



Programa Binacional de Doctorado en Riesgos Naturales y
Estudios Geológicos de Campo



UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMÁN
Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo
Argentina

UNIVERSIDAD DE POTSDAM
Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas
Alemania

Tesis presentada para optar al título de
Doctor en Riesgos Naturales y Estudios Geológicos de Campo

**Paleosismología y neotectónica del antepaís fragmentado en el
extremo sureste del Sistema Santa Bárbara, Noroeste Argentino**
*Paleoseismology and neotectonics of the broken foreland in the
extreme southeast of the Santa Bárbara System, Northwest Argentina*

Ahmad Arnous

Director: Dr. Adolfo Antonio Gutiérrez

Co-director: Dr. Manfred Strecker

2021

“Paleosismología y Neotectónica en el Noroeste Argentino”.
Tesis Doctoral Ahmad Arnous, 2021

Unless otherwise indicated, this work is licensed under a Creative Commons License Attribution – NonCommercial – ShareAlike 4.0 International.

This does not apply to quoted content and works based on other permissions.

To view a copy of this license visit:

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0>

Published online on the

Publication Server of the University of Potsdam:

<https://doi.org/10.25932/publishup-53527>

<https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:kobv:517-opus4-535274>



ÍNDICE

Resumen	
Abstract	
Zusammenfassung	
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1. Neotectónica en ambientes de antepaís fragmentado	1
2. Objetivos del estudio	3
3. Estudios estructurales y neotectónicos de la zona de estudio: Estado del arte	5
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO	9
1. Geología regional	9
2. Estratigrafía de la zona de estudio	12
2.1 NEOPROTEROZOICO-PALEOZOICO-INFERIOR	12
2.1.1 Formaciones Puncoviscana y Medina	12
2.2 PALEOZOICO	14
2.2.1 Cámbrico	14
2.2.1 Devónico	14
2.2.3 Carbonífero	15
2.3 MESOZOICO-PALEÓGENO	15
2.3.1 Cretácico Inferior a Superior (Subgrupo Pirgua)	15
2.3.2 Cretácico superior-Paleoceno (Subgrupo Balbuena)	17
2.3.3 Paleoceno-Eoceno (Subgrupo Santa Bárbara)	17
2.4 NEÓGENO-CUATERNARIO (Grupo Orán)	18
2.4.1 Subgrupo Metán	18
2.4.2 Subgrupo Jujuy	19
2.4.2 Cuaternario	21
3. Marco tectónico regional	22
4. Marco tectónico local	24



CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA Y DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN	28
1. Metodología de la investigación morfológica	28
2. Metodología de la investigación geofísica somera	28
2.1 Fundamentos del método geoelectrico	28
2.2 Arreglos geométricos de electrodos	30
2.3 Tomografía eléctrica (adquisición y procesamiento)	32
2.4 Fundamentos de Tomografía sísmica de refracción	36
2.5 Tomografía sísmica de refracción (adquisición y procesamiento)	37
3. Sísmica de reflexión	41
3.1 Filtrado de las secciones sísmicas de reflexión	43
3.2 Conversión de tiempo a profundidad	44
4. Metodología del modelado cinemático	45
4.1 Base teórica de algoritmos de deformación cinemática [cizalla triangular (<i>Trishear</i>)]	46
4.2 Construcción del modelo cinemático	48
CAPÍTULO 4: GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA	53
1. Análisis morfotectónico	53
1.1 Análisis topográfico: reconocimiento de abanicos aluviales y terrazas fluviales	53
1.2 Escarpas de falla neotectónicas	62
1.2.1 El piedemonte oriental	62
1.2.1.a Falla El Quemado	62
1.2.1.b Falla de Copo Quile y San Pedro	63
1.2.2 El piedemonte occidental	65
1.2.1.a Falla Arias	65
1.2.1.b Falla Barba Yaco	65
2. Evidencias de actividad tectónica cuaternaria de las fallas Arias, Barba Yaco y El Quemado	67
2.1 Falla Arias	67
2.2 Falla Barba Yaco	71



2.3 Falla El Quemado	72
3. Patrón de drenaje y análisis morfométrico	73
CAPÍTULO 5: MÉTODOS GEOFÍSICOS SOMEROS ENFOCADOS A LA EXPLORACIÓN DE FALLAS NEOTECTÓNICAS	77
1. Resultados e interpretación de ERT y SRT para los perfiles E1a, E1b y S1 (falla Arias)	78
2. Resultados e interpretación de ERT y SRT para los perfiles E2 y S2 (falla El Quemado)	84
3. Resultados e interpretación de ERT y SRT para los perfiles E3 y S3 (falla Copo Quile)	86
CAPÍTULO 6: INTERPRETACIÓN DE LÍNEAS SÍSMICAS DE REFLEXIÓN	90
1. Estratigrafía de pozos de exploración de hidrocarburos	90
1.1 El sector Norte (cuenca de Metán)	91
1.2 El sector Sur (cuenca de Choromoro y Llanura Chacopampeana)	94
2. Interpretación de líneas sísmicas	94
2.1 Cuenca de Choromoro	94
2.1.1 Línea 44084	97
2.1.2 Línea 44083	98
2.1.3 Línea 45113	100
2.1.4 Línea 45116	101
2.2 Anticlinal Termas y cuenca de Metán	104
2.2.1 Líneas 44093 y 4234x-44092	106
2.2.2 Línea 4197	108
2.3 Cuenca Este	111
2.3.1 Línea 36101	111
CAPÍTULO 7: MODELO CINEMÁTICO	114
1. Introducción	114
2. Construcción del modelo	114



3. Modelo inicial de la falla principal (falla La Candelaria)	118
4. Modelo cinemático	123
4.1 Levantamiento de la sierra de La Candelaria (resultados del modelo)	123
4.1.1 Modelo de corrimiento somero	123
4.1.2 Modelo de corrimiento profundo	124
4.2 Levantamiento del cerro Cantero	126
4.3 Levantamiento del anticlinal El Arenal y la estructura de “pop up”	127
4.4 Levantamiento del anticlinal Termas	130
4.5 Fallas neotectónicas	132
4.5.1 Flanco occidental	132
4.5.2 Flanco oriental	134
CAPÍTULO 8: DISCUSIÓN	135
1. Modelos estructurales y variación de niveles de despegue	135
2. Reactivación de fallas del <i>rift</i> cretácico y heterogeneidades del basamento en el sector oriental del frente orogénico	142
3. Cronología relativa de la deformación	144
4. Actividad tectónica cuaternaria en los piedemontes de la sierra de La Candelaria	147
5. Potencial sismogénico en la zona de estudio	150
CAPÍTULO 9: CONCLUSIONES	153
Referencias	157
Agradecimientos	179
Apéndice A	181
Apéndice B	182



Resumen:

En el presente trabajo se realizó una investigación multidisciplinaria combinando métodos de geomorfología tectónica con estudios geofísicos y estructurales, focalizados principalmente en la caracterización neotectónica de ambos flancos de la sierra de La Candelaria y del extremo sur de la cuenca de Metán. La zona de estudio se encuentra ubicada en la región limítrofe entre las provincias de Salta y Tucumán y pertenece a la provincia geológica del Sistema Santa Bárbara.

El principal objetivo consistió en contextualizar las evidencias de actividad tectónica cuaternaria de la región mediante la propuesta de un modelo estructural novedoso, con el propósito de incrementar la información disponible sobre estructuras neotectónicas y su potencial sismogénico. Con este fin, se aplicaron e integraron diversas técnicas tales como la interpretación de líneas sísmicas de reflexión, construcción de secciones estructurales balanceadas, y métodos geofísicos someros, para constatar el comportamiento en profundidad tanto de las estructuras geológicas identificadas en superficie como de las posibles fallas ciegas corticales involucradas.

En primer lugar, se realizó un relevamiento regional del área de estudio empleando imágenes satelitales multiespectrales LANDSAT y SENTINEL 2, que permitieron reconocer diferentes niveles de abanicos aluviales y terrazas fluviales cuaternarios. Mediante la determinación de diferentes indicadores morfométricos en modelos de elevación digital (MED), junto con observaciones de campo, fue posible identificar evidencias de deformación sobre dichos niveles cuaternarios que han sido relacionadas genéticamente con cuatro fallas neotectónicas. Tres de ellas (fallas Arias, El Quemado y Copo Quile) fueron seleccionadas para efectuar estudios de mayor detalle por medio de la aplicación de métodos de geofísica somera (tomografía eléctrica resistiva (ERT) y tomografía sísmica de refracción Sísmica (SRT)), que permitieron corroborar su existencia en profundidad, realizar inferencias geométricas y cinemáticas, y estimar la magnitud de la deformación reciente. Las fallas Arias y El Quemado fueron interpretadas como fallas inversas relacionadas con deslizamiento flexural interstratal, mientras que la falla Copo Quile se interpretó como una falla inversa ciega de bajo ángulo.



También se realizó una interpretación conjunta de líneas sísmicas de reflexión y pozos exploratorios pertenecientes a áreas hidrocarburíferas de las cuencas de Choromoro y Metán con el fin de contextualizar las principales estructuras reconocidas en el marco estratigráfico y tectónico regional. Toda la información fue integrada en una sección estructural balanceada mediante técnicas de modelado cinemático. Dicho modelo permite inferir que la deformación cuaternaria reconocida está relacionada al desplazamiento del basamento a lo largo de un corrimiento ciego, responsable del levantamiento de la sierra de La Candelaria y el cerro Cantero. Asimismo, el modelo cinemático permite interpretar la ubicación aproximada de los principales niveles de despegue que controlan el estilo de deformación. El nivel de despegue más somero, que controla la deformación de la cobertura sedimentaria se encuentra a 4 km de profundidad, a 21 km se estima la presencia de otra zona de cizalla subhorizontal dentro del basamento.

Finalmente, a partir de la integración de todos los resultados obtenidos, se evaluó el potencial sísmogénico de las fallas en la zona de estudio. Las fallas de primer orden que controlan la deformación en la zona son las responsables de los grandes terremotos. Mientras, las fallas Cuaternarias flexodeslizantes e inversas afectan solamente a la cobertura sedimentaria y serían estructuras de segundo orden que acomodan la deformación y fueron activadas durante el cuaternario con movimientos asísmicos y/o sísmicos de muy baja magnitud.

Estos resultados permiten inferir que el corrimiento La Candelaria constituye una fuente sísmogénica potencial de importancia para la región, donde se ubican numerosas poblaciones y obras civiles de envergadura. Por otra parte, la sección estructural balanceada implica la presencia de otras fallas ciegas de distinto orden de magnitud que podrían ser posibles fuentes sísmogénicas profundas adicionales, marcando la necesidad de continuar con el desarrollo de este tipo de estudios en esta región tectónicamente activa.



Abstract:

This thesis constitutes a multidisciplinary study of the central sector of the Santa Bárbara System geological province, the tectonically active broken foreland of the central Andes of north-western Argentina. The study is based on a tectono-geomorphic characterization combined with a variety of geophysical and structural studies. The principal focus was on the faulted piedmont regions of the Sierra de La Candelaria and, to a lesser degree, the extreme south of the intermontane Metán basin. The study region is located in the border area between the provinces of Salta and Tucumán.

The main objective was to characterize and analyze evidence of Quaternary tectonic activity in the region, in order to increase the available information on neotectonic structures and their seismogenic potential. To this end, several methods were applied and integrated, such as the interpretation of seismic reflection lines, the creation of structural sections and kinematic modeling, as well as near-surface geophysical methods, in order to explore the geometry of faults observed at the surface and to assess the behavior of potential blind faults.

In a first step, a geomorphic and structural survey of the study area was carried out using LANDSAT and SENTINEL 2 multispectral satellite images, which allowed to recognize different levels of Quaternary alluvial fans and fluvial terraces that are important strain markers in the field. In a second step, different morphometric indexes were determined from digital elevation models (DEM) and combined with field observations; it was possible to identify evidence of tectonic deformation related to four neotectonic faults. In a third step, three structures (Arias, El Quemado and Copo Quile faults) were selected for more detailed studies involving Electrical Resistive Tomography (ERT) and Seismic Refraction Tomography (SRT). This part of the study enabled me to define the geometry of faults at depth, helped to infer geometric and kinematic characteristics, and confirmed the extent of recent deformation. The Arias and El Quemado faults were interpreted as reverse faults related to layer-parallel, flexural-slip faulting, while the Copo Quile fault was interpreted as a blind reverse fault.

Subsequently, a joint interpretation of seismic reflection lines and well-logs from the Choromoro and Metán basins was carried out, to decipher the principal structures and their



influence on the deformation of the different sedimentary units in the intermontane basins. The obtained information was integrated into a kinematic model. This model suggests that the recent deformation is driven by a blind, deep-seated reverse fault, located under the Sierra de La Candelaria and Cantero anticline. The corresponding shortening involves the sedimentary strata of the Salta and Orán groups in the adjacent basins, which was accommodated by faults that moved along stratal boundaries, thus bending and folding the Quaternary deposits at the surface. The kinematic model enabled identifying the approximate location of the important detachment horizons that control the overall crustal deformation style in this region. The shallowest detachment horizon is located at 4 km depth and controls deformation in a thin-skinned manner. In addition, the horizon of the thick-skinned style of deformation was identified at 21 km depth.

Finally, from the integration of all the results obtained, the seismogenic potential of the faults in the study area was evaluated. The first-order faults that control deformation in the area are responsible for the large earthquakes. While, Quaternary flexural-slip faults affecting only the sedimentary cover are secondary structures that accommodate deformation and were activated very low magnitude earthquakes and/or aseismic movements.

In conclusion, the results of this study allow to demonstrate that the regional fault system of intrabasinal faults in the Santa Bárbara System constitutes a potential seismogenic source in the region, where numerous towns and extensive civilian infrastructure are located. In addition, the derived kinematic model requires the existence of numerous blind structures. Only for a small number of these their presence can be unambiguously detected at the surface by geomorphic analysis, which emphasizes the need of conducting this type of studies in tectonically active regions such as the Santa Bárbara System.



Zusammenfassung:

In der vorliegenden Arbeit wurde eine interdisziplinäre Untersuchung im nordwestargentinischen Vorland ausgeführt, in der eine morphotektonische Charakterisierung mit geophysikalischen und struktureologischen Methoden kombiniert wurde. Der Schwerpunkt lag dabei auf dem Piedmontbereich der Sierra de la Candelaria sowie im südlichen Teil des intermontanen Metán-Beckens. Diese Region liegt in der Grenzregion zwischen den Provinzen Salta und Tucumán, inmitten der morphotektonischen Provinz des Sistema Santa Bárbara, einem Teilgebiet des zerbrochenen andinen Vorlandes in NW-Argentinien.

