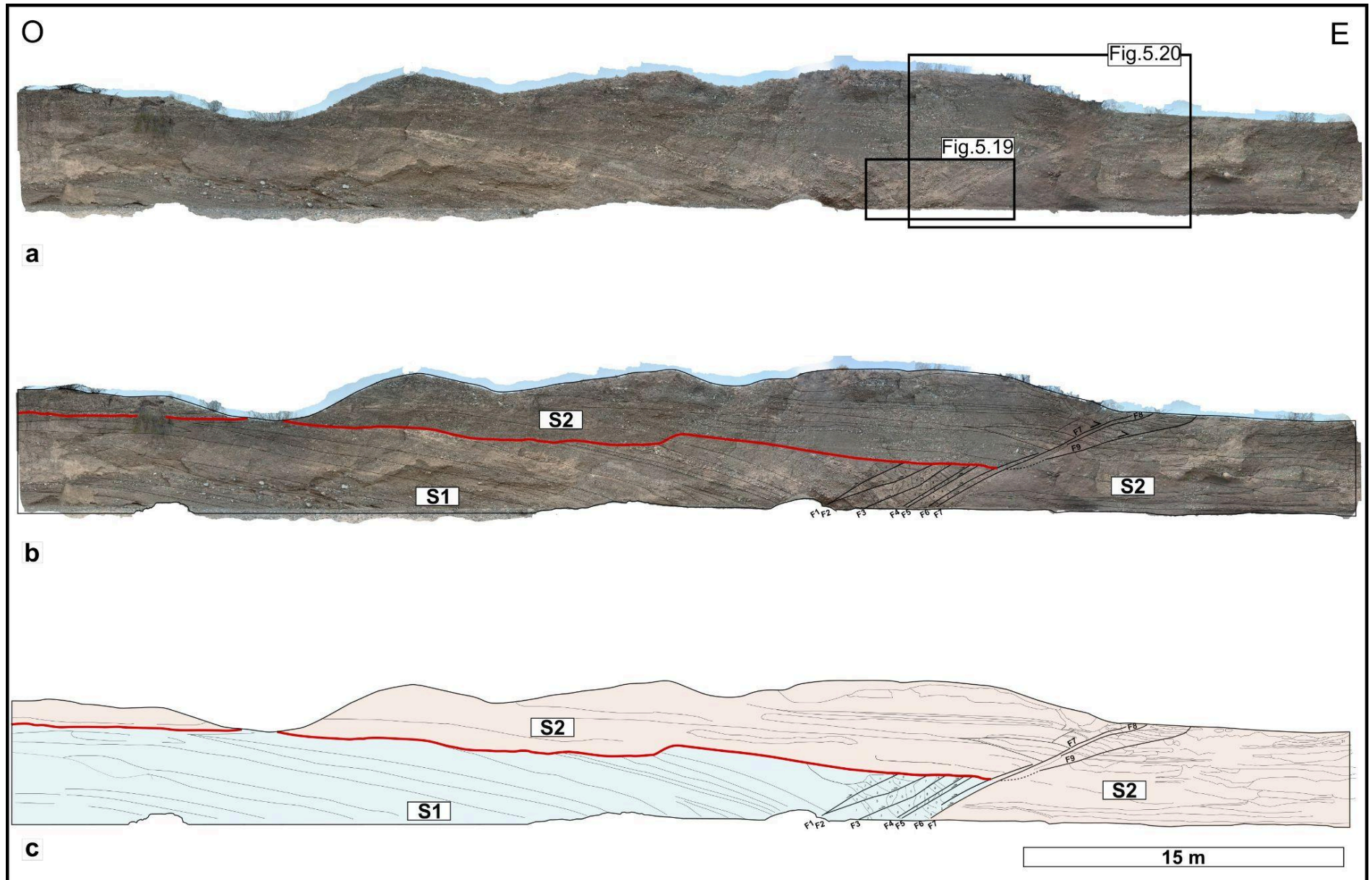


Figura 5.18: Afloramiento natural de una ramificación propagante del SCLP en el labio bajo, limitando a los dominios morfotectónicos D3-D4. Se muestra un fotomosaico restituído del afloramiento (a) y el logueo e interpretaciones realizadas (b,c). Con línea roja se indica la discontinuidad que separa la secuencia inferior (S1, en azul) de la superior (S2, rosa). Con trazas de líneas finas se indican niveles estratigráficos reconocidos en ambas secuencias y con líneas gruesas las fallas identificadas (véase metodología de relevamiento fotográfico de las exposiciones en capítulo 2.2.3).

La secuencia superior, S2, alterna gravas y arenas gruesas, con una menor participación de finos, presentando bancos mayormente horizontales, aunque con variaciones de inclinación atribuibles a la dinámica deposicional de la bajada aluvial y a la sincronidad entre agradación y actividad del SCLP (Figs. 5.18-5.20). En particular, subyacente al nivel marcado con una línea roja en la Fig. 5.20 se reconoce un nivel fino (de 20 cm aproximadamente), compuesto por pelitas a areniscas muy finas, que presenta una inclinación de aproximadamente 40° hacia el este y cuyo espesor aumenta hacia el plano de falla. Esta geometría podría sugerir una estructura de corte y relleno, o bien un intervalo de relativa estabilidad en la actividad del corrimiento, durante el cual la deformación previa habría generado una irregularidad en la geometría del sustrato que, en combinación con la dinámica deposicional, favoreció un embancamiento. Asimismo, esta secuencia se encuentra afectada por al menos tres trazos secundarios de corrimientos propagantes, con plegamientos asociados, los cuales coinciden con la escarpa expresada en superficie.

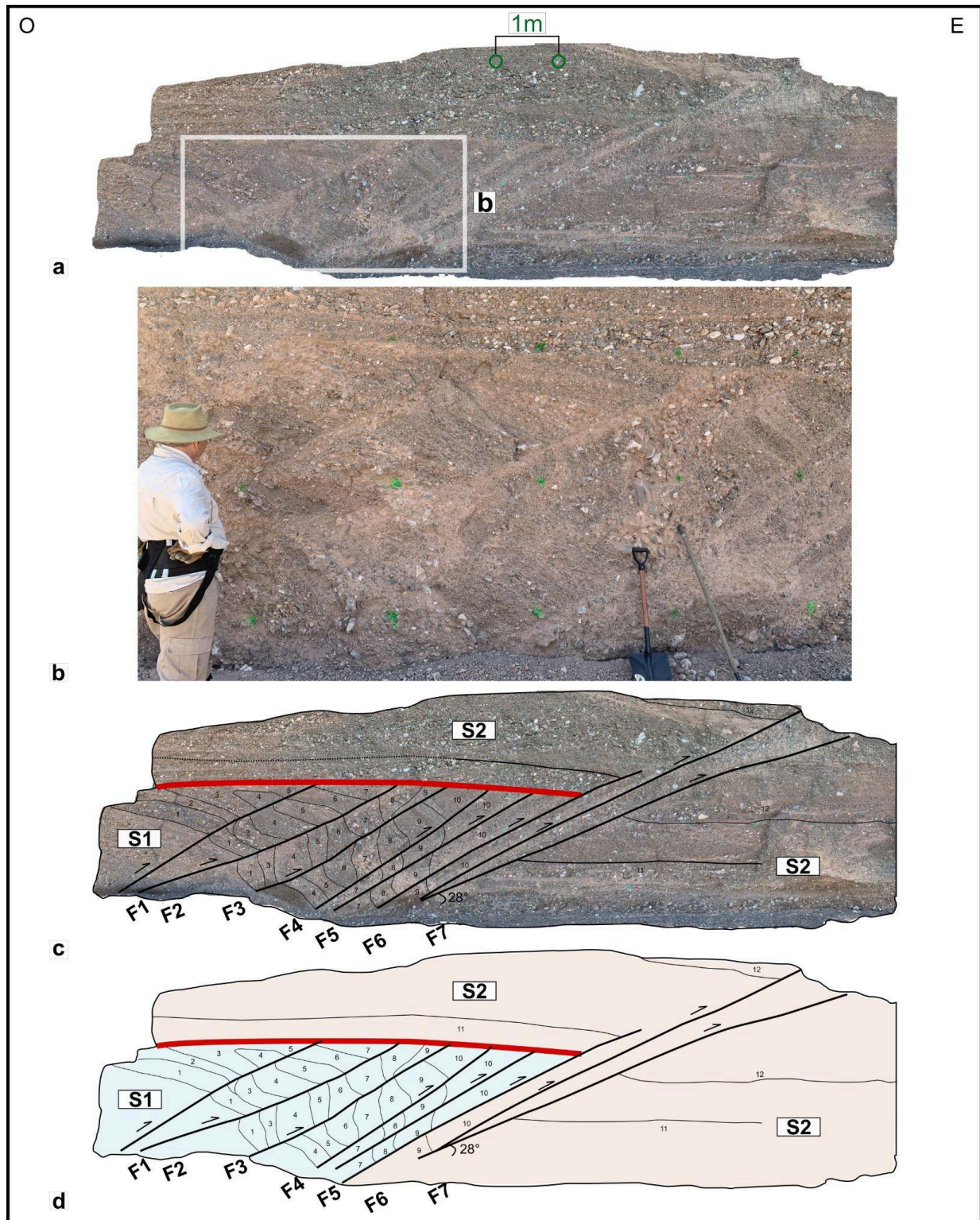


Figura 5.19: Foto-mosaico de la secuencia S1 (a, b) y su interpretación (c, d; ver ubicación en Figs. 5.17 y 5.18). Con línea roja se indica la discontinuidad que separa la secuencia inferior (S1, en azul) de la superior (S2, rosa). Con trazas de líneas finas se indican niveles estratigráficos reconocidos en la secuencia inferior y con líneas gruesas las fallas que afectan a ambas secuencias.

En la secuencia S2, se reconocieron niveles estratigráficos correlacionables a ambos lados del fallamiento, lo que permitió realizar un análisis cuantitativo de la deformación (véase apartado 5.1.4). Dada la

similitud litoestratigráfica de los niveles preservados a ambos lados del corrimiento (Fig. 5.20a), se empleó la amplitud de la escarpa superficial (1.3m) como criterio auxiliar para testear la factibilidad de la correlación de los niveles estratigráficos utilizados como marcadores de la deformación (Fig. 5.20).

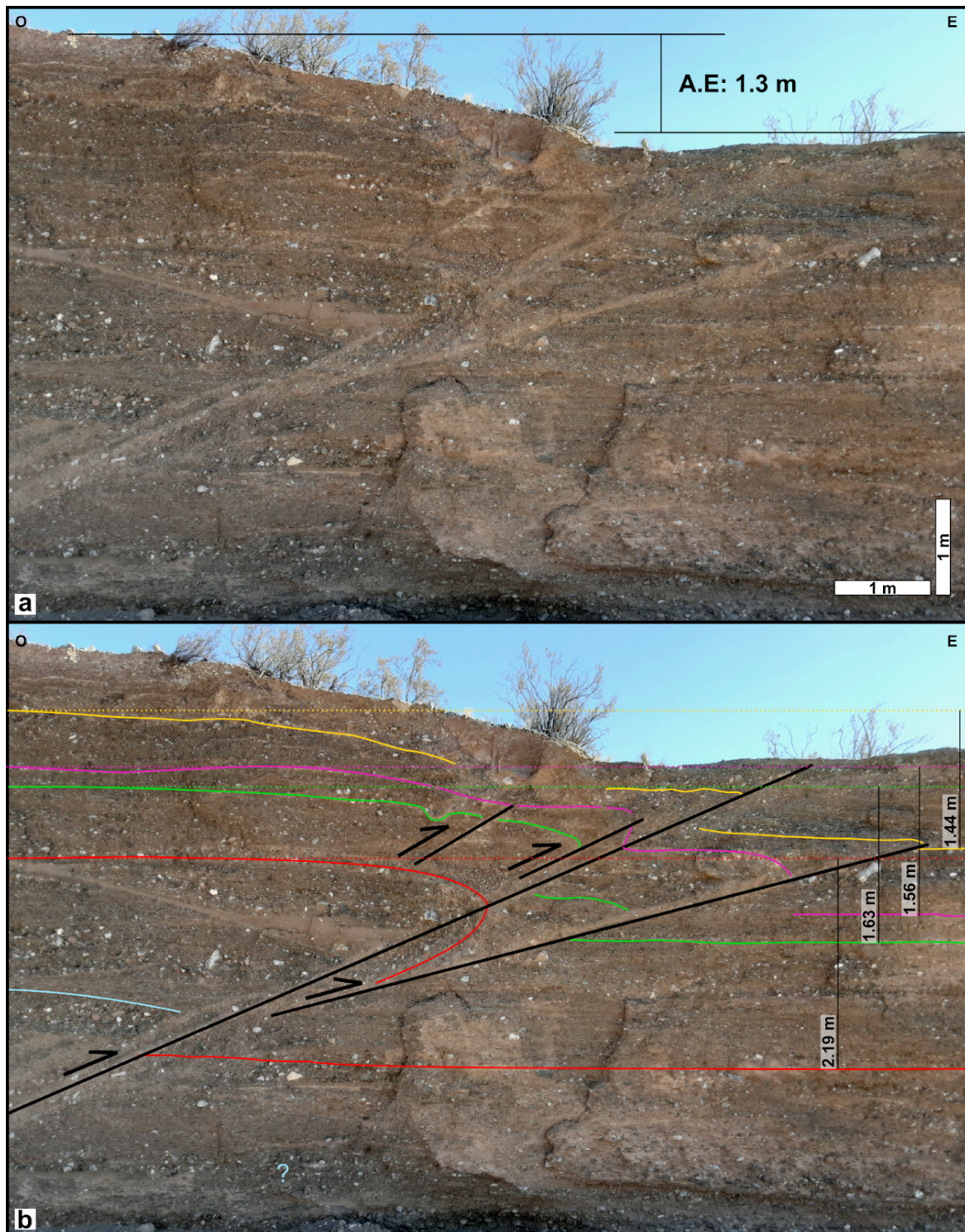


Figura 5.20: Afloramiento natural del corrimiento. (a) Detalle de la zona de propagación de los trazos de corrimientos en la secuencia superior (S2; ubicación en Fig. 5.17) y la amplitud de la escarpa de falla (A.E) generada en la superficie aluvial Q3. (b) Interpretación del afloramiento indicando con líneas de diferentes colores niveles estratigráficos guía y su posible correlación a ambos lados del corrimiento. Los niveles inferiores exhiben mayor acumulación del desplazamiento que los bancos guía cercanos a la superficie.

5.1.4. Modelos cinemáticos y cálculos de acortamiento

El corrimiento que limita los dominios D3 y D4 en la margen norte de la quebrada afecta a las superficies aluviales Q3 y Q4 (Fig. 5.3). Su exposición natural permitió vincular las geometrías de deformación observadas en los niveles estratigráficos de Q3 con la escarpa reconocida en superficie (Figs. 5.12, 5.20). Para ello, se aplicaron modelos mediante el concepto de *trishear* (Erslev, 1991) y se contrastaron los resultados con la retrodeformación de longitudes de línea (Groshong, 2006) en los niveles estratigráficos guía de S2 (correspondientes al nivel aluvial Q3), junto con el modelado de la escarpa correspondiente, para comparar las magnitudes de acortamiento obtenidas (ver capítulo 2.2.3). Asimismo, dado que el corrimiento también afecta a la nivel aluvial Q4 en la margen norte y a Q5 en la margen sur, estas superficies fueron igualmente utilizadas para estimar acortamientos mediante un modelo de propagación de falla (Figs. 5.3, 5.21).

Adicionalmente, se calcularon acortamientos para el límite entre los dominios D2 y D3 utilizando la reconstrucción de la envolvente paleotopográfica de la superficie Q6 como marcador geométrico (Fig. 5.21). Sin embargo, el nivel Q6 no conserva la topografía original con claridad y tampoco se reconoció un plano de falla expuesto, por lo tanto, representa un dato con mayor incertidumbre.

En cada caso analizado, se consideraron valores máximos derivados de los datos de máximo acortamiento y mínima edad, utilizando la relación contraria para obtener los valores mínimos (véase apartado 2.2.3 para una detallada descripción de este análisis).

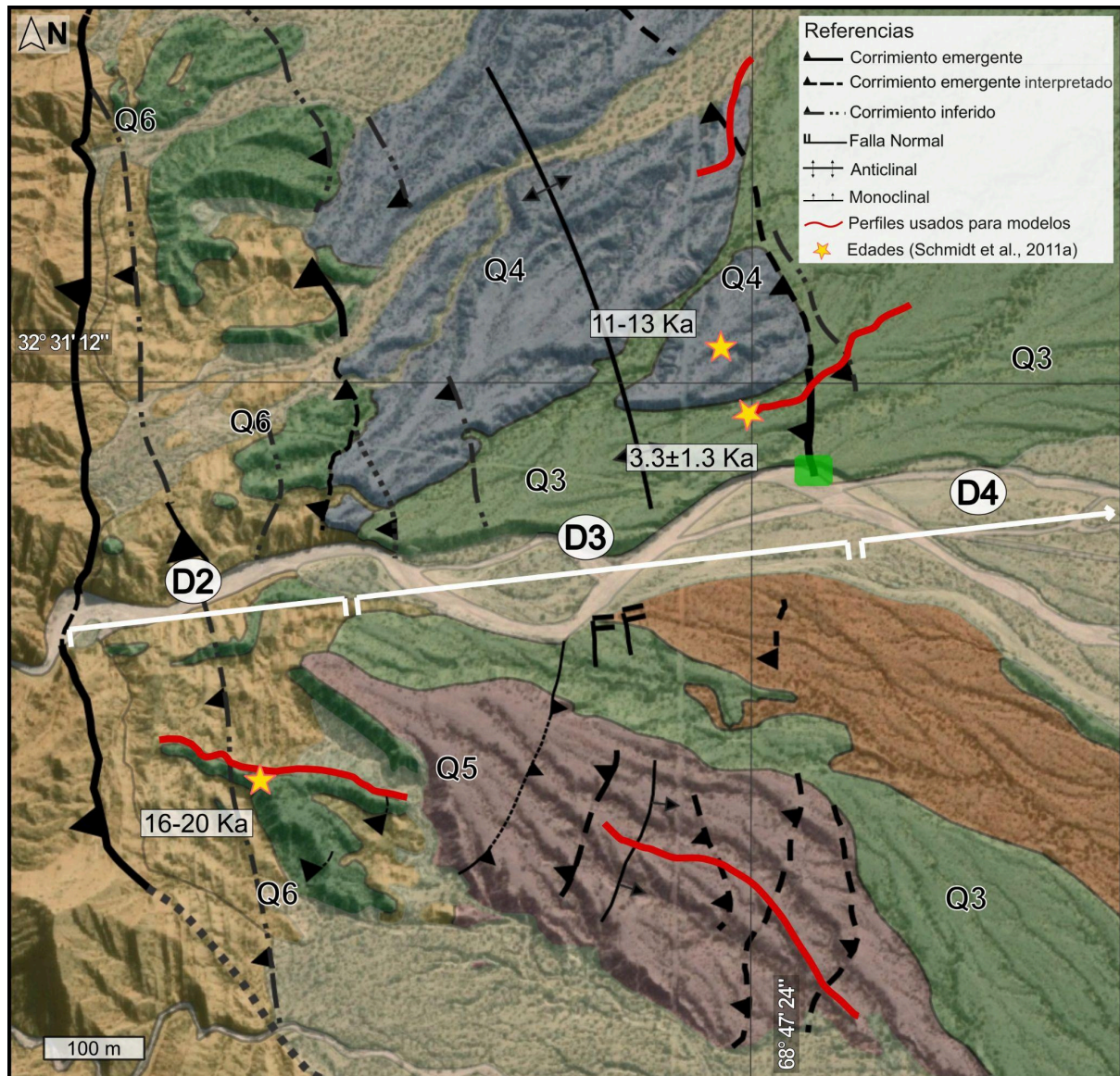


Figura 5.21: Ubicación de los perfiles donde se realizaron los modelos cinemáticos *trishear* (trazas rojas) y los dominios morfoestructurales involucrados (líneas blancas). En rectángulo verde se indica la ubicación de la exposición natural donde también se realizaron modelos *trishear* y retrodeformación por largo de línea en niveles guía. Con estrellas amarillas se indican las ubicaciones de las dataciones realizadas por Schmidt et al. (2011a).

Resultados obtenidos en la exposición natural del corrimiento (límite D3-D4)

La interpretación asistida por fotomosaico en el afloramiento que expone una ramificación propagante del SCLP entre los dominios D3 y D4 permitió reconocer marcadores geométricos de la deformación correlacionables a ambos lados de la falla (en apartado 5.1.3; Figs. 5.18-5.20). Dado el grado de incertidumbre en la correlación de estas capas, para cada nivel guía se definieron dos posibles escenarios de correlación a ambos lados de la zona de deformación, con el objetivo de capturar un rango más amplio de acortamientos posibles. Para cada escenario, se consideraron los desplazamientos máximo y mínimo derivados de los modelos elaborados compatibles con la geometría observada, tomando como referencia la amplitud de la escarpa en superficie.

Se seleccionaron dos niveles guía que representan distintas etapas en la evolución del corrimiento: un nivel inferior (horizonte rojo) y otro superior (horizonte verde). Para cada uno de ellos, se estimaron tasas máximas y mínimas de acortamiento mediante modelos *trishear* y retrodeformación por longitud de línea (Fig. 5.22; Tablas 5.1 y 5.2). Los valores máximos y mínimos extremos resultantes de estos escenarios se resumen en la Tabla 5.2 y Figura 5.22. Si bien este enfoque genera una mayor dispersión en los resultados, permite representar de manera más realista el rango de variabilidad posible en los acortamientos asociados a este corrimiento.

Tabla 5.1: Parámetros utilizados para la generación de modelos *trishear* (en Fig. 5.22) en los niveles guía del afloramiento del corrimiento naturalmente expuesto.

	Parámetros <i>trishear</i>			
Marcadores	Ángulo de rampa	Ángulo de <i>trishear</i>	Relación P/S	Desplazamiento total
Línea verde max. (corrimiento 1)	23	80	3	110
Línea verde max. (corrimiento 2)	17	18	8	70
Línea verde min. (corrimiento 1)	23	80	3	75
Línea verde min. (corrimiento 2)	17	18	8	50
Línea roja max. (corrimientos 1 y 2)	23	20	3	300
Línea roja min. (corrimiento 1)	23	100	4	50
Línea roja min. (corrimiento 2)	17	18	8	105

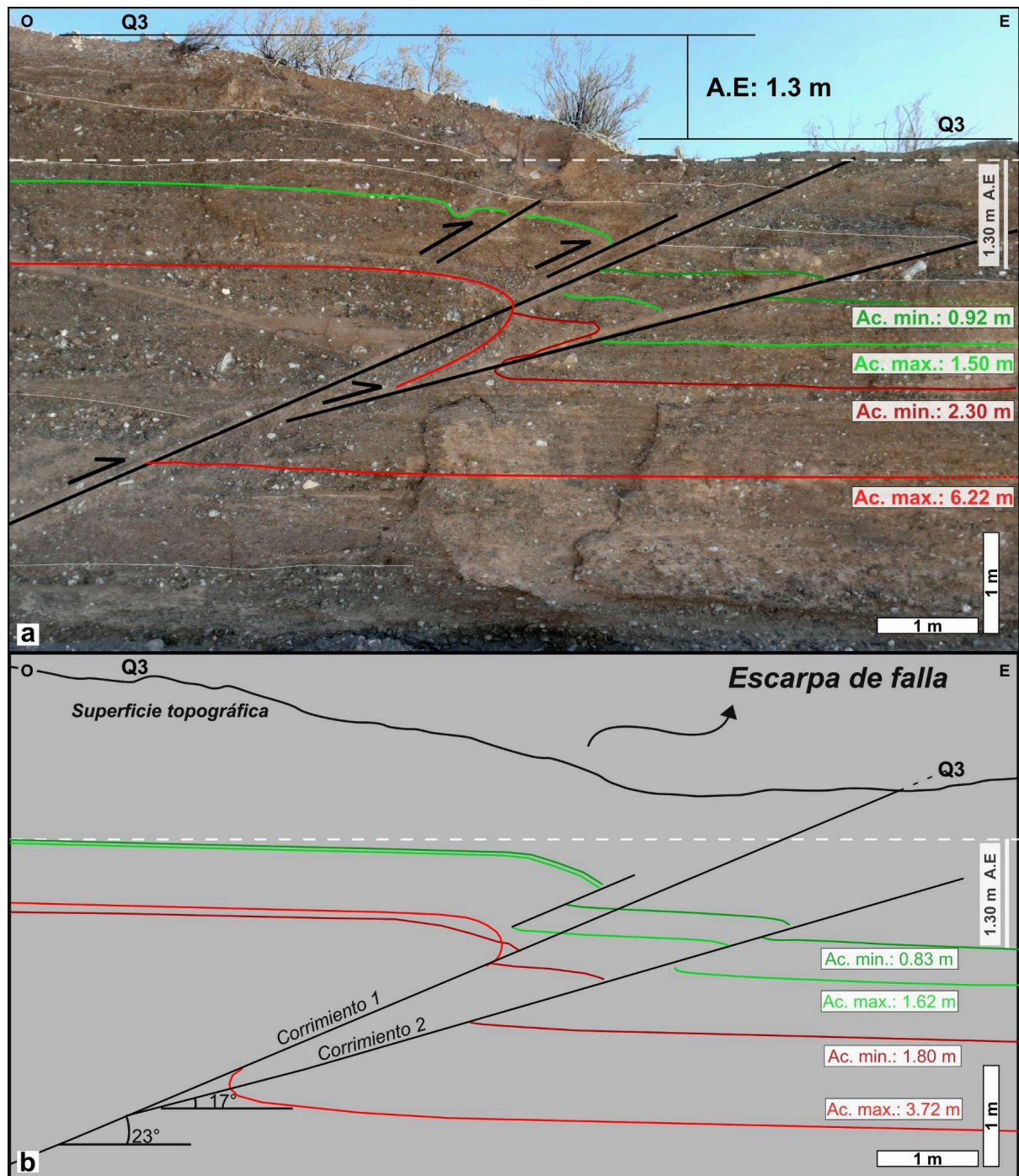


Figura 5.22: Afloramiento natural del corrimiento -en superficie corresponde a Q3- y los resultados de acortamientos máximos y mínimos calculados a partir de sus niveles estratigráficos guía. Los valores se obtuvieron mediante: (a) retrodeformación por longitud de línea del nivel actual, y (b) retrodeformación por longitud de línea derivada del modelado *trishear*.

Tabla 5.2: Resultados obtenidos a partir de la retrodeformación por largo de línea y modelos *trishear* sobre niveles guía expuestos en la exposición natural del corrimiento. Para el marcador superior (verde), deformado por dos corrimientos con ángulos de 23° y 17°, se utilizó el valor promedio entre ambos para el cálculo de acortamiento.

	Marcador	Acortamiento (mm)	Edad (años) [Schmidt et al., 2011a]	Tasa de acortamiento (mm/a)
Acortamiento usando la exposición natural del corrimiento (Q3)				
Retrodeformación por largo de línea (<i>Unbalanced</i>).	Línea verde acort. max.	1500	2000	0.75
	Línea verde acort. min.	929	4600	0.20
	Línea roja acort. max.	6221	2000	3.11
	Línea roja acort. min.	2300	4600	0.50
Modelado <i>trishear</i>	Línea verde acort. max.	1623	2000	0.81
	Línea verde acort. min.	830	4600	0.18
	Línea roja acort. max.	3717	2000	1.86
	Línea roja acort. min.	1798	4600	0.39

Resultados obtenidos a partir de las superficies aluviales

Se seleccionaron cuatro superficies aluviales cuaternarias (Q3, Q4, Q5 y Q6) para estimar el acortamiento, debido a la buena conservación de sus superficies (a excepción de Q6) y las edades disponibles (Schmidt et al., 2011a; a excepción de Q5). Este enfoque resultó de retrodeformar la envolvente de la superficie aluvial primigenia, asumiendo que la misma tuvo una disposición planar y pendiente constante, coincidente con el perfil longitudinal del cauce actual de la quebrada la Escondida.

Las superficies Q3 y Q4, en la margen norte; Q5 y Q6, en la margen sur, fueron modeladas como pliegues de propagación de falla con el algoritmo *trishear* (Erslev, 1991; Figs. 5.3, 5.21, 5.23-5.26). Las superficies Q3 y Q4 fueron deformadas por un mismo corrimiento que afecta niveles a distintas alturas topográficas (Figs. 5.10, 5.12). Q5 está vinculada a la propagación meridional del mismo corrimiento que limita los dominios D3-D4 al norte (Figs. 5.3, 5.13). Mientras que el nivel Q6 fue afectado por un corrimiento distinto, más cercano al frente montañoso, asociado al límite D2-D3 (Figs. 5.3, 5.21).

Se calcularon tasas preliminares máximas y mínimas de acortamiento para cada superficie, considerando los errores metodológicos de la datación (Schmidt et al., 2011a; Tabla 5.3). Para el nivel Q5, se aplicaron ángulos de rampa derivados de la exposición natural del corrimiento, y para el nivel Q6, los valores de ángulos de rampa fueron extrapolados de los observados en la margen norte, donde aflora el corrimiento que limita los mismos dominios (D2-D3) (Fig. 5.8).

Además, los resultados obtenidos a partir de los modelados de la escarpa del nivel Q3 permiten la comparación con aquellos resultantes de la retrodeformación de los niveles guía de la exposición natural del corrimiento, evaluando así la fiabilidad de la metodología (véase capítulo 2.2.3; Tablas 5.2, 5.3).

Tabla 5.3: Resultados obtenidos a partir de modelos *trishear* sobre superficies aluviales.

	Marcador	Acortamiento (mm)	Edad (años) [Schmidt et al., 2011a]	Tasa de acortamiento (mm/a)
Acortamiento calculado al modelar la morfología de la escarpa				
Q3	Línea roja acort. max.	5060	2000	2.53
	Línea verde acort. min.	2900	4600	0.63
Q4	Línea roja acort. max.	10330	11000	0.94
	Línea verde acort. min.	8560	13000	0.66
Q5	Línea roja acort. max.	1860	13000	0.14
	Línea verde acort. min.	1510	16000	0.09
Q6	Línea roja acort. max.	4350	16000	0.27
	Línea verde acort. min.	1210	20000	0.06

Superficie Q3

Se ha realizado un modelo *trishear* a partir de un corrimiento emergente afectando a esta unidad, considerando la escarpa de campo medio de 5.6 m (véase metodología en apartado 2.2.3). El ángulo de rampa (28°) resulta de promediar varias fallas paralelas entre sí expuestas en el afloramiento del corrimiento (F5 a F7 en Fig. 5.19). Los valores de acortamiento resultantes son 2.90 y 5.06 m (Fig. 5.23, Tabla 5.3). Considerando la edad del nivel de Q3 de 3.3 ± 1.3 Ka y los errores metodológicos de la datación, las tasas preliminares de acortamiento calculadas mediante el modelo *trishear* varían entre 0.63 mm/a y 2.53 mm/a (Fig. 5.23, Tabla 5.3).

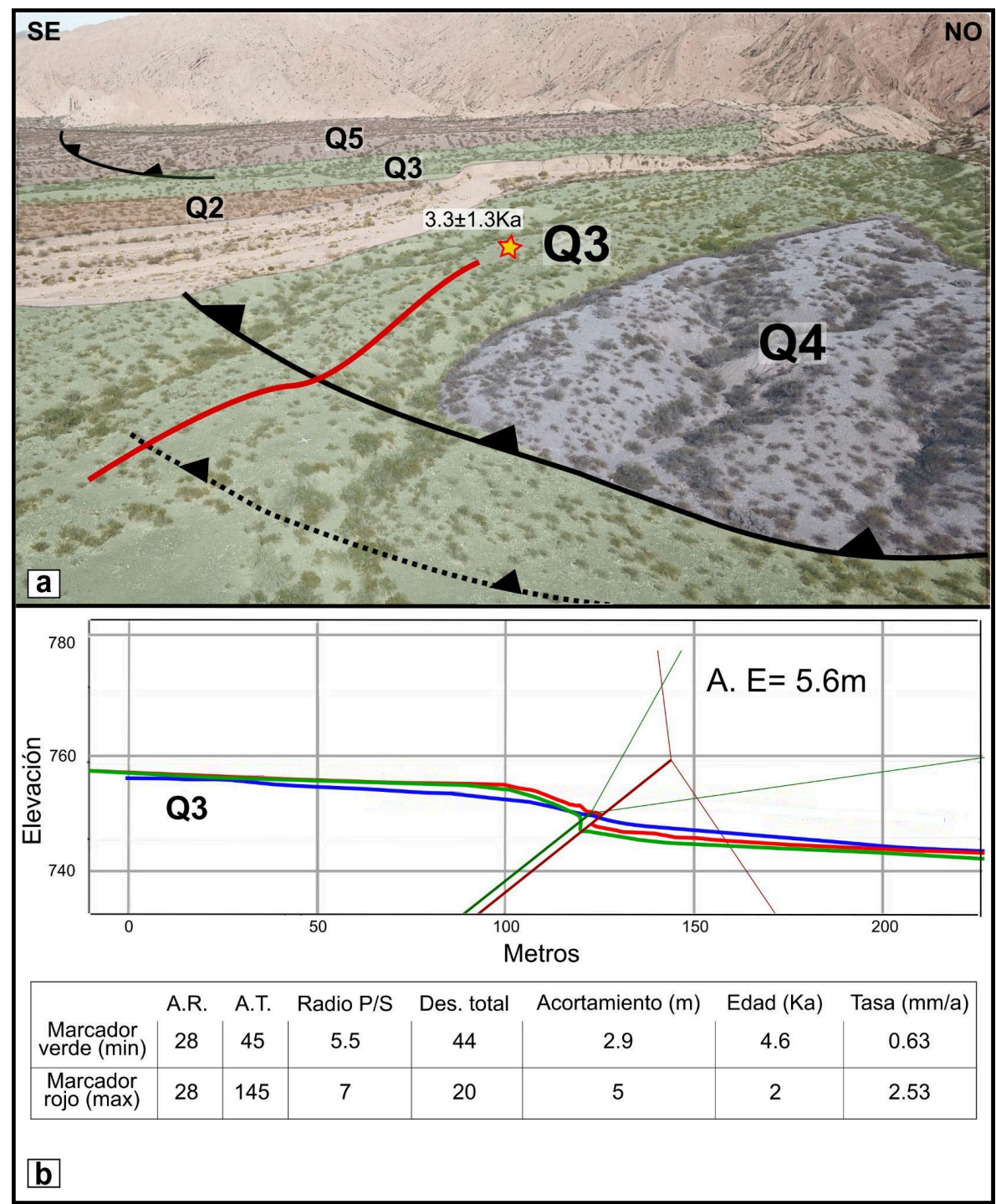


Figura 5.23: (a) Imagen tomada de VANT indicando con línea roja la ubicación del perfil topográfico utilizado para modelar la superficie Q3, y una vista oblicua del mapa neotectónico. Se señala la posición aproximada de la edad obtenida para este nivel (Schmidt et al., 2011a). (b) Modelo máximo (línea roja) y mínimo (línea verde); topografía actual (línea azul). Se indican los parámetros de entrada utilizados para cada caso y los respectivos resultados obtenidos. La amplitud de la escarpa es mayor a la indicada en la Fig. 5.22 debido a una mayor longitud del perfil analizado (campo medio; ver capítulo 2.2.3). A.R.: ángulo de rampa, A.T.: ángulo *trishear*.