Diese Forschungsarbeit legt das Hauptaugenmerk auf die Analyse von Manifestationen tektonischer Aktivität während des Quartärs, um die vorhandene Datenlage zu neotektonischen Strukturen und ihrem Gefährdungspotential bezüglich zukünftiger Erdbeben zu verbessern. Auf dieser Grundlage wurde eine Studie konzipiert, in der verschiedene methodische Ansätze angewendet wurden, wie zum Beispiel aus den Bereichen der Tektonischen Geomorphologie, Strukturgeologie und Geophysik. Die Nutzung diverser Methoden beinhaltete u.a. die Interpretation reflexionseismischer Daten, die Erstellung eines kinematischen Modells und die Anwendung oberflächennaher Geophysik-Untersuchungen. Mithilfe dieses interdisziplinären Ansatzes sollte auch die Beschaffenheit der zuvor identifizierten geologischen Strukturen im tieferen Untergrund bewertet werden, die mitunter keinerlei erkennbaren geomorphologischen Auswirkungen ihrer Aktivität an der Erdoberfläche zeigen (z.B. blinde Überschiebungen).

Zunächst wurde eine fernerkundliche Untersuchung auf Grundlage multispektraler Satellitenaufnahmen (z.B. LANDSAT, SENTINEL 2) ausgeführt, wodurch eine große Bandbreite an Schwemmfächern und Flussterrassen ausfindig gemacht werden konnte, die als mögliche Deformationshorizonte verwendet werden können. Dieser Ansatz wurde mit Hilfe der Analyse verschiedener morphometrischer Indikatoren auf Basis digitaler Geländemodelle (DEMs) und Geländearbeiten vor Ort komplettiert. Daraus ergab sich eine detaillierte Liste von 14 Störungen, von denen einige Hinweise auf Deformation der Erdoberfläche während des Quartärs lieferten und die auf verschiedene Mechanismen im Untergrund zurückzuführen sind. Detaillierte Untersuchungen wurden anschließend an drei ausgewählten Störungen mit Hilfe von Methoden der Oberflächennahen Geophysik durchgeführt. Dabei konnten die Methoden der



Angewandten Geoelektrik und der Seismischen Refraktion die Existenz junger Strukturen im Untergrund verifizieren. Die Strukturen im westlichen Piedmont der Sierra de la Candelaria, in erster Linie die Arias und El Quemado-Störungen, wurden im Kontext der lagenparallelen Biegegleitfaltung interpretiert, während die Copo Quile-Störung auf der Ostseite als blinde Aufschubung interpretiert werden kann.

Anschließend wurde eine gemeinsame Bewertung der zur Verfügung stehenden seismischen Reflexions- und Bohrlochdaten aus den Metán und Choromoro-Becken vorgenommen, um die geologischen Hauptstrukturen sowie ihren Einfluss bei der Deformation auf die umliegenden Sedimenteinheiten in den Becken zu erkunden. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse flossen in die Erstellung eines kinematischen Modells ein. Dieses Modell zeigt, dass die Deformation des Candelaria-Blockes durch eine tiefliegende, blinde Struktur unter der Sierra de la Candelaria und cerro Cantero angetrieben wird. Die damit verbundene Deformation der sedimentären Einheiten der über den Sockelgesteinen liegenden tertiären Gesteinen der Salta und Orán sedimentabflogen wurde durch Störungen entlang der internen Schichtgrenzen ermöglicht, deren Bewegung wiederum die quartären Ablagerungen an der Erdoberfläche verbogen und aufschoben. Das kinematische Modell ermöglichte außerdem, die Tiefenlage der hierfür notwendigen Abscherhorizonte abzuschätzen. Der flachste Abscherhorizont in 4 km Tiefe befindet sich in den leicht deformierbaren Sedimenteinheiten, wohingegen zwei weitere Abscherhorizonte in 21 km Tiefe in den Sockelgesteinen existieren.

Aus der Integration aller gewonnenen Ergebnisse wurde schließlich das seismogene Potenzial der Störungen im Untersuchungsgebiet bewertet. Die Verwerfungen erster Ordnung, die die Verformung in dem Gebiet kontrollieren, sind für die großen Erdbeben verantwortlich. In der Zwischenzeit wirken sich die quartären Störungen und nur auf die Sedimenthülle aus und sind demnach Strukturen zweiter Ordnung, die Verformung aufnehmen und während des Quartärs mit Erdbeben sehr geringer Stärke und / oder aseismischen Bewegungen aktiviert wurden.

Aus den gewonnenen Resultaten ist das hohe seismogene Potential (die Möglichkeit Erdbeben zu generieren) des identifizierten Störungsinventars erkennbar, in einer Region, die



durch eine Vielzahl an Städten und wichtige Infrastruktur gekennzeichnet ist. Zusätzlich bestätigt das kinematische Modell die Existenz mehrerer blinder Aufschiebungen, von denen nur eine geringe Anzahl an der Erdoberfläche mittels morphotektonischer Analysen zweifelsfrei ableitbar ist. Diese Befunde unterstreichen die Notwendigkeit zur weiteren Durchführung ähnlicher Studien in dieser tektonisch aktiven Region.



CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1. Neotectónica en ambientes de antepaís fragmentado

La sismicidad instrumental es comúnmente utilizada para los análisis probabilísticos de peligrosidad sísmica (Alvarado y Araujo 2011, Toda *et al.* 2011, Agurto-Detzel *et al.* 2017). No obstante, para obtener modelos de deformación realísticos y reducir el grado de incertidumbre inherente a un conjunto de datos tan acotado temporalmente, resulta necesario incluir a estos estudios evaluaciones sismogénicas a largo plazo (England y Jackson 2011, Stein *et al.* 2017, Agurto-Detzel *et al.* 2017, Camelbeeck *et al.* 2007). Sin embargo, obtener estos datos más allá de los períodos de tiempo típicos del ciclo sísmico es complicado, principalmente por el escaso potencial de preservación que poseen las manifestaciones cosísmicas (Arrowsmith *et al.* 2017). En este contexto, resulta muy importante identificar la historia de la deformación neotectónica registrada en el paisaje y caracterizarla a partir de señales o indicios de deformación en superficie y en profundidad (Grützner *et al.* 2017, Landgraf *et al.* 2017, Patyniak *et al.* 2017).

Los estudios paleosismológicos y el análisis morfotectónico integral de las deformaciones recientes deben llevarse a cabo con la mayor resolución posible para incrementar significativamente el nivel de precisión de las interpretaciones. La integración de datos estructurales y morfotectónicos es clave para caracterizar el estilo de deformación de una región tectónicamente activa (Costa *et al.* 1999, Vanneste *et al.* 2007, Alvarado y Ramos 2011, García *et al.* 2013a, Kübler *et al.* 2017). La integración de este conjunto de datos dentro del marco teórico de la Geomorfología Tectónica puede proporcionar información sobre la acumulación del esfuerzo, los intervalos de recurrencia, la naturaleza de los mecanismos de los terremotos y los procesos de ruptura, y pueden ser posteriormente utilizados en modelos probabilísticos de estimación del peligro sísmico.

Los sistemas de fallas del antepaís fragmentado a los que se vincula la deformación neotectónica, con actividad sísmica dispersa y de baja intensidad, constituyen un problema complejo de abordar cuando se trata de estimar peligros sísmicos, debido principalmente a sus bajas tasas de deformación y a su ocurrencia irregular en el espacio y tiempo (England y Jackson



2011, Stein *et al.* 2017, Landgraf *et al.* 2017). Estas pueden ser regiones continentales afectadas previamente por fallas normales de *rift* con movimiento lento y zonas extensas de antepaís fragmentado de orógenos cenozoicos, como Qilian Shan y Tian Shan de Asia Central, Laramide en EE.UU. (Cretácico - Eoceno) y el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas de los Andes Centrales de Argentina (Burtman *et al.* 1975, Marshak *et al.* 2000, Allmendinger *et al.* 1983, Mon y Salfity 1995, Abascal 2005, Ramos *et al.* 2002, Costa *et al.* 2018). Tales fallas, suelen presentar intervalos de recurrencia que oscilan entre los 10^3 a 10^4 años planteando un problema importante para la comprensión general de las características espacio-temporales de la deformación del antepaís y la evaluación de los peligros sísmicos (Agurto-Detzel *et al.* 2017, Arrowsmith *et al.* 2017, Grützner *et al.* 2017, Landgraf *et al.* 2017, Patyniak *et al.* 2017). Además, en comparación con la gran longitud de ruptura de fallas que provocan terremotos fuertes a lo largo del frente de deformación de los cinturones plegados y fallados de piel fina (Brooks *et al.* 2011), la magnitud de los terremotos en las regiones del antepaís fragmentado puede ser más limitada debido a la reactivación de segmentos menos extensos de fallas preexistentes, como por ejemplo las fallas normales del *rift* cretácico del noroeste argentino (Mon y Salfity 1995). Estos eventos pueden, no obstante, redistribuir y modificar el estado de esfuerzos en las estructuras aledañas y en definitiva gatillar otros terremotos (Blisniuk *et al.* 2005, Mildon *et al.* 2019). Este fenómeno de transferencia de esfuerzos a fallas anteriormente inactivas o con tasas bajas de movimiento puede incrementar las amenazas sísmicas asociadas al antepaís fragmentado y las regiones de intraplaca (Scott *et al.* 2016).

Varias preguntas cruciales deben ser abordadas para obtener una correcta caracterización de los procesos tectónicos, sedimentarios y geomorfológicos involucrados: ¿Cuál es la extensión geográfica afectada por las estructuras tectónicamente activas? ¿Qué factores determinan dónde se reactivan zonas de la corteza con debilidades previas? ¿Cómo evolucionan las fallas con el tiempo? ¿Qué estructuras son potencialmente activas y/o pueden ser reactivadas durante un terremoto? ¿Qué magnitud máxima de terremoto pueden producir? (p.ej. Grier *et al.* 1991, Wells y Coppersmith 1994, Costa *et al.* 1999, 2006, Marshak *et al.* 2000, Meigs y Nabelek 2010, Li *et al.* 2017, 2018). Responder algunas de estas preguntas puede, en última instancia, ayudar a



entender las características espacio-temporales de la deformación en el antepaís fragmentado y a mejorar la estimación de los peligros sísmicos asociados.

La presente tesis doctoral se enfoca en el área tectónicamente activa localizada en las estribaciones de los Andes Centrales del noroeste de Argentina, específicamente entre los 25°30' y 26°30' de latitud sur. La región comprende el extremo austral del Sistema de Santa Bárbara (Figura. 1.1), sector caracterizado por múltiples deformaciones cuaternarias, ampliamente distribuidas, pero con terremotos destructivos poco frecuentes (Zossi 1979, Zeckra 2020). El foco del estudio ha sido la caracterización de fallas cuaternarias en los faldeos de la sierra de La Candelaria y su relación espacial con la estructura profunda de las cuencas de Choromoro al oeste, Metán al norte y Chacoparanense al este. Para esto se ha utilizado una combinación de métodos geofísicos someros, análisis morfotectónicos e interpretación de secciones sísmicas y pozos exploratorios. Dichas fallas afectan a los depósitos cuaternarios que conforman los diferentes niveles de abanicos aluviales que cubren ambos faldeos de la sierra.

2. Objetivos del estudio

El principal objetivo es entender los fenómenos de deformación y ruptura superficial en el contexto de las geometrías de estructuras heredadas, así como, su reactivación y su extensión lateral. Descifrar estas características contribuirá a entender en detalle la cinemática de la deformación del antepaís fragmentado y el rol de la reactivación compresiva de las estructuras heredadas en la generación de rupturas superficiales durante sismos de magnitudes medias a fuertes. A fin de alcanzar el objetivo general, se establecen los siguientes objetivos específicos:

1. Localizar, interpretar y caracterizar preliminarmente evidencias de deformaciones cuaternarias mediante el análisis visual y digital de imágenes de sensores remotos y la aplicación de métodos de Geomorfología Tectónica.
2. Caracterizar detalladamente el estilo estructural entre los 25°30' y 26°30' de latitud sur mediante la interpretación y análisis de líneas de sísmica de reflexión, datos de pozos exploratorios y observaciones geológicas de campo. Esto contribuirá a la

interpretación y comprensión de la geometría regional de las fallas principales y subsidiarias y su posible continuación hacia sectores más profundos de la corteza.

3. Caracterizar neotectónicamente un conjunto de fallas seleccionadas a partir del análisis preliminar mediante un análisis detallado de Modelo de Elevación Digital y la realización de estudios de tomografía eléctrica además de tomografía sísmica de refracción, para obtener secciones de alta resolución de las primeras decenas de metros de la corteza complementando las fortalezas de cada método por separado.

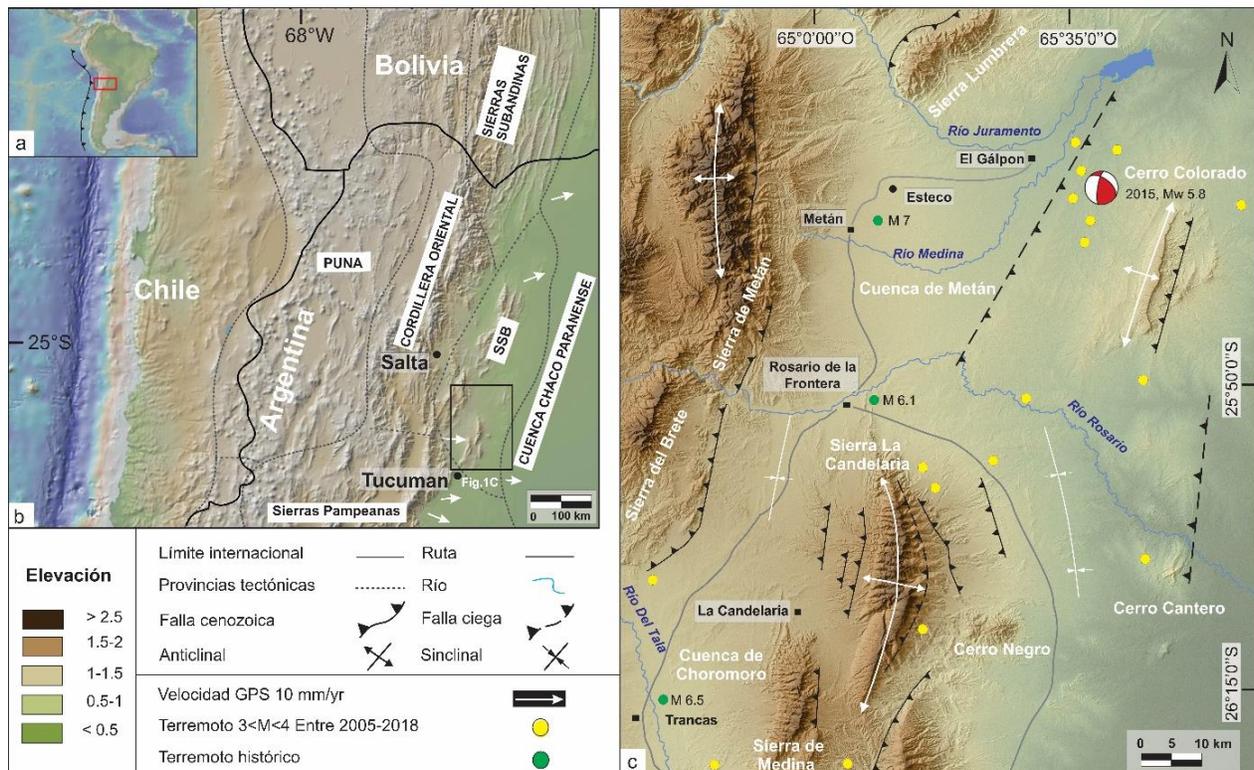


Figura 1.1. Configuración morfoestructural regional del antepaís fragmentado del noroeste argentino. a) Ubicación de la región en el contexto andino (recuadro rojo). b) Relieve sombreado de los Andes Centrales del noroeste argentino con la indicación de las principales provincias geológicas y su transición con la Cordillera Oriental (oeste) y la faja plegada y corrida de Sistema Subandino (norte) y algunos vectores de velocidad GPS de estaciones permanentes. El rectángulo negro indica el área de estudio. c) Relieve sombreado con una resolución espacial de 12,5 m del Sistema de Santa Bárbara de la parte frontal del antepaís fragmentado. También se muestra la ubicación de terremotos históricos destructivos y el mecanismo focal del terremoto El Galpón ocurrido en el 2015 de magnitud Mw 5,8.



4. Elaborar un mapa neotectónico detallado con el uso de un Sistema de información Geográfico SIG en el cual se indiquen los distintos rasgos tectónicos, la red de drenaje y las unidades geomorfológicas y geológicas afectadas.

5. Analizar quebradas naturales que intercepten las principales estructuras cuaternarias y establecer la influencia de la actividad tectónica en la evolución de las geoformas identificadas, para obtener una cronología relativa de la actividad tectónica de la zona.

3. Estudios estructurales y neotectónicos de la zona de estudio: Estado del arte

El Sistema de Santa Bárbara es una provincia geológica y unidad morfoestructural del antepaís fragmentado de los Andes Centrales, donde el levantamiento de sierras compuestas por núcleos de basamento se encuentra controlado por la presencia de heterogeneidades previas en la corteza, relacionadas con anisotropías paleozoicas, y, en particular, con fallas normales del *rift* cretácico (Mon y Salfity 1995, Cristallini *et al.* 1997, Kley y Monaldi 2002, Iaffa *et al.* 2011b, 2013, Pearson *et al.* 2013, Barcelona *et al.* 2014). Esto permite establecer que el estilo estructural dominante es de piel gruesa, aunque localmente puede coexistir un estilo híbrido de piel fina y gruesa, como por ejemplo en la cuenca de Choromoro (Abascal 2005, Iaffa *et al.* 2011b, Barcelona *et al.* 2014). Varios autores demostraron a través de la interpretación de líneas sísmicas que las fallas normales del *rift* Cretácico fueron reactivadas compresivamente durante las diferentes etapas de la orogenia andina controlando parcialmente la compartimentalización de las cuencas del antepaís (Cristallini *et al.* 1997, Kley y Monaldi 2002, Iaffa *et al.* 2011b). En este contexto la actividad sísmica en esta región es dispersa en cuanto a su distribución en el tiempo y el espacio (Strecker *et al.* 2012) y se correlaciona con la inexistencia de un frente orogénico bien definido y la amplia distribución areal de las evidencias de deformación cuaternaria (Kley y Monaldi 2002, Mortimer *et al.* 2007, Hain *et al.* 2011, García *et al.* 2013b, 2019, Iaffa *et al.* 2013, Figueroa Villegas *et al.* 2021).

A pesar de que en la zona de la sierra de La Candelaria existen escasos antecedentes acerca de la geología local, estos resultan muy valiosos ya que demuestran la existencia de actividad neotectónica. Gutiérrez *et al.* (1997), Wayne (2011) y Barcelona *et al.* (2014) realizaron trabajos



geomorfológicos de detalle en la zona a partir de interpretación de imágenes satelitales, describiendo y analizando evidencias de actividad tectónica cuaternaria y los últimos movimientos que afectan de forma tangible a los abanicos aluviales que cubren ambos flancos de la sierra de La Candelaria. Gutiérrez *et al.* (1997) y Barcelona *et al.* (2014) presentan ejemplos de actividad neotectónica más intensa en la ladera occidental de la sierra. La línea metodológica esbozada en estos trabajos permite abordar la problemática por zona y considerar la geomorfología fluvial y la morfometría como herramientas muy poderosas para detectar anomalías que puedan eventualmente tener un origen neotectónico.

Por otro lado, Barcelona *et al.* (2014) propusieron un modelo conceptual de levantamiento tectónico en etapas que implican estilos de deformación de piel gruesa y fina diferenciables temporal y espacialmente. Estos autores interpretaron la presencia de una falla importante en el piedemonte occidental de la sierra de La Candelaria y propusieron la existencia de una falla principal delimitante en el piedemonte oriental. Además, sugirieron la baja sinuosidad del frente montañoso a lo largo del flanco occidental de la sierra como evidencia de actividad tectónica reciente.

Abascal (2005) interpreta que la arquitectura estructural del Sistema de Santa Bárbara es el resultado de la superposición de estructuras asociadas con el desarrollo de diferentes cuencas sedimentarias, resultando en un estilo estructural que combina deformación de piel delgada y de piel gruesa. La deformación de piel gruesa se encuentra controlada por fallas normales del *rift* cretácico que han sido invertidas durante la compresión andina y también por reactivaciones de anisotropías paleozoicas del basamento metamórfico. Por otra parte, la cuenca cenozoica de Choromoro presenta evidencias de deformación de piel fina con transporte tectónico oriental hacia el antepaís, a través de un sistema imbricado asociado a una superficie somera de despegue (2,5 - 3 km), ubicado en pelitas de la Formación Lumbrera, generando la lámina de corrimiento Choromoro en el interior de la cuenca.

Seggiaro *et al.* (2015) propusieron un modelo alternativo para explicar el levantamiento de la sierra de La Candelaria invocando un sistema de corrimientos vergentes al este con un nivel de



despegue que disminuye de 8 a 2,5 km de profundidad en la dirección de transporte tectónico. De acuerdo con estos autores, el plegamiento y la elevación de la sierra de La Candelaria se habría producido como consecuencia del desplazamiento a lo largo del corrimiento La Candelaria y la rotación de la falla directa La Candelaria Este (CE) de edad cretácica. La restauración palinspástica de la sierra muestra a la falla CE delimitando el borde occidental de un hemigraben rellenado por depósitos cretácicos.

La última etapa de deformación durante el Cuaternario en el Sistema Santa Bárbara y la Cordillera Oriental ha sido tema de algunas investigaciones regionales previas (Salfity et al. 1984, Palma y Vujovich 1987, Cortés *et al.* 1987, Mon *et al.* 1988, Gallardo 1988, Wayne 1999, Hermanns y Strecker 1999, Ramos *et al.* 2006, Yamin *et al.* 2011, Ratto *et al.* 2013, Casa *et al.* 2014), siendo más escasos aquellos estudios de detalle enfocados específicamente en la caracterización neotectónica de potenciales fuentes sismogénicas (Casa *et al.* 2010, García *et al.* 2011, 2013a, 2019, Figueroa Villegas *et al.* 2021).

De acuerdo con el catálogo de terremotos históricos e instrumentales, la región presenta áreas de riesgo sísmico moderado y alto (INPRES 2021). El registro histórico indica que numerosos sismos destructivos han afectado a la región, como el terremoto de El Esteco en 1692 (primer sismo histórico registrado en el país), estando la mayoría situados sobre las Sierras Subandinas y el Sistema de Santa Bárbara (Figura 1.2). Zossi (1979) recopiló diferentes fuentes históricas de informes macrosísmicos, principalmente de artículos periodísticos, junto con una lista de terremotos instrumentales de diferentes observatorios sismológicos argentinos. Zeckra (2020), en tanto, realizó un estudio sismológico específico inmediatamente al norte de la zona de estudio que permitió mapear tridimensionalmente la distribución de terremotos y su relación con las potenciales estructuras sismogénicas de la región.

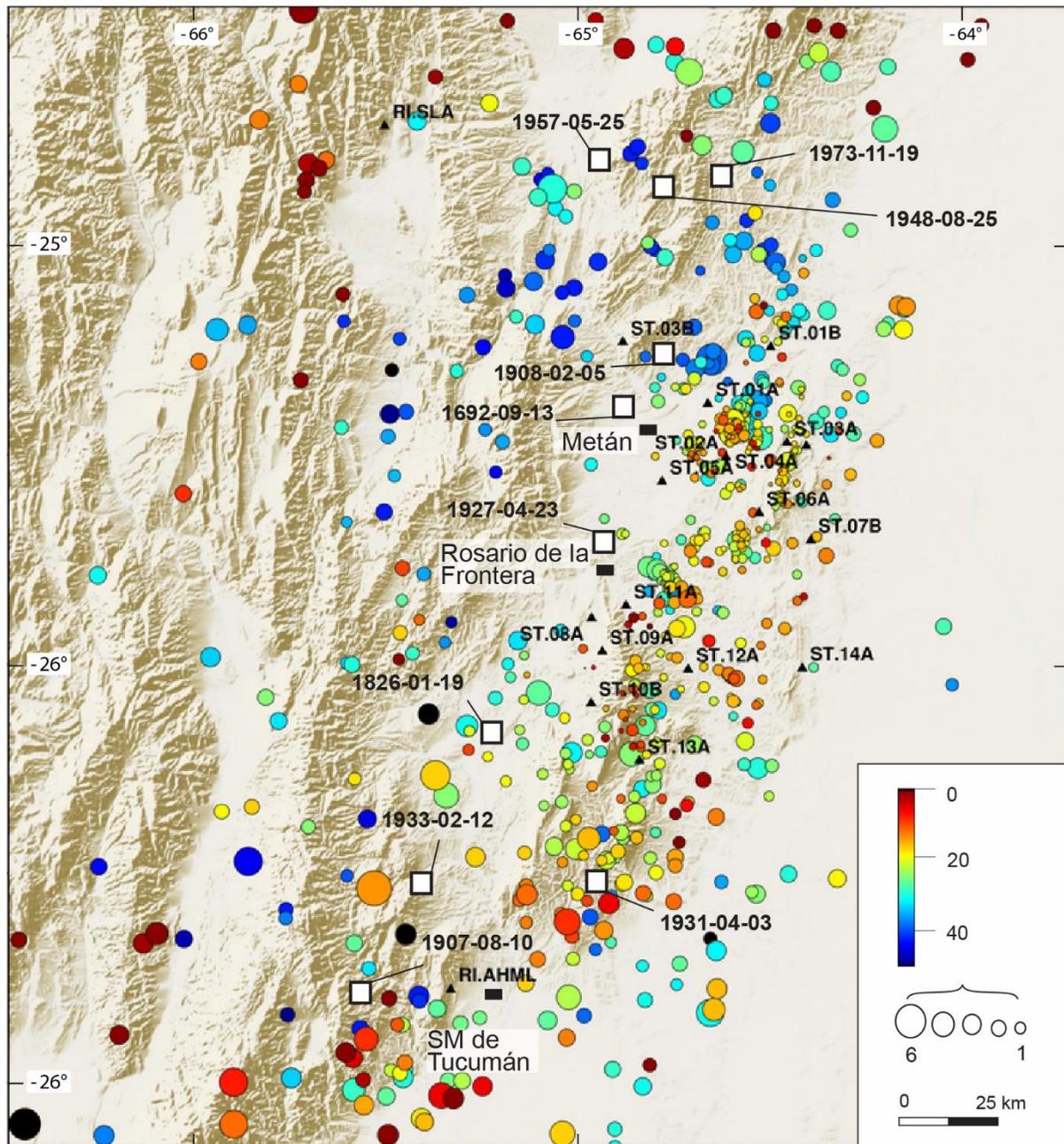


Figura 1.2. Mapa de ubicaciones históricas (cuadros Blancos) e instrumentales (círculos con colores que indican sus profundidades) de terremotos según de Zossi 1979 [Modificado por Zeckra 2019 y 2020].



CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

1. Geología regional

En los primeros estudios regionales acerca de la geología del noroeste argentino, las serranías que conforman el Sistema de Santa Bárbara fueron incluidas dentro de la provincia geológica de las Sierras Subandinas, con un criterio que obedeció más a su ubicación geográfica, alineada en sentido meridiano con dichas sierras, que a sus características geológicas (Bonarelli 1913). Trabajos posteriores, como los de Baldis *et al.* (1976) y Rolleri (1976), las reconsideraron como una unidad morfoestructural diferenciada del resto en base a la litología aflorante y a su estilo estructural. La presencia del basamento metamórfico y de espesores restringidos de unidades paleozoicas en contacto discordante con estratos cretácicos de *synrift* son los principales elementos que permiten diferenciar el Sistema Santa Bárbara de las Sierras Subandinas, estas últimas caracterizadas por un mayor desarrollo de las sucesiones del Paleozoico Inferior y una potente columna del Paleozoico Superior pertenecientes a la cuenca de Tarija (Azcu y Caminos 1988). El registro geológico archivado en las rocas aflorantes del Sistema Santa Bárbara presenta evidencias estratigráficas y estructurales de algunos de los eventos tectónicos más destacados del noroeste argentino: 1) la fase Tilcárica, del Cámbrico inferior (Turner y Méndez 1975, Turner y Mon 1979), que provocó deformación penetrativa y metamorfismo de bajo grado en las unidades del basamento Neoproterozoico, constituyendo el límite entre los ciclos Pampeano y Famatiniano (Aceñolaza y Toselli 1976), 2) el proceso extensional Cretácico responsable de la generación del *rift* continental del Grupo Salta (González Bonorino 1950, Allmendinger *et al.* 1983, Mon y Salfity 1995, Marquillas *et al.* 2005), y 3) el desarrollo posterior de la cuenca de antepaís cenozoica y un sistema compresivo de fajas plegadas y corridas de piel gruesa (Mon 1976, Kley y Monaldi 2002, Hilley y Strecker 2005, Ramos *et al.* 2006, Hain *et al.* 2011, Iaffa *et al.* 2011b, Pearson *et al.* 2013, Barcelona *et al.* 2014).