Superficie Q4

Para este modelo se utilizó el mismo ángulo de rampa que el utilizado al modelar el nivel Q3 y se consideró la amplitud de escarpa de campo medio (8.10m; Fig. 5.24). Los modelos resultaron en valores máximos y mínimos de 10.33m y 8.56m, respectivamente (Fig. 5.24). Considerando una edad de 12.6 ± 0.2 ka (a partir de la correlación de superficies aluviales mapeadas entre este nivel y el que se ubica justo al sur, Fig. 5.21), y utilizando el mismo procedimiento analítico anterior, las tasas preliminares de acortamiento oscilan entre 0.66 y 0.94 mm/a (Tabla 5.3).

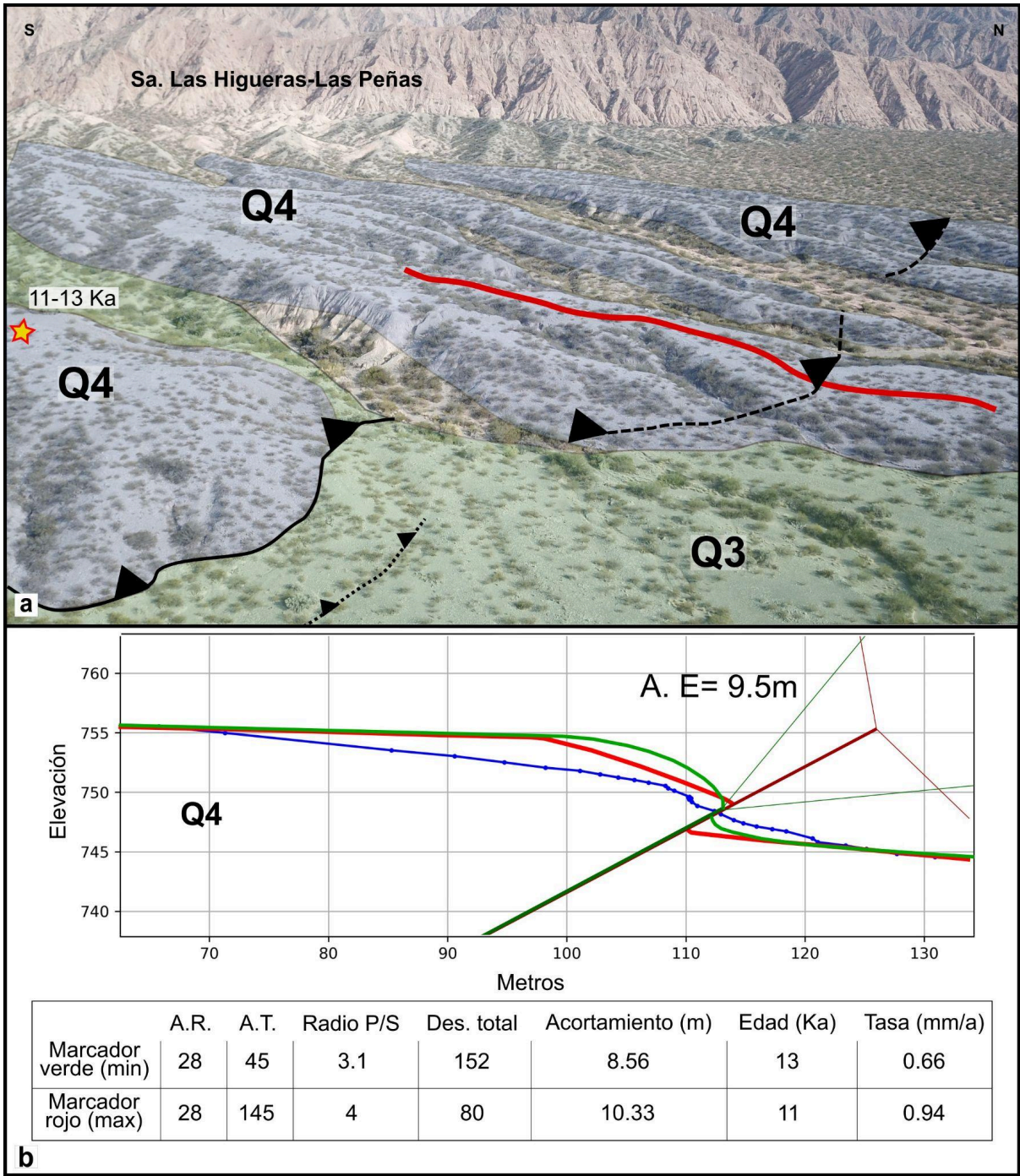


Figura 5.24: (a) Fotografía tomada con VANT indicando con línea roja la ubicación del perfil topográfico utilizado para modelar la superficie Q4, y una vista oblicua del mapa neotectónico (línea sólida: corrimiento observado; línea discontinua: corrimiento emergente interpretado). Se señala la posición aproximada de la edad obtenida para este nivel (Schmidt et al., 2011a). (b) Modelo máximo (línea roja) y mínimo (línea verde); topografía actual (línea azul). En una tabla se indican los parámetros de entrada utilizados para cada caso y los respectivos resultados obtenidos. A.R.: ángulo de rampa, A.T.: ángulo *trishear*.

Superficie Q5

De los tres corrimientos mapeados, solo se modelaron las dos ramificaciones más orientales por su mayor expresión superficial, resultando en valores de acortamiento mínimos y máximos de 1.51m y 1.86m, respectivamente (Fig. 5.25, Tabla 5.3). Considerando como límite inferior la edad máxima obtenida para Q4 y como límite superior la edad mínima registrada en Q6 (Schmidt et al., 2011a), las tasas preliminares de acortamiento varían entre 0.09 mm/a y 0.14 mm/a (Fig. 5.25, Tabla 5.3).

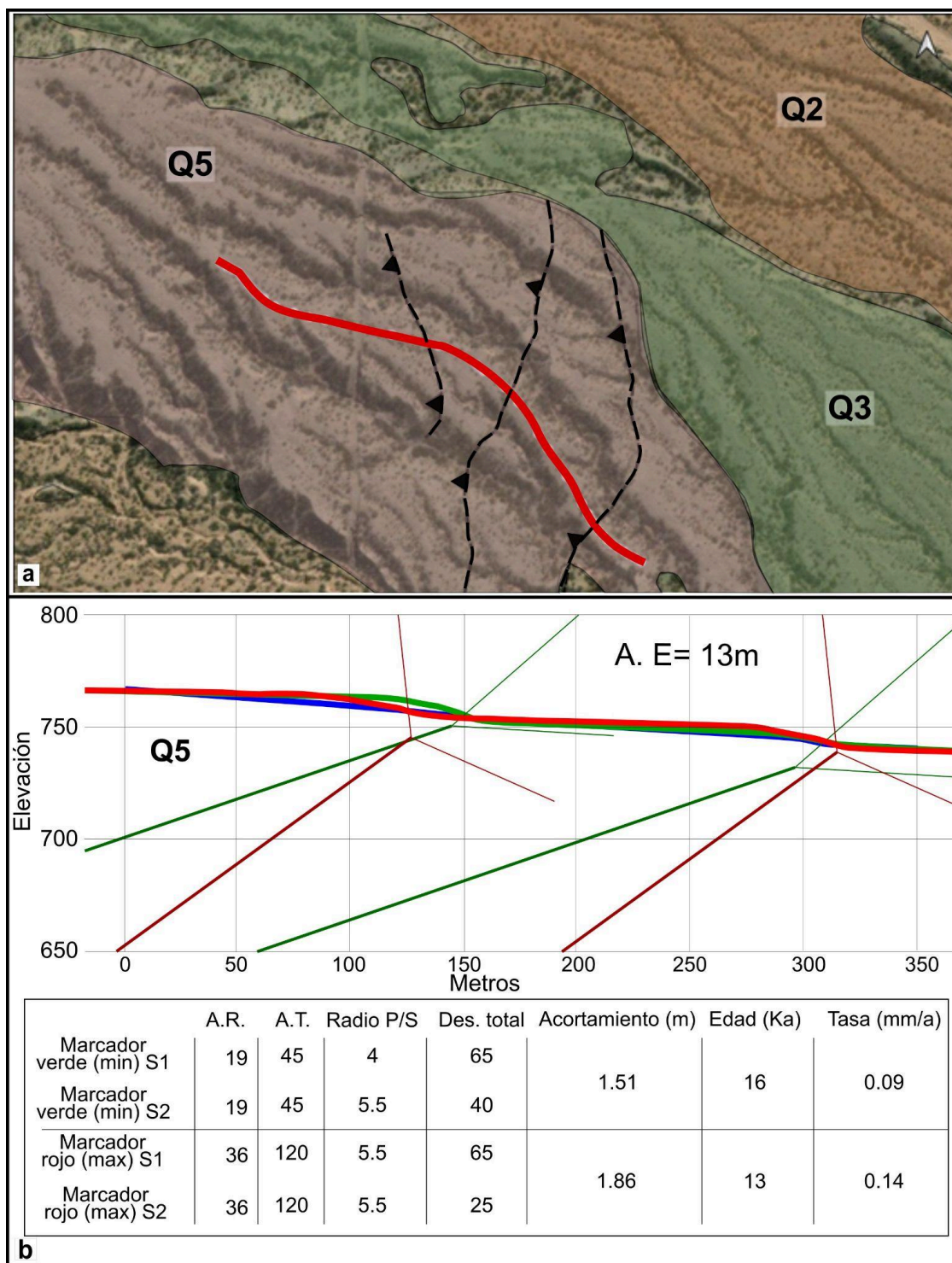


Figura 5.25: (a) Imagen tomada de VANT indicando con línea roja la ubicación del perfil topográfico utilizado para modelar la superficie Q5, y una vista oblicua del mapa neotectónico. (b) Modelo máximo (línea roja) y mínimo (línea verde); topografía actual (línea azul). Se indican los parámetros de entrada utilizados para cada caso y los respectivos resultados obtenidos. A.R.: ángulo de rampa, A.T.: ángulo *trishear*.

Superficie Q6

El modelo fue realizado en el segundo corrimiento inferido y resulta en desplazamientos estimados entre 1.21m y 4.35m (Fig. 5.26). Si bien esta superficie está poco preservada y los datos derivados de ella son más especulativos, se consideró pertinente incorporar estos valores como una aproximación complementaria a la evolución de la estructura, dado que existe una determinación cronológica directa sobre este nivel (Fig. 5.21). Utilizando ángulos de rampa de 13° (mínimo) y 36° (máximo), reconocidos en el fallamiento ubicado en la margen norte del río (Fig. 5.8), y una edad de 18.4 ± 2 ka (Schmidt et al., 2011a; Fig. 5.21), las tasas preliminares se ubican entre 0.06 y 0.27 mm/a (Fig. 5.26, Tabla 5.3).

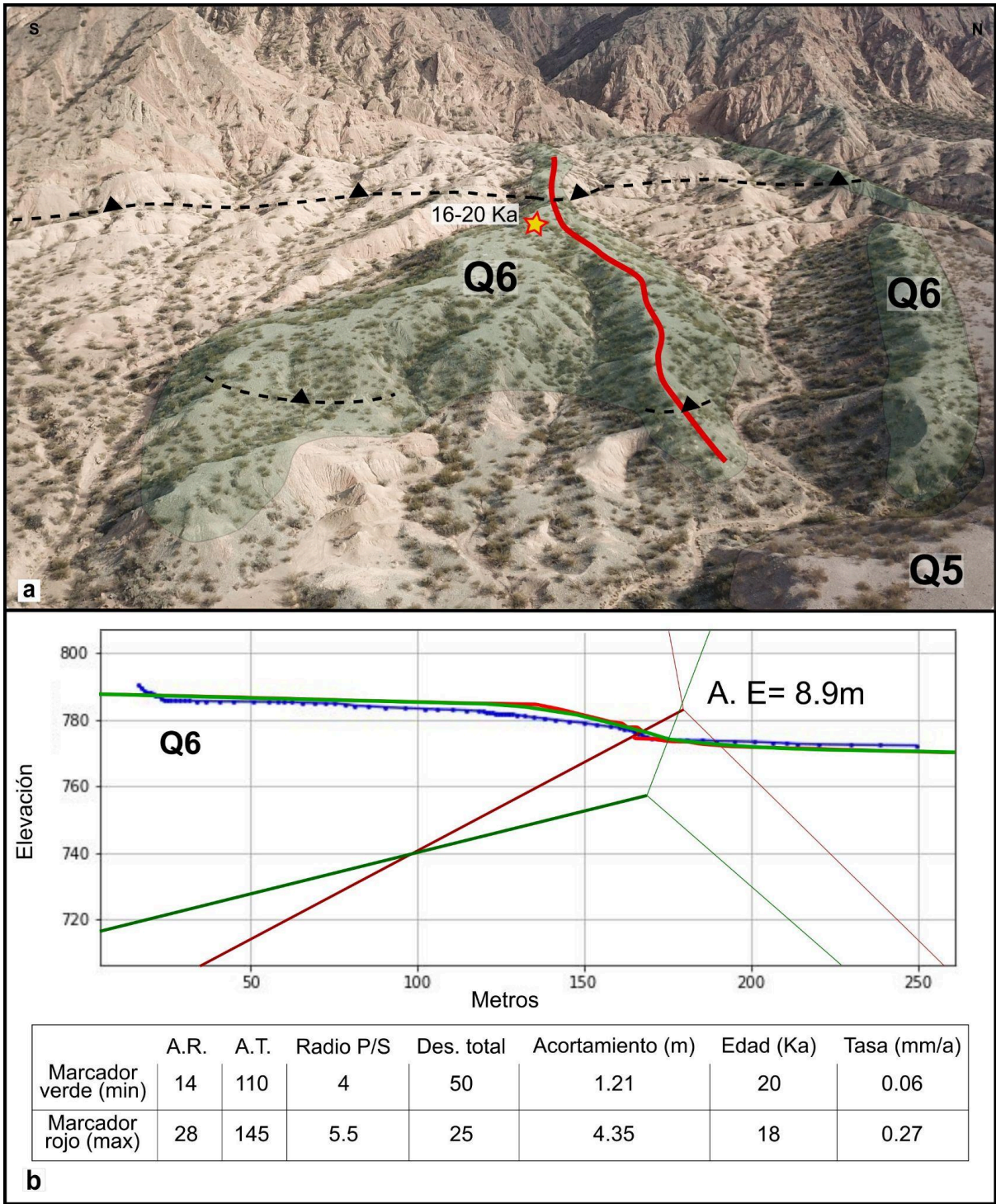


Figura 5.26: (a) Fotografía tomada con VANT donde se señala la ubicación del perfil topográfico (con línea roja) utilizado para modelar la superficie Q6. Se asume que la superficie primigenia Q6 se encuentra preservada en la traza del perfil. Se señala la posición aproximada de la edad obtenida para este nivel (Schmidt et al., 2011a). (b) Modelo máximo (rojo) y mínimo (verde); topografía actual (línea azul). Se muestran los parámetros de entrada utilizados y los resultados obtenidos. La amplitud de la escarpa (A.E) responde a la reconstrucción de la envolvente paleotopográfica interpretada. A.R.: ángulo de rampa.

En resumen, los rangos de tasas de acortamiento obtenidos permiten cuantificar la actividad de fallamiento cuaternario en los límites estructurales entre D2-D3 (margen sur) y D3-D4 (ambas márgenes)

(Fig. 5.27), en concordancia con las consideraciones metodológicas presentadas en el capítulo de metodología (apartado 2.2.3) y discutidas con mayor detalle en el capítulo de discusiones (apartados 6.2 y 6.4). Para el límite D2–D3, en la margen sur, se estimaron tasas de 0.06 a 0.27 mm/a durante los últimos 18 ka. En el límite D3–D4, los valores obtenidos fueron de 0.09 a 0.14 mm/a en la margen sur, y en la margen norte de 0.50 a 3.11 mm/a para los últimos 3.3 ka y de 0.66 a 0.94 mm/a para los últimos 12.6 ka. En este mismo límite de dominio, Schmidt et al. (2011b) calcularon una tasa de acortamiento de 2 mm/a a partir de las superficies Q3 y Q4.

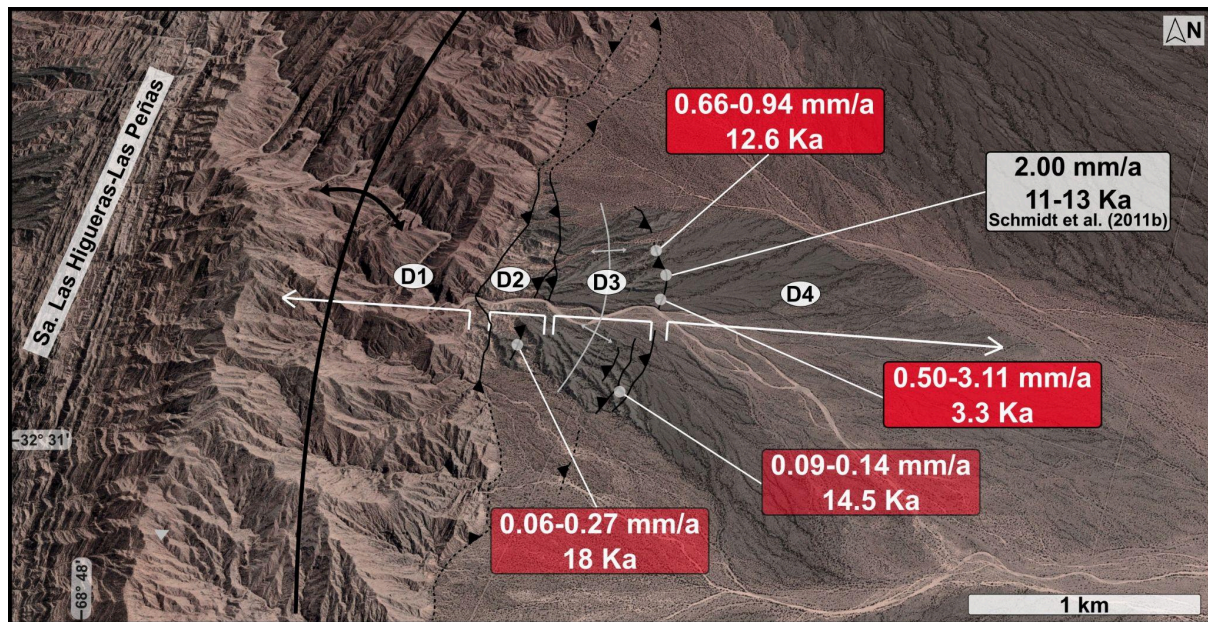


Figura 5.27: Imagen satelital óptica (servidor Bing) del sector de la quebrada La Escondida que resume las tasas de acortamiento aparentes estimadas por Schmidt et al. (2011b) y por el presente trabajo. La tasa reportada por Schmidt et al. (2011b) está indicada en recuadro blanco, mientras que las estimaciones propias se muestran en recuadros rojos. Los recuadros rojos con transparencia señalan resultados con mayor grado de incertidumbre. Con números en elipses se identifican los dominios morfotectónicos (1 a 4).

5.2 Zona II: Quebrada Baños Colorados

Este sector abarca la quebrada Baños Colorados en su totalidad, así como las áreas pedemontanas adyacentes (Fig. 5.28).



Figura 5.28: ubicación de la Zona II correspondiente a la quebrada Baños Colorados y los espacios pedemontanos adyacentes, comprendiendo el extremo austral de la sierra Las Higueras-Las Peñas.

5.2.1 Estructuras neotectónicas principales

La distribución espacial de las estructuras cuaternarias en la quebrada Baños Colorados permite reconocer dos dominios morfotectónicos (Fig. 5.29). Estos dominios se describen de oeste a este, en conjunto con las estructuras involucradas.

El primer dominio reconocido, D1, integra unidades neógenas que conforman el flanco frontal y el cierre de un anticlinal inclinado al sur, constituyendo el extremo austral de la sierra de Las Higueras-Las Peñas (Figs. 5.29, 5.30). Este dominio se caracteriza por presentar remanentes discontinuos de depósitos aluviales cuaternarios (Q2 a Q6) dispuestos de manera discordante sobre secuencias neógenas (Fig. 5.30). Las secuencias neógenas de la Formación La Pilona presentan bancos que buzcan hacia el sureste, con un incremento progresivo de la inclinación hacia el este hasta alcanzar valores subverticales ($033^{\circ}/66^{\circ}$, $353^{\circ}/74^{\circ}$, $002^{\circ}/88^{\circ}$; Fig. 5.29b). Las unidades cuaternarias preservadas se ubican en el bloque colgante de un corrimiento de carácter ciego, reconocido por una escarpa de tipo limbo de pliegue (Fig. 5.29; ubicación GPS P5 en Anexo D). Su traza en el mapa adquiere un cambio de orientación, pasando de ser casi N-S a ser ONO ($\approx 300^{\circ}$; Fig. 5.30). Hacia la margen sur del cauce, la escarpa de tipo limbo de pliegue pierde notablemente su amplitud, lo que dificulta distinguir claramente entre los dominios 1 y 2 (Fig.

5.30a). Los elementos diagnósticos para definir este dominio en el sur son la escarpa identificada en el modelo de elevación digital de alta resolución y los afloramientos de secuencias neógenas subyacentes (Fig. 5.30d, e).

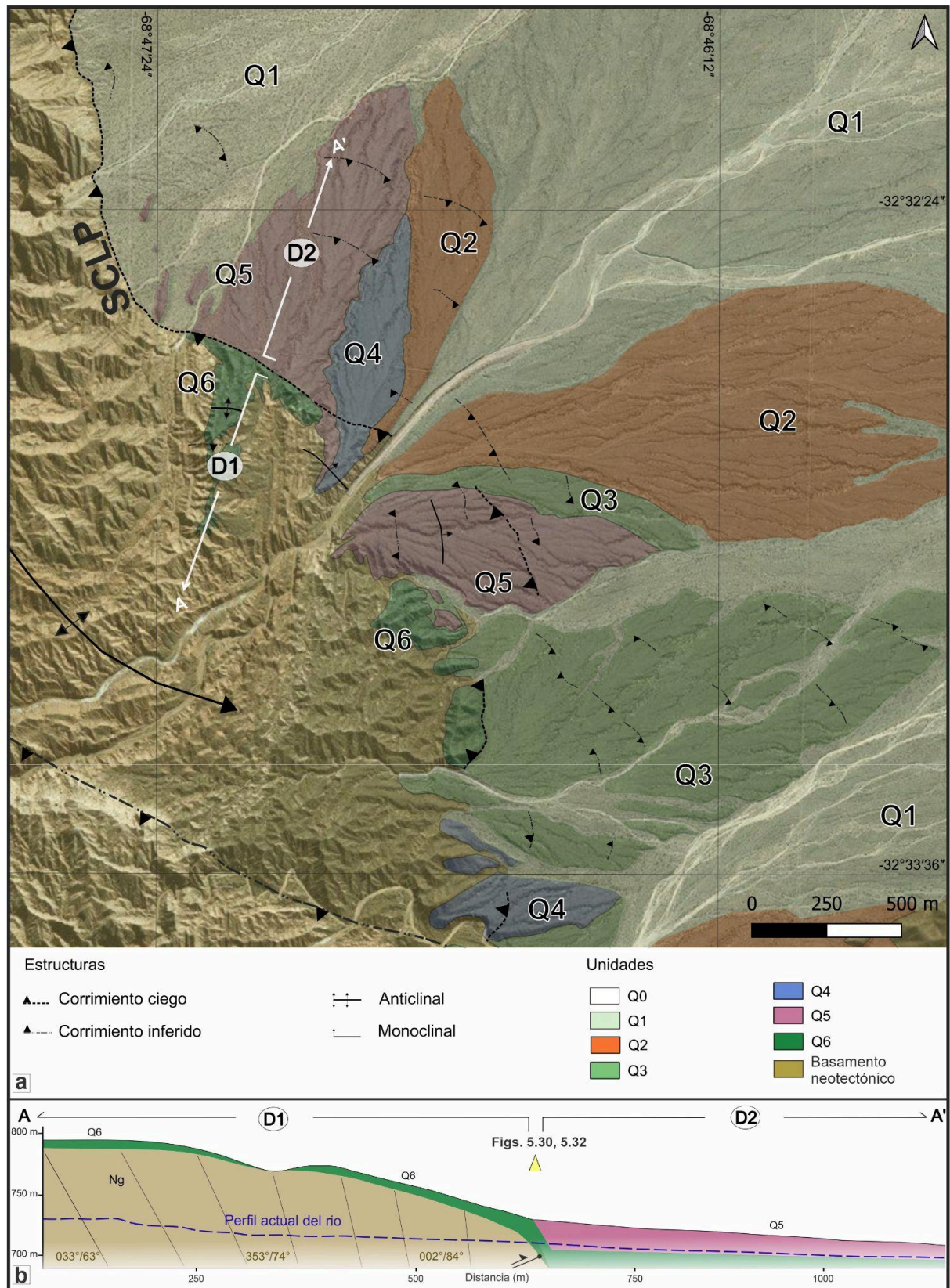


Figura 5.29: (a) Mapa neotectónico de la quebrada Baños Colorados que muestra la traza principal del Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP) y las unidades morfo-estratigráficas afectadas. Con líneas blancas se indica la extensión de cada dominio morfotectónico reconocido. (b) Perfil esquemático que representa la configuración de los dominios morfotectónicos reconocidos en esta zona. Las actitudes representadas con RMD fueron datos tomados en el campo. La posición de la falla en el subsuelo es inferida y el perfil no está a escala.

Considerando las variaciones espaciales de la macro geometría del SCLP, es difícil establecer correlaciones entre los rasgos neotectónicos expuestos en las quebradas La Escondida y Baños Colorados. No obstante, el dominio D1 de esta quebrada podría correlacionarse con el primer dominio (D1) de la quebrada La Escondida, en base a su presencia dentro de la ladera montañosa. La diferencia entre ambas quebradas radica en que en Baños Colorados preserva remanentes de depósitos cuaternarios (Figs. 5.29, 5.30).

Hacia el este, las secuencias neógenas no afloran y el segundo dominio (D2) se caracteriza por la exposición de unidades cuaternarias disectadas, posiblemente como resultado de la propagación hacia el este de algunas ramificaciones secundarias del SCLP (Figs. 5.30, 5.31). La presencia de algunos elementos no diagnósticos como cambios localizados en la pendiente topográfica y/o abovedamientos de las superficies aluviales, además de anomalías en el drenaje, sugieren la existencia de escarpas que podrían estar asociadas a plegamientos monoclinales que deforman la cobertura aluvial cuaternaria (Figs. 5.29, 5.31; para más detalles, ver siguientes apartados).

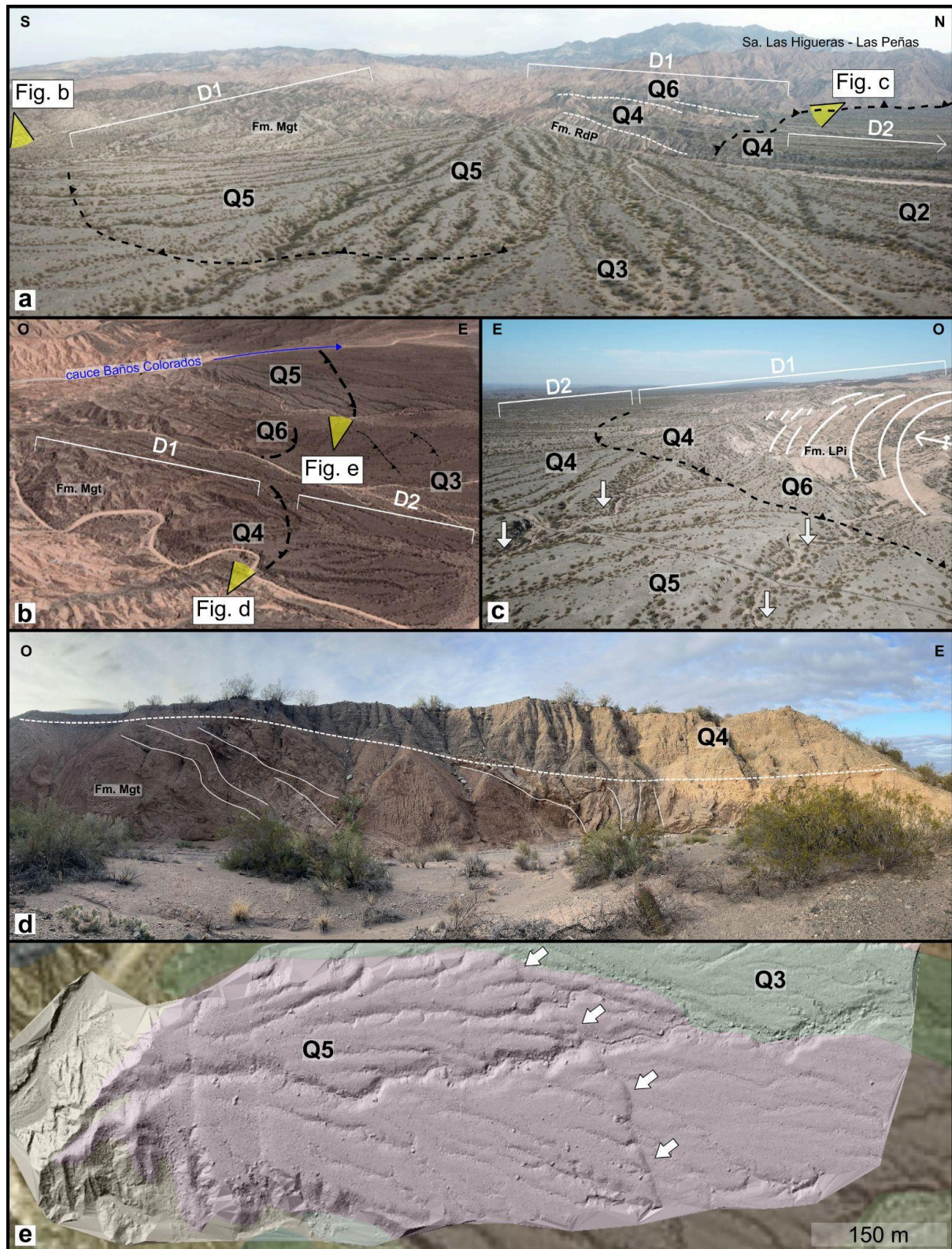


Figura 5.30: Vistas panorámicas tomadas con VANT de la zona de estudio que muestran los dominios morfotectónicos identificados. (a) Relación entre los dominios D1 y D2, separados por un corrimiento ciego representado con líneas punteadas. Fm. RdP, Fm. Mgt y Fm. LPi corresponden a las Formaciones Río de los Pozos, Mogotes y La Pilona, respectivamente. (b) Límite entre dominios observado en la margen sur de la quebrada Baños Colorados. (c) Remanentes de depósitos cuaternarios sobre secuencias neógenas que inclinan al SE y caracterizan a D1 en la margen norte. Hacia el este, se observa una marcada incisión fluvial (indicada con flechas) en el Dominio 2,

lo que sugiere una posible propagación de la deformación hacia el este. (d) Depósitos cuaternarios separados de secuencias neógenas deformadas por una discordancia erosiva y angular que inclina al este. (e) DEM de alta resolución indicando con flechas la ubicación de la principal escarpa de falla reconocida en la margen sur de la quebrada.

En la margen norte de la quebrada Baños Colorados, dentro del primer dominio (D1), las unidades Q2 y Q4 presentan depósitos con estratificación subhorizontal (medidas: $329^{\circ}/01^{\circ}$ y $347^{\circ}/02^{\circ}$) y un espesor aproximado de 4 m (Figs. 5.29, 5.32). Estas unidades se encuentran separadas mediante una discordancia angular y erosiva de una secuencia más antigua ubicada en la base, que corresponde a un nivel cuaternario indiferenciado (Qi, Fig. 5.32c, d; ubicación GPS P6 en Anexo D).

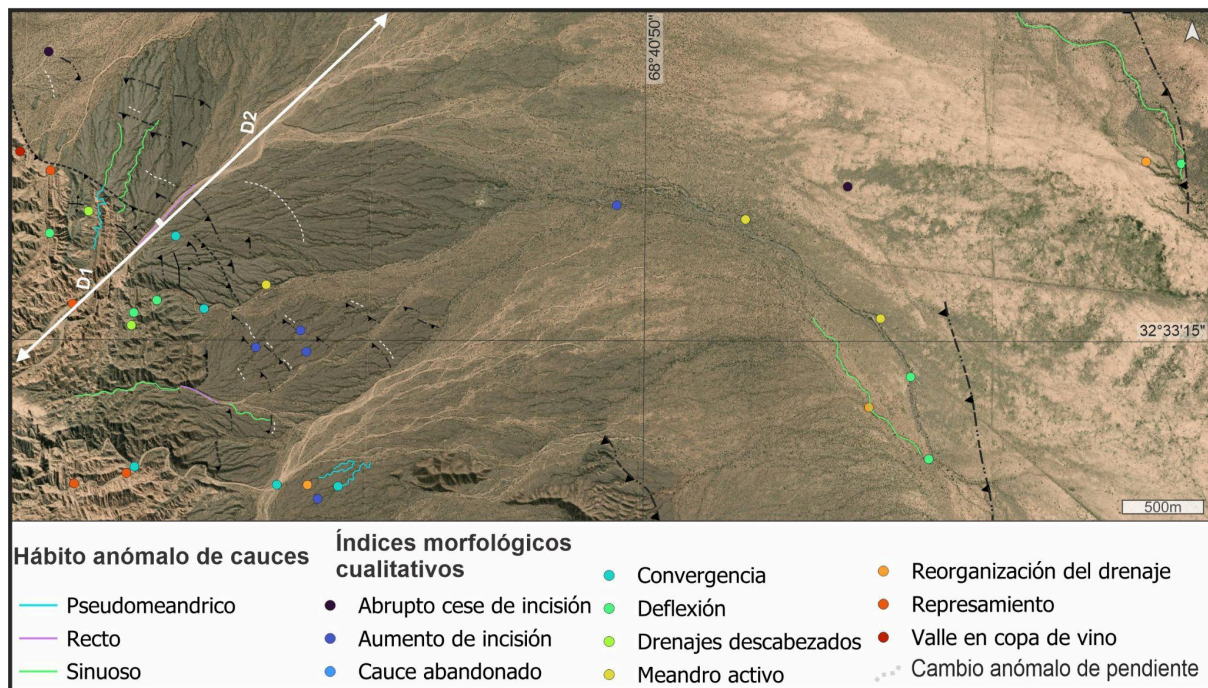


Figura 5.31: Análisis cualitativo de la red de drenaje de la quebrada Baños Colorados, indicando anomalías compatibles con la influencia de corrimientos en el piedemonte, junto con evidencias morfoestructónicas, entre ellas variaciones anómalas de pendiente. Las irregularidades y modificaciones en los patrones de drenaje coinciden con la traza de corrimientos observados e inferidos (ver referencias en Fig. 5.29).

La unidad cuaternaria indiferenciada presenta una variación progresiva tanto en el espesor como en la inclinación de los estratos, desde $330^{\circ}/05^{\circ}$ en el techo hasta $352^{\circ}/28^{\circ}$ en la base. Esta secuencia podría correlacionarse con la unidad Q6 que aflora en la margen norte de la quebrada Baños Colorados (Figs. 5.30, 5.32).

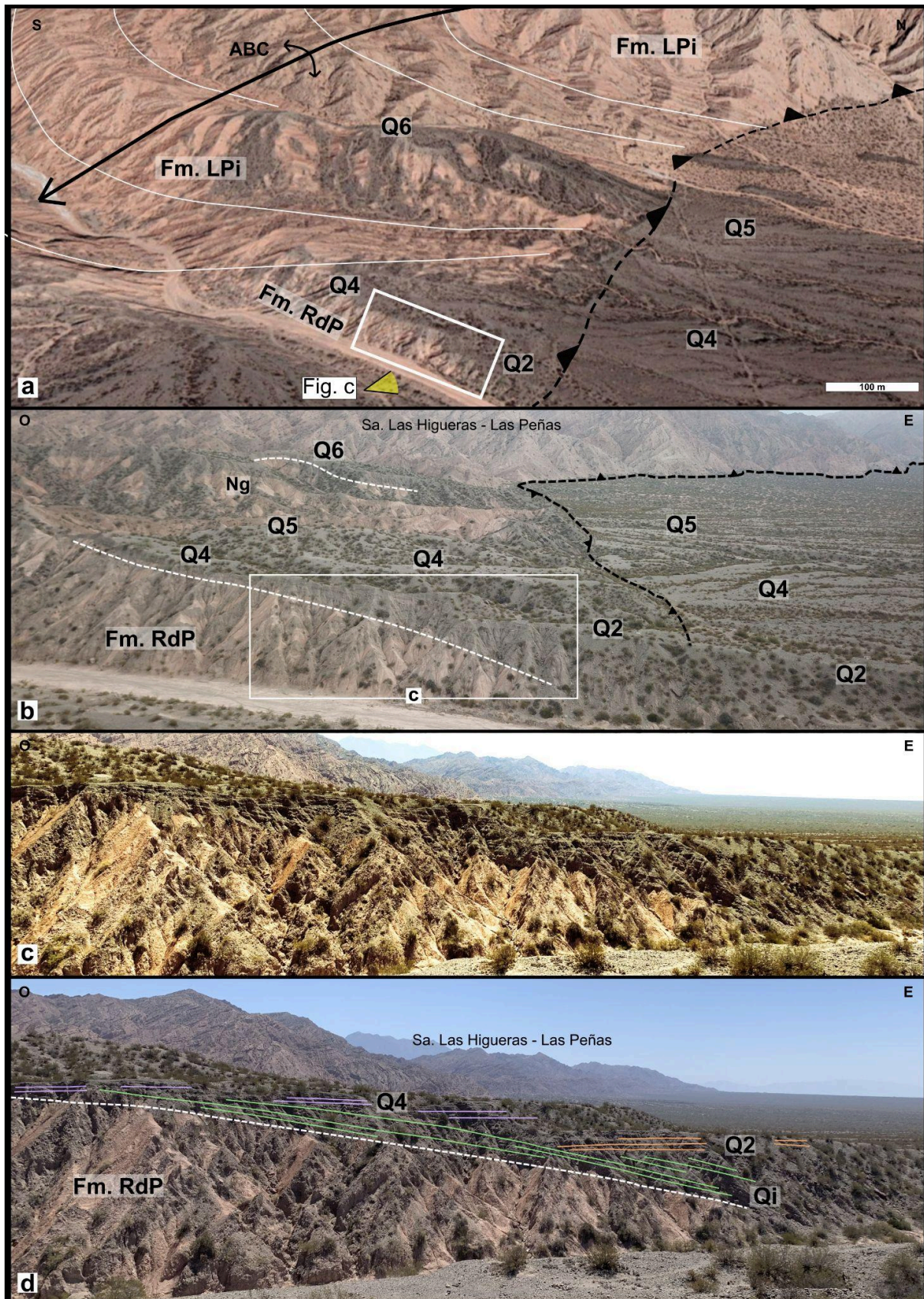


Figura 5.32: (a) Vista en perspectiva hacia el NO (imagen satelital de Google Earth con exageración vertical x3) del extremo sur de la sierra Las Higueras-Las Peñas. Se muestra la margen norte de la quebrada Baños Colorados. La secuencia neógena expone el cierre de un pliegue cuyo eje se hunde hacia el sur, mientras que los depósitos

cuaternarios suprayacentes se encuentran deformados, conformando un anticlinal y monoclinal afectado por un corrimiento ciego de rumbo NO-SE, indicado con líneas punteadas. (b) Fotografía tomada con VANT. Se reconoce una escarpa asociada al limbo de un pliegue anticlinal que afecta a los depósitos Q6 (al fondo), Q5 y Q4 que se disponen sobre secuencias neógenas. En primer plano, una superficie de discordancia erosiva y angular que inclina al este que separa niveles cuaternarios de la Formación Río de Los Pozos, formando también una escarpa de limbo de pliegue. (c) Imagen detallada del sector con la superficie que inclina al este. La imagen fue editada para resaltar los contrastes y aumentar la luminosidad, con el fin de destacar mejor las diferencias de inclinación entre los depósitos. (d) El depósito cuaternario más antiguo (Qi) y la superficie de erosión que bisela a los estratos neógenos de la Formación Río de Los Pozos se encuentran deformados formando el limbo frontal de una estructura monoclinal. Por encima, en discordancia angular, se disponen depósitos subhorizontales correspondientes a las unidades Q4 y Q2. La exposición de la fábrica de las unidades aluviales se encuentra parcialmente interrumpida por material coluvial derivado de la degradación de los niveles aluviales superiores.

5.2.2 Expresión geomorfológica del SCLP

En la quebrada Baños Colorados, la traza principal del SCLP no aflora en superficie (Fig. 5.29). Sin embargo, ramificaciones del corrimiento de carácter ciego delimitan el contacto entre los dominios D1 y D2 (Fig. 5.29). Estas estructuras presentan un rumbo predominante NO-SE, que hacia el sur se vuelven predominantemente ONO-ESE y adquieren trazas de menor longitud, alcanzando los 50 m y con espaciamientos variables entre 60 y 450 m.

Para una correcta caracterización de las expresiones geomórficas y para el cálculo de tasas de acortamiento (estimadas en el capítulo 5.2.3), se realizaron perfiles topográficos de detalle a partir de modelos digitales de elevación de alta resolución y dGPS (Fig. 5.33; ver capítulo 2 de metodología para más detalles; ver modelos de elevación generados en Anexo E.2).

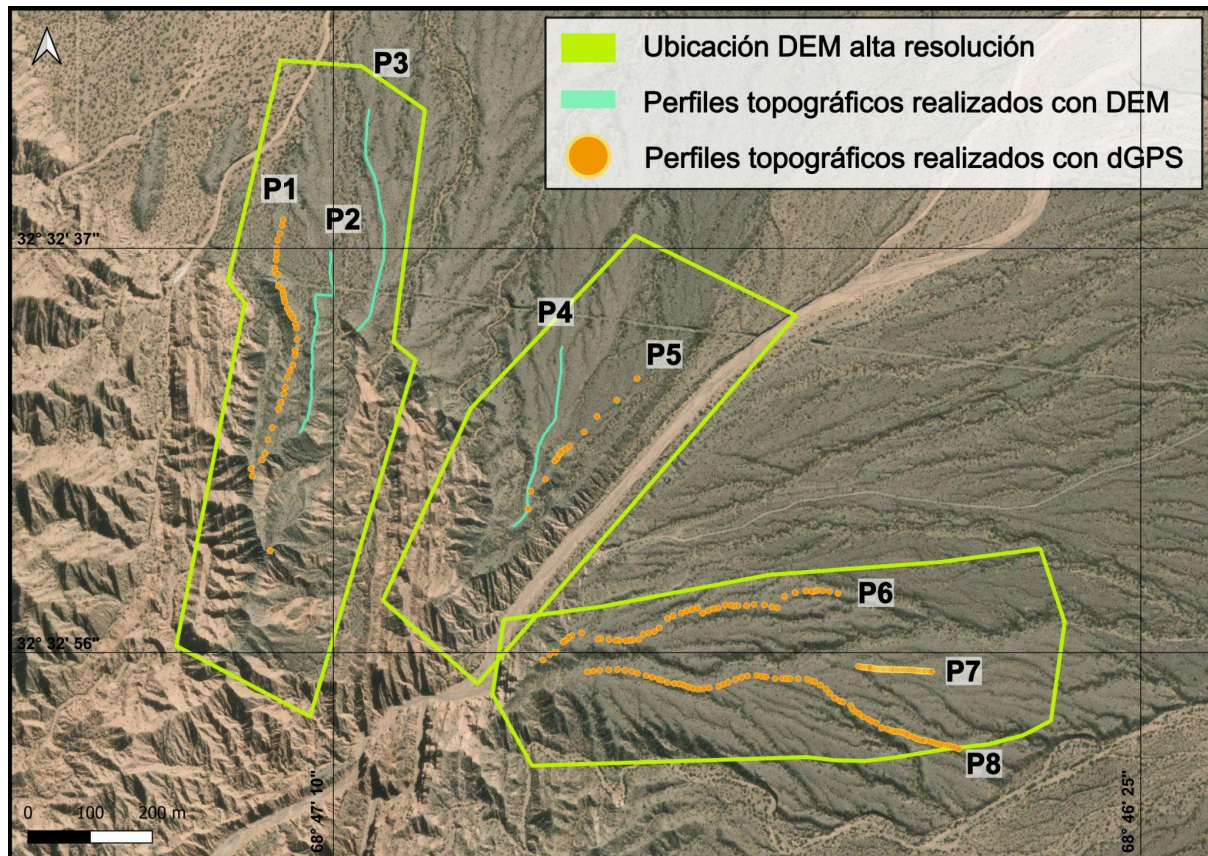


Figura 5.33: Ubicación de los relevamientos de alta resolución realizados. Las áreas relevadas con VANT para la generación de modelos de elevación digital (DEM) de alta resolución se indican con polígonos verdes. Los puntos naranjas y las líneas celestes corresponden a perfiles topográficos obtenidos mediante dGPS y DEM, respectivamente (P1 - P8).

La actividad neotectónica del SCLP se reconoce a partir de evidencias no diagnósticas que se concentran principalmente en los depósitos cuaternarios próximos al cauce principal, mientras que su expresión geomórfica se atenúa en las quebradas menores adyacentes hacia el sur (Fig. 5.29). En la margen norte, la principal evidencia geomorfológica de la actividad del SCLP es la deformación del labio colgante comprendiendo el primer dominio (D1), que preservan depósitos aluviales cuaternarios plegados conformando el limbo frontal de un pliegue anticlinal (Figs. 5.30 a 5.32). Las superficies aluviales de orientación O-E ubicadas en el extremo sur de la zona de estudio presentan evidencias más sutiles que corresponden a cambios localizados en la pendiente con escasa longitud (<100 m), y escarpas con disposición desorganizada y rumbo predominante ONO–ESE (Figs. 5.29, 5.31). Estas características podrían corresponder a escarpas tectónicas que evidencian un avance de la deformación hacia el sureste (Fig. 5.29).

Las manifestaciones morfológicas asociadas al SCLP incluyen escarpas vinculadas a los limbos de pliegues en el frente montañoso y escarpas monoclinales próximas a éste, con alturas que varían entre 23 y 44 m (Fig. 5.34). Las escarpas asociadas a limbos de pliegue reconocidas en los dominios D1 y D2 presentan separaciones que oscilan entre 50 y 250 m (Figs. 5.29 y 5.34). En particular, en la margen norte de la quebrada Baños Colorados se reconoció un anticlinal que afecta a la unidad Q6 de más de 600 m de longitud (Fig. 5.35), así como monoclinales distribuidos en el resto del área, reconocidos a partir de

abovedamientos en los perfiles topográficos de las superficies aluviales y anomalías en el patrón de drenaje (Fig. 5.29, 5.31, 5.34).

Para documentar la expresión morfológica de las estructuras, se incluyen en la Figura 5.34 los perfiles topográficos más representativos, cuya ubicación se indica en la Figura 5.33.

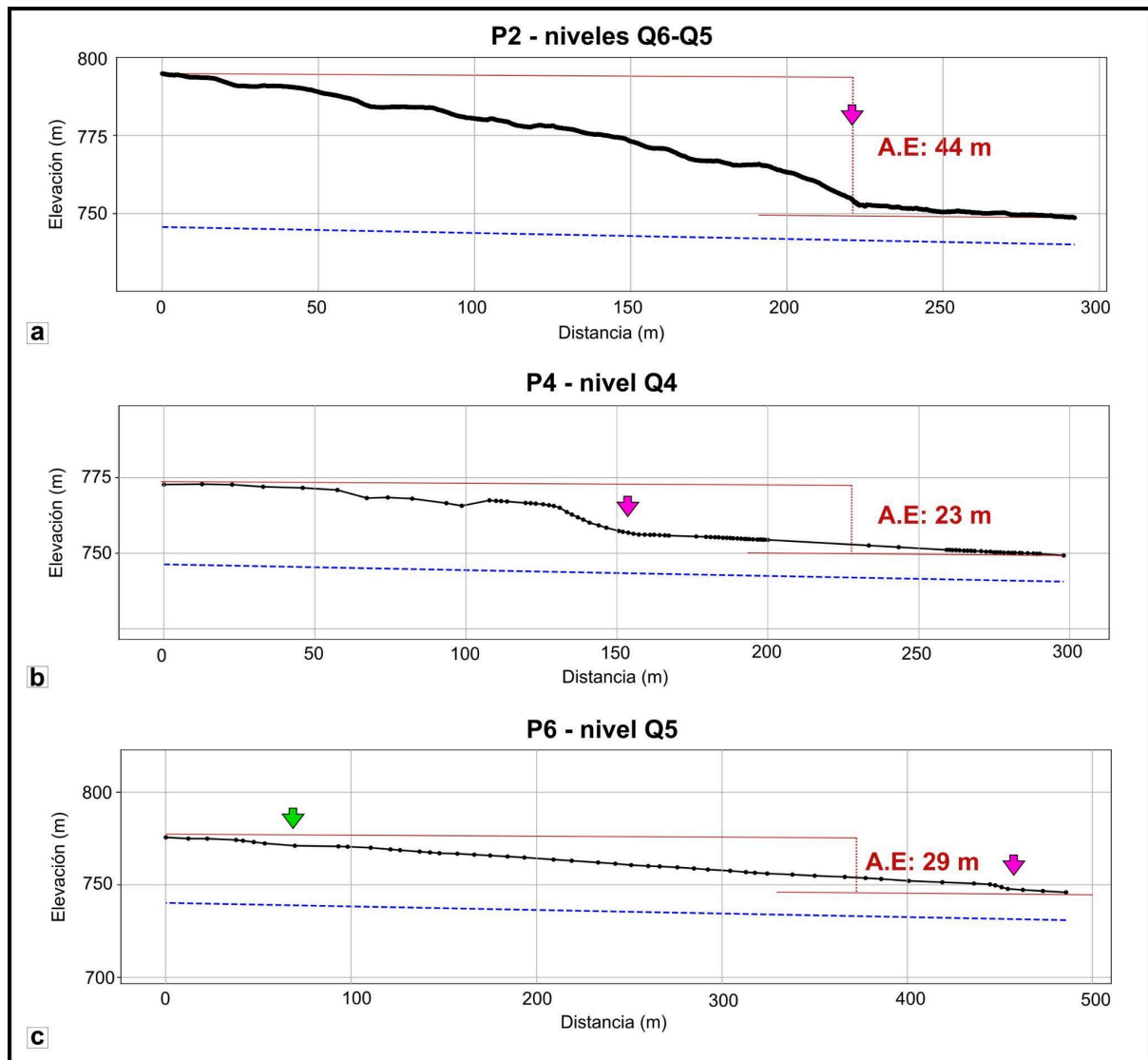


Figura 5.34: Perfiles topográficos de detalle (exageración 3:1) proyectados a una línea perpendicular al plano de falla, de los niveles Q6-Q5, Q4, Q5. Con línea negra se indica la topografía actual y con línea punteada azul el perfil original del cauce. En rojo se indica la amplitud de la escarpa (A.E.) considerando un campo lejano (ver capítulo de metodología). Con flecha rosa se ubican las escarpas asociadas a limbos de pliegue y en verde las escarpas asociadas a corrimientos inferidos. Ubicación de perfiles en Fig. 5.33. Se muestran aquí los perfiles más representativos de todos los presentados en la Fig. 5.33.

Perfil 2 (Q6-Q5): Involucra a las superficies aluviales Q6 (bloque colgante) y Q5 (bloque yacente), separadas por un corrimiento ciego que genera una escarpa de tipo limbo de pliegue (*fold limb scarp*) en superficie, marcando el límite entre los dominios D1 y D2 (Figs. 5.29, 5.34a). El depósito correspondiente a Q6 muestra un pliegue anticlinal transpuesto con inclinaciones mayores en el limbo frontal, que oscilan

entre 25° y 66° (máximas en el sector central), mientras que el Q5 (bloque yacente) permanece no deformado (Figs. 5.35, 5.36).



Figura 5.35: Escarpa asociada al limbo frontal de un pliegue anticlinal. (a,b) Fotografías tomadas con VANT que muestran el limbo frontal del pliegue que afecta a la unidad cuaternaria Q6 y su escarpa asociada. Se indica la traza del corrimiento principal (SCLP), que en este sector se presenta como una estructura ciega (línea punteada negra). En (b) se señala además el cierre del anticlinal Baños Colorados (ABC), que deforma las secuencias neógenas subyacentes. (c) Pliegue cuaternario. Se indica el limbo dorsal levemente inclinado hacia el oeste, mientras que el limbo frontal presenta inclinaciones progresivamente mayores hacia el este.

Perfil 4 (Q4): Se reconoce en el depósito aluvial de la unidad Q4 una escarpa monoclinal de 23 m de amplitud vinculada al corrimiento ciego que limita los dominios D1-D2 (Figs. 5.29, 5.34b, 5.36a).

Perfil 6 (Q5): La superficie correspondiente a la unidad Q5 muestra un abovedamiento muy suave, con una escarpa monoclinal a los 450 m de longitud del perfil (8.9 m de amplitud), que indicaría la expresión superficial del corrimiento ciego reconocido en la margen sur de la quebrada, limitando los dominios D1-D2 (Figs. 5.29, 5.34c). Adicionalmente, se identifican pequeñas escarpas (<5 m de amplitud) al oeste, asociadas a corrimientos ciegos inferidos que generan una amplitud de escarpa -considerando un campo lejano- de 29 m (Fig. 5.29).

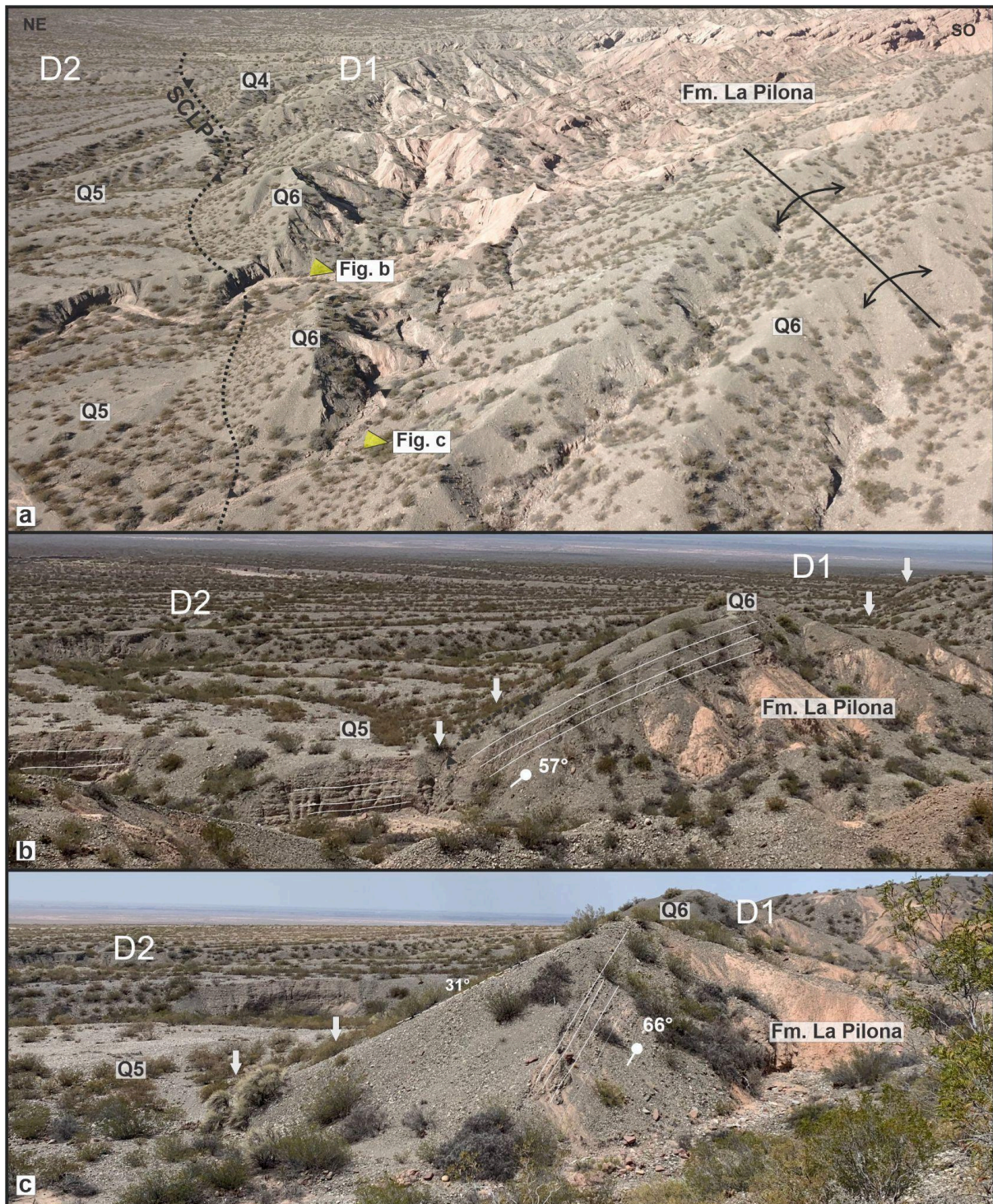


Figura 5.36: Escarpa asociada al limbo frontal del pliegue anticlinal asociado a la traza del SCLP. (a) Vista hacia el sureste de la escarpa correspondiente al limbo de pliegue. Se indica con línea punteada la traza del corrimiento. Los depósitos aluviales de la unidad Q6 se disponen sobre secuencias neógenas que marcan el cierre del pliegue. (b, c) Detalles de las inclinaciones del limbo frontal del pliegue cuaternario. Con flechas blancas se señala el límite entre los dominios morfotectónicos D1 y D2, definido por la traza del corrimiento.

5.2.3 Modelos cinemáticos y cálculos de acortamiento

Se utilizaron modelos basados en el concepto de *trishear* (Erslev, 1991), contruidos sobre la topografía actual de las superficies aluviales seleccionadas. A partir de estos modelos, se estimó el acortamiento cuaternario mediante la comparación entre la pendiente esperada para una superficie no deformada y el modelo generado, de forma de cuantificar la componente de deformación asociada a cada unidad (véase capítulo 2.2.3). Las superficies aluviales elegidas como marcadores de la deformación fueron Q6 y Q4 (margen norte de la quebrada Baños Colorados) y Q5 (margen sur; Fig. 5.37). Todas estas superficies fueron seleccionadas para calcular el acortamiento en los corrimientos que limitan los dominios D1-D2. Cabe destacar que los cálculos en este sector presentan mayor incertidumbre que en la quebrada La Escondida, debido a la falta de un plano de falla expuesto. Los ángulos de rampa utilizados para los modelados mínimos y máximos son 13° y 36°, respectivamente. Estos valores derivan de las inclinaciones medidas en los corrimientos que limitan a los dominios D2-D3 y D3-D4 en la quebrada La Escondida (Figs. 5.8 y 5.18). Las unidades Q4 y Q5 son las únicas que se preservan tanto en el bloque colgante como en el bloque yacente, y de ellas, únicamente Q4 cuenta con una edad disponible (Schmidt et al., 2011a; Fig. 5.37). A pesar de que el SCLP no aflora en este sector, resulta fundamental cuantificar la actividad cuaternaria asociada al mismo a partir de las distintas superficies aluviales deformadas.

En este contexto, aunque la unidad Q6 se encuentra únicamente en el bloque colgante y carece de dataciones disponibles, su inclusión en el modelado se debe a que ofrece la oportunidad de analizar corrimientos neotectónicos que exponen la roca de caja. Esto permite cuantificar la deformación en el bloque colgante, donde los marcadores geológicos suelen haber sido eliminados por erosión (Fig. 5.37). Esta situación representa un caso excepcional para estimar deformación considerando la deformación de los bloques adyacentes (análisis *off-fault*), aportando información clave sobre cómo se distribuye la deformación, lo que también contribuye a la actividad cuaternaria del SCLP. Hasta el momento, dicha actividad ha sido evaluada exclusivamente mediante indicadores directamente obtenidos en la zona de falla y sectores adyacentes (*on-fault*), por lo que el análisis de Q6 representa un aporte complementario y significativo.

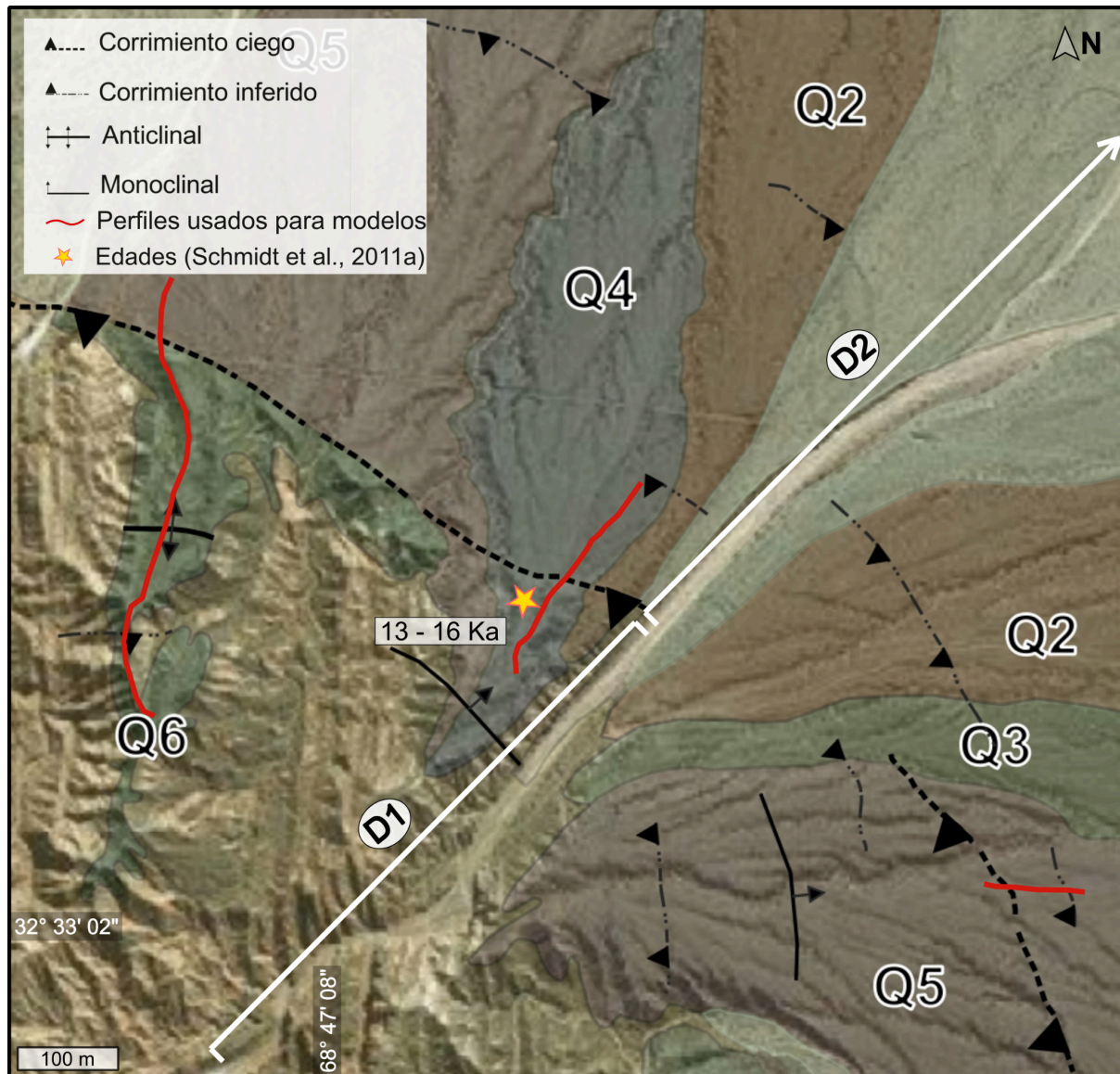


Figura 5.37: Ubicación de los perfiles utilizados para los modelos estructurales. Se indican en rojo las trazas de los perfiles donde se aplicaron modelos *trishear*, y en blanco los límites entre los dominios morfoestructurales reconocidos. Las estrellas amarillas marcan las ubicaciones de las dataciones publicadas por Schmidt et al. (2011a).

Superficie Q4:

A partir del modelo *trishear*, se estimaron valores de acortamiento mínimos y máximos de 2.72 m y 5.20 m, respectivamente (Figs. 5.37, 5.38; Tabla 5.4) (ver los criterios analíticos desarrollados en el capítulo 2.2). La elección de este marcador se fundamenta en estudios multiparamétricos que respaldan la correlación entre los depósitos expuestos en el bloque elevado y aquellos presentes en el bloque yacente (véase capítulo 4.1 de Estratigrafía). Considerando la edad de la superficie (13–16 Ka; Schmidt et al., 2011a) y los errores metodológicos de las dataciones, las tasas de acortamiento aparentes varían entre 0.17 y 0.50 mm/a (Tabla 5.4).