Esta tesis se enfoca en un conjunto de sierras y cuencas circundantes que constituyen el extremo sur del Sistema de Santa Bárbara. Los afloramientos estudiados abarcan la sierra de La Candelaria, el cerro Cantero y sus alrededores. La sierra de La Candelaria tiene 55 km de largo y



12 km de ancho y está constituida por un núcleo de rocas de basamento que alcanzan alturas máximas de 2400 m.s.n.m., rodeadas por afloramientos de los Grupos Salta y Orán (Cretácico - Neógeno). La sierra se encuentra limitada por la cuenca de Metán al norte y la cuenca de Choromoro al oeste, mientras que hacia el este se extiende la cuenca de antepaís Chacoparanense, interrumpida por las proto-elevaciones andinas más orientales, los cerros Cantero (550 m.s.n.m.) y Remate (812 m.s.n.m.), que se caracterizan por exhumación de rocas devónicas en su núcleo. Hacia el sur, la sierra de La Candelaria está flanqueada por otras sierras con núcleo metamórfico, que no exceden los 2000 m.s.n.m. (sierras de Medina, del Nogalito y del Campo, Figura 1.1).

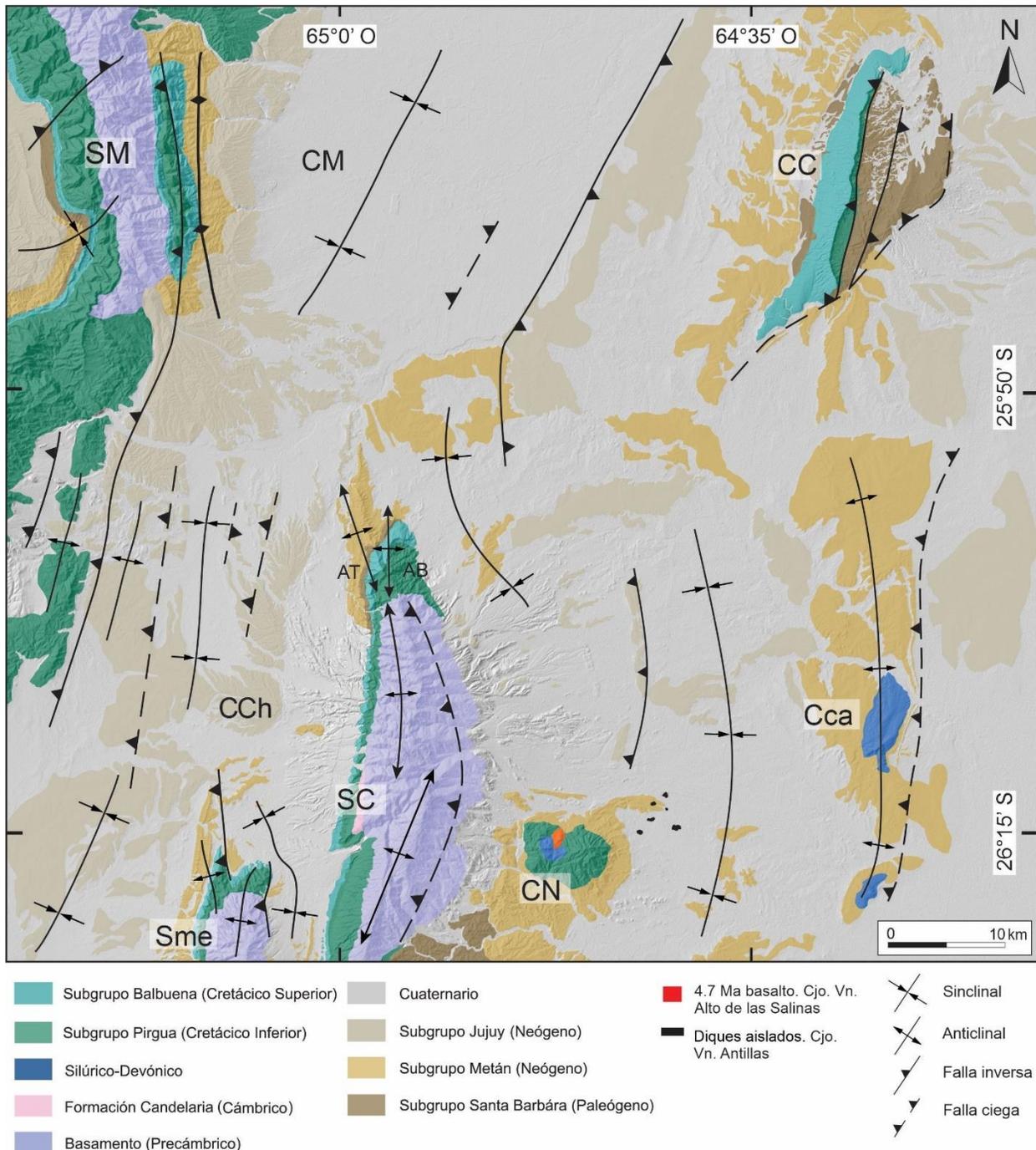


Figura 2.1. Mapa geológico de la zona de estudio indicando los principales elementos morfoestructurales. Basado en González (2000), Salfity y Monaldi (2006), Gioncada *et al.* (2010), Iaffa *et al.* (2011b) y Barcelona *et al.* (2014). SC: Sierra de La Candelaria, CCh: Cuenca de Choromoro, CM: Cuenca de Metán, SMe: Sierra Medina, CCa: Cerro Cantero, CC: Cerro Colorado, CN: Cerro Negro, SMe: Sierra de Metán, AB: Anticinal Balboa, AT: Anticinal Termas.



2. Estratigrafía de la zona de estudio

El registro estratigráfico del área de estudio puede subdividirse en: 1) Basamento metamórfico Neoproterozoico, 2) sedimentitas paleozoicas, 3) sedimentitas continentales del *rift* Cretácico del Grupo Salta y 4) depósitos sinorogénicos de antepaís del Grupo Orán (Neógeno). (Figura 2.2).

2.1 NEOPROTEROZOICO-PALEOZOICO INFERIOR:

2.1.1. Formaciones Puncoviscana y Medina: La secuencia pre-*rift* cretácico está constituido por dos unidades: el basamento neoproterozoico y la cubierta paleozoica. Los afloramientos del basamento neoproterozoico se encuentran al oeste y al suroeste de la cuenca del Metán, en las sierras de Metán, de La Candelaria y de Medina (Figuras 2.1). Las rocas del basamento consisten en pizarras y filitas fuertemente deformadas, y esquistos de bajo grado con tonalidades grises y verdosas correspondientes a las Formaciones Puncoviscana y Medina del Neoproterozoico Superior – Cámbrico Inferior (Turner 1960, Aceñolaza 1990, Rapela *et al.* 1998, Adams *et al.* 2008, Aparicio González *et al.* 2010, Escayola *et al.* 2011) (Figura 2.2).

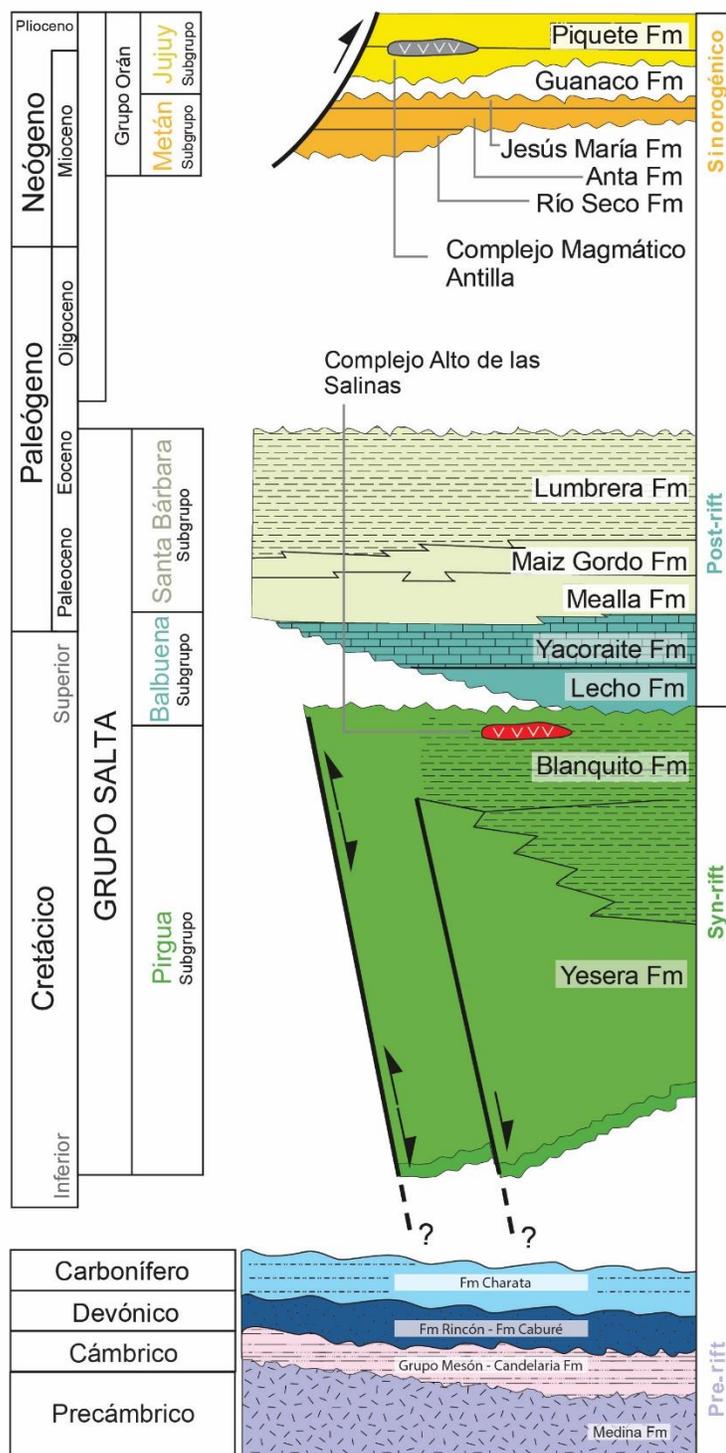


Figura 2.2. Columna cronoestratigráfica indicando las diferentes unidades tectonoestratigráficas del área de estudio (modificada de Viramonte *et al.* 1999, Marquillas *et al.* 2005, Carrera *et al.* 2006 y Maffucci *et al.* 2015).



2.2 PALEOZOICO

2.2.1 Cámbrico: La cubierta paleozoica se encuentra de forma discontinua en la cuenca de Metán y aflora en la zona sur de la misma. Los estratos cámbricos pertenecientes al Grupo Mesón (Turner 1960) afloran en la ladera occidental de la sierra de La Candelaria (Figura 2.2) y se encuentra integrado por las Formaciones Candelaria. Corresponden a un conjunto de sedimentitas marinas caracterizadas por su homogeneidad litológica y mineralógica, con predominio de rocas psamíticas (areniscas cuarcíticas, cuarcitas), escasas pelitas y niveles conglomerádicos en la base.

2.2.2 Devónico: Los depósitos devónicos se encuentran en superficie conformando los núcleos de los anticlinales más orientales de la zona de estudio (cerros Remate y Cantero) y en la zona del puesto La Aguada, en el extremo sur del núcleo del anticlinal del cerro Colorado (Mon y Gutiérrez 2007).

En los cerros Cantero y Remate, se manifiestan espesos bancos de cuarcitas rosadas que alcanzan hasta 1,5 m de espesor, con laminación cruzada (Mon y Gutiérrez 2007). Son areniscas muy consolidadas y tenaces, con cemento silíceo, moteadas con manchas pardas. Anteriormente fueron atribuidas al Cámbrico (Mon y Dinkel 1974). Mientras en la zona sur del Cerro Colorado se trata de un afloramiento pequeño adyacente al cabalgamiento que transporta las capas del Subgrupo Pirgua sobre el Subgrupo Santa Bárbara (Jakulica 1946, Mon y Gutiérrez 2007).

Esta entidad fue alcanzada también por los pozos exploratorios de petróleo de la planicie Chaco-Pampeana (pozos YPF.SE.LH.x-1 y YPF.SE.LH.x-2, Capítulo 6), donde los depósitos devónicos son agrupados en la Formación Rincón (Padula *et al.* 1967). Esta unidad del Devónico Inferior está compuesta por limolitas micáceas grises a oscuras y areniscas grisáceas a blanquecinas, con intercalaciones calcáreas y oolíticas. Por otra parte, los depósitos devónicos fueron encontrados en el área del cerro Colorado (Jakulica 1946, Pluspetrol 1993) en los pozos de Pluspetrol Pp.St.CC.x-1001 (núcleo del anticlinal Cerro Colorado) y clasificados como Formación Caburé (Padula *et al.* 1967). Allí se componen de cuarcitas color gris blanquecino a rosado, ricas en cuarzo, medianamente seleccionada y con cemento silíceo. Presenta motas de



óxido de hierro y micro fisuras rellenas. También se identificaron intercalaciones de rocas ígneas gris verdosas que no superan los dos metros de espesor. Hacia el NE del Cerro Colorado y próximo a la inflexión del río Juramento, se describieron en el pozo YPF.St.ET.es-1 sedimentitas devónicas caracterizadas por arcillitas micáceas color gris a negro con venas de yeso (Cristallini *et al.* 1997, Fernández Garrasino *et al.* 2005, Iaffa *et al.* 2011b).

2.2.3 Carbonífero: Los depósitos carboníferos se caracterizan por intercalaciones de pelitas verdosas y areniscas blanquecinas a rosadas. Estas intercalaciones son más numerosas hacia la base de estos depósitos. No hay afloramientos en la zona de estudio de los sedimentos carboníferos y solamente fueron reconocidos en el pozo YPF.SE.LH.x-1 (véase el Capítulo 6) al SE del Cerro Cantero (Figura 2.2) siendo correlacionados con la Formación Charata (Iaffa *et al.* 2011b).