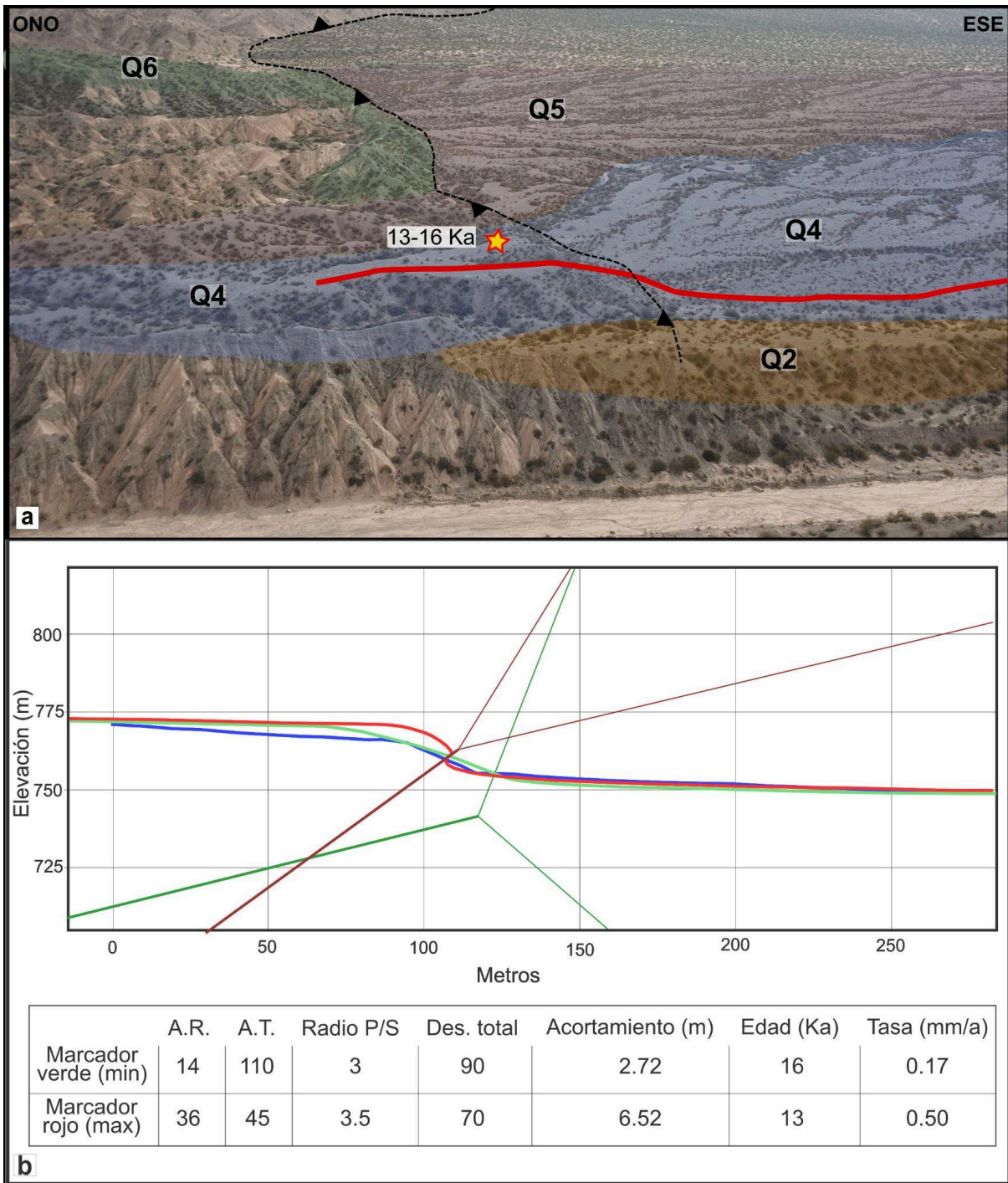


Figura 5.38: Modelo *trishear* realizado para la superficie aluvial Q4. (a) Imagen oblicua obtenida con VANT donde se indica, mediante una línea roja, la traza del perfil topográfico utilizado para el modelo de la superficie correspondiente al nivel Q4, junto con una visualización del mapa neotectónico del área. (b) Comparación entre los modelos de deformación máximo (línea roja) y mínimo (línea verde) generados a partir del perfil, junto con la topografía actual (línea azul). Se presentan además los parámetros de entrada empleados en cada caso y los resultados obtenidos. A.R.: ángulo de rampa, A.T.: ángulo *trishear*.

Superficie Q5:

Dado que el corrimiento oriental presenta la escarpa de mayor amplitud (como se aclara en el Perfil 6 (Q5), se generó un modelo *trishear* para esta estructura, resultando en valores de acortamiento entre 0.9 m (mínimo) y 3.21 m (máximo) (Figs. 5.37, 5.39). Cabe señalar que este modelo se realizó sobre un perfil que afecta a una sola estructura, por lo que es posible que no capture la totalidad de la deformación.

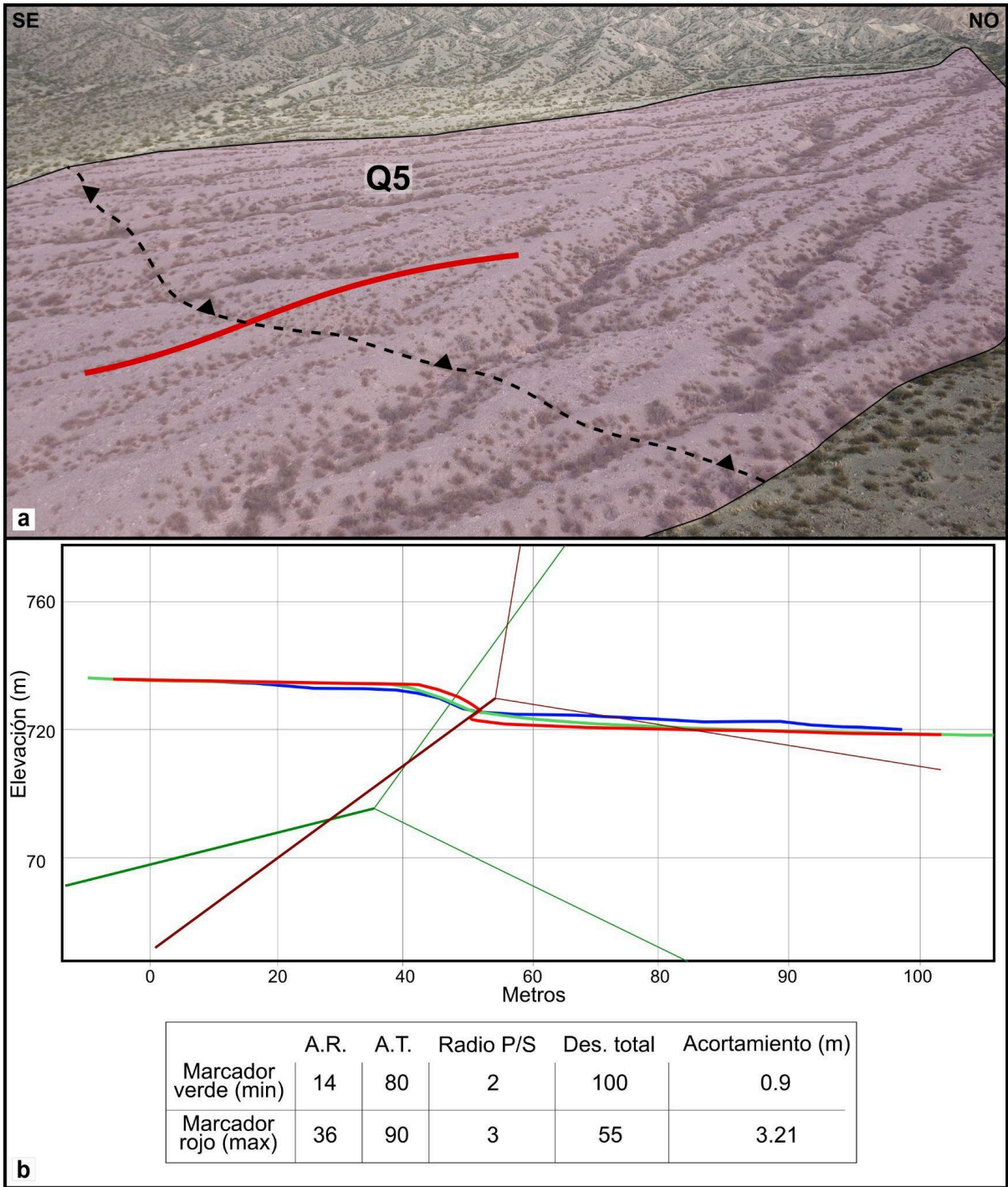


Figura 5.39: Modelo *trishear* realizado para la superficie aluvial Q5. (a) Vista aérea tomada con VANT donde se marca, mediante una línea roja, la ubicación del perfil topográfico utilizado para modelar la superficie del nivel Q5, acompañada de una representación del mapa neotectónico. (b) Resultados de los modelos generados: se presentan

los ajustes máximo (rojo) y mínimo (verde) comparados con la topografía actual (azul), junto con los parámetros de entrada y las estimaciones de acortamiento obtenidas. A.R.: ángulo de rampa, A.T.: ángulo *trishear*.

Superficie Q6

Para estudiar el acortamiento asociado a la superficie aluvial de Q6, se empleó un perfil topográfico de alta resolución (20 cm; véase metodología en capítulo 2.1) que abarca dos superficies aluviales (Q6-Q5; Fig. 5.37). Los modelos de *trishear* se ajustaron, por lo tanto, al bloque colgante (Q6) y a su proyección en profundidad, considerando el espesor de Q5 reconocido en el campo (Tabla 5.4; Fig. 5.40). No obstante, dado que la base de Q5 no es observable, los valores obtenidos representan un acortamiento mínimo. Al modelar la escarpa de limbo de pliegue expuesta en la superficie Q6, cuya amplitud es de 44 m, se obtuvieron valores de acortamiento aparentes comprendidos entre 15.60 m y 36.76 m (Fig. 5.40).

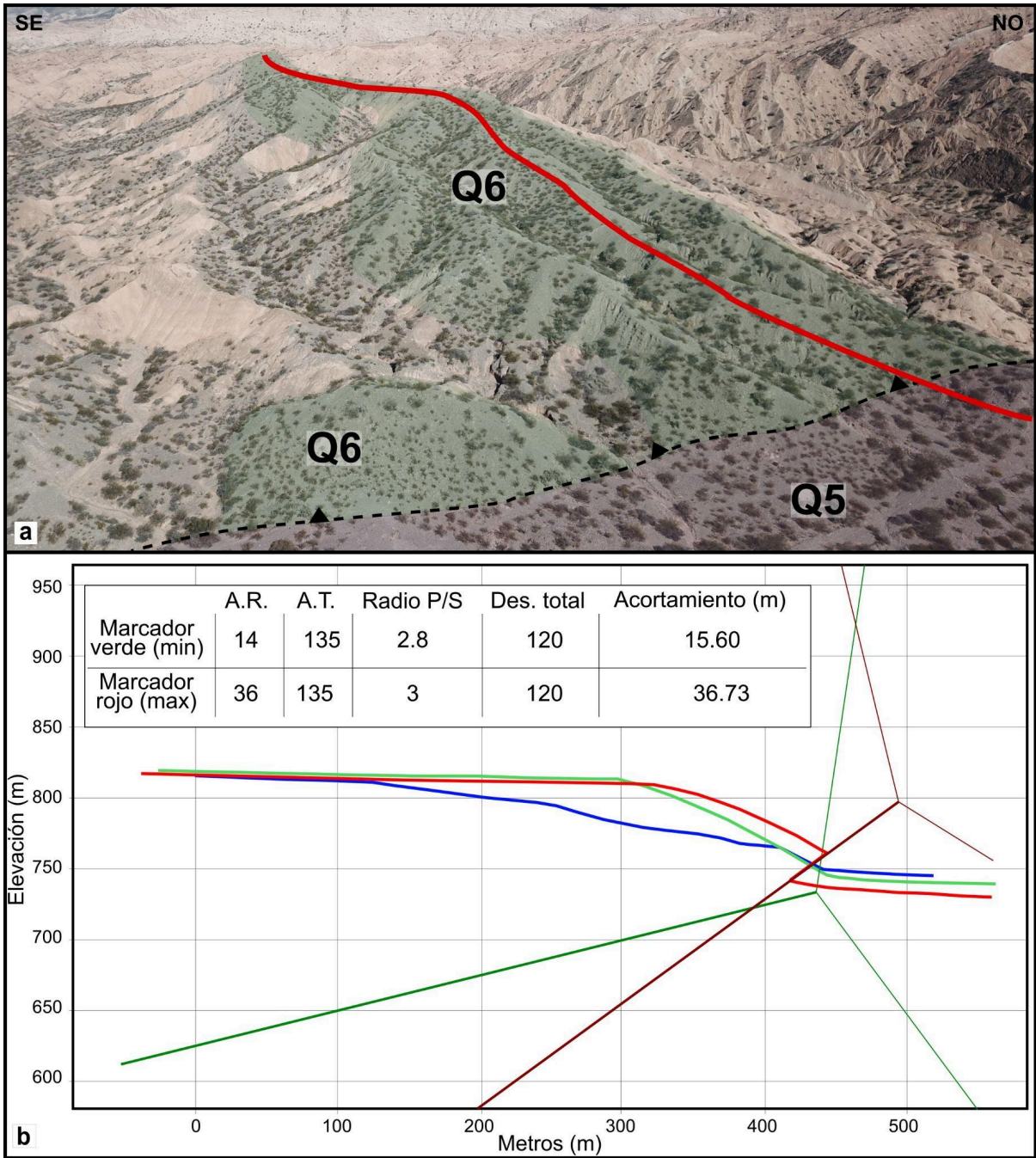


Figura 5.40: Modelo *trishear* realizado para la superficie aluvial Q6. (a) Fotografía oblicua registrada con VANT en la que se indica la traza del perfil topográfico (en rojo) empleado para el modelado de la superficie del nivel Q6. (b) Resultados del modelo cinemático que incluyen los escenarios máximo (rojo), mínimo (verde) y la topografía actual (azul), junto con los parámetros utilizados y los valores de acortamiento estimados. A.R.: ángulo de rampa, A.T.: ángulo *trishear*.

Tabla 5.4: Resultados obtenidos a partir de modelados *trishear* sobre superficies aluviales elegidas como marcadores de la deformación. Ac.: acortamiento. Acortamientos calculados a partir de modelos cinemáticos *trishear* de la morfología de la escarpa.

	Marcador	Ac. (m)
Q4	Línea roja acort. Max.	6.520
	Línea verde acort. Min.	2.720
Q5	Línea roja acort. Max.	3.210
	Línea verde acort. Min.	0.900
Q6-Q5	Línea roja acort. max	36.730
	Línea verde acort. Min.	15.600

Los rangos de tasas de acortamiento mínimos y máximos estimados para el límite entre los dominios D1 y D2 corresponden a la margen norte de la quebrada, a partir del modelado sobre la superficie Q4 (Fig. 5.41). En este caso, las tasas estimadas varían entre 0.17 y 0.50 mm/a para los últimos 13-16 ka (Fig. 5.38) mientras que Schmidt et al. (2011b) calcularon 1.2 mm/a para la misma edad. El resto de los acortamientos obtenidos no resultan en tasas aparentes dada la ausencia de edades disponibles.

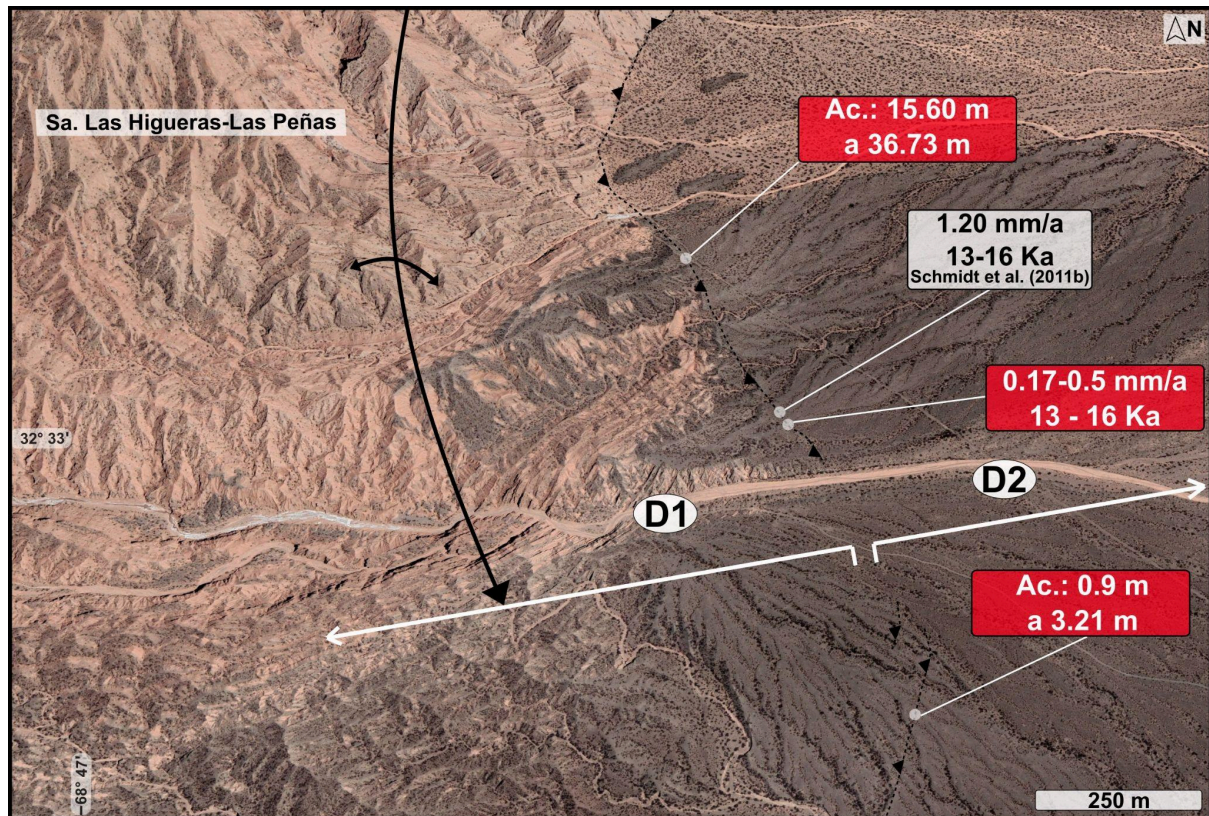


Figura 5.41: Imagen satelital óptica (tomada del servidor Bing) del sector de la quebrada Baños Colorados indicando a modo de resumen los acortamientos y tasas aparentes de acortamiento. Se presentan las tasas de acortamiento estimadas por Schmidt et al. (2011b), señaladas con recuadros blancos, y las obtenidas en este trabajo, en recuadros rojos. En los casos de las superficies Q6-Q5 y Q5, donde no se dispone de dataciones absolutas, se indican únicamente los valores de acortamiento. Los dominios morfotectónicos identificados se representan con números en círculos (1- 2).

Capítulo 6

6. Discusiones e interpretaciones

En el presente capítulo se interpretan los principales resultados obtenidos sobre la deformación cuaternaria en el sector sur de la sierra Las Higueras–Las Peñas. A su vez, se señalan las incertidumbres asociadas a los datos y metodologías utilizadas, y se plantean interrogantes para investigaciones futuras.

6.1 Relación entre la macroestructura neógena y la exposición del SCLP en tres quebradas del sur de la sierra

Distintos niveles de exposición del SCLP se reconocen en las quebradas Las Peñas, La Escondida y Baños Colorados (Fig. 6.1). Estas variaciones responden a la geometría de un anticlinal cuyo eje inclina hacia el sur y constituye la principal macroestructura del frente de corrimiento en el sector sur de la sierra. La geometría tridimensional de este anticlinal -cuyo flanco oriental es transpuesto por el SCLP- determina que, de norte a sur, queden transicionalmente expuestos niveles neógenos progresivamente más someros. Esta configuración permite definir dos secciones del SCLP que, según el nivel de erosión, condicionan su carácter emergente (sección I, al norte; Fig. 6.1) o ciego (sección II, al sur; Fig. 6.1). Además, los distintos niveles de exposición del SCLP exhiben en el bloque yacente del corrimiento principal diferentes grados de deformación del basamento neotectónico, lo que influye en la evolución y el modo de propagación cuaternaria del piedemonte.

En la quebrada de Las Peñas (A–A' en Fig. 6.1), el sistema de corrimiento aflora y exhuma al núcleo del pliegue (Formación Mariño; sección I; Fig. 6.1). El SCLP está caracterizado aquí por una zona de falla principal bien expuesta y con importante cizalla asociada, generando escarpas en la cobertura cuaternaria (Costa et al., 2000a, 2005, 2015a, 2019). Sin embargo, el labio bajo del SCLP a esta latitud solo expone a secuencias aluviales subhorizontales.

Hacia el sur, ya dentro de la zona de estudio, en la quebrada La Escondida (B–B' en Fig. 6.1) afloran tanto unidades neógenas del núcleo del pliegue como niveles más someros (Formaciones Mariño y La Piloná; secciones I y II; Fig. 6.1). En el piedemonte de esta quebrada, equivalente al sector correspondiente al labio bajo de la traza principal del SCLP, el segundo dominio (D2) se caracteriza por exponer en el cauce a una secuencia sedimentaria asignada a la Formación La Piloná. Los estratos de esta unidad presentan discordancias progresivas que podrían corresponder al limbo dorsal de un pliegue, asociado a una estructura subyacente (Fig. 6.2a). Por eso, se interpreta que la deformación tipo *bedding parallel* observada en el dominio D2 (Fig. 5.7 en apartado 5.1.1) y el corrimiento ubicado entre los dominios D2 y D3 (Fig. 5.8 en apartado 5.1.1) podría responder a una deformación en el labio bajo que se acomodó mediante mecanismos de flexo-deslizamiento (Fig. 6.2a).

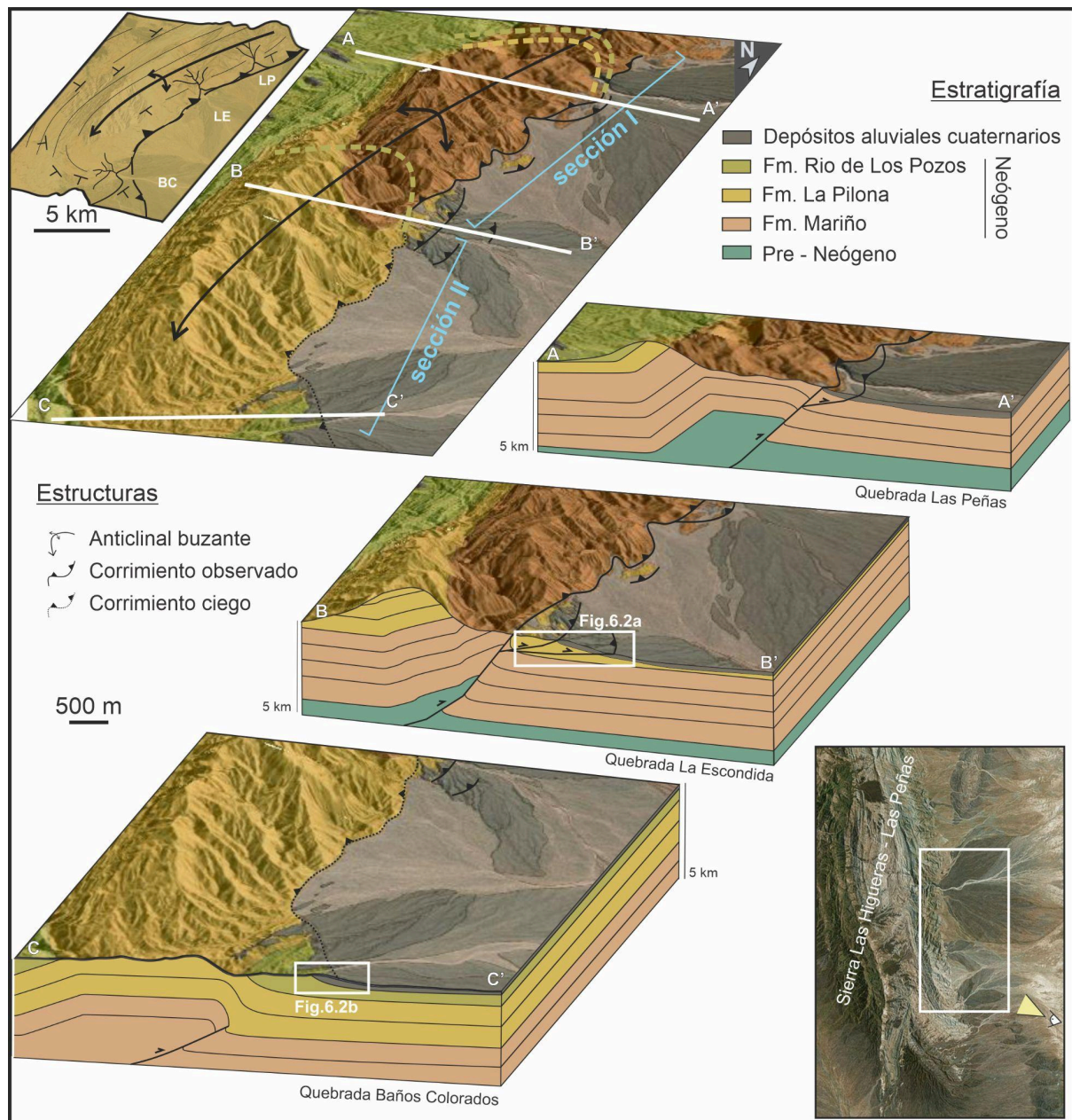


Figura 6.1: Esquema geológico 3D (exageración vertical x1.5) del sector sur de la sierra Las Higueras-Las Peñas indicando los diferentes niveles de exposición del Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP). Las líneas discontinuas muestran los niveles neógenos erodados. En la transecta A-A' (quebrada Las Peñas) la traza del SCLP emerge y se exponen niveles estratigráficos más profundos (Formación Mariño), correspondiente al núcleo del pliegue cuyo eje inclina al sur. La transecta B-B' (quebrada La Escondida) se ubica en una zona intermedia entre el núcleo y unidades más superficiales (Formación Mariño y la Pilona) con la traza del SCLP emergente, mientras que la transecta C-C' (quebrada Baños Colorados) muestra un estilo distinto, con la deformación concentrada en una única estructura anticlinal plegada de gran escala y la traza del SCLP no aflorante. Las relaciones estratigráficas y estructurales en profundidad están representadas de manera esquemática y no necesariamente reproducen con precisión la geometría real. Las unidades neógenas representadas corresponden a una interpretación realizada a partir de datos previos y el mapeo confeccionado a partir de Google Earth (ver apartado de Estratigrafía).

Si bien no es clara la estructura que delimita este dominio respecto al dominio D3, se interpreta que los estratos neógenos, que presentan discordancias progresivas y podrían corresponder al limbo dorsal de un

pliegue, no formarían parte de la misma estructura que marca el límite oriental del dominio D3. Aunque se requieren más estudios que permitan caracterizar con mayor precisión la estructura que separa estos dominios en el subsuelo (a profundidades someras), se puede proponer que el límite entre los dominios D2 y D3 corresponde a una falla inversa que fue rotada progresivamente a medida que el sistema se propagó hacia el este. Este comportamiento explicaría el desarrollo de escarpas rectilíneas y discontinuas en el piedemonte (ver apartado 5.1.2), asociadas a ramificaciones secundarias del SCLP, como resultado de un bloque yacente estructurado fuera de la zona de deformación principal (Fig. 6.2). A medida que la estratificación se verticaliza hacia el sector oriental del dominio D2, estas anisotropías pudieron haber perdido eficiencia para acomodar acortamiento, favoreciendo la propagación del corrimiento hacia el este. Las tasas de acortamiento dan aproximadamente 0.27 mm/a en las quebradas de Las Peñas (Costa et al., 2019) y La Escondida (estudiada en el nivel Q6), en sectores correspondientes al límite de los dominios morfotectónicos D2-D3, algo menores que las obtenidas más al sur. Esto podría indicar que esta zona de deformación del SCLP estuvo activa antes de que el corrimiento se trasladara hacia un nuevo bloque yacente de mayor eficiencia cinemática. Hacia el este, dentro del dominio D3, en la quebrada La Escondida, se reconocen fallas antitéticas normales e inversas en secuencias cuaternarias y neógenas. Esto sugiere el desarrollo de fallas secundarias tipo *bending-moment* (Yeats et al., 1997) por ubicarse en el sector axial del abovedamiento registrado en la superficie cuaternaria (ver apartado 5.1.2), producto de un plegamiento asociado al corrimiento expuesto en el límite de los dominios D3 y D4 (Fig. 6.2b).

Las deformaciones cuaternarias descritas en los dominios D2 y D3 y la incisión fluvial en el del SCLP en la quebrada La Escondida, han permitido conocer la estructuración del basamento pre cuaternario en el labio bajo de la estructura, algo muy poco frecuente en corrimientos activos (Fig. 6.2a). Se considera que esta incisión fluvial en sistemas agradacionales activos es consecuencia de la propagación hacia el este de la actividad más reciente del SCLP.

Entre las quebradas La Escondida y Baños Colorados (C-C' en Fig. 6.1), el SCLP adquiere un carácter no emergente respecto al nivel de erosión actual, en coincidencia con la desaparición en superficie de la Formación Mariño (sección II en Fig. 6.1). En la quebrada de Baños Colorados afloran las unidades neógenas más jóvenes (Formaciones La Pilona y Río de los Pozos) inclinando hacia el sureste, y se observa que la unión sierra-piedemonte cambia el rumbo hacia el NO-SE, reflejando el cierre del pliegue (Fig. 6.1). Como consecuencia, el acortamiento se preserva en el bloque colgante del SCLP mediante un pliegue que en superficie presenta un amplio ángulo de abertura de charnela (Fig. 6.2b). Por lo tanto, comprender la geometría tridimensional de la sierra y la estructuración del bloque yacente resulta clave para interpretar la distribución superficial de la deformación cuaternaria. La correcta identificación de este tipo de estructuras activas resulta fundamental para la evaluación del peligro sísmico y la actualización de la normativa de construcción sismorresistente (Moreiras et al., 2014; Mescua y Giambiagi, 2018).

Del análisis surgen los siguientes interrogantes que deberían ser abordados en estudios posteriores: ¿Una mayor disponibilidad de tasas en ambas quebradas permitiría evaluar variaciones en las tasas de acortamiento en función de la estructuración del bloque yacente? ¿Cómo está estructurado el bloque yacente en el dominio D2? ¿Podría esta información ayudar a entender mejor la distribución de la deformación activa hacia el interior de la cuenca?

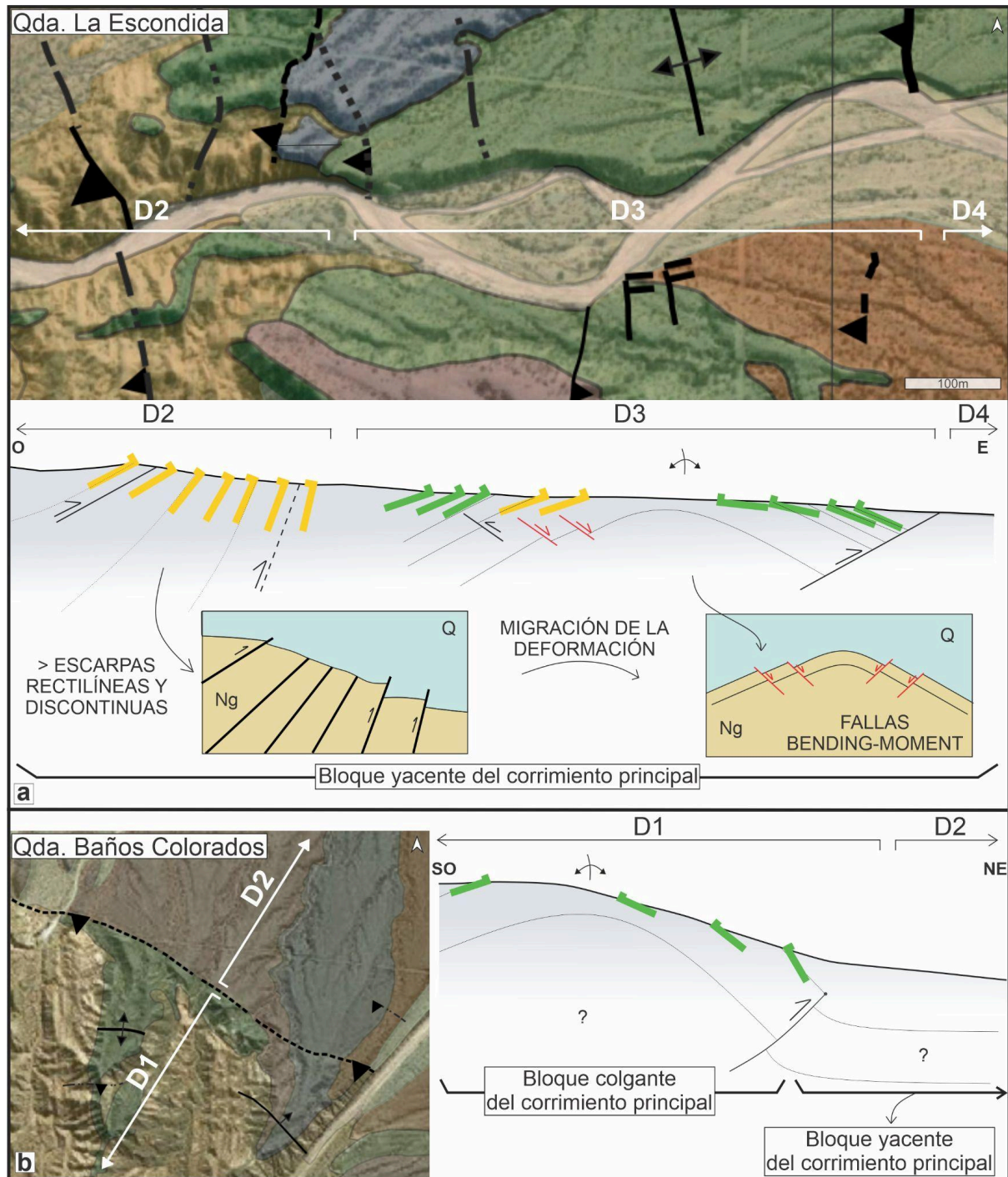


Figura 6.2: Comparación entre la ramificación de corrimientos secundarios en el bloque yacente del corrimiento principal en las quebradas estudiadas. Ver ubicaciones en Fig. 6.1. Para una referencia detallada de las estructuras mapeadas, véanse las Figuras 5.3 y 5.29. (a) Esquema morfotectónico de la quebrada La Escondida, donde se indican estructuras y pliegues reconocidos (líneas sólidas) e interpretados (líneas punteadas), junto con la delimitación de los dominios estructurales D2 a D4. El perfil esquemático ilustra la geometría y estilo de deformación característicos de cada dominio, y su expresión superficial. Las fallas observadas se representan con líneas negras continuas, las fallas interpretadas con líneas punteadas, y las fallas normales en rojo. Se muestran las actitudes medidas en campo: en amarillo para unidades neógenas ("Ng") y en verde para unidades cuaternarias, utilizadas para interpretar, la presencia de fallas compatibles con mecanismos flexo-deslizamientos y *bending-moment* (ver apartado 5.1.1). (b) Esquema morfotectónico de la quebrada Baños Colorados, que ilustra un bloque colgante bien preservado del

corrimiento principal. En este sector, la deformación acumulada genera un gran plegamiento anticlinal, cuyo limbo frontal -que representa al dominio D1- está limitado al este por un corrimiento ciego de orientación NO-SE.

6.2 Evolución cuaternaria del Sistema de Corrimiento Las Peñas

El análisis conjunto de las quebradas La Escondida, Las Peñas y Baños Colorados permitió reconstruir la evolución espacial y temporal del SCLP mediante la identificación de cuatro dominios morfotectónicos (D1–D4), que evidencian una propagación de la deformación hacia el piedemonte. Esta interpretación se basa en las observaciones indicadas en las secciones 5.1.1 y 5.2.1 que demuestran la incorporación sucesiva de secuencias más jóvenes al bloque colgante del SCLP y en el elevado ángulo del corrimiento principal.

Los afloramientos expuestos en la quebrada La Escondida resultan clave para interpretar esta evolución temporal, ya que allí pueden reconocerse todos los dominios definidos debido a que afloran tanto sectores del núcleo del pliegue como niveles más someros (ver apartado 6.1). Un punto central para entender esta evolución es el afloramiento del corrimiento ubicado en el límite entre los dominios D3 y D4 que exhibe dos depósitos aluviales que fueron deformados por al menos dos pulsos tectónicos (S1 y S2; ver apartado 5.1.3). Estas relaciones, que también se observan en el límite entre los dominios D2 y D3 en la misma quebrada (Fig. 5.8 en capítulo 5), sugieren que la evolución del frente activo ha tenido lugar mediante la propagación de ramificaciones inicialmente ciegas, que propagan en el labio bajo afectando a la cubierta aluvial cuaternaria. La propagación de estructuras ocurre inicialmente de manera sincrónica con la sedimentación, tal como lo registran las geometrías de estratos de crecimiento (Figs. 5.13, 5.17, 5.31). Posteriormente los corrimientos propagantes cortan las unidades ya depositadas, desarrollando un carácter ciego o emergente de estas estructuras en la estratigrafía cuaternaria, en función de la relación P/S y su exposición a la erosión, entre otros factores. La deformación reconocida en el afloramiento natural expuesto, sumado a las evidencias en los depósitos cuaternarios indiferenciados -mapeados como “Qi”-, sugieren una historia tectónica en la que se acumulan sucesivos pulsos de deformación, cada uno registrado por estratos de crecimiento y discordancias erosivas y angulares bien marcadas (Fig. 6.3). Estas observaciones sugieren una estrecha relación entre la actividad del SCLP y su interacción con procesos de agradación y evolución pedemontanos. Estas relaciones dinámicas pudieron haber sido variables, considerando no solamente posibles variaciones en la cinemática de la propagación del SCLP en el ambiente pedemontano, sino también a la variabilidad de los procesos agradacionales debido a control climático.

Sin considerar las complejidades que pudieron haber resultado de la interacción entre procesos tectónicos y climáticos, se propone una posible secuencia evolutiva (Fig. 6.3) compuesta por: 1. Agradación aluvial pedemontana y desarrollo de niveles aluviales aterrizados; 2. Primer pulso de deformación con depositación sinsedimentaria y modificación del perfil longitudinal de cauces; 3 y 4. Nuevo pulso de agradación; 5. Nuevo pulso de deformación; 6. Fallamiento de carácter emergente; 7 y 8. Inicio de un nuevo ciclo con propagación hacia el piedemonte (estadios 1 a 8 Fig. 6.3).

El esquema evolutivo para la quebrada Baños Colorados es difícil de determinar debido a que la inmersión del macropliegue desarrollado en rocas neógenas –discutido en apartado 6.1- no permite

reconocer en superficie el desarrollo de todos estos dominios. Sin embargo, las estructuras ciegas inferidas en el piedemonte indicarían que la evolución propuesta (Fig. 6.3) podría repetirse en esta quebrada.

El reconocimiento de estos estadios permite interpretar que el sistema se ha propagado de manera sostenida hacia el este, y que la actividad más reciente estaría concentrada en el dominio más oriental (D4). Este sector podría indicar el inicio de un nuevo ciclo de deformación, correspondiente a los estadios iniciales de la evolución propuesta (Fig. 6.3). En este escenario y sumado a las consideraciones enunciadas en el apartado 6.1, la actividad de la estructura principal del SCLP, reconocida en afloramientos más occidentales, podría considerarse inactiva o con mucha menor actividad que las estructuras propagantes hacia la cuenca, debido a su menor capacidad para acomodar acortamiento.

En conjunto, la propagación sistemática de la deformación hacia el bloque yacente refuerza la utilidad de los dominios morfotectónicos como herramienta de interpretación. La repetición del patrón en distintos sectores respalda una propagación progresiva del sistema hacia el piedemonte, donde las estructuras más recientes podrían evolucionar hacia estadios más avanzados. En el caso de la quebrada La Escondida, esto implicaría que el límite oriental del dominio D4 podría, eventualmente, registrar una ruptura superficial.

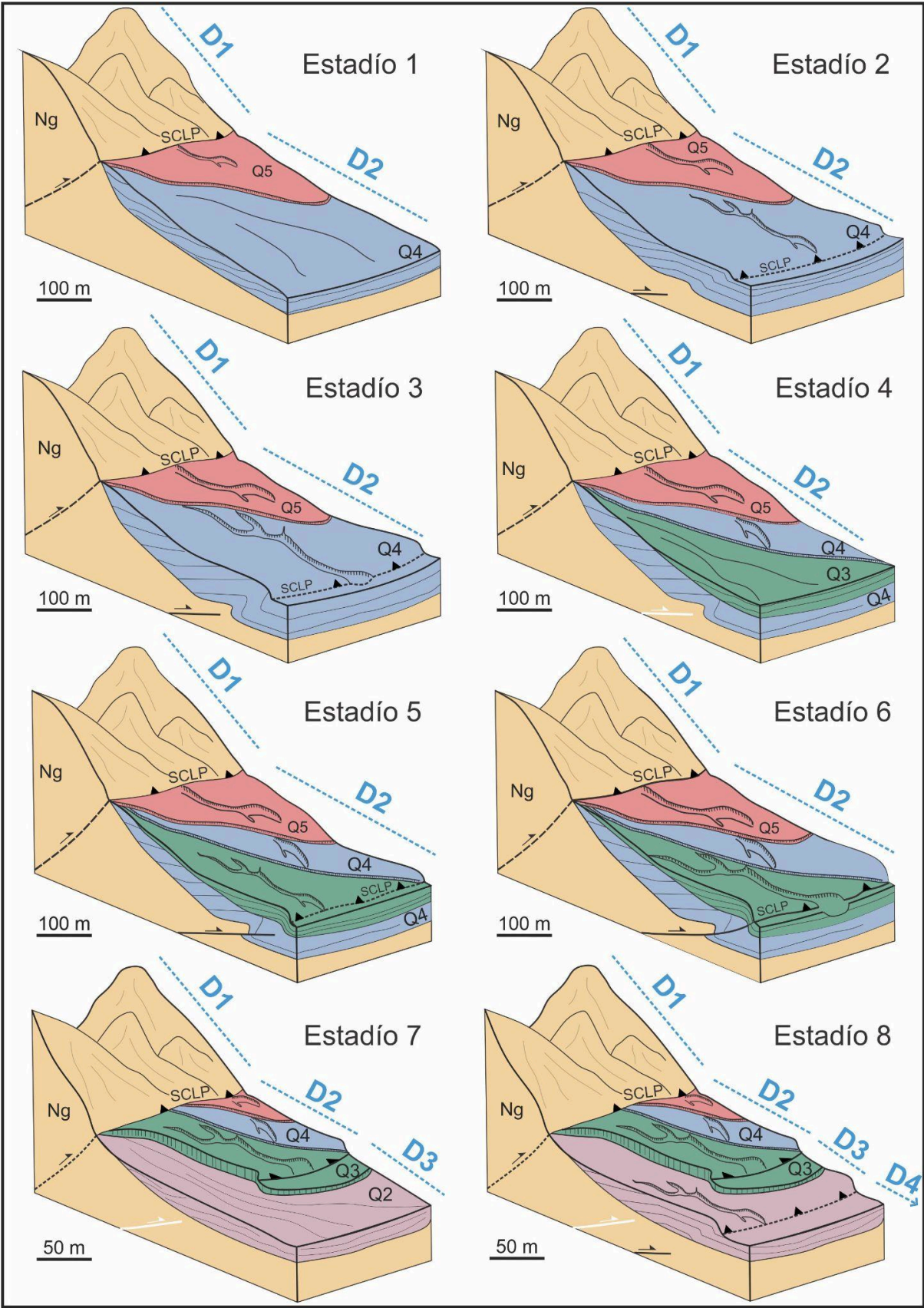


Figura 6.3: Diagramas en bloques que ilustran una posible evolución en ocho estadios de la propagación de estructuras hacia el este, en el marco del desarrollo morfotectónico del SCLP. Las líneas blancas indican fallas inactivas, las líneas de puntos corresponden a la proyección en superficie de estructuras enterradas, y las líneas sólidas señalan corrimientos activos. En línea punteada azul se indican los dominios. En los estadios 2 y 3 la agradación es sincrónica con la propagación del corrimiento, mientras que en los estadios 5 y 6 la propagación es posterior a la deposición de los niveles aluviales (diacrónica). En los estadios 7 y 8 la propagación avanza hacia el piedemonte, exponiendo depósitos neógenos en algunos sectores del segundo dominio. Los depósitos Q1 y Q2 corresponden a depósitos sincrónicos. Ver texto para una descripción detallada de cada estadio.

6.3 Análisis crítico de métodos para la estimación de acortamientos

Dado que las tasas de acortamiento se obtienen a partir de la relación entre acortamientos estimados y edades analíticas, esta tesis se enfocó en mejorar la estimación del primer término, ya que los errores analíticos de las dataciones disponibles no pueden ser ajustados. Con ese objetivo, se testeó el uso de superficies aluviales deformadas como marcadores geométricos para modelado *trishear*, en contextos donde no es viable realizar trincheras y existe una buena preservación de superficies o estratos deformados.

En los casos donde las superficies modeladas incluían exposiciones del corrimiento principal (Q3 y Q4 en la quebrada La Escondida), los valores de P/S y del ángulo de trishear -parámetros cinemáticos que controlan la morfología final del pliegue- permitieron calibrar la geometría final de los modelos ya que se contaba con un parámetro de entrada clave como el ángulo de rampa y la amplitud de la escarpa. Esto derivó en escenarios máximos caracterizados por valores altos tanto en los ángulos de trishear (145°) como en las relaciones de P/S (de 4 a 7). En cambio, los escenarios de acortamiento mínimo modelados muestran valores menores en el ángulo de trishear (45°) y relaciones P/S levemente menores aunque igualmente elevadas (valores entre 3 y 5.5). Sin embargo, los modelos generados para la exposición natural del corrimiento no muestran una relación entre los escenarios mínimos y máximos y los valores del ángulo de trishear y P/S. Los casos estudiados utilizando a los niveles estratigráficos guía como marcadores de la deformación presentan valores de ángulo de trishear y relaciones de P/S muy variables (18° a 100° y 3 a 8, para escenarios mínimos). Lo mismo ocurre cuando se utiliza a los mismos marcadores para generar escenarios máximos (18° a 80° para ángulos trishear y 3 a 8 como valores de P/S). La dispersión de los parámetros cinemáticos podrían responder principalmente a la escala de análisis y, por ende, estaría asociada al tipo de marcador utilizado. Las superficies cuaternarias deformadas (Q3 y Q4) constituyen marcadores con mayor representación areal que los niveles estratigráficos guía, y cuya geometría integra la deformación distribuida en el bloque colgante (sectores *off-fault*) asociados al corrimiento principal. Esta integración espacial más amplia reduce las variaciones locales y conduce a modelos cuyo ajuste se alcanza con un conjunto de parámetros más acotado, resultando en menor dispersión de los valores de ángulo de trishear y de las relaciones P/S, permitiendo capturar además la deformación distribuida en el bloque colgante. Por el contrario, los niveles estratigráficos guía utilizados como marcadores presentan una escala métrica a decamétrica que registra deformación de manera local y, por ello, sería más sensible a variaciones pequeñas en la estructura. Es posible que, debido a esta escala limitada, distintos conjuntos de parámetros cinemáticos pueden reproducir adecuadamente la forma

observada, dando lugar a una mayor dispersión en los valores de ángulo de trishear y de P/S obtenidos para los escenarios mínimos y máximos.

Cabe destacar que, si bien el modelado trishear no admite soluciones únicas, el ángulo de rampa y la amplitud de la escarpa constituyen parámetros de entrada determinantes que acotan los resultados. En consecuencia, las iteraciones realizadas en este trabajo indican que los escenarios de acortamiento máximo no podrían ser sustancialmente mayores, ni los escenarios mínimos significativamente menores, que los valores aquí presentados.

Los valores altos de ángulos de trishear serían consistentes con zonas de deformación más amplias que acomoden la deformación mientras que las relaciones variables de P/S dan cuenta la necesidad existente de una mayor cantidad de estudios empíricos que permitan entender mejor los controles que condicionan los valores de la relación P/S. ¿Un mayor valor respondería a un medio más eficiente? ¿Qué condiciones representan este escenario?. Aunque estudios clásicos asocian la relación P/S a la reología de los materiales (Hardy y Ford, 1997; Allmendinger, 1998; entre otros), su significado geológico sigue siendo debatido (e.g., Hardy y Allmendinger, 2011; Plotek et al., 2023) y muy poco estudiado para la reología de depósitos con escaso o nulo grado de litificación y de nula carga litostática, como es el caso de las deformaciones neotectónicas. En este trabajo los modelos que mostraban un mejor ajuste requirieron un rango P/S de 2 a 8, consistente con valores utilizados por otros autores para sedimentos poco consolidados (Brandes y Le Heron, 2010; Costa et al., 2015b, 2019; Vazquez et al., 2017; Cao et al., 2019). Si bien muchos trabajos consideran que las gravas poco consolidadas podrían ser menos eficientes para propagar fallas, por lo tanto, no deberían superar relaciones P/S mayores a 3 (Hardy y Finch, 2007; Hardy y Allmendinger, 2011; Vázquez et al., 2017), este campo aún no está bien explorado y podrían alcanzar valores mayores. Factores como la litología o el espesor de los bancos, podrían tener un rol significativo (Hardy y Allmendinger, 2011; entre otros). Estudios en 2D pueden además subestimar los efectos de la relación P/S, especialmente sobre la simetría de los pliegues (Li et al., 2020), por lo que sería deseable avanzar hacia modelados 3D, como ha sido sugerido para otras escalas de trabajo (Wilkerson et al., 1991; Fischer y Wilkerson, 2000; Cristallini y Allmendinger, 2001).

En cuanto a los modelos de propagación de falla como metodología para caracterizar el acortamiento de estructuras cuaternarias, se considera que el modelado *trishear* es más realista que las estimaciones basadas en la amplitud de escarpas, cálculos trigonométricos o en la retrodeformación de la topografía actual, en este caso estudiado (Tabla 6.1). Según los resultados obtenidos en el presente trabajo, el uso directo de relaciones trigonométricas simples derivadas de la amplitud de la escarpa y el ángulo de rampa, tiende a sobreestimar el acortamiento, mientras que la retrodeformación del perfil actual de la escarpa subestima los valores (Tabla 6.1). En el primer caso, el acortamiento obtenido (relaciones de longitud entre catetos) resulta de asumir un comportamiento frágil ideal de los materiales afectados, donde toda la deformación se transmite como deslizamiento a través del plano de falla. Este enfoque dista mucho de representar la reología de los depósitos aluviales cuaternarios, donde parte del acortamiento se resuelve mediante deformación y rotación interclastos, reducción de volumen y plegamiento, entre otros aspectos. Para todos los casos, la escala de análisis exige una topografía de detalle cuya resolución sea coherente con la de los rasgos geomorfológicos que se quieren caracterizar. En esta tesis, nuevos datos dGPS y DEMs derivados de VANTs permitieron reducir significativamente la incertidumbre asociada al reconocimiento

de escarpas, la construcción de perfiles topográficos y, por ende, la estimación de acortamientos, aspectos que inciden directamente en los cálculos de tasas de acortamiento y en la redefinición de mapas morfoestratigráficos cuaternarios.

Si bien en otros contextos tectónicos se ha observado que los desplazamientos obtenidos a partir de las amplitudes de los perfiles de escarpas podrían subestimar el desplazamiento real de una falla (Hetzel et al., 2004; McPhillips y Scharer, 2018; entre otros), debido a la degradación de la escarpa a lo largo del tiempo (ej., Wallace, 1980), en este trabajo se reconoce una sobreestimación de los acortamientos obtenidos por esta metodología (Fig. 6.4; Tabla 6.1). Esto se debe al asumir una transferencia total de deformación sobre el plano de falla y, por ende, la amplitud de la escarpa sería directamente proporcional al desplazamiento neto (ej., Hardy y Ford, 1997). Por ello, dado que la deformación no sólo ocurre en el plano de falla, como lo observado en las ramificaciones del SCLP donde predominan pliegues por propagación, la escarpa actualmente preservada -aunque degradada- puede conducir a una sobreestimación del acortamiento. Como resultado, las tasas calculadas usando escarpas resultan entre 2 y 10 veces mayores que las obtenidas con modelos *trishear*, lo que explicaría las diferencias con los valores reportados por Schmidt et al. (2011b) (Figs. 6.4). Las retrodeformaciones lineales de la topografía actual, por su parte, subestiman el acortamiento (ej., Vázquez et al., 2017), ya que el bloque colgante por colapso y/o erosión actúa como fuente de aporte al bloque yacente, apartándose en algunos casos significativamente de la geometría resultante de la deformación. Los valores obtenidos mediante modelos *trishear* para este sector se ubican entre los de las otras dos metodologías (Tabla 6.1), considerándolos como una estimación más representativa del acortamiento real acumulado en los plegamientos asociados a los corrimientos más recientes del SCLP en este sector. Esto es debido en buena medida a que la propagación de la deformación en los materiales cuaternarios poco consolidados, rara vez resulta en pliegues de tipo paralelo o isópaco.

Tabla 6.1: Comparación de cálculos de acortamiento realizados con las diferentes metodologías más usadas, considerando superficies aluviales como marcadores geométricos de la deformación. Los valores de acortamiento resultantes de los modelados *trishear* corresponden al valor medio de los valores mínimos y máximos trabajados (también expresados entre corchetes). Los niveles empleados corresponden a la quebrada La Escondida y aquellos que tienen el * indica que no corresponde a toda la superficie aluvial, sino a un sector (explicado en resultados). La referencia de ** refiere a que al no observarse expuesto el plano de falla de estas superficies, también se trabajó con dos valores de falla para su cálculo (valor máximo y mínimo). Este valor resulta del valor medio calculado para cada falla. Cálculos en Anexo F. “Ac.” se refiere a acortamiento.

Nivel	Ac. (m): Retrodeformación de la topografía actual por longitud de línea	Ac. (m): Retrodeformación de modelado de escarpa con <i>trishear</i>	Ac. (m): Trigonometría con amplitud escarpa resultante de la topografía actual
Q3	1.90	3.95 [2.9 - 5]	10.53
Q4	2.03	9.45 [8.56 -10.33]	17.87
Q5*	1.1	1.69 [1.51 - 1.86]	27.82**
Q6*	0.64	2.78 [1.21 - 4.35]	26.22**

Si bien los escenarios planteados representan modelos consistentes con la evidencia disponible, no pueden descartarse soluciones alternativas, especialmente en sectores donde no se cuenta con un plano de falla expuesto. Por ello, resulta fundamental avanzar hacia construcciones más precisas de los parámetros de entrada a fin de reducir la dispersión de los resultados. Estudios geofísicos someros, capaces de delimitar con mayor certeza la posición X–Y de la traza en profundidad o la geometría proximal del corrimiento, constituirían una herramienta clave para disminuir la ambigüedad del modelo.

Por otra parte, es importante señalar que la interpretación de los escenarios máximo y mínimo también posee implicancias geomorfológicas: los modelos de acortamiento máximo suelen requerir una remoción significativa de sedimentos, posiblemente vinculada a fases climáticas más erosivas; mientras que los

modelos de acortamiento mínimo podrían representar situaciones con escasa erosión posterior al fallamiento.

La longitud del marcador geométrico elegido también influye en el acortamiento estimado. Si éste involucra al campo lejano o *far field* de la escarpa, podría incluir desplazamientos de estructuras más profundas. En cambio, si es corto y muy próximo a la falla (campo cercano o *near field*), puede no capturar la totalidad del desplazamiento acumulado por ese corrimiento. Esta limitación aplica tanto para *trishear* como para otras metodologías.

Por todas estas razones, aunque los resultados obtenidos por modelados *trishear* deben interpretarse dentro de un marco de incertidumbre bien caracterizado, y siempre contrastarse con otras líneas de evidencia estratigráfica, geomorfológica, estructural, representan una herramienta valiosa para estimar acortamientos en estructuras activas. El uso correcto de esta metodología resulta clave en zonas donde la deformación no se concentra en una única falla expuesta en superficie, ya que permite también incorporar a la deformación areal u *off-fault*, en el cálculo de la deformación y tasas resultantes.

6.4 Tasas de acortamiento del Sistema de Corrimiento Las Peñas y las complejidades para su estimación

Los acortamientos mensurados para las ramificaciones secundarias del SCLP permiten analizar cuantitativamente la deformación cuaternaria en distintos sectores del sur de la sierra Las Higueras-Las Peñas (Fig. 6.4). Sin embargo, la variabilidad en los rangos de edad disponibles y las incertidumbres asociadas a la estimación de acortamientos derivaron en resultados con un amplio rango de dispersión (Fig. 6.4). Algunos de estos valores difieren significativamente de los obtenidos en estudios previos, en especial de las tasas propuestas por Schmidt et al. (2011b). Por ello, a continuación, se discuten ciertos criterios utilizados conjuntamente con la interpretación de los resultados presentados en los apartados 5.1.4 y 5.2.3.

En la quebrada La Escondida, se considera que la estimación de acortamiento más confiable está representada por el horizonte inferior del nivel Q3 (marcador rojo), que corresponde al depósito más deformado expuesto en el afloramiento natural del corrimiento (ver apartado 5.1.4). Este horizonte presenta mayor deformación acumulada y, por lo tanto, una mayor edad que el marcador superior (horizonte verde), por lo que se infiere que el horizonte rojo registra al menos dos eventos discretos de acortamiento. Esto lo convierte como el marcador más confiable para estimar tasas de acortamiento de las alternativas que han podido modelarse. Sin embargo, la edad utilizada para esta estimación está basada en la edad aportada por Schmidt et al. (2011a) para la superficie aluvial Q3, la cual presenta escaso refinamiento analítico y un rango temporal demasiado amplio (3.3 ± 1.3 ka). Esto dio como resultado una tasa poco precisa (0.5 a 3.11 mm/a), cuyos valores máximos probablemente, constituyan una sobreestimación del valor real por varias razones. En primer lugar, podría tratarse de una tasa relativa o "abierta". De acuerdo con la relación de Villamor y Berryman (1999) -que permite estimar el periodo de recurrencia a partir de la tasa de deslizamiento-, los valores entre 0.5 y 3.11 mm/año determinados para este nivel se corresponden con periodos de recurrencia típicos de 2.000 a 10.000 años (Fig. 6.5a). Si bien dicha relación fue desarrollada a partir de distintos contextos tectónicos, se basa en eventos con

expresión superficial de la deformación y proporciona un marco de referencia útil para contextualizar los valores obtenidos en este estudio. La edad del nivel Q3 (3.3 ± 1.3 ka) está comprendida en el rango inferior de ese intervalo, por lo que podría no haber capturado un ciclo sísmico completo (Fig. 6.5b). En segundo lugar, los niveles guía sin-depositacionales (de los niveles Q3 y el subyacente indiferenciado) muestran desplazamientos diferenciales que indican al menos dos eventos (e.g., Collins, 1990; McCalpin, 2009), pero no fue posible discriminar cuántos ocurrieron. Esto, junto a una edad muy joven de la superficie, limitan la obtención de una tasa promedio como representativa del comportamiento a largo plazo (e.g., Weldon, 2011; Styron, 2019). Además, el nivel utilizado para estimar la tasa corresponde a un escenario más antiguo que la superficie datada, lo que implica el uso de una edad más joven para el cálculo, y refuerza la sospecha de que el valor obtenido corresponde a una sobreestimación. A esto se suma la incertidumbre de la datación ^{10}Be , que indica una edad de exposición superficial y no de depositación, cuyo error metodológico alcanza $\sim 40\%$. Por estas razones, se interpreta que el valor más probable de la tasa de acortamiento de esta estructura se ubica en el rango inferior del resultado obtenido (rango 0.5-3.11 mm/a; Fig. 6.4).

La exposición natural del corrimiento muestra un nivel inferior a Q3, posiblemente correspondiente a la edad de Q4, que registra múltiples eventos (S1 en Figs. 5.17 y 5.18 del apartado 5.1.3), según la correlación entre las superficies aluviales mapeadas en planta y los niveles observados en el perfil expuesto. Esto indicaría que el modelo geométrico obtenido de la superficie aluvial Q4, en la cual se estimó una tasa comprendida entre 0.66 y 0.94 mm/a para los últimos 12.6 ka, es el valor más confiable ya que no representaría una tasa relativa o abierta. Otro caso que respalda esta estimación se obtiene al utilizar el acortamiento obtenido por retrodeformación del marcador rojo del afloramiento de Q3 asumiendo una edad equivalente al nivel aluvial Q4 -dado que también registra más de un evento y, como se explicó anteriormente, sería más antiguo que 3,3 ka- lo que resulta en una tasa que continúa siendo menor a 1 mm/a (0.18 a 0.57 mm/a). Para el mismo intervalo temporal (11-13 ka), Schmidt et al. (2011b) obtuvieron una tasa de acortamiento de 2.00 ± 0.4 mm/a (Fig. 6.4). La diferencia -superior al doble- entre las tasas estimadas en este trabajo y las calculadas por Schmidt et al. (2011b) para las quebradas La Escondida y Baños Colorados se debe a diferencias metodológicas, tratadas en detalle en los apartados 2.2.3 y 6.4. En particular, en la quebrada La Escondida, dichos autores utilizaron dos superficies diacrónicas a ambos lados de la falla para estimar la tasa de acortamiento. Este enfoque debería, en principio, conducir a una subestimación del valor real. No obstante, la tasa obtenida resulta significativamente mayor a la aquí calculada, debido a que el mencionado cálculo consideró a la amplitud de la escarpa como el resultado del desplazamiento asociado a una deformación enteramente frágil (cálculo trigonométrico), lo que refuerza que la discrepancia responde a una sobreestimación debida al enfoque metodológico.

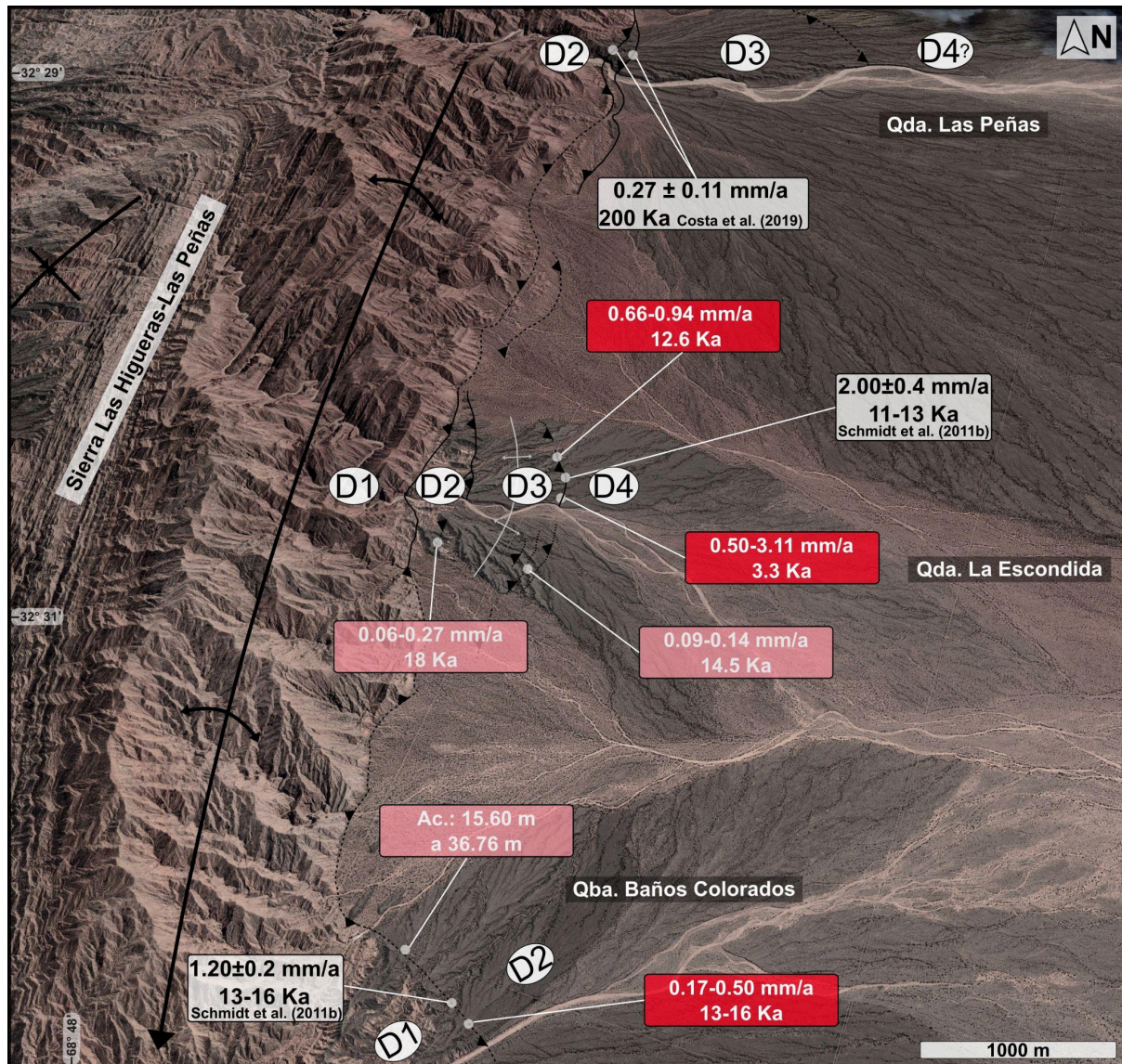


Figura 6.4: Dominios morfoestructurales y rangos de tasas de acortamiento asociadas en la zona de estudio. Los recuadros blancos corresponden a tasas previamente publicadas por Schmidt et al. (2011b) y Costa et al. (2019); y los recuadros rojos a las tasas calculadas en este trabajo. Aquellos que presentan una transparencia corresponden a tasas calculadas con mayor grado de incertidumbre, debido a limitaciones metodológicas, como la escasa preservación de los marcadores geométricos o la falta de una datación directa del nivel aluvial considerado.

El resto de las tasas calculadas en las quebradas La Escondida y Baños Colorados, también son variables, aunque los resultados no superan 1 mm/a (Fig. 6.4). Si bien los valores obtenidos por trabajos previos en la zona indicarían una posible aceleración de las tasas hacia el sur a nivel local y regional (Schmidt et al., 2011b; Costa et al., 2019; Richard et al., 2024), esta hipótesis no puede confirmarse con los datos actuales. Las edades disponibles corresponden a ventanas temporales muy disímiles, lo que impide una comparación directa. De todos modos, evaluar variaciones espaciales en la tasa de movimiento de un sistema de corrimiento sin considerar la geometría 3D de la macroestructura ni el modo de acomodación de la deformación (por ejemplo, si es un pliegue por propagación de falla o no), puede resultar engañoso. En particular, comparar tasas obtenidas en una ramificación secundaria propagante individual en el labio bajo con aquellas derivadas de una estructura que concentra la deformación acumulada de múltiples

eventos puede ser inapropiado. Este es el caso en la zona de estudio: en la quebrada Baños Colorados, el acortamiento se concentra en una única estructura cercana al frente montañoso, mientras que en la quebrada La Escondida se distribuye en múltiples ramificaciones y la deformación de los niveles cuaternarios se encuentran en el bloque colgante del SCLP. Por ello, comparar tasas sin atender el modo de propagación podría conducir a interpretaciones equivocadas.

En conjunto, aunque las tasas calculadas no muestran variaciones espaciales claras entre quebradas, sí se observa una tendencia a mayores desplazamientos acumulados en las unidades más antiguas. Los posibles períodos de recurrencia de estas estructuras, sugieren que es deseable contar con edades de los marcadores de deformación utilizados que aseguren el registro de varios ciclos sísmicos (i.e. 20-100 ka) y una mayor confiabilidad para estimar tasas de acortamiento promedio, tal como puede ser el caso de las estimaciones realizadas en la quebrada de Las Peñas (Costa et al., 2019). Con los datos disponibles actualmente, se considera más factible que en los sitios analizados el SCLP registren tasas de acortamiento ≤ 1.00 mm/a. Para estimar tasas más confiables, se requiere de una mayor cantidad de dataciones con menores incertidumbres analíticas en el afloramiento del corrimiento expuesto en el nivel Q3. Ello, a su vez, permitiría comparar la cinemática de las deformaciones inelásticas vinculadas a deformaciones prehistóricas, con la deformación elástica representada por campos de velocidad GPS.

La relevancia de lo aquí analizado y la necesidad de su perfeccionamiento está subrayado por la gran importancia que reviste la tasa de movimiento de una estructura para la caracterización del peligro sísmico asociado y su modelado probabilístico (McCalpin, 2009; Haller y Basili 2011; Agency, I. A. E., 2015).

De lo analizado en este apartado surgen los siguientes interrogantes: ¿Sería posible identificar variaciones cinemáticas en espacio y tiempo del SCLP? ¿La variación en el modo de acomodación de la deformación entre quebradas (pliegue vs. múltiples ramificaciones) se vería reflejada en las tasas si se normalizan las condiciones de cálculo?