2.3 MESOZOICO-PALEÓGENO

El Grupo Salta (Cretácico Inferior-Eoceno) está compuesto por sedimentos principalmente clásticos de origen continental. Corresponde a lo que Brackebusch (1883 y 1891) denominara Formación Petrolífera y Sistema de Salta, nombres sustituidos por Turner (1959) como Grupo Salta. Representa el relleno del *rift* intracontinental desarrollado en el noroeste argentino durante el Cretácico-Eoceno medio (Salfity y Marquillas 1994, Marquillas *et al.* 2005). Esta unidad caracterizada por una génesis predominantemente clástica, integra de base a techo a los Subgrupos Pirgua (Vilela, 1951, Reyes y Salfity, 1973), Balbuena (Moreno 1970) y Santa Bárbara (Vilela, 1956, Moreno 1970). El basamento y la cobertura paleozoica están superpuestos en discordancia por las sedimentitas de *synrift* del Subgrupo Pirgua, unidad basal del Grupo Salta (Vilela 1951, Salfity y Marquillas 1981, 1994) (Figura 2.2).

2.3.1 Cretácico Inferior a Superior (Subgrupo Pirgua): El Subgrupo Pirgua está compuesto por estratos rojos de conglomerados, brechas, areniscas y limolitas con fuertes variaciones de espesor lateral. Estas rocas han sido depositadas en ambientes continentales de abanicos aluviales y llanuras fluviales (Ruiz Huidobro 1955, Salfity y Marquillas 1981, Monaldi *et al.* 2008). La principal evidencia de que la depositación del Subgrupo Pirgua estuvo controlada por



la actividad de fallas extensionales es el incremento en el espesor de las capas y en la granulometría hacia la falla maestra (Salfity y Marquillas 1981, Gómez Omil *et al.* 1989, Grier *et al.* 1991, Sabino, 2004, Kley *et al.* 2005, Carrera *et al.* 2006).

El área de afloramiento es extensa y se presenta principalmente en los núcleos de anticlinales. En el río de Las Conchas el subgrupo se encuentra muy bien representado, donde muestra de manera continua sus tres formaciones que alcanzan más de 3000 m de espesor total por estar ubicada cerca de lo que fue el centro de la sun-cuenca de Alemania. Hacia el noreste, en el Sistema de Santa Bárbara, el espesor máximo en afloramiento es de aproximadamente 1000 m y yace sobre rocas del Devónico (Gebhard *et al.* 1974). En la cuenca de Metán, el Subgrupo Pirgua fue identificado en el subsuelo mediante estudios geofísicos y perforaciones que confirman el desarrollo del depocentro de Metán, donde se estima más de 3000 m de potencia (Cristallini *et al.* 1997) (Figura 2.2). Hubo varias manifestaciones volcánicas asociadas al Subgrupo Pirgua, dichas actividades magmáticas se caracterizan por intercalaciones de basaltos asociados a la apertura de la cuenca, por ejemplo, el basamento de la Sierra de Metán expone rocas volcánicas asociadas al magmatismo del *rift* cretácico (Viramonte *et al.* 1999). También, en el extremo austral de la sierra de Medina al referirse a las intrusiones volcánicas de la Formación El Cadillal fue definida por Bossi y Wampler (1969) y conformadas por una serie de traquitas, riolitas, andesitas y basaltos. Las dataciones realizadas por Bossi y Wampler, (1969) por el método K-Ar en traquitas y riolitas que intruyen la base de la Formación El Cadillal aportan edades comprendidas entre los 128 y 97 Ma, otorgando edades correspondientes al Valanginiano-Albiano para estos depósitos.

Por otro lado, el Grupo Pirgua se extiende más al sur con afloramientos sobre la ladera occidental de la sierra de La Candelaria y alrededor del cerro Negro donde hubo manifestaciones volcánicas asociadas al Subgrupo Pirgua que fueron descritas mediante el Complejo Alto de las Salinas (Figura 2.2). Otros autores asociaron esta estructura a intrusiones de cuerpos subvolcánicos (Mon y Dinkel 1974).



2.3.2 Cretácico Superior-Paleoceno (Subgrupo Balbuena): El Subgrupo Balbuena corresponde al inicio de la etapa de *post-rift* del Grupo Salta, cuando cesó la actividad de las fallas normales (Turner 1960, Moreno 1970, Marquillas *et al.* 2005). La distribución areal de la secuencia de *post-rift* se extiende más allá de la de los depósitos de *synrift* y se sobreyace al basamento Neoproterozoico y la cubierta paleozoica sobrepasando los márgenes de la cuenca, debido a la subsidencia térmica (Bianucci *et al.* 1981, Gómez Omil *et al.* 1989, Comínguez y Ramos 1995, Cristallini *et al.* 1997) (Figura 2.2). En la zona de estudio se encuentran afloramientos de la Formación Yacoraite sobre la ladera occidental de la sierra de La Candelaria y al oeste del cerro Colorado. Incluye calizas marinas oolíticas y estromatolíticas junto con lutitas verdosas lacustres (Turner 1960, Gómez Omil *et al.* 1989, Salfity y Marquillas 1994, Marquillas *et al.* 2005), resultando un buen nivel de referencia estratigráfico ubicado entre las rocas predominantemente rojas de las sucesiones mesozoicas y cenozoicas (Marquillas *et al.* 2005, Monaldi *et al.* 2008). Estos materiales caracterizan ambientes fluviales, eólicos, lacustres y marinos someros (Marquillas *et al.* 2005).

2.3.3 Paleoceno - Eoceno (Subgrupo Santa Bárbara): El Subgrupo Santa Bárbara representa la finalización del ciclo depositacional del Grupo Salta y constituye los depósitos del *post-rift* tardío (Marquillas *et al.* 2005). Representados por areniscas y lutitas de la Formación Mealla (del Papa y Salfity 1999), las areniscas, pelitas y calizas lacustres blancas o verdosas de la Formación Maíz Gordo y las pelitas y areniscas rojas de la Formación Lumbrera (Marquillas *et al.* 2005). El espesor promedio oscila entre los 650 y 700 metros.

El Subgrupo Santa Bárbara está expuesto en la zona del cerro Colorado depositadas por encima de las capas carbonáticas de la Formación Yacoraite, estando constituido por un conjunto de areniscas grises, moradas, amarillentas y rojas que alcanzan un espesor próximo a los 200 metros (Mon y Gutiérrez 2007). En la zona de la sierra de La Candelaria se registran exposiciones de estos depósitos en el extremo norte o en los cortes de los ríos (Figura 2.2).



2.4 NEÓGENO-CUATERNARIO (*Grupo Orán*)

Los sedimentos sinorogénicos del antepaís andino corresponden al Grupo Orán y están dispuestos en una sucesión grano y estratocreciente de sedimentos continentales, que se superpone discordante o paraconcordante sobre las secuencias de post-*rift* y *synrift* del Grupo Salta (Gebhard *et al.* 1974, Russo y Serraiotto 1979, Salfity y Marquillas 1994). El Grupo Orán se divide en dos secciones: una inferior psamítico-pelítica, el Subgrupo Metán, y otra superior, más conglomerádica, correspondiente al Subgrupo Jujuy. (Figuras 2.1, 2.2).

2.4.1 Subgrupo Metán: El Subgrupo Metán se encuentra constituido de base a techo por las formaciones Río Seco, Anta y Jesús María. Estas unidades integran dos ambientes sedimentarios diferenciables y presentan buenos afloramientos en la porción norte de la sierra de La Candelaria en los anticlinales Termas y Balboa (Figura 2.1).

Formación Río Seco: está integrada por areniscas grises amarillentas a grises rosadas, con estratificación masiva y entrecruzamientos de gran escala. Intercalan en menor proporción niveles lenticulares de conglomerados polimícticos finos y bancos fangolíticos de tonalidades rojizas y verdosas (Salfity y Monaldi 2006). Esta formación se ubica en la parte norte de la sierra de La Candelaria y al sur del cerro Negro, además se la encuentra rodeando el núcleo del cerro Colorado y el cerro Cantero al norte y este de la zona de estudio, respectivamente. La formación Río Seco carece de restos fósiles. Según datos magnetoestratigráficos el contacto con la suprayacente Formación Anta tiene una edad de 15 Ma (Reynolds *et al.* 1994). El espesor varía en los afloramientos entre 150 – 290 metros (Salfity y Monaldi 2006).

Formación Anta (Gebhard *et al.* 1974): está integrada por pelitas amarillo-verdosas y areniscas limosas de coloración marrón rojiza con estratificación mediana a gruesa. Esta unidad presenta, hacia el este de la sierra de La Candelaria en afloramientos ubicados a la vera de la ruta nacional 34, frecuentes niveles con yeso singenético y bancos tobáceos. La Formación Río Salí (Ruiz Huidobro 1960), equivalente a la Formación Anta, aflora en el extremo suroriental de la sierra de La Candelaria. Consta de un miembro basal compuesto por areniscas con intercalaciones de fangolitas rojizas y conglomerados polimícticos y un miembro superior, de



colores amarillentos, verdes y grises, integrado por pelitas y areniscas con intercalaciones de yeso. Los datos radimétricos de tobas de la base de la Formación Anta arrojan edades de $14,4 \pm 0,7$ Ma (El Guayacán) y de $14,1 \pm 0,7$ Ma (Río Piedras) (Reynolds et al. 1994). Según datos paleomagnéticos el contacto entre las formaciones Anta y Jesús María es de 13 Ma (Reynolds et al. 1994). El espesor de los afloramientos entre 363 y 720 metros (Salfity y Monaldi 2006).

La Formación Jesús María (Gebhard et al. 1974): está constituida con secuencias de limolitas y fangolitas arenosas intercaladas con areniscas. No se han reportado hallazgos de restos fósiles en esta formación. Estudios de magnetoestratigrafía estiman edades límites de 13 Ma y 10 Ma para su base y techo respectivamente (Reynolds et al. 1994). En el área de estudio, esta formación aparece en la parte norte de la sierra de La Candelaria y al sur del cerro Negro, además se encuentra rodeando el núcleo de los cerros Colorado y Cantero, al norte y este de la sierra de La Candelaria respectivamente. La relación de base de la Formación Jesús María con la Formación Anta es concordante. La relación de techo con la Formación Guanaco es concordante o localmente erosiva. El espesor de los afloramientos varía entre 280 y 470 metros (Salfity y Monaldi 2006)

2.4.2 Subgrupo Jujuy: El Subgrupo Jujuy es de edad Mioceno tardío hasta el Pleistoceno temprano y está conformado de base a techo por las formaciones Guanaco y Piquete.

La Formación Guanaco: fue descrita en el flanco oriental de la sierra de Lumbrera, en el río Guanaco (Gebhard et al. 1974). Otros buenos afloramientos se observan en el flanco occidental del valle de Lerma y en las laderas orientales de las sierras ubicadas al oeste de la ruta nacional 34-9 en la cuenca de Choromoro y al oeste del cerro Cantero (Gioncada et al. 2010).

La Formación Guanaco consiste en una espesa sucesión de conglomerados grises organizados en ciclos granodecrecientes que culminan con areniscas y limos arenosos. Su espesor, en algunos casos, es superior a los 1400 metros (Salfity y Monaldi 2006). En todos los perfiles, la característica más sobresaliente es la presencia de clastos de rocas volcánicas de variada naturaleza (Gebhard et al. 1974).



Los conglomerados son generalmente matriz sostén, pocas veces clasto sostén, y en general son mal seleccionados. El tamaño varía de fino a mediano y son escasos los gruesos. Los clastos tienen buena esfericidad y redondeamiento, predominan las formas equidimensionales y tabulares y en menor proporción las laminares y proladas (Salfity y Monaldi 2006). Las areniscas, que se disponen en el techo de los depósitos conglomerádicos, son de granulometría fina a gruesa, de color gris claro a blanco y pardo rojizo claro. En la mayoría de los casos son macizas o con laminación paralela y pocas veces poseen entrecruzamiento planar tangencial simple. Las unidades sedimentarias de este subgrupo muestran varias discordancias angulares internas y geometrías de estratos de crecimiento (Gebhard *et al.* 1974, Ramos 1999b, Viramonte *et al.* 1994, García *et al.* 2013b). La Formación Guanaco se depositó entre $> 10,9$ y $< 6,9$ Ma (Viramonte *et al.* 1994, Reynolds *et al.* 2000). Una capa de ceniza volcánica en cercanías de Coronel Moldes fue datada en 9.31 ± 0.31 Ma (Hain *et al.* 2011).

Formación Piquete: se superpone erosiva a paraconcordantemente sobre la Formación Guanaco en el Sistema Santa Bárbara (Cristallini *et al.* 1997) y se caracteriza por abundantes paleosuelos que contienen carbonatos intercalados con areniscas y conglomerados que son predominantemente sostenidos por la matriz. Está compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas, con algunas intercalaciones de tobas. En algunos perfiles (río Metán-arroyo Sauzal, lomas de Medeiros) su espesor es cercano a los 2000 metros (García *et al.* 2013b). Los conglomerados son en su mayoría matriz sostén y carece de orden intero. Entre sus componentes predominan clastos de calizas y areniscas provenientes del Grupo Salta y de metamorfitas del basamento neoproterozoico. Los clastos de volcanitas son escasos (Salfity y Monaldi 2006, Hain *et al.* 2011). La matriz es areno-limosa, pardo rojizo, friable y el cemento es carbonático. Las areniscas son de grano grueso a fino, macizas, en algunos casos con laminación paralela fina a mediana poco marcada. Algunos estratos poseen clastos aislados cercanos a la base. También son comunes intercalaciones de lentes de conglomerados con estructuras en artesa y escasa continuidad lateral. La facies pelítica se compone de limolitas y fangolitas macizas o con laminación paralela fina, asociadas con concreciones de carbonato. Las tobas son de grano fino, grises o blancas y biotíticas, y sus espesores varían entre 50 cm y 1,5 metros (Salfity y Monaldi 2006). El ambiente sedimentario de la Formación Piquete se asocia a abanicos aluviales,



sistemas de ríos entrelazados, llanuras de inundación, y sistemas lacustres de baja energía (Gebhard *et al.* 1974, González Villa 2002, Salfity y Monaldi 2006, Hain *et al.* 2011) que responden al levantamiento de las serranías y la configuración de las cuencas intermontanas durante el Plioceno-pleistoceno temprano en la Cordillera Oriental y Sistema de Santa Bárbara (Gebhard *et al.* 1974, Galli *et al.* 1996, González Villa 2002, Hain *et al.* 2011, García *et al.* 2013b, 2019).

Estudios magnetoestratigráficos indican una edad de aproximadamente 5 Ma para la base de la Formación Piquete (Reynolds *et al.* 1994), mientras que los niveles superiores contienen un nivel de toba datado en 1,3 Ma (Malamud *et al.* 1995). En las localidades de San Lorenzo y Antilla, aledañas al Cerro Negro, existen manifestaciones eruptivas aledañas que fueron descritas por Gioncada *et al.* (2010) que redefinieron estos depósitos como “Complejo Magmático Antilla” y aportan dataciones K/Ar de lavas alcalinas en 4,7 Ma. Estos autores asumen que esta región fue sujeta a procesos de delaminación litosférica durante el Mioceno-Plioceno, siendo las rocas de Antillas los productos volcánicos más orientales de los Andes Centrales, situados a 300 km hacia el este del arco activo, en la intersección de los lineamientos transversales de Archibarca (rumbo NO) y Tucumán (rumbo NE).