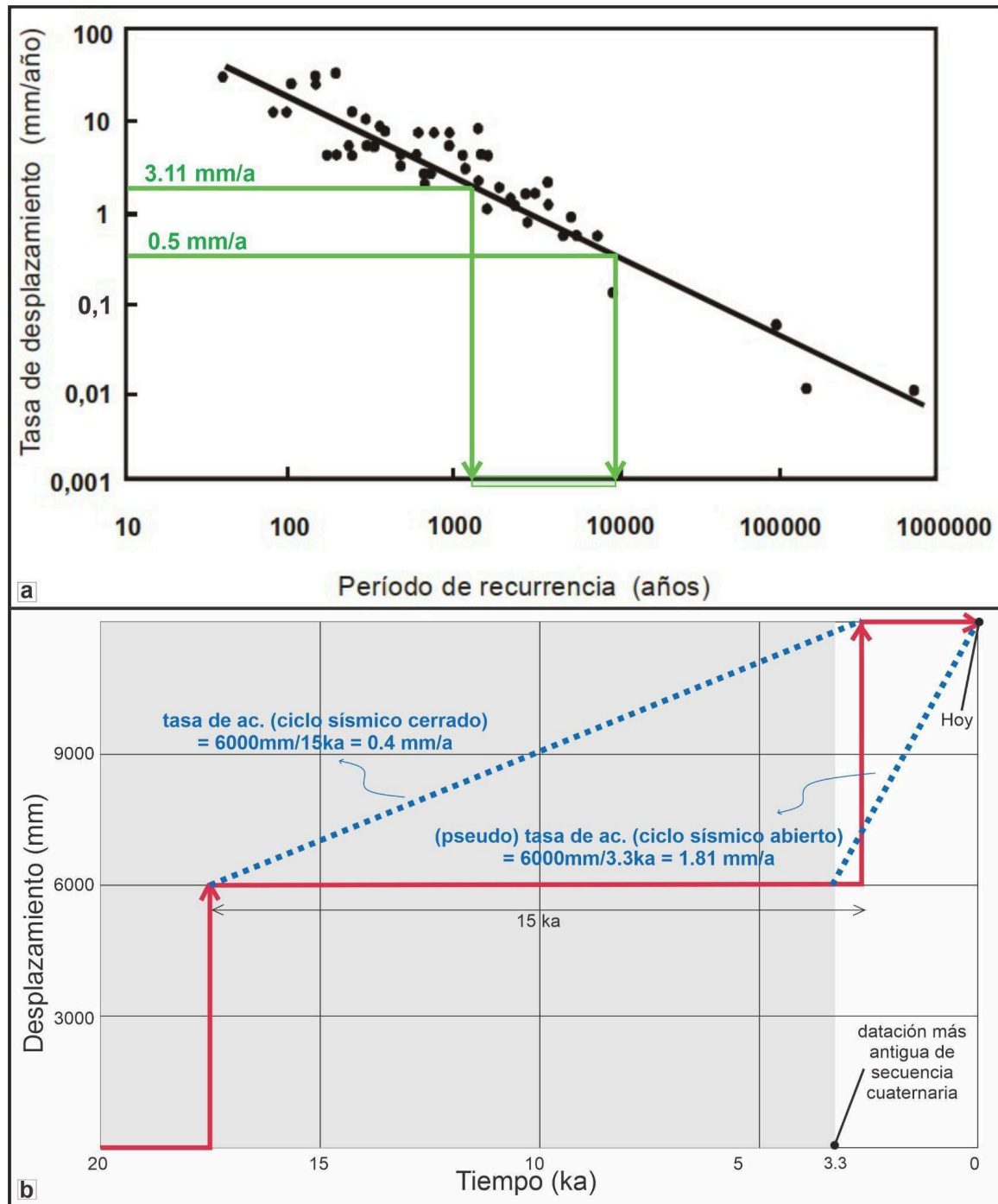


Figura 6.5: (a) Relación empírica entre tasa de deslizamiento (mm/a) y período de recurrencia (años), modificada de Villamor y Berryman (1999). En verde se indica el rango de tasas obtenidas en este trabajo para la quebrada La Escondida, permitiendo inferir los posibles períodos de recurrencia asociados. (b) Desplazamiento (mm) vs Tiempo (ka) indicando ventanas temporales utilizadas para los cálculos de tasas. Se indica cómo la edad calculada para la superficie Q3 no representa todo el período de recurrencia y, por ello, se sobrestima el valor al abarcar un ciclo sísmico abierto. El ciclo sísmico cerrado y el período de recurrencia total se muestran con valores exclusivamente hipotéticos para representar la diferencia entre un cálculo sobreestimado y uno que no lo es. Modificado de McCalpin (2009). El cálculo de una tasa promedio considerando el intervalo temporal de varios ciclos sísmicos (tasa promedio) reduce las discrepancias entre la sobreestimación y subestimación de los valores. Esto sería el equivalente en el ejemplo de extrapolar el desplazamiento de los últimos 15ka hasta hoy (ciclo cerrado).

6.5 Variaciones en la configuración de la traza del SCLP y sus posibles implicancias

A lo largo del sector sur del SCLP se observa que las quebradas de mayor envergadura (Las Peñas y La Escondida) concentran ramificaciones más espaciadas de corrimientos propagantes, mientras que en las quebradas menores confluyen múltiples ramificaciones a poca distancia del frente montañoso (Fig. 5.1). Se interpreta que esta diferencia podría corresponder al espesor variable de la cobertura pedemontana: en las quebradas menores la secuencia aluvial es delgada, por la ausencia de drenajes transversales principales, y permite que la deformación se ramifique con mayor densidad, mientras que en las quebradas asociadas a cauces principales tienen mayor espesor, relacionado a diferentes pulsos agradacionales, lo que genera ramificaciones con un mayor espaciamiento. Si bien no es observable que el número de ramificaciones aumente con espesores menores, es posible que la mayor densidad de trazos corresponde a corrimientos individuales que generan escarpas menos notorias que son difíciles de reconocer o son rápidamente erosionadas. Este patrón coincide con modelos análogos realizados, por ejemplo, en Tian Shan (Zhang et al. 2019), que muestran que coberturas espesas generan corrimientos más separados, mientras que coberturas delgadas producen un mayor número con menor espaciamiento, acompañadas de una inflexión del frente de deformación, que podría corresponder a la convergencia de los corrimientos generados entre las quebradas con mayor y menor aporte. Aunque el espesor de la cobertura cuaternaria es relativamente reducido en este sector, se requieren estudios adicionales, como modelados análogos, cinemáticos y numéricos, para evaluar si dicha cobertura podría condicionar la geometría de estructuras que emergen desde cientos de metros por debajo.

La traza del SCLP, que mantiene una orientación NNO–SSE a lo largo de más de 30 km, presenta una inflexión localizada al sur de los 32° 32' 36", adoptando un rumbo ONO–ESE. Esta inflexión podría estar vinculada a una variación en la profundidad del plano de despegue, que se torna más somero en este sector (como se observa en las secciones estructurales balanceadas de Richard, 2020). Asimismo, la inflexión del SCLP y la transición a estructuras ONO–ESE pueden interpretarse como consecuencia de la reactivación de anisotropías previas dentro del Cinturón Barreal-Las Peñas (Terrizzano et al., 2010). Este control por estructuras heredadas paleozoicas y triásicas podría condicionar la segmentación del sistema de corrimiento y su interacción con las unidades neógenas más jóvenes (formaciones Río de los Pozos y Mogotes). A partir de esta latitud, y hacia el sur, afloran las unidades neógenas más recientes correspondientes a las Formaciones Río de los Pozos y Mogotes. La presencia de estos niveles más jóvenes y su contraste reológico con las unidades más antiguas podrían estar influyendo en la geometría en planta del sistema de corrimiento (e.g., Marshak et al. 1992) y en la distribución de sus ramificaciones cuaternarias. Esta inflexión del corrimiento también ha sido interpretada como una rampa oblicua que transfiere entre 6 y 7 km de deformación hacia el este, en las Lomas de Jocolí, donde se reconocieron numerosas evidencias de una incipiente deformación tardío cuaternaria (Cortés et al., 2011). En el espacio pedemontano ubicado entre dos anticlinales cuyos ejes son doblemente buzantes: (i) el anticlinal Baños Colorados, cuyo eje se hunde hacia el sur, y (ii) el anticlinal Lomas de Jocolí, que presenta un eje que inclina al norte (Prieto, 2010), las estructuras secundarias ONO–ESE allí reconocidas (ver apartado 5.2.1) podrían entonces asociarse a un cambio reológico en las unidades en profundidad y también podrían formar parte de una rampa asociada a la propagación de la deformación hacia el este (Fig. 6.6). No se

descarta que esta inflexión responda a una configuración estructural más compleja del SCLP en tres dimensiones, o incluso a la interacción de múltiples factores aún no identificados. Sin embargo, lo expuesto no implica la extinción del sistema al sur de las escarpas reconocidas. Por el contrario, se infiere que el SCLP continúa activo, como lo indican la exposición de secuencias neógenas con niveles cuaternarios suprayacentes, los cambios anómalos en las pendientes de las superficies aluviales y las irregularidades en el drenaje (Figs. 5.28 a 5.31). En este contexto, resulta necesario profundizar en el análisis del comportamiento del SCLP hacia el sur de la rampa, así como en su interacción con el corrimiento Salagasta y el anticlinal Lomas de Jocolí, dado que, como infirieron Richard et al. (2024), el SCLP podría enraizarse en profundidad con el corrimiento de Salagasta.

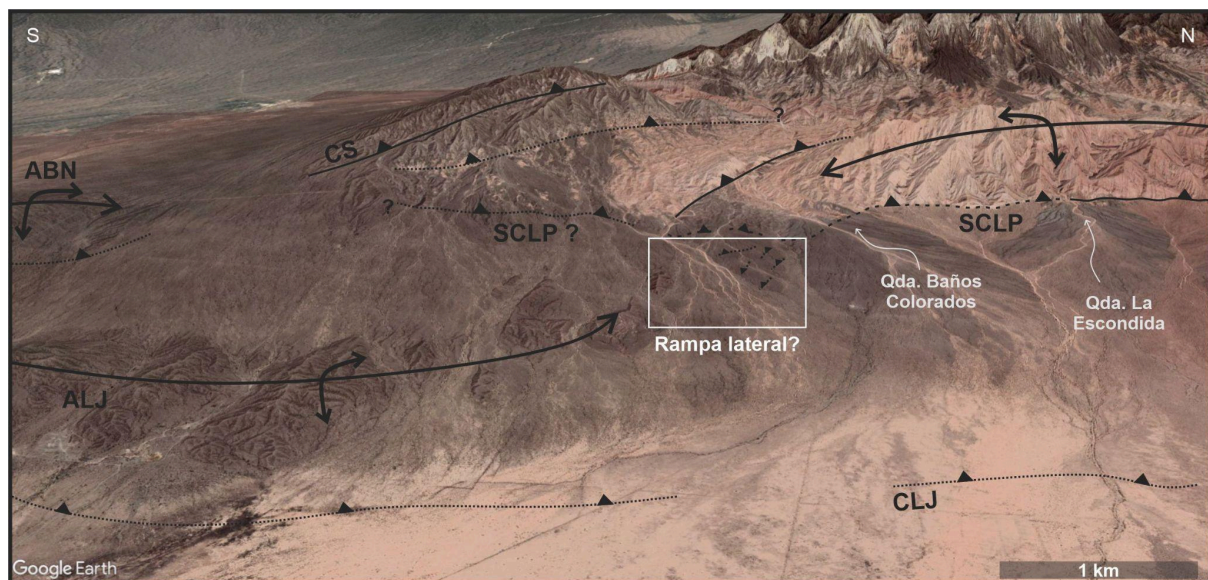


Figura 6.6: Visualización en perspectiva 3D (tomada de Google Earth) del sector sur de la sierra Las Higueras-Las Peñas, mostrando la posible continuación sur del Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP). Se indican los anticlinales Lomas de Jocolí (ALJ) y Barda Negra (ABN), junto con el corrimiento Salagasta (CS). El recuadro blanco indica una posible zona de transferencia, potencialmente asociada a una rampa que permitiría la propagación lateral de la deformación.

A partir de lo expuesto, quedan interrogantes que requieren ser abordados. ¿Qué tipo de pliegues se desarrollan en relación con la rampa existente: de flexión, de propagación o una combinación de ambos? ¿Qué rol juega el paleorelieve del bloque colgante descrito en Baños Colorados y las rotaciones de los depósitos en la acomodación de la deformación? Estas preguntas, junto con las realizadas en el resto del capítulo, motivan futuros estudios estructurales, geofísicos y geocronológicos que permitan definir la evolución neotectónica más allá de los límites visibles actuales del SCLP y su posible vinculación o no con estructuras reconocidas más al sur, por ejemplo, en la ciudad de Mendoza. De esta manera, una mayor masa crítica de datos podría refinar el conocimiento del peligro y riesgo sísmico asociado al Sistema de Corrimiento Las Peñas.

Capítulo 7

7. Conclusiones

Los resultados y discusiones presentados en esta tesis permiten avanzar en la comprensión del Sistema de Corrimiento Las Peñas (SCLP) como fuente sismogénica. En este sentido, se concluye que:

- La interacción entre el macro-pliegue asociado al SCLP con diferentes niveles de erosión y disección fluvial entre las quebradas Las Peñas, La Escondida y Baños Colorados expone diferentes rasgos de esta estructura, desde el núcleo del anticlinal en la quebrada de Las Peñas, hasta la exposición de niveles más someros en su cierre en la quebrada Baños Colorados. A partir de ello, se proponen dos secciones del SCLP en el sector sur de la sierra: La sección I, con exposición del corrimiento principal y ramificaciones propagantes en la cobertura cuaternaria y la sección II, caracterizada por una estructura no emergente -coincidente con la desaparición en superficie de la Formación Mariño- y depósitos aluviales cuaternarios preservados en el bloque colgante.
- Los datos aportados demuestran una propagación sostenida de los trazos más activos del SCLP hacia el piedemonte en la quebrada La Escondida, a partir de la incorporación sucesiva de secuencias más jóvenes al bloque colgante. Esta evolución se caracteriza por una estrecha relación entre la actividad del SCLP y su interacción con procesos de agradación y desarrollo pedemontano. Conforme a esta evolución, el límite oriental del dominio D4 en la quebrada La Escondida podría eventualmente registrar una ruptura o deformación superficial.
- La propagación más reciente del SCLP que alcanzó la superficie en la quebrada La Escondida se ubica entre los dominios D3 y D4, con eventos comprendidos entre $\geq 3.3 \pm 1.3$ ka y ≤ 12.6 ka.
- Las tasas de acortamiento estimadas por diferentes métodos y que se consideran más probables no superan 1 mm/año. La tasa más confiable se obtuvo para el nivel Q4 en la quebrada La Escondida para los últimos 12.6 ka (0.66 a 0.94 mm/a), dado que refleja la ocurrencia de más de un ciclo sísmico.
- La propagación de la actividad del SCLP durante el Pleistoceno Superior-Holoceno muestra una clara polaridad hacia el este. Sin embargo, la deformación de las unidades cuaternarias a la latitud de la quebrada Baños Colorados, en el bloque colgante del corrimiento, demuestra que el acortamiento activo no está restringido solamente a las nuevas estructuras propagantes.
- El desarrollo de modelo cinemático directos ("*forward*") *trishear* aplicado a superficies aluviales como marcadores geométricos demostró ser robusta para estimar acortamientos y más adecuada que los métodos basados en la amplitud de escarpas y en la retrodeformación de las geoformas preservadas en superficies aluviales.
- El reconocimiento de escenarios de acortamientos mínimos y máximos en el cálculo de tasas, a partir de modelos *trishear* aplicados sobre superficies cuaternarias, resulta fundamental. Dado que las tasas de deformación y los intervalos de recurrencia son parámetros clave en la evaluación del peligro sísmico,

es necesario reportar valores con incertidumbre explícita antes que presentar estimaciones erróneas o subestimadas.

- La elevada dispersión que presentan las tasas de acortamiento estimadas para el SCLP se atribuye a las edades jóvenes con importantes errores analíticos asociados y a las incertidumbres en los cálculos de acortamiento. Para mejorar la confiabilidad de las estimaciones, se requiere una mayor densidad de dataciones y la comparación entre ventanas temporales equivalentes.

Capítulo 8

8. Referencias

- Agency, I. A. E. (2015). Site survey and site selection for nuclear installations. (IAEA Safety Standards Series, SSG-35). IAEA.
- Agüera-Vega, F., Carvajal-Ramírez, F., & Martínez-Carricondo, P. (2017). Assessment of photogrammetric mapping accuracy based on variation ground control points number using unmanned aerial vehicle. *Measurement* 98, 221–227. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2016.12.002>
- Ahumada, E. A. (2004). Geología y estructura del extremo sur de la sierra de las Peñas, provincia de Mendoza. [Tesis de licenciatura]. Universidad Nacional de San Luis. Tesis de licenciatura no publicada, 83 p.
- Ahumada, E. A. (2010). Neotectónica del Frente Orogénico Andino entre los 32°08 'S – 32°19' S, Provincias de Mendoza y San Juan. [Tesis doctoral]. Universidad Nacional de San Luis. Tesis doctoral inédita.
- Ahumada, E. A., Costa, C. H., Gardini, C. E., & Diederix, H. (2006). La estructura del extremo sur de la sierra de las peñas–las higueras, precordillera de Mendoza. In Asociación Geológica Argentina. Serie D, Publicación Especial N°6 (pp. 11–17).
- Ahumada, E. A., & Costa, C. H. (2009). Antithetic linkage between oblique quaternary thrusts at the andean front, argentine precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 28(3), 207–216. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.03.008>
- Allmendinger, R. W. (1998). Inverse and forward numerical modeling of trishear fault propagation folds. *Tectonics* 17, 640–656.
- Allmendinger, R. W., & Shaw, J. H. (2000). Estimation of fault propagation distance from fold shape: Implications for earthquake hazard assessment. *Geology*.
- Almeida, R. V., Hubbard, J., Liberty, L., Foster, A., & Sapkota, S. N. (2018). Seismic imaging of the main frontal thrust in Nepal reveals a shallow décollement and blind thrusting. *Earth and Planetary Science Letters* 494, 216–225. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.045>
- Alonso, J. L., Gallastegui, J., García-Sansegundo, J., Farias, P., Rodríguez-Fernández, L. R., & others (2008). Extensional tectonics and gravitational collapse in an ordovician passive margin: The western argentine precordillera. *Gondwana Research* 13(2), 204–215. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.03.005>
- Alvarado, P., & Ramos, V. A. (2011). Earthquake deformation in the northwestern sierras pampeanas of argentina based on seismic waveform modelling. *Journal of Geodynamics* 51(4), 205–218. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.08.002>

Alvarado, P., Beck, S., & Zandt, G. (2007). Crustal structure of the south-central andes cordillera and backarc region from regional waveform modelling. *Geophysical Journal International* 170(2), 858-875.

Alvarellós, V., Costa, C. H., Sagripanti, L., Richard, A. D., Jagoe, L., Morales Volosín, S., & Folguera, A. (2025). The andean thrust front migration and related shortening rates during the late pleistocene–holocene (32°30'S), argentina. *Lithosphere* 2024(Special 15). https://doi.org/10.2113/2024/lithosphere_2024_185

Alvarez, P. (1996). Los depósitos triásicos y jurásicos de la alta cordillera de San Juan. In *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza* (pp. 59–137). Dirección Nacional del Servicio Geológico.

Amos, A. (1954). Estructura de las formaciones paleozoicas de la rinconada, pie oriental de la sierra chica de zonda (san juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9(1), 5–38.

Amos, C. B., & Burbank, D. W. (2007). Width of channel belt response to differential uplift. *Journal of Geophysical Research* 112, F02001.

Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., & Kause, E. (2010). The west andean thrust, the san ramón fault, and the seismic hazard for santiago, chile. *Tectonics* 29, TC2007. <https://doi.org/10.1029/2008TC002427>

Audemard, F. (1999). Morpho-structural expression of active thrust fault systems in the humid tropical foothills of Colombia and Venezuela. *Zeitschrift für Geomorphologie* 118, 1-18.

Audemard, F. A. (2003). Estudios paleosísmicos por trincheras en venezuela: Métodos, alcances, aplicaciones, limitaciones y perspectivas. *Revista Geográfica Venezolana* 44(1), 11–46.

Ave Lallemand, G. (1892). Observaciones sobre el mapa del Departamento de Las Heras, provincia de Mendoza. *Anales del Museo de La Plata, Sección Geológica y Mineralógica* 1, 5-20.

Azcuy, C. L., & Caminos, R. N. (1987). Diastrofismo. In *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, Archangelsky, S. (Eds.) (pp. 1–25). Córdoba, Argentina, Academia Nacional de Ciencias.

Bacon, S. N., McDonald, E. V., Caldwell, T. G., & Dalldorf, G. K. (2010). Timing and distribution of alluvial fan sedimentation in response to strengthening of late holocene ENSO variability in the sonoran desert, southwestern Arizona, USA. *Quaternary Research* 73(3), 425-438.

Baldis, B. A., y Chebli, W. (1969). Estructura profunda del área central de la precordillera sanjuanina. 4º *Jornadas Geológicas Argentinas*, 47–66.

Baldis, B.A. y Peralta, S. (1999). Silúrico y Devónico de la Precordillera de Cuyo y Bloque de San Rafael, *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Minerales.

Baldis, B. A., Beresi, M., Bordonaro, O., & Vaca, A. (1982). Síntesis evolutiva de la precordillera argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, 399–445. Buenos Aires.

- Barazangi, M., & Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the nazca plate beneath south america. *Geology* 4(11), 686–692. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<686:SDOEAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<686:SDOEAS>2.0.CO;2)
- Bastias, H., Tello, G. E., Perucca, L. P., & Paredes, J. D. D. (1993). Peligro sísmico y neotectónica. *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio*, 645-658. Mendoza.
- Biondi, J. (1936). Exploraciones geológicas practicadas desde el 10-XII-1935 al 26-I-36 en las inmediaciones del cerro Cacheuta.
- Blatt, H., Middleton, G. V., & Murray, R. C. (1980). *Origin of sedimentary rocks*. New Jersey, Prentice-Hall.
- Bodenbender, G. (1902). Contribución al conocimiento de la Precordillera y de las Sierras Centrales de la República Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 18, 203-264.
- Boedo, F., Vujovich, G., Kay, S., Ariza, J., & Pérez Luján, S. (2013). The E-MORB like geochemical features of the early paleozoic mafic-ultramafic belt of the cuyania terrane, western argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 48, 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.09.003>
- Boggs, S. J. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Upper Saddle River, Pearson Education Inc.
- Bowman, D. (2019). *Principles of alluvial fan morphology*. Dordrecht, Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-024-1558-2>
- Brandes, C., & Le Heron, D. P. (2010). The glaciotectonic deformation of quaternary sediments by fault-propagation folding. *Proceedings of the Geologists' Association* 121(3), 270–280.
- Brooks, B. A., Bevis, M., Smalley, R., Kendrick, E., Manceda, R., Lauría, E., Maturana, R., & Araujo, M. (2003). Crustal motion in the southern andes (26°–36°S): Do the andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4(10). <https://doi.org/10.1029/2003GC000505>
- Buelow, E., Suriano, J., Mahoney, J., Kimbrough, D., Mescua, J., Giambiagi, L., & Hoke, G. (2018). Sedimentologic and stratigraphic evolution of the cacheuta basin: Constraints on the development of the miocene retroarc foreland basin, south-central andes. *Lithosphere* 10(3), 366–391. <https://doi.org/10.1130/L709.1>
- Bull, W. B. (1977). The alluvial-fan environment. *Progress in Physical Geography* 1(2), 222–270.
- Bull, W. B. (1990). Stream-terrace genesis: Implications for soil development. *Geomorphology* 3(3-4), 351–367. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(90\)90011-E](https://doi.org/10.1016/0169-555X(90)90011-E)
- Bull, W. B. (1991). *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press.
- Bull, W. B. (2008). *Tectonic geomorphology of mountains: A new approach to paleoseismology*. London, Blackwell Publishing.

- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2011). *Tectonic geomorphology*. Hoboken, Wiley-Blackwell.
- Burkart, R., Bárbaro, N., Sánchez, R., & Gómez, D. (1999). *Eco-regiones de la argentina*. Buenos Aires, Administración de Parques Nacionales, Secretaría de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable, Presidencia de la Nación.
- Cao, X., Hu, X., Pan, B., Zhang, J., Wang, W., Mao, J., & Liu, X. (2019). A fluvial record of fault-propagation folding along the northern qilian shan front, NE tibetan plateau. *Tectonophysics* 755, 35–46. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.02.009>
- Capitanelli, R. (1971). Geomorfología y clima de la provincia de Mendoza. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 14(1-4), 13–supl.
- Cardozo, N., & Aanonsen, S. (2009). Optimized trishear inverse modeling. *Journal of Structural Geology* 31(6), 546–560. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.03.003>
- Charrier, R. (1979). El triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26, 1–37.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2015). Tectono-stratigraphic evolution of the andean orogen between 31 and 37° S (chile and western argentina). *Geological Society, London, Special Publications* 399, 23–61. <https://doi.org/10.1144/SP399.3>
- Chiaromonte, L., Ramos, V., & Araujo, M. (2000). Estructura y sismotectónica del anticlinal barrancas, cuenca cuyana, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(4), 309–336.
- Christenson, G. E., & Purcell, C. (1985). Correlation and age of quaternary alluvial-fan sequences, basin and range province, southwestern united states. In *Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States* (pp. 115–122). Boulder, Colorado, Geological Society of America.
- Collins, T. K. (1990). New faulting and the attenuation of fault displacement. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists* 27, 11–22.
- Colman, S. M., & Pierce, K. L. (1986). The glacial sequence near McCall, Idaho: Weathering rinds, soil development, morphology, and other relative-age criteria. *Quaternary Research* 25, 25–42.
- Cooke, R. V., Warren, A., & Goudie, A. S. (1993). *Desert geomorphology*. London, UCL Press.
- Cortés, J., & Costa, C. (1996). Tectónica cuaternaria en la desembocadura del Río de las Peñas, borde oriental de la Precordillera de Mendoza. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas, 225–238. Buenos Aires.
- Cortés, J. M., Vinciguerra, P., Yamin, M. G., & Pasini, M. M. (1999). Tectónica cuaternaria de la región andina del nuevo cuyo (28°–38° LS). *Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales* 29, 760–778.
- Cortés, J. M., Yamin, M., & Pasini, M. (2005a). La Precordillera Sur, provincias de Mendoza y San Juan. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas, 395–402.

- Cortés, J. M., Pasini, M. M., & Yamin, M. G. (2005b). Paleotectonic control on the distribution of quaternary deformation in the southern precordillera, central andes (31°30'–33°S). 68 International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005), Extended Abstracts, 186–189. Barcelona.
- Cortés, J. M., Casa, A., Pasini, M. M., Yamin, M. G., & Terrizzano, C. (2006). Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30'–33°30' LS). Controles paleotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61, 639–646.
- Cortés, J. M., Pasini, M. M., & Prieto, M. C. (2011). Propagación y migración de la estructura cuaternaria del frente montañoso precordillerano en la sierra de las Peñas, Mendoza. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén.
- Cortés, J. M., Terrizzano, C. M., Pasini, M. M., Yamin, M. G., & Casa, A. L. (2015). Quaternary tectonics along oblique deformation zones in the central andean retro-wedge between 31°30'S and 35°S. *Geological Society, London, Special Publications* 399(1), 267–292. <https://doi.org/10.1144/SP399.10>
- Costa, C. (2019). La migración del frente de corrimiento neotectónico de las sierras pampeanas y su impronta morfológica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76(4), 31–325.
- Costa, C. H. (2024). Some comments on the morpho-stratigraphic signature of quaternary thrusting. *Proceedings of the 12th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology (PATA)*. Los Andes, Chile.
- Costa, C. H., Cesco, J. C., & Morán, R. J. (1997). A simple graphical method for estimating the components of the fault-slip vector. *Journal of Structural Geology* 19(9), 1245–1247. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00046-1](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00046-1)
- Costa, C., Gardini, C., & Diederix, H. (2000a). The montecito anticline: A quaternary growing structure in the precordilleran foothills of northern Mendoza, Argentina. *Congreso Geológico Chileno*, 758–762.
- Costa, C. H., Gardini, C. E., & Diederix, H. (2000b). The andean orogenic front at sierra de Las Peñas-Las Higueras, Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Costa, C. H., Gardini, C., & Diederix, H. (2005). Tectónica vs. Sedimentación en el río de las peñas, precordillera de Mendoza. 14° Congreso Geológico Argentino (CD-ROM), 6.
- Costa, C., Audemard, F., Bezerra, F., Lavenue, A., Machette, M., & París, G. (2006a). An overview of the main quaternary deformation of south america. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4), 461–479.
- Costa, C., Gardini, C., Diederix, H., Cisneros, H., & Ahumada, E. (2006b). The active andean orogenic front at the southernmost pampean flat-slab, backbone of the americas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Costa, C. H., Ahumada, E. A., Gardini, C. E., Vázquez, F. R., & Diederix, H. (2015a). Quaternary shortening at the orogenic front of the central andes of argentina: The Las peñas Thrust System. *Geological Society, London, Special Publications* 399(1), 245–266. <https://doi.org/10.1144/SP399.5>

- Costa, C. H., Ahumada, E. A., Vázquez, F. R., & Kröhling, D. M. (2015b). Holocene shortening rates of an andean-front thrust, southern precordillera, argentina. *Tectonophysics* 664, 191–201. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.017>
- Costa, C. H., Schoenbohm, L. M., Brooks, B. A., Gardini, C. E., & Richard, A. D. (2019). Assessing quaternary shortening rates at an andean frontal thrust (32°30'S), argentina. *Tectonics* 38(8), 3034–3051. <https://doi.org/10.1029/2019TC005564>
- Cristallini, E. O., & Ramos, V. A. (2000). Thick-skinned and thin-skinned thrusting in la ramada fold and thrust belt: Crustal evolution of the high andes of san juan, argentina (32° SL). *Tectonophysics* 317(3--4), 205–235.
- Cristallini, E. O., & Allmendinger, R. W. (2001). Pseudo 3D modeling of trishear fault-propagation folding. *Journal of Structural Geology* 23, 1883–1899.
- Davis, J. S., Roeske, S. M., McClelland, W. C., & Snee, L. W. (2000). Closing the ocean between the precordillera terrane and chilenia: Early devonian ophiolite emplacement and deformation in the SW precordillera. In *Laurentia–Gondwana Connections Before Pangea*, Ramos, V. A., & Keppie, J. D. (Eds.) (pp. 115–138).
- Dellapé, D., & Hegedus, A. (1995). Structural inversion and oil occurrence in the cuyo basin of argentina. In *Petroleum Basins of South America*, Tankard, A., Suárez, R., & Welsink, H. (Eds.) (pp. 359–367). American Association of Petroleum Geologists.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181(1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- Dessanti, R. (1942). Geología de la zona del cerro la cal, río de las peñas y el borbollón.
- Dewey, J. F., & Bird, J. M. (1970). Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* 75(14), 2625–2647. <https://doi.org/10.1029/JB075i014p02625>
- Dorn, R. I. (2007). Rock varnish. In *Geochemical Sediments and Landscapes*, Nash, D., & McLaren, S. (Eds.). Blackwell. <https://doi.org/10.1002/9780470712917.ch8>
- Engel, C. G., & Sharp, R. P. (1958). Chemical data on desert varnish. *Geological Society of America Bulletin* 69(5), 487–518. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1958\)69\[487:CDODV\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1958)69[487:CDODV]2.0.CO;2)
- Erslev, E. A. (1991). Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19(6), 617. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0617:TFPF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0617:TFPF>2.3.CO;2)
- Evenari, M. (1985). Adaptations of plants and animals to the desert environment. In *Ecosystems of the World: Hot Deserts and Arid Shrublands*, Meir, N., & Goodall, D. W. (Eds.) (pp. 79–92). Amsterdam, The Netherlands, Elsevier.
- Fennell, L. M., Martos, F. E., Peluffo, N. A., Acevedo, E., Fernández Paz, L., Morel, L., Scazzioti, M., Naipauer, M., Hauser, N., Litvak, V. D., & Folguera, A. (2023). The classical cuevas river section

revisited: An update to the style and timing of deformation of the aconcagua region based on new geological, structural and geochronological data (32°50'S). *Frontiers in Earth Science* 11, 1219351.

Figuerola, D. E., & Ferraris, O. R. (1989). Estructura del margen oriental de la precordillera mendocina-sanjuanina. I Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, 515-529.

Fischer, M. P., & Wilkerson, M. S. (2000). Predicting the orientation of joints from fold shape: Results of pseudo-three-dimensional modeling and curvature analysis. *Geology* 28, 15-18.

Fossa Mancini, E. (1938). Nomenclatura estratigráfica para las zonas estudiadas por YPF al norte de Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras* 15(171), 31-95.

Fossa Mancini, E. (1939). Vistas aéreas, fallas activas y temblores mendocinos. *Boletín de Informaciones Petroleras* 178, 45-77.

García Morabito, E., Terrizzano, C. M., Zech, R., Yamin, M., Wuthrich, L., Christl, M., Ramos, V.A., Haghipour, N., Cortés, J. M. (2021). ¹⁰Be surface exposure dating reveals unexpected high deformation rates in the central andean wedge interior. *Terra Nova* 33, 30–45. <https://doi.org/10.1111/ter.12487>

Giambiagi, L. B., & Ramos, V. A. (2002). Structural evolution of the andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'–33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1), 101–116.

Giambiagi, L., & Martínez, A. N. (2008). Permo-triassic oblique extension in the uspillata–potrerrillos area, western argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 252–260.

Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., & Orts, S. (2003). Cenozoic deformation and tectonic style of the andes between 33° and 34° south latitude. *Tectonics* 22(4), 1041. <https://doi.org/10.1029/2001TC001354>

Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Martínez, A., & Folguera, A. (2011). Pre-andean deformation of the Precordillera southern sector, Southern Central Andes. *Geosphere* 7(1), 219–239. <https://doi.org/10.1130/GES00572.1>

Giambiagi, L., Mescua, J., Heredia, N., Farías, P., García Sansegundo, J., Fernández, C., Stier, S., Pérez, D., Bechis, F., Moreiras, S. M., & Lossada, A. (2014). Reactivation of paleozoic structures during cenozoic deformation in the Cordón del Plata and Southern Precordillera ranges (Mendoza, Argentina). *Journal of Iberian Geology* 40(2), 309–320. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n2.45302

Gile, L. H., Hawley, J. W., & Grossman, R. B. (1981). Soils and geomorphology in the basin and range area of southern New Mexico – guidebook to the desert project. U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service.

Gold, R. D., Cowgill, E., Wang, X.-F., & Chen, X.-H. (2006). Application of trishear fault-propagation folding to active reverse faults: Examples from the Dalong fault, Gansu province, NW China. *Journal of Structural Geology* 28(2), 200–219. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.10.006>

- González-Menéndez, L., Gallastegui, G., Cuesta, A., Heredia, N., & Rubio-Ordóñez, A. (2013). Petrogenesis of early paleozoic basalts and gabbros in the western cuyania terrane: Constraints on the tectonic setting of the southwestern gondwana margin (sierra del tigre, andean argentine precordillera). *Gondwana Research* 24(1), 359–376. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.09.011>
- Grant, L. B., Mueller, K. J., Gath, E. M., Cheng, H., Edwards, R. L., Munro, R., and Kennedy, G. L. (1999). Late Quaternary uplift and earthquake potential of the San Joaquin Hills, southern Los Angeles basin, California. *Geology* 27(11), 1031–1034.
- Groeber, P. (1951). La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. Museo Argentino de Ciencias Naturales B. Rivadavia, Ciencias Geológicas 1(5).
- Groshong, R. H. (2006). 3-D structural geology: A practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation. Springer Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-31055-6>
- Gutierrez Seia, M., Jara, P., Bertoa Del Llano, M., Richard, A., Lothari, L., & Giambiagi, L. B. (2023). Pre-andean deformation and its influence on the shortening of the southern precordillera, mendoza, argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 126, 104322. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104322>
- Haller, K. M., & Basili, R. (2011). Developing seismogenic source models based on geologic fault data. *Seismological Research Letters* 82(4), 519–525. <https://doi.org/10.1785/gssrl.82.4.519>
- Hardy, S., & Ford, M. (1997). Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics* 16(5), 841–854. <https://doi.org/10.1029/97TC01171>
- Hardy, S., & Finch, E. (2007). Mechanical stratigraphy and the transition from trishear to kink-band fault-propagation fold forms above blind basement thrust faults: A discrete-element study. *Marine and Petroleum Geology* 24(2), 75–90. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.09.001>
- Hardy, S., & Allmendinger, R. W. (2011). Trishear: A review of kinematics, mechanics, and applications. In *Thrust Fault-Related Folding*, McClay, K., Shaw, J., & Suppe, J. (Eds.) (pp. 1306). American Association of Petroleum Geologists.
- Harrington, H. (1971). Descripción geológica de la hoja 22c, 'Ramblón', provincias de Mendoza y San Juan. Boletín 114). Dirección Nacional de Geología y Minería.
- Heredia, N., Rodríguez Fernández, L. R., Gallastegui, G., Busquets, P., & Colombo, F. (2002). Geological setting of the argentine frontal cordillera in the flat-slab segment (30°00'–31°30' S latitude). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 79–99.
- Heredia, N., Farias, P., García-Sansegundo, J., & Giambiagi, L. B. (2012). The basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic evolution. *Andean Geology* 39, 242–257.
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Alonso, J. L., Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P., Colombo, F., Cuesta, A., Gallastegui, J., Giambiagi, L., González-Menéndez, L.,

- Limarino, C. O., Martín-González, F., Pedreira, D., Quintana, L., Rodríguez-Fernández, L. R., ..., Ramos, V. A. (2016). Evolución geodinámica de los andes de argentina, chile y la península antártica durante el neoproterozoico superior y el paleozoico. *Trabajos de Geología* 35, 000–000.
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R. E., Giambiagi, L. B., Busquets, P., others, & Ramos, V. A. (2018). Review of the geodynamic evolution of the SW margin of gondwana preserved in the central andes of argentina and chile (28°–38° S latitude). *Journal of South American Earth Sciences* 87, 87–94. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.019>
- Hetzel, R., Tao, M., Stokes, S., Niedermann, S., Ivy-Ochs, S., Gao, B., Strecker, M. R., & Kubik, P. W. (2004). Late pleistocene/holocene slip rate of the zhangye thrust (qilian shan, china) and implications for the active growth of the northeastern tibetan plateau. *Tectonics* 23(6), 2004TC001653. <https://doi.org/10.1029/2004TC001653>
- Huggett, R. (2016). *Fundamentals of geomorphology*. Routledge. <https://doi.org/10.4324/9781315674179>
- Ikeda, Y. (1983). Thrust-front migration and its mechanism: Evolution of intraplate thrust systems. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo* 15, 125–159.
- Irigoyen, M. (1997). Magnetic polarity stratigraphy and geochronological constraints on the sequence of thrusting in the principal and frontal cordilleras and the precordillera of the argentine central andes (33°s latitude). [Tesis doctoral]. Carleton University.
- Irigoyen, M., Buchan, K., & Brown, R. (2000). Magnetostratigraphy of neogene andean foreland-basin strata, lat 33°S, Mendoza province, argentina. *Geological Society of America Bulletin* 112, 803–816.
- Irigoyen, M. V., Buchan, K. L., Villeneuve, M. E., & Brown, R. L. (2002). Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(1), 3–18.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Togo, M., Okada, A., & Takemura, K. (2004). Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active kuwana wedge thrust anticline, central japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109(B12), 2003JB002547. <https://doi.org/10.1029/2003JB002547>
- Iverson, O., Mahoney, J., Benusa, K., & Kimbrough, D. (2012). Neogene basin evolution in the Las Peñas basin, Salagasta region, Mendoza, Argentina. 64th Geological Society of America, Rocky Mountain Section Meeting, 92. Proceedings, 9–11 May.
- Jain, V., & Sinha, R. (2005). Response of active tectonics on the alluvial baghmatti river, himalayan foreland basin, eastern india. *Geomorphology* 70, 339–356.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94, 341–361.

- Jordan, T. E., & Allmendinger, R. W. (1986). The sierras pampeanas of Argentina: A modern analog of rocky mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286, 737–764. <https://doi.org/10.2475/ajs.286.10.737>
- Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Damanti, J. F., & Drake, R. E. (1993). Chronology of motion in a complex thrust belt: The precordillera. *Journal of Geology* 101, 135–156.
- Kay, S. M., & Mpodozis, C. (2002). Magmatism as a probe to the neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Keidel, J. (1910). Informe sobre los trabajos efectuados por la sección geológica de la división de minas, geología e hidrología de los años 1906, 1907 y 1908. Memoria de la división de minas, geología e hidrología 1908. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas.
- Keller, E. A., & Pinter, N. (2002). Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape. Upper Saddle River, Prentice Hall.
- Kelson, K. I., Kang, K. H., Page, W. D., Lee, C. T., & Cluff, L. S. (2004). Representative styles of deformation along the Chelungpu Fault from the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake: Geomorphic characteristics and responses of man-made structures. *Bulletin of the Seismological Society of America* 91(5), 930–952. <https://doi.org/10.1785/0120000741>
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr., R., Cifuentes, O., & Galban, F. (1999). Current rates of convergence across the central andes: Estimates from continuous GPS observations. *Geophysical Research Letters* 26(5), 541–544.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr., R., & Brooks, B. (2001). An integrated crustal velocity field for the central andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2(11).
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauría, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences* 16(2), 125–131. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2)
- Kendrick, E., Brooks, B., Bevis, M., Smalley Jr, R., Lauria, E., Araujo, M., & Parra, H. (2006). Active orogeny of the south-central andes studied with GPS geodesy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4), 555–566.
- Kirby, S. H., Stein, S., Okal, E. A., & Rubie, D. C. (1996). Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere. *Reviews of Geophysics* 34(2), 261–306. <https://doi.org/10.1029/96RG01050>
- Kleiman, L. E., & Japas, M. S. (2009). The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473, 283–299. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.007>
- Kokogian, D. A., Fernández Seveso, F., & Mosquera, A. (1993). Las secuencias sedimentarias triásicas. 12° Congreso Geológico Argentino, 65–78.

- Kozlowski, E. E., Manceda, R., & Ramos, V. A. (1993). Estructura. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 235-256.
- Larson, P. H., Dorn, R. I., Faulkner, D. J., & Friend, D. A. (2015). Toe-cut terraces: A review and proposed criteria to differentiate from traditional fluvial terraces. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 39(4), 417–439. <https://doi.org/10.1177/0309133315582045>
- Lave, J., y Avouac, J. P. (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.* 105(B3), 5735–5770.
- Lee, J. C., Rubin, C., Mueller, K., Chen, Y. G., Chan, Y. C., Sieh, K., Chu, H. T., and Chen, W. S. (2004). Quantitative analysis of movement along an earthquake thrust scarp: A case study of a vertical exposure of the 1999 surface rupture of the Chelungpu fault at Wufeng, western Taiwan. *J. Asian Earth Sci.* 23, 263–273.
- Legarreta, L., Gulisano, C., Uliana, M., & Ramos, V. (1993). Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 87-114.
- Li, Z., Chen, W., Jia, D., Sun, C., Zheng, W., Zhang, P., Wang, W., Li, T., & Xiong, J. (2020). The effects of fault geometry and kinematic parameters on 3D fold morphology: Insights from 3D geometric models and comparison with the dushanzi anticline, china. *Tectonics* 39(2), e2019TC005713. <https://doi.org/10.1029/2019TC005713>
- Linkimer, L., Beck, S., Zandt, G., Alvarado, P., Anderson, M., Gilbert, H., & Zhang, H. (2020). Lithospheric structure of the pampean flat slab region from double-difference tomography. *Journal of South American Earth Sciences* 97, 102417. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102417>
- Liu, X., & Currie, C. A. (2023). Origin of the Sierras Pampeanas, Argentina: Flat-slab subduction and inherited structures. *Geology* 51(2), 151-156. <https://doi.org/10.1130/G50551.1>
- Llambías, E. J., & Sato, A. M. (1990). El batolito de colangüil (29°–31°S), Cordillera Frontal de Argentina: Estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17, 99–108.
- Llambías, E. J., Kleiman, L. E., & Salvarredi, J. A. (1993). El magmatismo gondwánico. In *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Ramos, V. A. (Eds.) (pp. 53–64). Asociación Geológica Argentina.
- Llambías, E. J., Quenardelle, S., & Montenegro, T. (2003). The choiyoi group from central argentina: A subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 243–257.
- Lothari, L., Suriano, J., Mescua, J., Bertoa Del Llano, M., Arnous, A., Pingel, H., Strecker, M. R., Giambiagi, L., Echaurren, A., Barrionuevo, M., Mahoney, J. B., & Cottle, J. M. (2025). Tectono-sedimentary evolution of the distal paleogene andean retroarc at 33° S: New detrital zircon u–pb

geochronology from the divisadero largo formation. *Basin Research* 37(1), e70021. <https://doi.org/10.1111/bre.70021>

Machette, M. N. (2000). Active, capable, and potentially active faults: a paleoseismic perspective. *Journal of Geodynamics* 29(3–5), 387–392. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00060-5](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00060-5)

Mackin, J. H. (1937). Erosional history of the bighorn basin, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin* 48, 813–894. <https://doi.org/10.1130/GSAB-48-813>

Marshak, S., Wilkerson, M. S., & Hsui, A. T. (1992). Generation of curved fold-thrust belts: Insight from simple physical and analytical models. In *Thrust Tectonics*, McClay, K. R. (Eds.). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_7

Martínez-Carricondo, P., Agüera-Vega, F., Carvajal-Ramírez, F., Mesas-Carrascosa, F.-J., García-Ferrer, A., & Pérez-Porras, F.-J. (2018). Assessment of uav-photogrammetric mapping accuracy based on variation of ground control points. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 72, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.05.015>

Massone, H. J., & Calderón, M. (2008). P–T evolution of metapelites from the Guarguaráz complex, Argentina: Evidence for devonian crustal thickening close to the western Gondwana margin. *Revista Geológica de Chile* 35, 215–231.

McCalpin, J. (2009). *Paleoseismology*. Burlington, MA, Academic Press.

McDonald, E. V., McFadden, L. D., & Wells, S. G. (2003). Regional response of alluvial fans to the pleistocene-holocene climatic transition, mojave desert, california. In *Paleoenvironments and Paleohydrology of the Mojave and Southern Great Basin Deserts*, Wells, S. G., & Lancaster, N. (Eds.). Boulder, Colorado, Geological Society of America.

McFadden, L. D., Ritter, J. B., & Wells, S. G. (1989). Use of multiparameter relative-age methods for age estimation and correlation of alluvial-fan surfaces on a desert piedmont, eastern mojave desert, california. *Quaternary Research* 32(3), 276–290.

McPhillips, D., & Scharer, K. M. (2018). Quantifying uncertainty in cumulative surface slip along the Cucamonga fault, a crustal thrust fault in southern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123(10), 9063–9083. <https://doi.org/10.1029/2018JB016301>

Mescua, J., & Giambiagi, L. (2018). Seismic risk due to surface rupture: Revision of legislations from different seismic regions of the world. Proposal for Mendoza. Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Filosofía y Letras, Departamento de Geografía, Centro de Investigación y Formación para el Ordenamiento Territorial; Proyección.

Montgomery, D. R. (2004). Observations on the role of lithology in strath terrace formation and bedrock channel width. *American Journal of Science* 304, 454–476. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.5.454>

- Moreiras, S. M., Giambiagi, L. B., Spagnotto, S., Nacif, S., Mescua, J., & Toural Dapoza, R. (2014). El frente orogénico activo de los Andes Centrales a la latitud de la ciudad de Mendoza (32°50'-33°s). *Andean Geology* 41(2), 342-361. <https://doi.org/10.5027/andgeoV41n2-a04>
- Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* (pp. 59-90).
- Mpodozis, C., & Kay, S. M. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de gondwana: Andes chilenos (28°-31°S). *Revista Geológica de Chile* 17, 153-180.
- Nulló, F., Caminos, R., Panza, J., & Ramos, V. (1993). Mapa geológico de la provincia de Mendoza. Buenos Aires, Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- Ortiz, A., & Zambrano, J. J. (1981). La provincia geológica precordillera oriental. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas, 59-74.
- Ouchi, S. (1985). Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin* 96, 504-515.
- Over, J., Ritchie, A., Kranenburg, C., Brown, J., Buscombe, D., Noble, T., Sherwood, C., Warrick, J., & Wernette, P. (2021). Processing coastal imagery with agisoft metashape professional edition, version 1.6—structure from motion workflow documentation. (2021-1039). U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/ofr20211039>
- Paredes, J., & Perucca, L. (2000). Evidencias de paleolicuefacción en la quebrada del río acequión, sarmiento, san juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(4), 394-397.
- Pei, Y., Paton, D. A., & Knipe, R. J. (2014). Defining a 3-dimensional trishear parameter space to understand the temporal evolution of fault propagation folds. *Journal of Structural Geology* 66, 284-297. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.018>
- Peri, V. G., Haghipour, N., Christl, M., Terrizzano, C., Kaveh-Firouz, A., Leiva, M. F., Pérez, P., Yamin, M., Barcelona, H., & Burg, J.-P. (2022). Quaternary landscape evolution in the western argentine precordillera constrained by 10Be cosmogenic dating. *Geomorphology* 396, 107984. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107984>
- Perucca, L. P., & Ruiz, F. (2014). New data on neotectonic contractional structures in precordillera, south of río de la flecha: Structural setting from gravity and magnetic data. San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 50, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.11.006>
- Philip, H., Rogozhin, E., Cisternas, A., Bousquet, J. C., Borisov, B., & Karakhanian, A. (1992). The armenian earthquake of 1988 december 7: Faulting and folding, neotectonics and palaeoseismicity. *Geophysical Journal International* 110(1), 141-158. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00718.x>
- Pilger, R. H. (1981). Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the andes. *Geological Society of America Bulletin* 92(7), 448-456. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1981\)92<448:PRARAL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1981)92<448:PRARAL>2.0.CO;2)

- Plotek, B. L., Guzman, C. G., Cristallini, E. O., Yagupsky, D. L., & Suárez, R. J. (2023). Aplicación del modelo cinemático trishear a plegamiento por propagación de falla: Nuevos resultados obtenidos a través de modelado analógico en 2D. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 80(4-2023), 98-114.
- Polanski, J. (1962). Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17, 127-349.
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research* 23(2), 117-119. <https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Prieto, M. (2010). Estratigrafía y neotectónica del sector sur de la sierra de Las Peñas-Las Higueras, Precordillera Sur, Mendoza. [Tesis de licenciatura]. Universidad de Buenos Aires. Tesis de licenciatura no publicada, 127 p.
- Ramos, V. A. (1988). The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. In *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, Clark, S., & Burchfiel, D. (Eds.) (pp. 31-54).
- Ramos, V. A. (1999a). Plate tectonic setting of the andean cordillera. *Episodes* 22(3), 183-190. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/005>.
- Ramos, V. (2000). Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina* 29, 41-96.
- Ramos, V. A. (2004). Cuyania, an exotic block to Gondwana: Review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7(4), 1009-1026. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71081-9](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71081-9)
- Ramos, V. A., & Kay, S. M. (1991). Triassic rifting and associated basalts in the cuyo basin, central argentina. In *Geological Society of America Special Papers* (pp. 79-92). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE265-p79>
- Ramos, V. A., Aguirre Urreta, M. B., Álvarez, P. P., Cegarra, M., Cristallini, E. O., Kay, S. M., Lo Forte, G. L., Pereyra, F., & Pérez, P. (1996). Geología de la región del aconcagua, provincias de san juan y mendoza. Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- Ramos, V. A., Cristallini, E., & Pérez, D. J. (2002). The pampean flat-slab of the central andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1), 59-78. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00006-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00006-8)
- Rapalini, A. E., & Vilas, J. F. (1991). Tectonic rotations in the late paleozoic continental margin of southern south america determined and dated by paleomagnetism. *Geophysical Journal International* 107, 333-351.
- Rapela, C. W., Casquet, C., Baldo, E., Dahlquist, J., Pankhurst, R. J., Galindo, C., & Saavedra, J. (2001). Las orogénesis del paleozoico inferior en el margen proto-andino de América del sur, sierras pampeanas, argentina. *Journal of Iberian Geology*.
- Regairaz, A., & Barrera, R. (1975). Formaciones del cuaternario: Unidades geomorfológicas y su relación con el escurrimiento de las aguas en el piedemonte de la precordillera. *Anales de la Academia Brasileira de Ciencias* 47, 5-20.

- Regairaz, C. A., & Zambrano, J. J. (1991). Unidades morfoestructurales y fenómenos neotectónicos en el norte de la provincia de Mendoza (andes centrales argentinos entre 32° y 34° de latitud sur). *Bamberger Geographische Schriften*, 1-21.
- Regmi, N. R., McDonald, E. V., & Bacon, S. N. (2014). Mapping quaternary alluvial fans in the southwestern United States based on multiparameter surface roughness of lidar topographic data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119(1), 12-27. <https://doi.org/10.1002/2012JF002711>
- Richard, A. (2020). Modelado cinemático aplicado a neotectónica en el frente orogénico andino entre 32°10' S – 32°40' S, provincias de Mendoza y San Juan. [Tesis doctoral]. Universidad Nacional de San Luis. Tesis doctoral inédita, 156 pp.
- Richard, A. D., Costa, C. H., Giambiagi, L. B., & Suriano, J. (2024). Kinematic modelling of neotectonic thrusts at the andean orogenic front (southern precordillera, argentina). <https://doi.org/10.2139/ssrn.4472337>
- Rodríguez, E., & Barton, M. (1993). El cuaternario de la llanura. *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 173-194. Buenos Aires.
- Rolleri, E. O. (1969). Rasgos tectónicos generales del valle de matagusanos y de la zona entre san juan y jocolí, provincia de san juan, república argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(4), 408-412.
- Rolleri, E. y Criado Roqué, P. (1968). La Cuenca triásica del norte de Mendoza: Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, v. 1.
- Rolleri, E., & Criado Roque, P. (1970). Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 1-60.
- Rolleri, E., & Fernández Garrasino, C. (1979). Comarca septentrional de mendoza. In *Geología Regional Argentina*, Turner, J. (Eds.) (pp. 772-809). Córdoba, Academia Nacional de Ciencias.
- Salomon, E., Schmidt, S., Hetzel, R., Mingorance, F., & Hampel, A. (2013). Repeated folding during late holocene earthquakes on the la cal thrust fault near mendoza city (argentina). *Bulletin of the Seismological Society of America* 103(2A), 936-949. <https://doi.org/10.1785/0120110335>
- Sarkar, D., Sinha, R., & Bookhagen, B. (2023). Towards a guideline for uav-based data acquisition for geomorphic applications. *Remote Sensing* 15(14), 3692. <https://doi.org/10.3390/rs15143692>
- Schmidt, S., Hetzel, R., Kuhlmann, J., Mingorance, F., & Ramos, V. A. (2011a). A note of caution on the use of boulders for exposure dating of depositional surfaces. *Earth and Planetary Science Letters* 302(1-2), 60-70. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.039>
- Schmidt, S., Hetzel, R., Mingorance, F., & Ramos, V. A. (2011b). Coseismic displacements and holocene slip rates for two active thrust faults at the mountain front of the andean precordillera (~33°S). *Tectonics* 30(5), 2011TC002932. <https://doi.org/10.1029/2011TC002932>

Schoenbohm, L., Costa, C., Brooks, B., Bohon, W., Gardini, C., & Cisneros, H. (2013). Fault interaction along the central andean thrust front: The las peñas thrust, cerro salinas thrust and the montecito anticline. American Geophysical Union, Fall Meeting Abstracts.

Schumm, S. A., Dumont, J. F., & Holbrook, J. M. (2002). Active tectonics and alluvial rivers. Cambridge, Cambridge University Press.

Schávelzon, D. (2007). Historia de un terremoto: Mendoza, 1861. Mendoza, Centro de Investigaciones Ruinas de San Francisco, Área Fundacional de Mendoza, Municipalidad de Mendoza.

Sepúlveda, E. (1998). Descripción geológica de la hoja 3369-II Mendoza, provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Instituto de Geología y Recursos Naturales, Servicio Geológico Minero Argentino.

Sepúlveda, E., López, H. y Fauqué, L. (2001). Hoja geológica 3369-II, Mendoza. Provincias de Mendoza y San Juan. Buenos Aires, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino.

Smalley Jr., R., & Isacks, B. (1990). Seismotectonics of thin and thick-skinned deformation in the andean foreland from local network data: Evidence for a seismogenic lower crust. *Journal of Geophysical Research* 95, 12487-12598.

Stappenbeck, R. (1910). La Precordillera de San Juan y Mendoza. (3). Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología.

Stein, R., & King, G. C. P. (1984). Seismic potential revealed by surface folding: The 1983 coalinga, california, earthquake. *Science* 224, 869-872.

Stewart, I. S., & Hancock, P. L. (1990). What is a fault scarp? *Episodes* 13(4), 256-263. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1990/v13i4/005>

Stipanovic, P. (1979). El triásico del valle del río de los patos (provincia de san juan). In Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Turner, D. (Eds.) (pp. 695-744). Academia Nacional de Ciencias.

Strelkov, E., & Álvarez, L. (1984). Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 115-130. Bariloche.

Styron, R. (2019). The impact of earthquake cycle variability on neotectonic and paleoseismic slip rate estimates. *Solid Earth* 10(1), 15-25. <https://doi.org/10.5194/se-10-15-2019>

Summerfield, M. A. (1991). Global geomorphology: An introduction to the study of landforms. England, Pearson, Prentice Hall.

Suppe, J., & Medwedeff, D. (1990). Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helveticae* 83(3), 409-454.

Tejada, F., Rothlis, M., Onorato, M. R., Blanc, P. A., Perucca, L., Audemard M., F. A., & Vargas, N. (2021). Análisis neotectónico y paleosísmico de la falla loma negra oriental, frente orogénico de la precordillera

central, argentina. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 73(2), A080121.
<https://doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a080121>

Terrizzano, Carla Marina. (2010). Neotectónica del extremo noroccidental del cinturón barreal- Las Peñas, precordillera Sur. (Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.). Recuperado de https://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n4635_Terrizzano

Terrizzano, C. M., Cortés, J. M., Zech, R., & García Morabito, E. (2014). Drainage anomalies as indicators of soft-linked deformation zones between neotectonic structural highs in the Precordillera, Central Andes of Argentina. *Geomorphology* 224, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.004>

Thomas, W. A., & Astini, R. A. (2003). Ordovician accretion of the argentine Precordillera terrane to Gondwana: A review. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 67–79.

Thompson, S. C., Weldon, R. J., Rubin, C. M., Abdrakhmatov, K., Molnar, P., & Berger, G. W. (2002). Late quaternary slip rates across the central tien shan, kyrgyzstan, central asia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107(B9). <https://doi.org/10.1029/2001JB000596>

Tonkin, T., & Midgley, N. (2016). Ground-control networks for image based surface reconstruction: An investigation of optimum survey designs using UAV derived imagery and structure-from-motion photogrammetry. *Remote Sensing* 8(9), 786. <https://doi.org/10.3390/rs8090786>

Trexler, C. C., Cowgill, E., Spencer, J. Q., & Godoladze, T. (2020). Rate of active shortening across the southern thrust front of the greater caucasus in western georgia from kinematic modeling of folded river terraces above a listric thrust. *Earth and Planetary Science Letters* 544, 116362. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116362>

Trümpy, E., & Lehz, R. (1937). División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre luján de cuyo, potrerillos y tupungato. *Boletín de Informaciones Petroleras* 14(152), 39-56.

Turowski, J. M., Lague, D., Crave, A., & Hovius, N. (2006). Experimental channel response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research* 111, F03008.

Uliana, M. A., Biddle, K. T., & Cerdán, J. (1989). Mesozoic extension and the formation of argentine sedimentary basins. In *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, Tankard, A., & Balkwill, H. R. (Eds.) (pp. 599–614). American Association of Petroleum Geologists.

Vergés, J., Ramos, V. A., Meigs, A., Cristallini, E., Bettini, F. H., & Cortés, J. M. (2007). Crustal wedging triggering recent deformation in the andean thrust front between 31°S and 33°S: Sierras pampeanas-precordillera interaction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.

Villamor, P., & Berryman, K. (1999). La tasa de desplazamiento de una falla como aproximación de primer orden en las estimaciones de peligrosidad sísmica. 1º Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 153-163. Murcia.

- Villegas A., R. J., Furlani, R., & Ortiz, C. J. (2023). Velocity structure (1D) and earthquakes relocation in the flat-slab to normal plate transition zone in the argentinean transarc. *Journal of South American Earth Sciences* 132, 104647. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104647>
- von Gossen, W. (1992). Structural evolution of the argentine precordillera: The río san juan section. *Journal of Structural Geology* 14, 643–667.
- Vázquez, F. R., Costa, C. H., & Gardini, C. E. (2017). Quaternary-active thrusts scarps tested as deformation markers by trishear models in the Southern Precordillera of Argentina. *Quaternary International* 438, 65–79. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.020>
- Walcek, A., & Hoke, G. (2012). Surface uplift and erosion of the southernmost argentine precordillera. *Geomorphology* 153-154, 156-168. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.021>
- Wallace, R. E. (1980). Degradation of the Hebgen lake fault scarps of 1959. *Geology* 8(5), 225-229. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1980\)8<225:DOTHLF>2.0.CO](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8<225:DOTHLF>2.0.CO)
- Weldon, R. J. (2011). To what extent does earthquake variability affect slip rate estimates; a test using san andreas fault paleoseismology. *AGU Fall Meeting Abstracts*, T43I-04.
- Wells, S. G., McFadden, L. D., & Dohrenwend, J. C. (1987). Influence of late quaternary climatic changes on geomorphic and pedogenic processes on a desert piedmont, eastern mojave desert, california. *Quaternary Research* 27(2), 130–146. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90072-X](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90072-X)
- Wesnousky, S. G., Scholz, C. H., Shimazaki, K., & Matsuda, T. (1984). Integration of geological and seismological data for the analysis of seismic hazard: A case study of japan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 74(2), 687–708. <https://doi.org/10.1785/bssa0740051767>
- Wichmann, R. (1928). Datos geológicos sobre la región de salagasta, Mendoza. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología.
- Wilkerson, M. S., Medwedeff, D., & Marshak, S. (1991). Geometrical modeling of fault-related folding: A pseudo-three-dimensional approach. *Journal of Structural Geology* 13, 801812.
- Wohl, E., & David, G. C. L. (2008). Consistency of scaling relations among bedrock and alluvial channels. *Journal of Geophysical Research* 113, F04013. <https://doi.org/10.1029/2008JF000989>
- Woodward, N., Boyer, S., & Suppe, J. (1989). Balanced geological cross-sections: An essential technique in geological research and exploration. 28th International Geological Congress, 132. Washington, DC.
- Yang, H., & Yao, S. (2021). Shallow destructive earthquakes. *Earthquake Science* 34(1), 15–23. <https://doi.org/10.29382/eqs-2020-0072>
- Yeats, R. S., Sieh, K. E., & Allen, C. R. (1997). *The geology of earthquakes*. New York, Oxford University Press.
- Yeats, R. S. (1986). Active faults related to folding. In *Active Tectonics*, Wallace, R. E. (Eds.) (pp. 63–79). Washington, D.C., National Academy Press.

Yrigoyen, M. (1993). Revisión estratigráfica del neógeno de la región cacheuta-la pilona-tupungato, Mendoza septentrional, argentina. 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 18. Buenos Aires.

Yrigoyen, M. (1994). Revisión estratigráfica del neógeno de las huayquerías de Mendoza septentrional, argentina. *Revista Ameghiniana* 31(2), 125-138.

Yañez, G., & Cembrano, J. (2004). Role of viscous plate coupling in the late tertiary andean tectonics. *Journal of Geophysical Research* 109, B02407. <https://doi.org/10.1029/2003JB002494>

Zapata, T. R., & Allmendinger, W. (1996). Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: A thick-skinned triangle zone. *AAPG Bulletin* 80. <https://doi.org/10.1306/64ED87E6-1724-11D7-8645000102C1865D>

Zehnder, A. T., & Allmendinger, R. W. (2000). Velocity field for the trishear model. *Journal of Structural Geology*.

Zhang, Y., Yang, S., Chen, H., Dilek, Y., Cheng, X., Lin, X., Wang, C., & Zhu, T. (2019). The effect of overburden thickness on deformation mechanisms in the keeping fold-thrust belt, southwestern chinese tian shan mountains: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics* 753, 79–92. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.01.005>

Anexo

Anexo A: Metodología utilizada para la creación de DEMs de alta resolución

Pasos realizados con LASTools:

Paso 1: Compresión del archivo LAS original a formato LAZ.

```
laszip.exe -i C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_pdal.las -o
C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_pdal.laz
```

Paso 2: Reducción de densidad de puntos mediante filtro de vóxeles.

```
pdal translate voxelcenternearestneighbor -i "{archivo_entrada}" -o "{archivo_salida}"
--filters.voxelcenternearestneighbor.cell=0.5
```

Paso 3: Compresión del archivo procesado.

```
laszip.exe -i C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal.las -o
C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal.laz
```

Paso 4: Clasificación inicial de puntos de terreno.

```
lasground_new.exe -i C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal.laz -wilderness -offset 0.1
-stddev 25 -step 5 -spike_down 3 -bulge 2 -compute_height -olaz -o
C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal_Gr.laz
```

Paso 5: Filtrado para conservar únicamente puntos clasificados como terreno.

```
las2las.exe -i C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal_Gr.laz -keep_class 2 -olaz -o
C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal_Gr_l2l.laz
```

Paso 6: Clasificación refinada de terreno.

```
lasclassify.exe -i C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal_Gr_l2l.laz -ground_offset 0.5
-planar 0.1 -rugged 0.6 -olaz -o C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal_Gr_l2l_classify.laz
```

Paso 7: Filtrado final de puntos de terreno.

```
las2las.exe -i C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal_Gr_l2l_classify.laz -keep_class 2
-olaz -o C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal_Gr_l2l_classify_l2l.laz
```

Paso 8: Generación del Modelo Digital de Elevaciones (MDE) en formato raster.

```
blast2dem.exe -utm 19S -merged -step 0.1 -i
C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal_Gr_l2l_classify_l2l.laz -o
C:\ArchivosTesisParaPython\BC_norte_sinGCP_pdal_Gr_l2l_classify_l2l.tif
```

Anexo B: Proyección de puntos a línea perpendicular al trazo de la falla

Este script realiza el procesamiento y análisis de datos topográficos. Su funcionamiento se estructura en las siguientes etapas:

Flujo de Procesamiento

-Entrada de Datos: El código solicita un archivo de entrada que contiene coordenadas planas (X: Este, Y: Norte) y valores de elevación (Z).

-Proyección de Datos: Los datos se proyectan según una dirección específica definida por el usuario, correspondiente -por ejemplo- a la orientación perpendicular a la estructura geológica de interés (ej: falla) o a la dirección de la regresión lineal del perfil en planta.

-Generación de Archivo de Salida: Se crea un nuevo archivo en formato Excel (.xlsx) que contiene las coordenadas X proyectadas y los valores de elevación correspondientes.

-Análisis y Visualización: Se genera un gráfico que representa la elevación en función de la distancia acumulada, calculada como la diferencia entre cada coordenada X y el valor mínimo del conjunto ($X - X_{min}$). Se calcula el acortamiento mediante la diferencia entre la longitud final e inicial ($l_f - l_o$) del perfil.

-Exportación de Resultados: El gráfico resultante se guarda en formatos imagen (.jpg) y vectorial (.svg) para su posterior uso y publicación.