2.4.3 Cuaternario: los antecedentes de la estratigrafía cuaternaria en el área de estudio son escasos, estando representados mayoritariamente por sedimentos aluviales y fluviales que yacen en discordancia sobre las unidades más antiguas, junto con delgados depósitos de areniscas y suelos de poca relevancia en gran parte del del área de estudio (Mon y Gutiérrez 2007).

En la zona del estudio, las unidades cuaternarias se encuentran representadas por depósitos proximales de los frentes serranos. Están dispuestos en relación discordante sobre el Subgrupo Jujuy, con secuencias de conglomerados polimícticos gruesos e intercalaciones de areniscas que fueron depositados en abanicos aluviales, como, por ejemplo, los depósitos de abanicos aluviales en ambos lados de la sierra de La Candelaria (Figuras 2.1 y 2.2). Típicamente, los conglomerados de los abanicos aluviales forman superficies aterrazadas suavemente inclinadas en el piedemonte. Estos niveles diferentes, en forma de escalera, indican que el transporte y la



deposición de conglomerados en el piedemonte de las sierras adyacentes deben haber sido interrumpidos por fases de descenso del nivel de base caracterizados por la incisión fluvial, a la que siguió una nueva deposición de gravas conglomeráticas en niveles topográficos más bajos.

Se pueden distinguir en las laderas de la sierra de La Candelaria cinco niveles diferenciados de depósitos conglomeráticos en terrazas. Éstos están siempre asociados a los frentes de los bloques estructurales de basamento y terminan en los centros de las cuencas intermontanas donde se conectan con el sistema fluvial que drena hacia el antepaís. Los conglomerados registran claramente el destechado erosivo asociado con el levantamiento de los bloques tectónicos del Sistema de Santa Bárbara, su composición refleja, por tanto, las diferentes etapas de los impactos erosivos que han afectado a las sierras durante el levantamiento. Los detalles de la composición de estos depósitos de conglomerados aterrizados se darán en el capítulo 4.

3. Marco tectónico regional

El borde oriental de los Andes Centrales del noroeste argentino entre los 23°30' y 27° de latitud sur, se caracteriza por la presencia de fallas y pliegues que afectan a los depósitos sinorogénicos neógenos de la cuenca de antepaís (Cristallini *et al.* 1997, Iaffa *et al.* 2011b). Dichas estructuras consisten en una serie de corrimientos dispersos que levantan sistemas serranos que segmentan en diferentes grados la cuenca neógena de antepaís adyacente, generando un relieve accidentado compuesto por numerosas subcuencas interconectadas de límites difusos (Strecker *et al.* 2012, Iaffa *et al.* 2013) (Figura 2.1). De norte a sur se encuentran las Sierras Subandinas, el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas, mientras que al oeste se ubican la Cordillera Oriental y hacia el este la llanura Chaco-Pampeana. Las Sierras Subandinas se caracterizan por acomodar el acortamiento tectónico horizontal de la corteza superior en una faja plegada y corrida de piel fina prototípica, con un nivel de despegue regional ubicado entre los estratos del Silúrico y el Devónico que se sumerge suavemente hacia el oeste y genera un crecimiento lateral sistemático (Allmendinger *et al.* 1983, Roeder 1988, Aramayo Flores 1989, Sheffels 1990, Baby *et al.* 1997, McQuarrie 2002a, Echavarría *et al.* 2003, Uba *et al.* 2009). Al sur de los 23°30' de latitud se ubica el Sistema Santa Bárbara, donde el



acortamiento orogénico alcanza unos 100 km siendo acomodados principalmente por fallas inversas de alto ángulo que se conectan con niveles de despegue en la corteza superior y media, la cual se considera relativamente delgada (45–55 km) y de composición variable (Cahill *et al.* 1992, Cristallini *et al.* 1997, Kley y Monaldi 2002, Yuan *et al.* 2002, Heit *et al.* 2008, Ibarra *et al.* 2019, Zeckra 2020). Las Sierras Pampeanas ubicadas en el extremo sur, en tanto, constituyen una amplia región de deformación con un extenso levantamiento de rocas del basamento, asociado con fallas inversas enraizadas en la corteza media e inferior que segmentaron el basamento cratónico en bloques. El basamento continental de las Sierras Pampeanas se ha acortado en sentido este-oeste, en paralelo a la dirección de convergencia de las placas, con deformación activa durante el Cenozoico tardío-Cuaternario (González Bonorino 1950, Jordan y Allmendinger 1986, Strecker *et al.* 1989, Costa *et al.* 2018). Por otro lado, la característica principal de la provincia geológica de la Cordillera Oriental es que constituye una cadena montañosa doble-vergente, donde estratos paleozoicos y más jóvenes forman fajas de corrimiento tanto en su margen occidental como oriental, y donde el basamento controla la deformación en su sector interno (Ramos y Aleman 2000). La deformación andina en estas latitudes fue acomodada por corrimientos de piel gruesa con un nivel de despegue estimado entre los 15 y 20 km de profundidad (Cristallini *et al.* 1997, 2004, Pearson *et al.* 2013).

La transición entre los estilos estructurales al norte (donde limita con las sierras Subandinas) y al sur (donde limita con las sierras Pampeanas) del Sistema Santa Bárbara es relativamente abrupta y coincide con los límites del *rift* cretácico del Grupo Salta, indicando que las heterogeneidades del basamento ejercen un control fundamental sobre las características morfoestructurales del antepaís (Grier *et al.* 1991, Kley y Monaldi 2002, Hongn *et al.* 2011). En algunos trabajos regionales pioneros, estos contrastes fueron relacionados con los cambios en el ángulo de subducción de la placa de Nazca como el factor controlante principal (Jordan *et al.* 1983). Interpretaciones basadas en edades de exhumación de las sierras de la Cordillera Oriental sugieren que la compresión andina alcanzó al Sistema Santa Bárbara hacia el Mioceno Superior-Plioceno Inferior y que la actividad de los corrimientos continúa hasta la actualidad (Allmendinger y Gubbels 1996, Carrera *et al.* 2006, Carrapa *et al.* 2011). No obstante, nuevas edades de exhumación a partir de datos termocronológicos de baja temperatura de alta resolución



de la Cordillera Oriental a los 25°S, indican que el patrón de migración de la deformación hacia el antepaís no es sistemático, presentando eventos de propagación abrupta seguidos de subsiguientes reactivaciones en la parte interna del orógeno (Iaffa *et al.* 2013, Pearson *et al.* 2013).

3.1 Marco tectónico local

Dado que la región de Sistema Santa Bárbara no registra evidencias de los eventos famatinianos, la fase de deformación posterior a la orogenia Pampeana corresponde a los procesos extensionales cretácicos que dieron lugar al *rift* del Grupo Salta, cuyas fallas normales se nuclearon en anisotropías tilcáricas del basamento, fomentando el desarrollo de sectores corticales particularmente plausibles de ser reactivados durante la posterior orogenia andina (Salfity y Marquillas 1989). La etapa de *rift* fue seguida de un estadio de subsidencia térmica generando el espacio de acomodación para la depositación de la sucesión de post-*rift* del Grupo Salta, conformada por los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara y que se extiende desde el Cretácico tardío hasta el Paleógeno (Turner 1959, Bianucci *et al.* 1981, Salfity y Marquillas 1994, Marquillas *et al.* 2005). Los primeros indicios de la compresión andina han sido reportados en el extremo occidental de la Cordillera Oriental donde estratos de crecimiento asociados a fallas inversas ciegas afectan a los depósitos basales (Eoceno-Oligoceno) de la incipiente cuenca de antepaís (Payrola Bosio *et al.* 2009, Hongn *et al.* 2010, del Papa *et al.* 2013). La deformación andina ha sido fuertemente influenciada por la reactivación de las fallas extensionales del *rift*, con orientaciones variadas, dando lugar en algunos sectores a fallas oblicuas transpresivas y de alto ángulo (Kley y Monaldi 2002, García *et al.* 2019).

La deformación no avanza regularmente a lo largo de todo el antepaís en una secuencia normal, sino en forma irregular por la interacción con estructuras paleozoicas y mesozoicas, dando lugar a eventuales migraciones abruptas del frente orogénico hacia el antepaís que luego deben ser compensadas por la reactivación fuera de secuencia de corrimientos en el sector interno de la faja plegada (García *et al.* 2013, Iaffa *et al.* 2013, Pearson *et al.* 2013, Seggiaro *et al.* 2015). Este proceso produce el levantamiento de sierras con núcleos de basamento y anticlinales que segmentan el antepaís dando lugar a cuencas fragmentadas parcialmente



interconectadas (Mon *et al.* 2005, Iaffa *et al.* 2011b). Si bien en el Sistema Santa Bárbara las estructuras de vergencia oeste son dominantes en superficie, el transporte tectónico principal está controlado por estructuras profundas de vergencia oriental (Kley y Monaldi 2002, Pearson *et al.* 2013).

Las profundidades de los principales niveles de despegue de los corrimientos fueron estimadas en 20 km por Cristallini *et al.* (1997), entre 10 km y 16 km por Kley y Monaldi (2002) y alrededor de 10 km por Pearson *et al.* (2013). La sedimentación sinorogénica de antepaís, coetánea con la estructuración y el avance hacia el este de la faja plegada y corrida, está representada por los depósitos aluviales y fluviales espesos dispuestos en ciclos grano y estratocrecientes del Grupo Orán (Russo 1972, Gebhard *et al.* 1974, Russo y Serraiotto 1979).

La evolución estructural de las cuencas de Metán y Choromoro estuvo influenciada por las discontinuidades corticales heredadas de los ciclos orogénicos previos. En el margen oriental de la cuenca de Metán, la amplia antifforma que da lugar al Cerro Colorado expone un antiguo *hemigraben* totalmente invertido que llega a exhumar rocas devónicas del sustrato de la cuenca del Grupo Salta (González Bonorino 1950, Bianucci *et al.* 1981, Grier *et al.* 1991, Kress 1995, Cristallini *et al.* 1997, Mon *et al.* 2005, Iaffa *et al.* 2011b). Por lo que fue mencionado anteriormente, el borde oriental de la cuenca de Metán se encuentra controlado por la falla El Galpón (INPRES, 1994) de rumbo NNE-SSO, que ha sido interpretada, a partir del análisis de líneas sísmicas, como una falla normal cretácica invertida durante la orogenia andina a partir del Plioceno tardío (Mon 1976, Grier *et al.* 1991, Cristallini *et al.* 1997, Iaffa *et al.* 2011b). Estratos de crecimiento identificados en el Subgrupo Jujuy son la principal evidencia del inicio de la deformación en este sector (Iaffa *et al.* 2011b).

Al sur de la cuenca de Metán, en el extremo austral del Sistema Santa Bárbara, la sierra de La Candelaria ha sido objeto de algunos estudios previos relevantes. Según Barcelona *et al.* (2014), el levantamiento de la sierra de La Candelaria se produjo durante varias etapas de levantamiento con estilos de deformación de piel gruesa. De acuerdo con estos autores, la sierra está limitada al este por una falla inversa buzante hacia el oeste con alto ángulo y rumbo N-S que



se correspondería con una falla normal cretácica invertida durante la compresión andina (Iaffa *et al.* 2013), y con la ayuda de otra falla conjugada se levantó la sierra en forma de *pop-up*. Por otra parte, Seggiaro *et al.* (2015) propusieron que la sierra de La Candelaria se estructuró mediante un sistema de corrimientos vergentes al este con un nivel de despegue que disminuye de 8 a 2,5 km de profundidad en la dirección de transporte. La interpretación de líneas sísmicas y construcción de perfiles estructurales en la cuenca intermontana de Choromoro, ubicada inmediatamente al oeste de la sierra de La Candelaria, permitieron a Abascal (2005) proponer una combinación de estilos tectónicos de piel gruesa y fina. Este último estaría caracterizado por la presencia de un nivel de despegue desarrollado en sedimentos friables del Subgrupo Santa Bárbara a 3 km de profundidad que genera pliegues que afectan exclusivamente a la cobertura sedimentaria suprayacente y forman parte de un sistema imbricado de corrimientos somero.

De acuerdo con la sismicidad cortical de magnitud moderada a fuerte registrada en el noroeste argentino (Cahill *et al.* 1992, Zeckra 2020, INPRES 2021) pero solo con unos pocos eventos directamente correlacionables con las estructuras cuaternarias mapeadas con antecedencia (Costa *et al.* 2006, Casa *et al.* 2014, Spagnotto *et al.* 2015), resulta clave mejorar la caracterización de la tectónica activa cuaternaria para inferir el potencial comportamiento sismogénico de las estructuras de la región. La actividad tectónica compresiva se extiende durante el Cuaternario siendo registrada en terrazas fluviales y abanicos aluviales plegados, estratos de crecimiento y escarpas de fallas del Sistema Santa Bárbara y la Cordillera Oriental (Ramos *et al.* 2006, Carrera y Muñoz 2008, Hain *et al.* 2011, Barcelona *et al.* 2014, Casa *et al.* 2014, García *et al.* 2013a, 2013b, 2019, Gutiérrez y Mon 2007, Arnous *et al.* 2020, Figueroa Villegas *et al.* 2021). Numerosos ejemplos de deformación cuaternaria han sido documentados en las cuencas intermontanas de la Cordillera Oriental, como en los valles de Humahuaca, Lerma y Calchaquí (Sancho *et al.* 2008, Pingel *et al.* 2013, García *et al.* 2013, 2019, Figueroa Villegas *et al.* 2021), así como en el extremo noreste del Sistema Santa Bárbara (Ramos *et al.* 2006) y en la cuenca de Santa María perteneciente al extremo noroeste de las Sierras Pampeanas (Strecker *et al.* 1989, Bossi *et al.* 2001). Específicamente dentro del área de estudio, en la sierra de La Candelaria y la cuenca de Metán existen algunos antecedentes relevantes para el análisis neotectónico (Gutiérrez *et al.* 1997, Barcelona *et al.* 2014, Zeckra *et al.* 2020, Arnous *et al.*



2020). Sin embargo, más estudios son necesarios para dilucidar el comportamiento actual de las estructuras principales y sus manifestaciones neotectónicas en la superficie.



CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA Y DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN

1. Metodología de la investigación morfológica

El estudio de las características geomórfológicas se basó en la interpretación de modelos de elevación digital (MED) de alta resolución e imágenes satelitales (Landsat 8, bandas 2, 3 y 4) que combinada con imágenes de *Google Earth*, sirvió de base para la posterior validación de campo de las geoformas (abanicos aluviales, pedimentos, terrazas fluviales, etc.) identificadas en ambos piedemontes de la sierra de La Candelaria. El mapeo detallado de la red de drenaje y las formas de relieve cuaternarias fue efectuado mediante el auxilio de un Sistema de Información Geográfico (SIG).

Además, se generaron mapas morfométricos de pendiente y de la red de drenaje en base a dos modelos de elevación digital MED con resoluciones espaciales de 12,5 m y 5 m (ALOS PALSAR y RESTEC respectivamente). También se analizaron las características del relieve y drenaje local utilizando el programa TopoToolbox (Schwanghart y Kuhn 2010, Schwanghart y Scherler 2014). Asimismo, se utilizó el Modelo de elevación digital de 5 m para generar perfiles longitudinales de los ríos en las quebradas principales, para que sirvieran de base en el mapeo y con la interpretación de la evolución morfotectónica de los piedemontes. Los mapas de gradiente de los ríos resultantes, junto con las redes de drenaje derivadas y los perfiles longitudinales de los ríos, además de un mapeo de “*KnickPoints*”, ayudaron a realizar un análisis y una interpretación de anomalías del relieve y del drenaje, así como a identificar la presencia de escarpas y pliegues relacionados con fallas ciegas neotectónicas.

2. Metodología de la investigación geofísica somera

2.1 Fundamentos del método geoeléctrico

Las mediciones de resistividad eléctrica del subsuelo o métodos geoeléctricos representan una técnica desarrollada durante los últimos 50 años que ha sido usada en forma exitosa para resolver un amplio rango de problemas geológicos, como monitorear la contaminación de aguas subterráneas (Ogilvy *et al.* 1999) así como localizar, modelar y caracterizar fallas cuaternarias



activas (Nguyen *et al.* 2005, 2007, Fazzito *et al.* 2006, 2008, 2009a, Terrizzano *et al.* 2008, 2010).

A grandes rasgos, los métodos geoelectricos consisten en la inducción de una corriente eléctrica en el terreno y la posterior medición del voltaje producido por la misma en puntos determinados de la superficie, generalmente ubicados a lo largo de una línea recta (Loke, 2004). A partir del valor de la corriente inducida y del voltaje resultante, se puede obtener, aplicando la Ley de Ohm, la resistividad de objetos o zonas del subsuelo:

$$R = \frac{\Delta V}{I}$$

Donde, R = resistencia eléctrica del objeto, ΔV = diferencia de potencial medida entre los extremos del objeto, e I = intensidad de la corriente eléctrica inducida en el terreno. Cada tipo de material o estructura en el subsuelo presenta un rango de resistividad característico, cuyo valor sirve de base para la interpretación de los resultados. Por otro lado, la resistencia eléctrica R también verifica la expresión:

$$R = \frac{\rho}{K}$$

Donde K es una constante que depende de la geometría del circuito y del objeto conductor, y (ρ) la resistividad eléctrica de dicho objeto. Igualando ambas expresiones se obtiene:

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

Esta ecuación es la base fundamental del método geoelectrico y permite obtener de forma sencilla la resistividad eléctrica ρ del subsuelo.

Por lo tanto, conociendo la intensidad de corriente inyectada por los electrodos A y B (Figura 3.1) y midiendo los potenciales inducidos entre los electrodos M y N, aplicando la fórmula anterior, resultará una resistividad ficticia ρ_a , que no será igual a la resistividad ρ_1

verdadera de la zona del electrodo A, ni a la ρ_2 bajo los electrodos M, N y B, sino que dependerá de ρ_1 , ρ_2 y ρ_3 . Esta resistividad no puede considerarse ni como el promedio ni como la media ponderada de las tres resistividades, pudiendo ocurrir que fuese mayor o menor que cualquiera de ellas. La resistividad ficticia ρ_a , que se obtiene aplicando a los datos obtenidos sobre un medio heterogéneo, asumiendo que se trata de un medio homogéneo, se conoce como resistividad aparente.

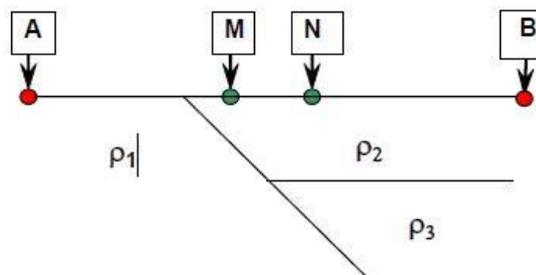


Figura 3.1. Heterogeneidades en el subsuelo (modificado de Loke (1999)).

ρ_a es la variable experimental básica en todos los estudios geoelectricos. De este modo, la expresión general de la resistividad aparente de subsuelo tendrá la forma:

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

donde:

ρ_a = resistividad aparente del subsuelo

K= constante del dispositivo geoelectrico, que depende de la geometría del mismo

ΔV = Voltaje medido

I = Intensidad de la corriente inyectada

2.2 Arreglos geométricos de electrodos

En un estudio geoelectrico, el arreglo de electrodos utilizado dependerá de las resoluciones vertical y horizontal deseadas y de la profundidad de penetración que se pretenda alcanzar, además de las características específicas de los elementos geológicos a estudiar.



Los diferentes tipos de dispositivos empleados en el método geoelectrico se diferencian entre sí por la distancia relativa entre electrodos, y la posición de los electrodos de corriente respecto a los de potencial. En la Figura 3.2 se muestran los arreglos de electrodos empleados con mayor frecuencia: Wenner, Schlumberger y dipolo-dipolo. A cada arreglo le corresponde un determinado factor geométrico (g), si conocemos g , la corriente eléctrica (I) inyectada y la diferencia de potencial eléctrico (ΔV) medido, se puede obtener la resistividad aparente (ρ_a). Para perfiles con igual número de electrodos, la resolución del método disminuye logarítmicamente con el incremento de la profundidad (Dahlin y Loke 1998).

Considerando que el objetivo principal fue obtener imágenes eléctricas de fallas en el subsuelo y que las mismas pueden ser subverticales o de alto ángulo, en este trabajo se optó por utilizar en todos los casos el tendido dipolo-dipolo, dada su alta sensibilidad para cambios de resistividad en sentido horizontal.

En el arreglo dipolo-dipolo los electrodos se disponen en un orden ABMN, donde la distancia a entre los electrodos de corriente ($C1 - C2$) es la misma que entre los electrodos de potencial ($P1 - P2$). La distancia entre los pares de electrodos es $(n+1)a$ (Figura 3.2).

Cada uno de estos dispositivos o arreglos tiene una ecuación que proporciona el valor de la resistividad aparente:

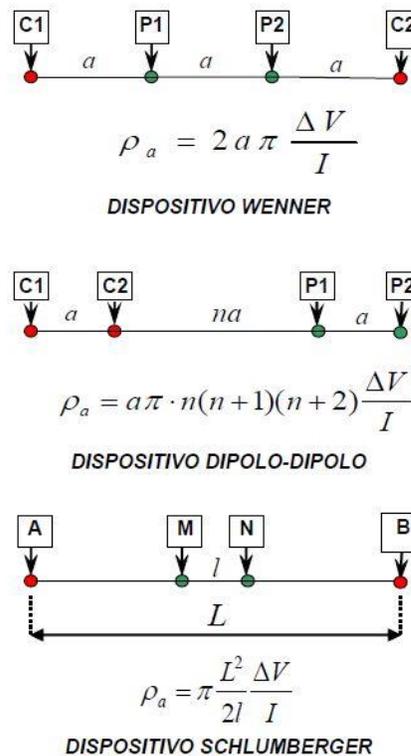


Figura 3.2. Diferentes tipos de arreglos de electrodos para estudios geoelectricos. Para denotar los electrodos, se ha empleado la notación internacional empleada con mayor frecuencia (modificado de Loke 1999, 2001).

2.3 Tomografía eléctrica (adquisición y procesamiento)

Dentro de los métodos geoelectricos, la técnica de modelado más difundida es la que se conoce como “Tomografía Eléctrica” (ERT, Loke 2004). En forma resumida, el método tomográfico consiste la generación de modelos que representen la distribución de resistividades aparentes en el subsuelo en base a las mediciones obtenidas.

La técnica de la tomografía eléctrica emplea los valores de resistividad aparente pa medidos con los dispositivos geoelectricos sobre la superficie del terreno, para generar imágenes del subsuelo donde se representan los valores modelados de resistividad verdadera de las diferentes zonas del subsuelo. La relación entre la resistividad aparente y la resistividad verdadera es una relación compleja. Para determinar la resistividad verdadera del subsuelo a partir de los valores de la resistividad aparente, se aplica la técnica de la “inversión” (Loke



2004). El objetivo de la inversión geofísica eléctrica es, como se acaba de indicar, encontrar un modelo de distribución de resistividades verdaderas en el subsuelo, que genere una respuesta similar a los valores de resistividad aparente medidos. Las relaciones matemáticas entre los valores de resistividad aparente medidos y la resistividad verdadera del subsuelo se obtienen a partir de métodos de elementos finitos o de diferencias finitas.

La profundidad de penetración en tales estudios generalmente depende de la separación de los electrodos y la longitud del perfil. Por ejemplo, en este estudio para una separación de electrodos de 6 m, la profundidad máxima de penetración oscila entre 50 y 60 m. La resistividad varía entre las áreas del subsuelo de acuerdo con diferentes composiciones mineralógicas y el contenido de fluidos (Loke y Barker 1995). Los valores de resistividad en el subsuelo no dependen únicamente de los minerales que constituyen los sedimentos, sino también de la saturación en agua y su salinidad, además de la distribución de los poros en los depósitos y la profundidad (que determinará la presión y la temperatura) (Loke 1996-2002). La presencia de fracturas o de zonas de falla brechadas en los sedimentos aumenta considerablemente la porosidad y la permeabilidad de los mismos, lo que incrementa la circulación de fluidos y en consecuencia disminuye la resistividad. Las heterogeneidades laterales de corta longitud de onda permiten eventualmente interpretar la arquitectura de fallas, su cinemática asociada y los patrones de deformación, al menos en cierta medida (Kübler *et al.* 2018). Todos los levantamientos ERT se realizaron con configuraciones idénticas de electrodos dipolo-dipolo y se registraron con 48 electrodos a equidistancias de 6 m, para lograr perfiles de 288 m de largo total en cada uno de los sitios de levantamiento. Los perfiles se diseñaron con orientaciones perpendiculares a las escarpas de falla (Figura 3.3), cada perfil se centró en el punto más sobresaliente de la escarpa para intentar resolver lo mejor posible la geometría de la falla en subsuelo. Se escogió realizar el estudio durante la estación seca (otoño-invierno austral), cuando el nivel de la capa freática generalmente cae entre 50 y 60 metros debajo de la superficie. Esta información se obtuvo de los agricultores cuyos suministros de agua dependen de pozos locales, que son monitoreados regularmente. Para lograr una mayor penetración a lo largo del perfil del piedemonte oriental de la sierra de La Candelaria, se realizó el perfil a lo largo de un canal de corriente efímero que atraviesa el escarpe de la falla El Quemado (Figura 3.3.b). El equipo de



geo-resistividad utilizado fue un ARES de “GF Instruments Inc”. (<http://www.gfinstruments.cz>) que permite obtener mediciones totalmente automatizadas.

Los valores de resistividad aparente se invirtieron automáticamente utilizando el software RES2DINV (Loke y Barker 1995), que aplica un método de inversión 2D. Esta rutina se basa en una inversión de cuadrados mínimos con restricción de suavizado, implementada utilizando una técnica de optimización cuasi-Newton (Sasaki, 1992).

La optimización ajusta el modelo de resistividad 2D minimizando iterativamente los residuos de las resistividades aparentes. La raíz cuadrática media (RMS) se tiene en cuenta al evaluar la eficiencia del proceso de minimización en el enfoque de cuadrados mínimos, para todos los conjuntos de datos y configuraciones. Basados en (Loke 2004), estimamos que un error $RMS < 10\%$ es lo suficientemente bajo para considerar que el modelo sea aceptable.

En el caso del perfil E1a del flanco occidental de la sierra de La Candelaria (Figura 3.3.a), tras cuatro iteraciones, obtuvimos un error RMS confiable de 3.0 %, con valores de resistividad que varían entre 7 y 1100 ohm.m y una profundidad de penetración máxima de 65 m. Mientras que la inversión para el perfil E1b arrojó buenos resultados después de cuatro iteraciones utilizando la misma configuración que para el perfil E1a. Los valores de resistividad obtenidos en este caso varían entre 6 y 800 ohm.m, con un error (RMS) de 5.1% tras cuatro iteraciones y una profundidad máxima de penetración de unos 65 m.

Para los perfiles del flanco oriental, el perfil E2 (Figura 3.3.b) resultó en un modelo de inversión aceptable después de cuatro iteraciones obteniendo un error RMS razonable de 4.2 %. Mientras que, para el perfil más oriental, E3, de la sierra de La Candelaria (Figura 3.3.c), obtuvimos un modelo factible después de solo dos iteraciones con un error RMS de 7,3 %. Los valores de resistividad oscilaron en un rango de entre 0.5 y 250 ohm.m.