Código para Proyección de Perfiles Topográficos y Cálculo de Acortamiento

```
import pandas as pd
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
# Cargar el archivo CSV con datos topográficos
ruta_base_csv = input('Ruta del archivo que quieres proyectar (sin
extensión): ')
archivo_csv = f'{ruta_base_csv}.csv'
data = pd.read_csv(archivo_csv)
nombre = input('Cómo se llama el perfil? ')
# Parámetros de proyección
angulo_grados = float(input('A qué ángulo querés proyectar tus
datos?: '))
# Conversión a radianes para cálculos trigonométricos
tita11 = np.radians(abs(angulo_grados - 90))
tita12 = np.radians(angulo_grados)
# Selección de columnas de datos
columna_x = int(input('Ingresá el número de la columna X: '))
columna_y = int(input('Ingresá el número de la columna Y: '))
columna_z = int(input('Ingresá el número de la columna Z: '))
# Extracción de coordenadas X, Y, Z
X = data.iloc[:, columna_x]
Y = data.iloc[:, columna_y]
Z = data.iloc[:, columna_z]
```

```

# Proyección de coordenadas según el ángulo especificado
X_prima = X * np.cos(tital1) + Y * np.cos(tital2)
# Cálculo de distancia acumulada
X_acumulado = X_prima - np.min(X_prima)
# Guardar datos proyectados
df_proyectado = pd.DataFrame({
    'X_prima': X_prima,
    'X_acumulado': X_acumulado,
    'Y': Y,
    'Z': Z
})
archivo_salida = f'{ruta_base_csv}_proyec.xlsx'
df_proyectado.to_excel(archivo_salida, index=False)
# Configuración del gráfico principal
plt.figure(figsize=(16, 12))
plt.plot(X_acumulado, Z, label='Perfil topográfico', markersize=3,
         linestyle='-', marker='o', color='black')
plt.xlabel("Distancia acumulada (m)")
plt.ylabel('Elevación (m)')
plt.legend()
plt.title(f'Proyección a {angulo_grados}° del perfil {nombre}')
plt.grid(True)
plt.axis('equal')
# Generación de superficie de referencia no deformada
pendiente_grados = float(input('Especificá la pendiente de
referencia (s/ signo negativo): '))
pendiente_radianes = -np.radians(pendiente_grados)
b_negativo = Z[0] - np.tan(pendiente_radianes) * X_acumulado[0]
Y_recta_negativa = np.tan(pendiente_radianes) * X_acumulado +
b_negativo
# Desplazamiento vertical de la superficie de referencia
desplazamiento_Z = -15
Y_recta_negativa_desplazada = Y_recta_negativa + desplazamiento_Z
# Graficar superficie de referencia
plt.plot(X_acumulado, Y_recta_negativa_desplazada,
         label='Superficie original', linestyle='--',
         color='blue')
# Cálculo de longitud del perfil topográfico (curva)
longitud_curva = 0
for i in range(1, len(X_acumulado)):
    dx = X_acumulado[i] - X_acumulado[i-1]
    dz = Z[i] - Z[i-1]
    segment_length = np.sqrt(dx**2 + dz**2)
    longitud_curva += segment_length
print(f'Longitud del perfil topográfico: {longitud_curva:.2f} m')
# Cálculo de longitud de la superficie de referencia (recta)
longitud_recta = 0
for i in range(1, len(X_acumulado)):

```



```

    dx = X_acumulado[i] - X_acumulado[i-1]
    dy = Y_recta_negativa_desplazada[i] -
Y_recta_negativa_desplazada[i-1]
    segment_length = np.sqrt(dx**2 + dy**2)
    longitud_recta += segment_length
print(f'Longitud de la superficie de referencia:
{longitud_recta:.2f} m')
# Cálculo del acortamiento
acortamiento = longitud_curva - longitud_recta
print(f'Acortamiento calculado: {acortamiento:.2f} m')
# Anotaciones en el gráfico
plt.text(0.05, 0.95, f'Longitud perfil: {longitud_curva:.2f} m',
        transform=plt.gca().transAxes, fontsize=12,
verticalalignment='top')
plt.text(0.05, 0.90, f'Longitud referencia: {longitud_recta:.2f}
m',
        transform=plt.gca().transAxes, fontsize=12,
verticalalignment='top')
plt.text(0.05, 0.85, f'Acortamiento: {acortamiento:.2f} m',
        transform=plt.gca().transAxes, fontsize=12,
verticalalignment='top')
# Guardar figura
plt.savefig(f'{ruta_base_csv}.jpg', dpi=300)
plt.savefig(f'{ruta_base_csv}.svg')
plt.show()

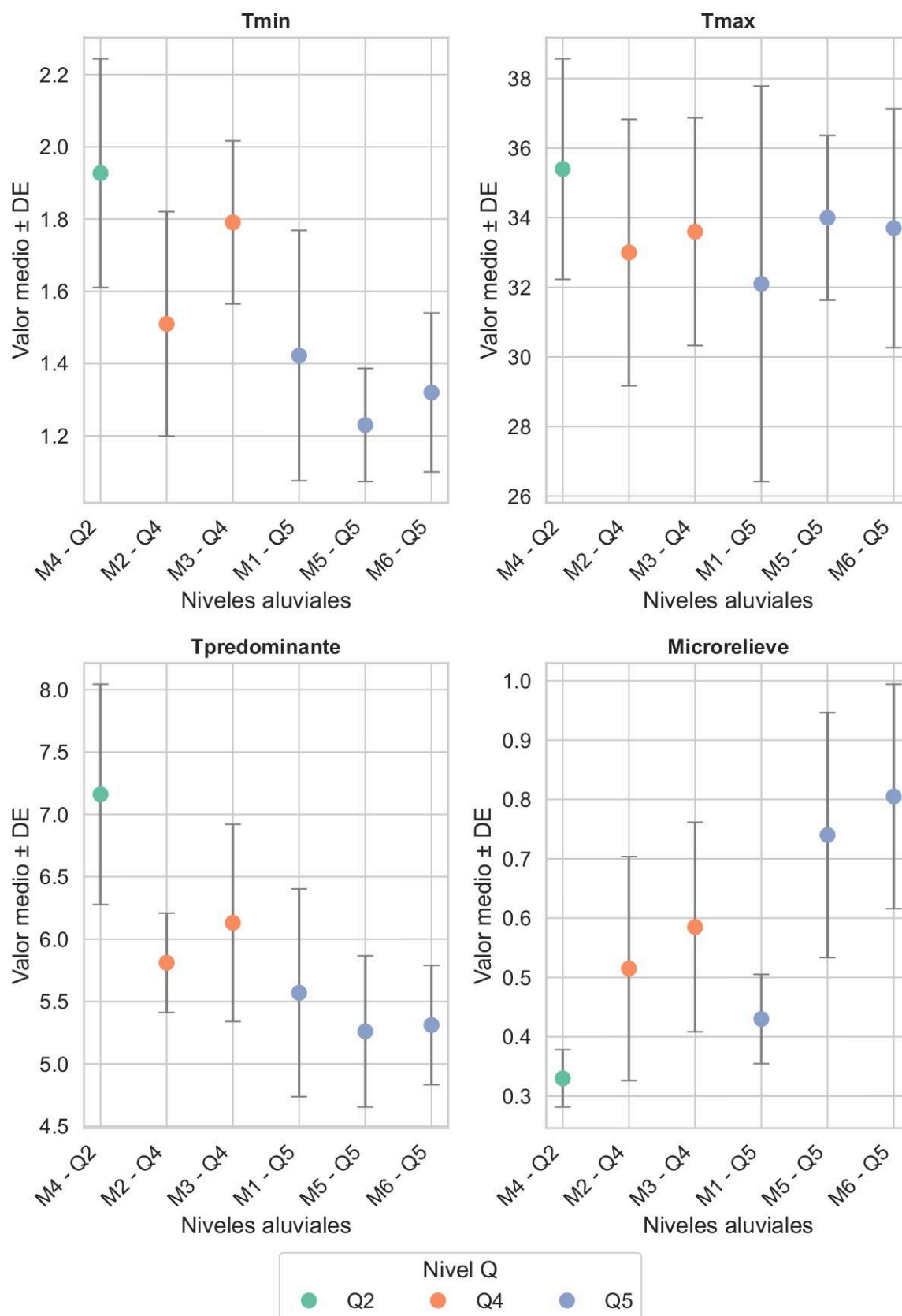
```

Anexo C: Análisis de multiparámetros

1. Distribución de valores medios y desviaciones estándar de las variables analizadas en multiparámetros

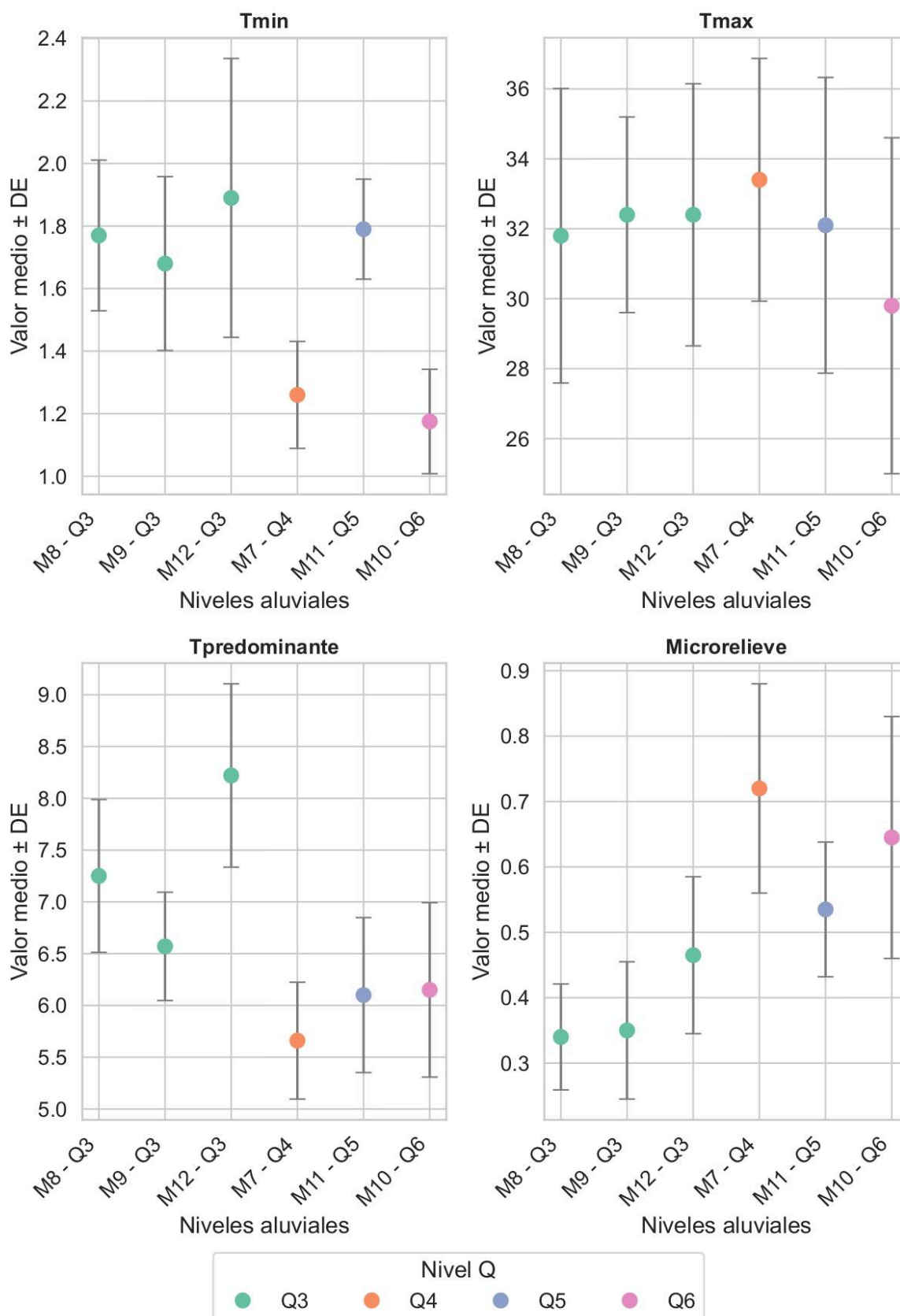
Este anexo presenta la estadística descriptiva correspondiente a las variables sedimentológicas evaluadas en los niveles M1 a M12 de las quebradas Baños Colorados y La Escondida.

Para cada uno de los niveles analizados, se obtuvieron muestras representativas compuestas por 10 clastos, recolectados mediante muestreo sistemático en superficie. Los valores presentados corresponden a la media aritmética y su desviación estándar, expresadas en centímetros (cm), lo que permite evaluar la variabilidad interna de cada depósito.



Anexo 3.a.1: Distribución de valores medios y desviaciones estándar de las variables analizadas en multiparámetros en la quebrada Baños Colorados. “T_{min}” Tamaño de clastos mínimo predominante;

“Tmax” Tamaño máximo predominante; “Tpredominante” Tamaño predominante de clastos reconocidos en la superficie.



Anexo 3.a.2: Distribución de valores medios y desviaciones estándar de las variables analizadas en

multiparámetros en la quebrada La Escondida. “Tmin” Tamaño de clastos mínimo predominante; “Tmax” Tamaño máximo predominante; “Tpredominante” Tamaño predominante de clastos reconocidos en la superficie.

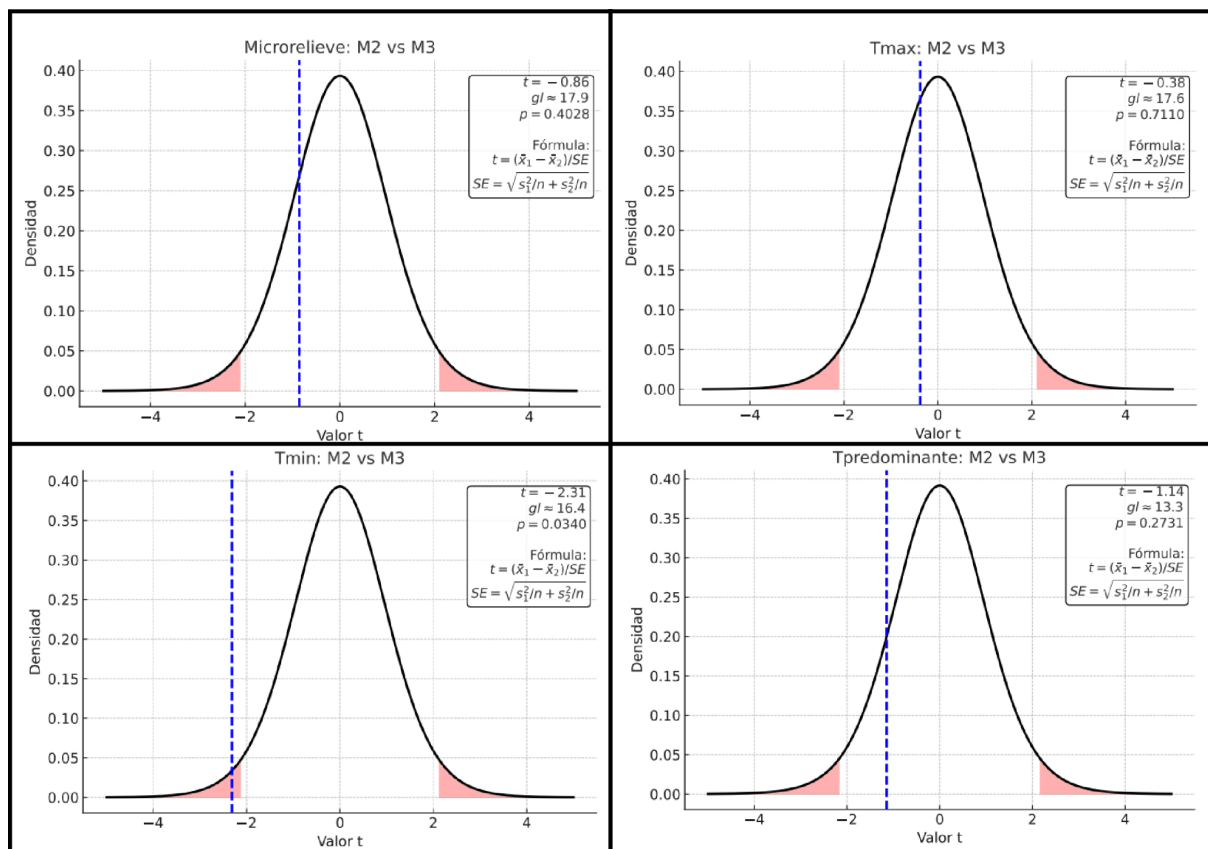
2. Pruebas estadísticas T-student realizadas

Con el objetivo de evaluar la comparabilidad de los niveles aluviales y reforzar la interpretación geomorfológica y estratigráfica, se realizaron pruebas de t de Student para muestras independientes entre distintos pares de superficies. Estas comparaciones permiten determinar si las medias de las variables geomorfológicas (Tmax, Tmin, Tpredominante y microrelieve) son estadísticamente diferentes o no, aportando un criterio adicional a la observación de campo y la fotointerpretación.

Quebrada Baños Colorados

La comparación entre M2 y M3 se realizó porque ambas corresponden al nivel Q4, pero están separadas por una escarpa de limbo de pliegue utilizada para cuantificar la deformación. Dado que en este sector existe una datación y la escarpa presenta un marcado desnivel altimétrico, se buscó comprobar estadísticamente si ambas superficies son correlacionables. La comparación de las medias entre las variables analizadas indica que no existen diferencias significativas, por lo que las superficies pueden considerarse equivalentes y, por ende, correlacionables.

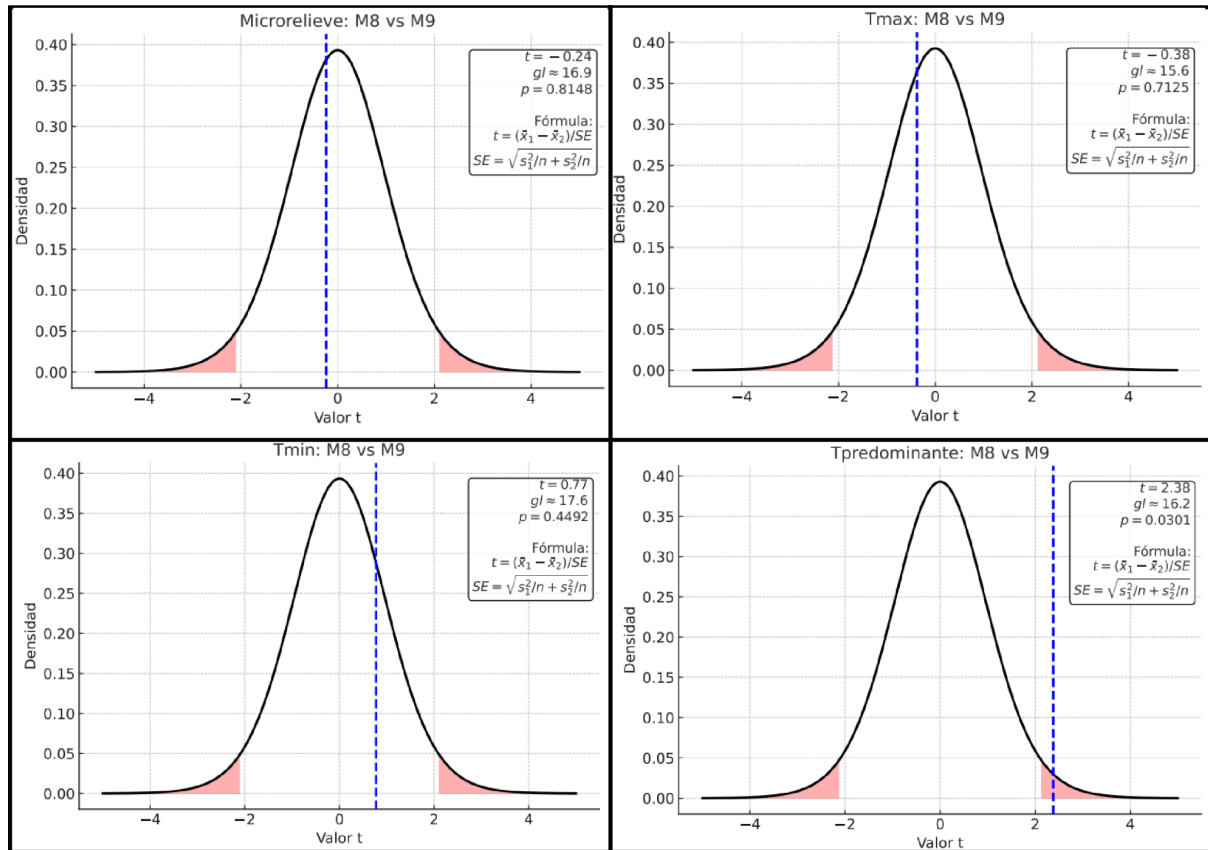
M2 vs M3:



Quebrada La Escondida

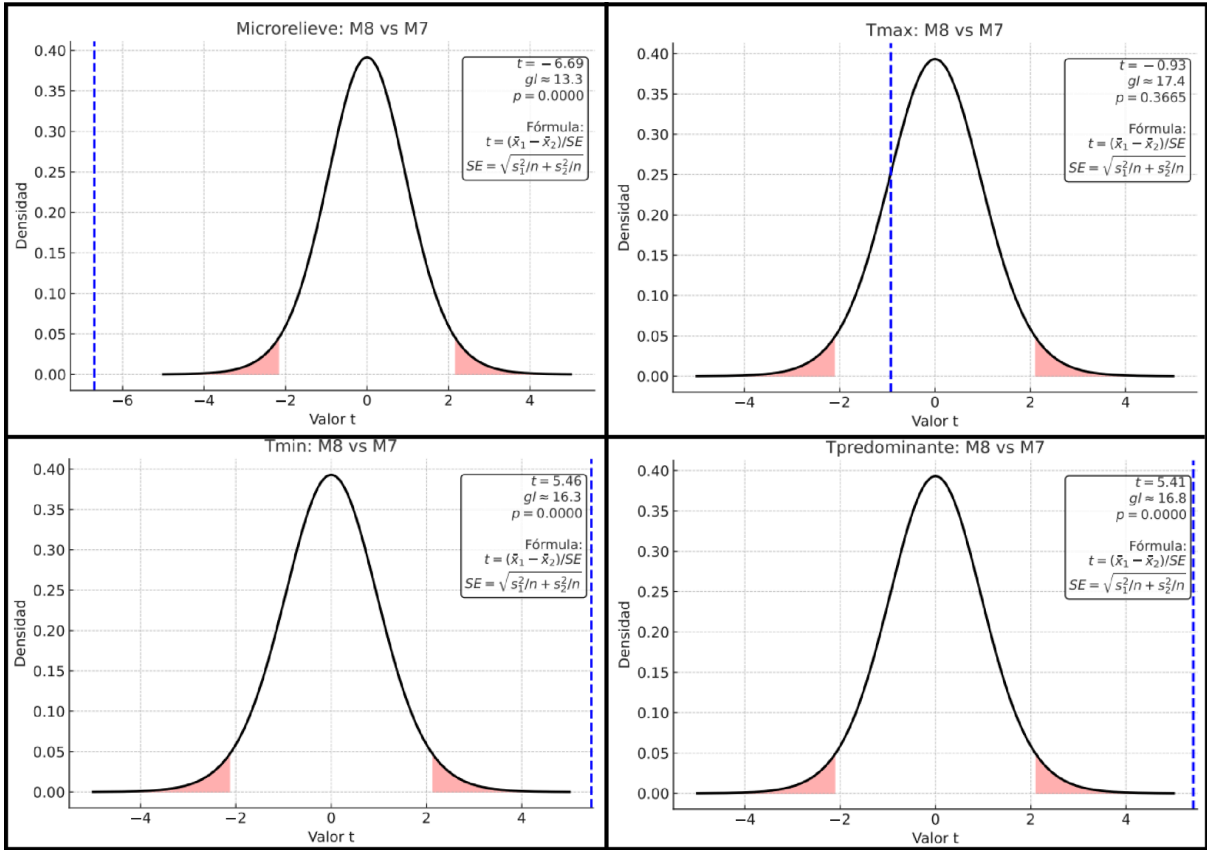
Las superficies donde se muestrearon M8 y M9 fueron mapeadas inicialmente como parte del mismo nivel, aunque presentan diferencias sutiles: variaciones en la altura respecto al cauce y algunos cambios texturales en el área de muestreo de M9. Por ello se aplicó la prueba t con el fin de verificar si estas diferencias podrían reflejarse en los parámetros cuantitativos. Los resultados permiten confirmar la correlación entre ambas superficies, apoyando la interpretación realizada.

M8 vs M9:



A pesar de que en la fotointerpretación satelital las superficies M7 y M8 muestran claras diferencias, se evaluó estadísticamente la hipótesis de que pudieran corresponder al mismo nivel. Esta verificación resulta relevante porque ambas superficies presentan edades distintas y fueron utilizadas en cálculos de acortamiento y tasas de deformación. Los resultados muestran diferencias significativas en las variables comparadas, lo cual descarta su correlación y refuerza la diferenciación de ambos niveles.

M7 vs M8:

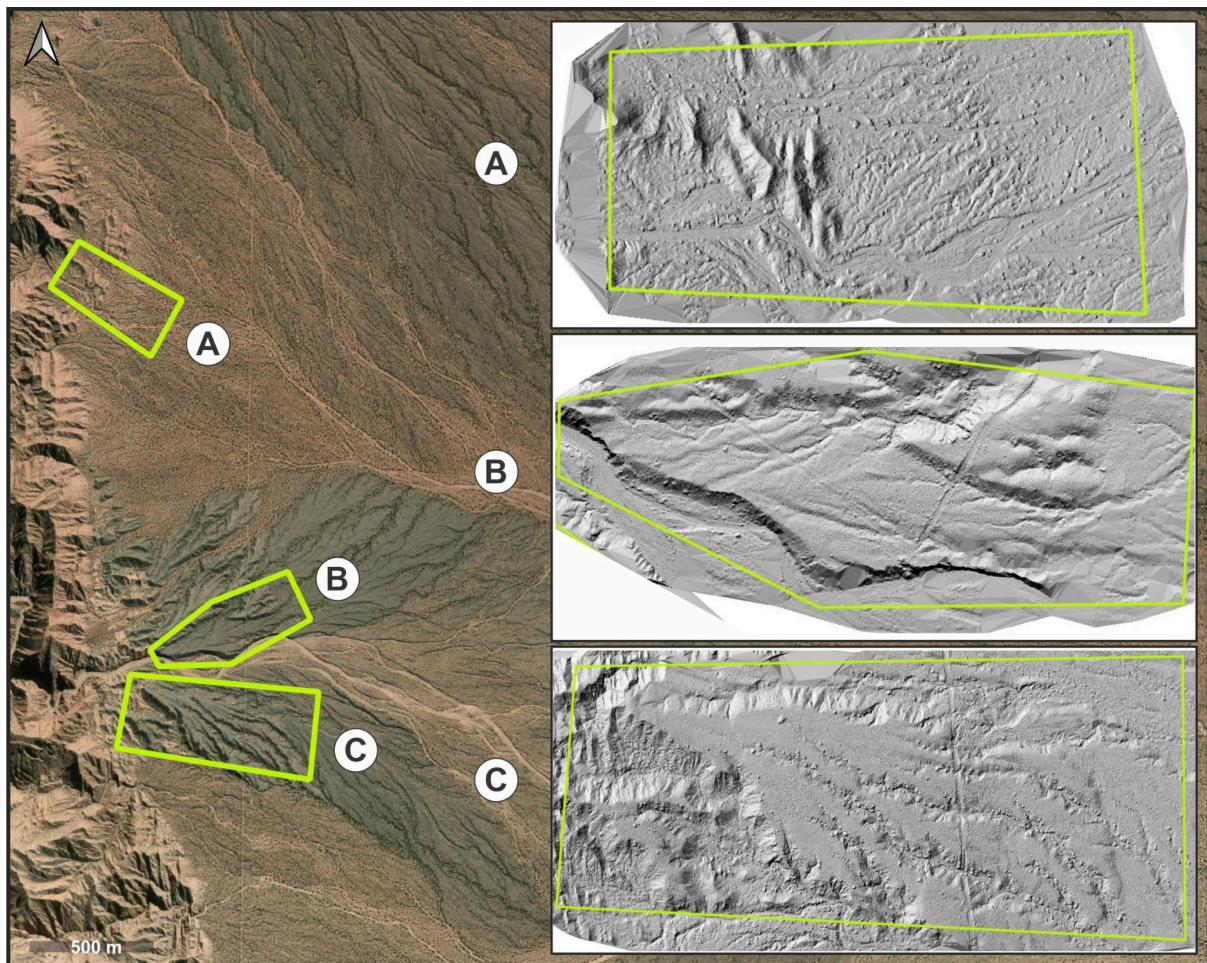


Anexo D: Puntos GPS de interés

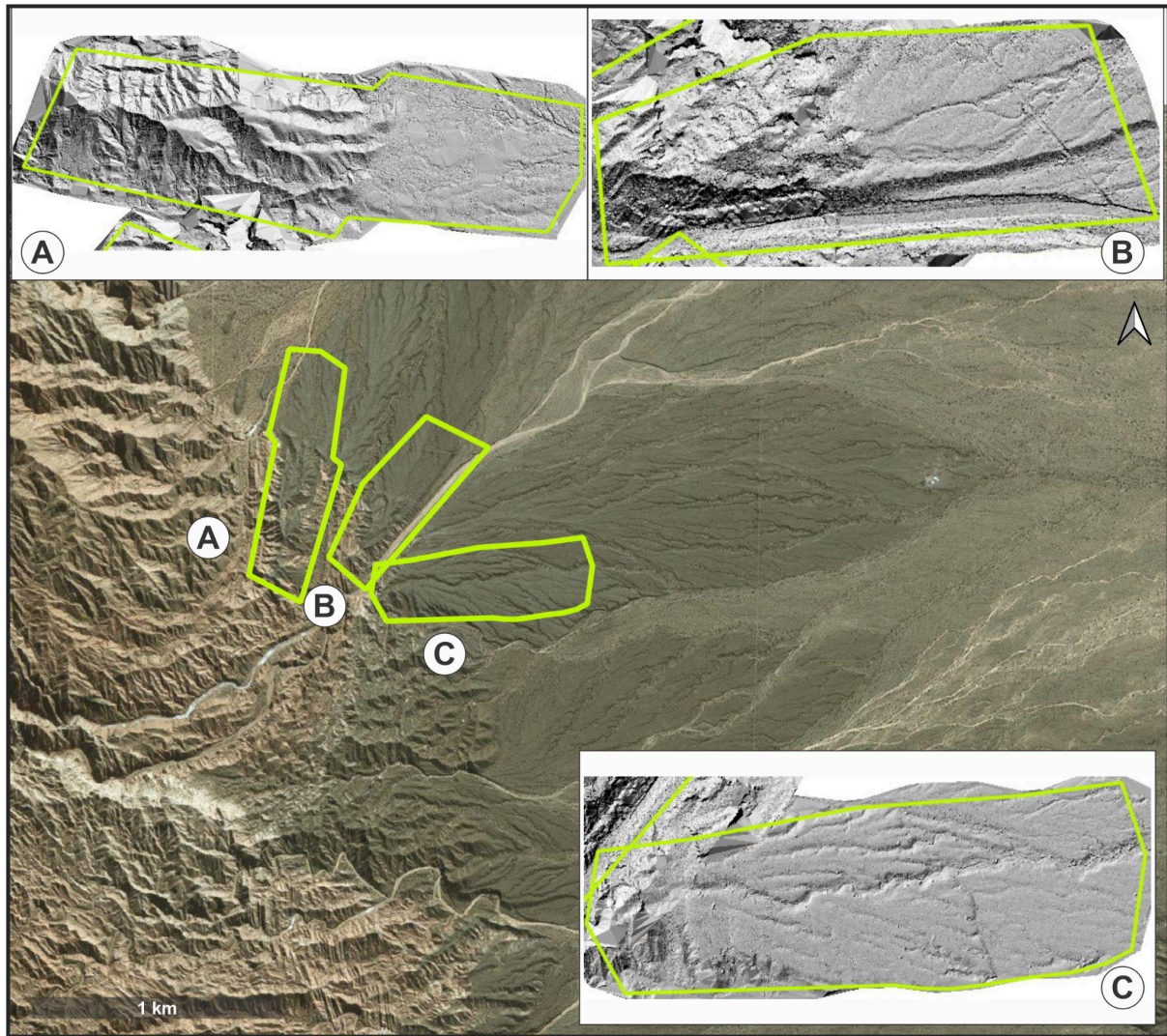
Punto	Latitud	Longitud	Descripción	Quebrada
P1	32° 31' 31"	68° 47' 52"	Corrimiento principal del SCLP que limita los dominios D1-D2.	La Escondida
P2	32° 31' 08"	68° 47' 41"	Corrimiento secundario del SCLP que limita los dominios D2-D3.	La Escondida
P3	32° 30' 31"	68° 47' 51"	Cierre de anticlinal conformado por secuencias neógenas cuyo eje inclina al sur reconocido en el piedemonte.	Las Peñas - La Escondida
P4	32° 31' 14"	68° 47' 20"	Corrimiento secundario del SCLP que limita los dominios D3-D4. Afloramiento naturalmente expuesto.	La Escondida
P5	32° 32' 39"	68° 47' 12"	Escarpa monoclinal de limbo de pliegue asociada a un corrimiento no aflorante.	Baños Colorados
P6	32° 32' 51"	68° 46' 58"	Secuencias cuaternarias indiferenciadas subyacentes a las unidades descritas en las superficies aluviales.	Baños Colorados

Anexo E: Modelos de elevación digital de alta resolución generados

1. Quebrada La Escondida



2. Quebrada Baños Colorados



Anexo F: Acortamientos calculados por trigonometría usando la amplitud de la escarpa

Superficie aluvial	Amplitud de escarpa (m)	Ángulo de falla (observado/inferido) [°]	Cálculo	Resultado (m)
Q3	5.6	28	$5.6 / \text{tg} (28)$	10.53
Q4	9.5	28	$9.5 / \text{tg} (28)$	17.87
Q5 min	13	36	$13 / \text{tg} (36)$	$[(17.89 + 37.75) / 2] = 27.82$
Q5 max	13	19	$13 / \text{tg} (19)$	
Q6 min	8.9	28	$8.9 / \text{tg} (28)$	$[(16.74 + 35.7) / 2] = 26.22$
Q6 max	8.9	14	$8.9 / \text{tg} (14)$	