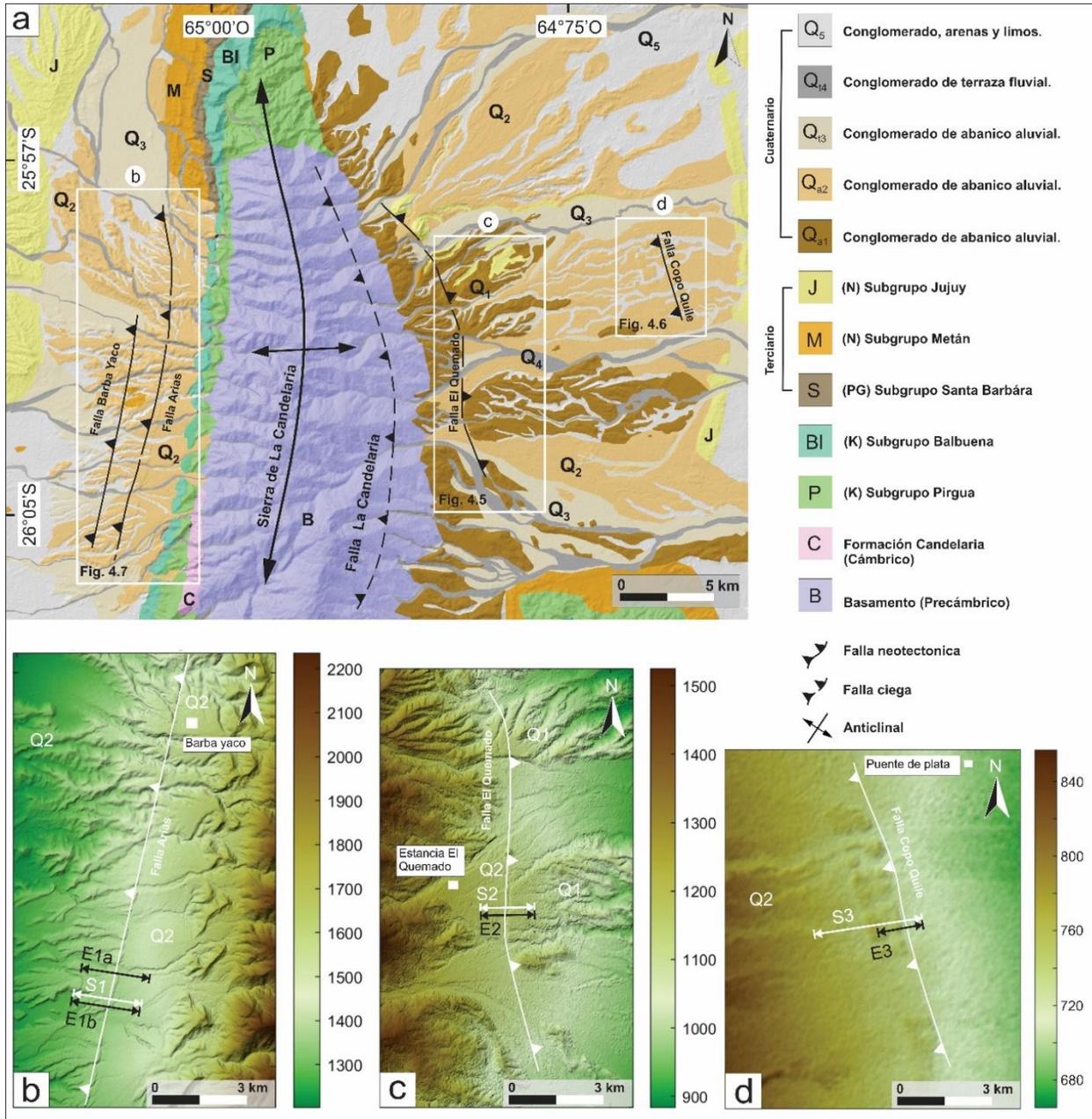


Figura 3.3. a) Mapa geológico del área de estudio que muestra las zonas donde se realizaron los perfiles eléctricos y sísmicos sobre las dos laderas de la sierra de La Candelaria. b) c) y d) Modelos de elevación digital. En los mapas de elevación se ve la ubicación de los perfiles sobre las fallas Arias, El Quemado y Copo Quile, respectivamente. E: perfil geoelectrónico, S: perfil sísmico.



2.4 Fundamentos de tomografía sísmica de refracción

La sísmica de refracción es un método geofísico de prospección que consiste en el análisis de la propagación de ondas sísmicas de compresión (onda P), generadas mecánicamente, al atravesar rocas y sedimentos del subsuelo (Reynolds 1997). El parámetro físico que se analiza es la velocidad de propagación de la onda P (V_p) que depende esencialmente del grado de compactación de las capas consideradas, permitiendo a partir de la diferencia de tiempo en los arribos inferir la distribución de velocidades en profundidad. Tal parámetro aporta información acerca de las características geomecánicas de la zona en que se apliquen. Al incidir una onda P sobre una superficie limitante entre dos medios se generan seis ondas diferentes: P refractada, P reflejada, S refractada, S reflejada, Rayleigh y Love.

En el método sísmico de refracción se emplean sólo las ondas refractadas, pero solo se observan los primeros arribos de las ondas P que son las veloces, por lo que se prescinde de las sucesivas ondas arrivantes.

La liberación de la energía necesaria se realiza con golpes de mazas o caída de una masa acelerada. A lo largo de la superficie se instalan geófonos, que captarán las ondas refractadas provocadas por las sucesivas ondas inducidas. Se registra el tiempo que las ondas tardan en alcanzar el geófono desde que son emitidas (Figura 3.4). Los arribos mencionados son la base para generar un modelo de velocidad que representa la distribución de velocidades en función de la profundidad.

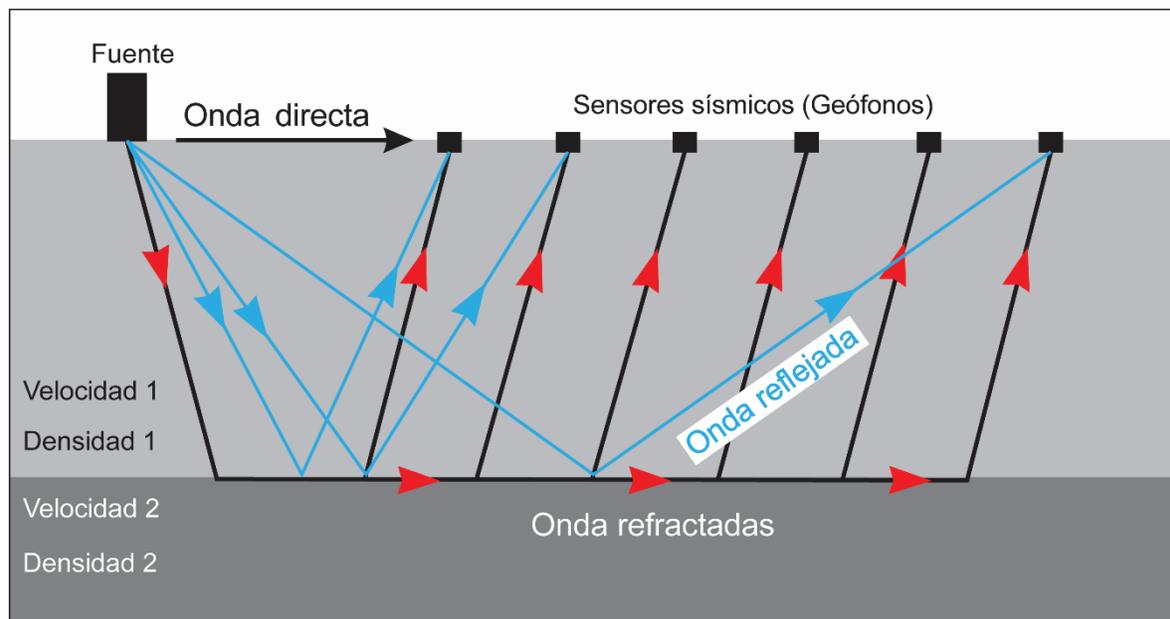


Figura 3.4. Ilustración esquemática de la propagación de las ondas sísmicas directas, reflejadas y reflejadas en el subsuelo (modificado de Reynolds (1997))

2.5 Tomografía sísmica de refracción (adquisición y procesamiento)

Para realizar la adquisición, en primer lugar, se disponen los geófonos a lo largo una línea recta. A continuación, se golpea el suelo con la caída libre de un cuerpo metálico con un peso de 100 kg en uno de los puntos de disparo. La perturbación provocada por el impacto genera ondas que se propagan por el subsuelo y son recogidas por cada geófono. A este impulso mecánico el geófono lo convierte en impulso eléctrico, que después de amplificado, pasa a la pantalla del sismógrafo en forma de señal visible generando los diferentes frentes de ondas y dando lugar a un registro.

La operación anteriormente descrita, es repetida para cada punto de disparo de la línea sin variar la posición de los sensores, obteniéndose así la máxima cobertura posible. Posteriormente, se aplica un programa de tratamiento de datos, que generará las isolíneas de velocidades y dibujará un perfil con los espesores de las capas refractoras.



En esta tesis, llevamos a cabo tres perfiles de tomografía de refracción sísmica (S1, S2 y S3) en los mismos lugares donde se realizaron los estudios de ERT (Figura. 3.3). Para ello, se utilizó un sismógrafo de exploración GEODE conectado a 24 geófonos con componentes verticales de 4,5 Hz con una equidistancia de 10 m (Figura. 3.5.a). La fuente sísmica consistió en un peso acelerado de 100 kg y una trayectoria de aceleración de 2 m de altura. Realizamos un promedio de tres impactos (o disparos) por sitio para poder mejorar la relación señal/ruido al apilar los conjuntos de resultados para cada punto de disparo.

En la línea sísmica S1 realizamos dos disparos adicionales, a 30 m y 70 m desde el primer geófono a lo largo de la línea de perfil. Esta configuración se repitió nuevamente para el último geófono en la línea sísmica, como se muestra en la (Figura 3.5.b). Se realizaron otros disparos adicionales a 125 m, 185 m y 255 m desde la primera posición de disparo (Figuras 3.6.a, 3.6.b).

Para la línea sísmica S2 (Figuras 3.5.b, 3.6.d) realizamos disparos a 5, 30 y 70 m de compensación desde el primer geófono en la línea, y a 5, 30, 70 y 110 m de compensación desde el último geófono. También se realizaron tres disparos adicionales en posiciones intermedias, a 125, 180 y 245 m de distancia del primer geófono.

Para la línea sísmica S3 (Figuras 3.5.b, 3.6.c) realizamos dos adquisiciones sísmicas con disparos a 5 m y 35 m de compensación desde el primer geófono, y disparos a 5 y 35 m desde el último geófono. También se utilizaron cuatro disparos adicionales en las posiciones intermedias a 90, 150, 170 y 210 m del primer geófono. Por lo tanto, la línea sísmica S1 fue la más larga y la línea sísmica S3 la más corta en nuestro estudio, debido principalmente a las limitaciones de acceso.

Procesamos los datos de la tomografía de refracción sísmica utilizando el software SeisImager/2DTM Manual (<http://www.geometrics.com>), que aplica la metodología propuesta por Hayashi y Takahashi (2001). Este método utiliza el algoritmo modificado del modelado directo desarrollado por Moser (1991) que se basa en una técnica sensible a las heterogeneidades del subsuelo representadas por cambios laterales en las velocidades de las ondas sísmicas.



Realizamos una inversión para las primeras llegadas de ondas P seleccionadas manualmente. Al comparar los tiempos de viaje observados con los tiempos de viaje teóricos de un modelo preliminar en capas, generamos un modelo de velocidad sísmica final siguiendo diez inversiones para cada perfil sísmico. Nuestros resultados fueron congruentes, con un error RMS de 3,2 % para la línea occidental (S1), un error RMS de 4,1 % para la línea sísmica S2 y un error RMS de 3,6 % para la línea sísmica S3. Los residuos se determinaron cuantitativamente tras cada iteración y se verificó cualitativamente la distribución espacial de las trayectorias de rayos modeladas. Utilizando diferentes modelos de velocidad sísmica inicial y una buena cobertura de trayectoria de rayos con la inversión de los datos de refracción de la velocidad de la onda P 2D, los resultados a una profundidad de aproximadamente 80 o 90 m (Widess 1973) mostraron ser congruentes.

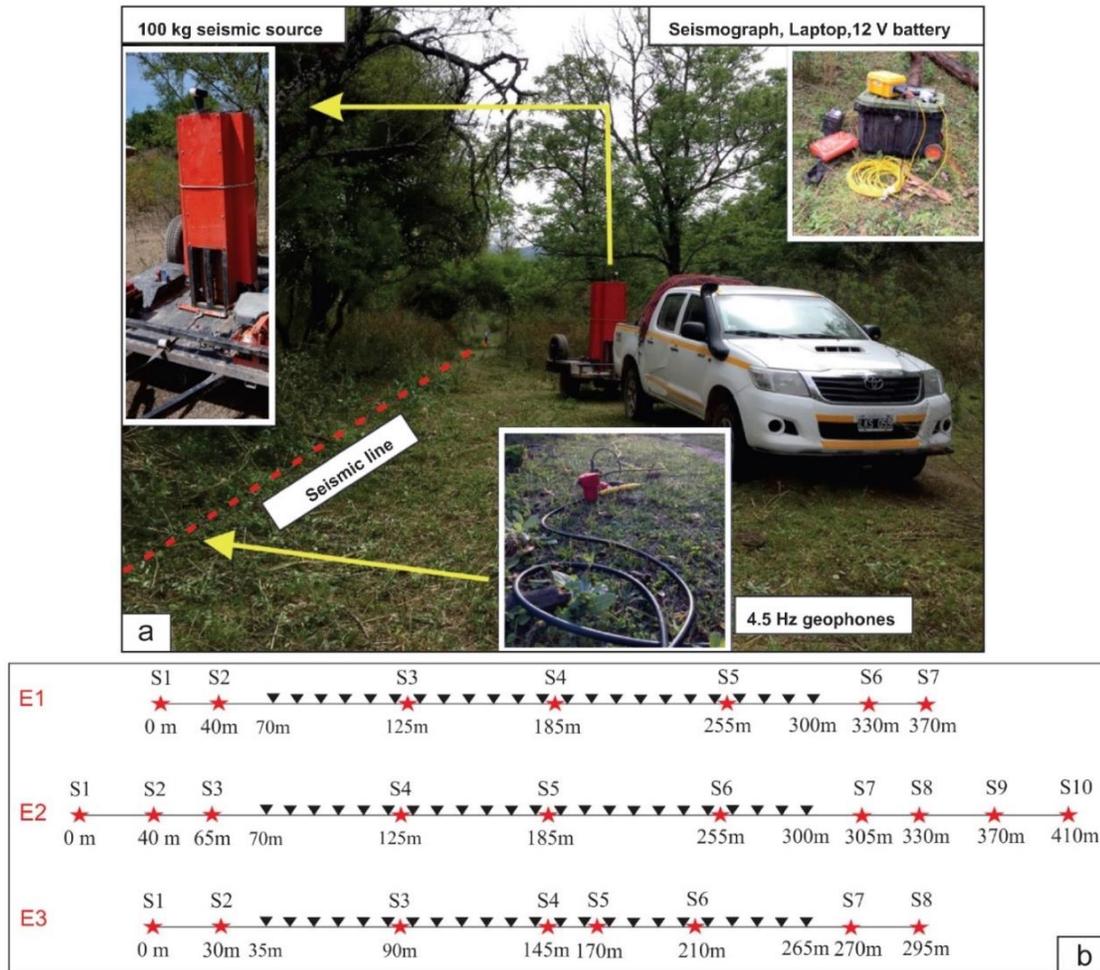


Figura 3.5. (a) Equipo utilizado en la adquisición sísmica, (b) diseño del estudio sísmico que muestra la ubicación del punto fuente y los receptores en los tres perfiles sísmicos.

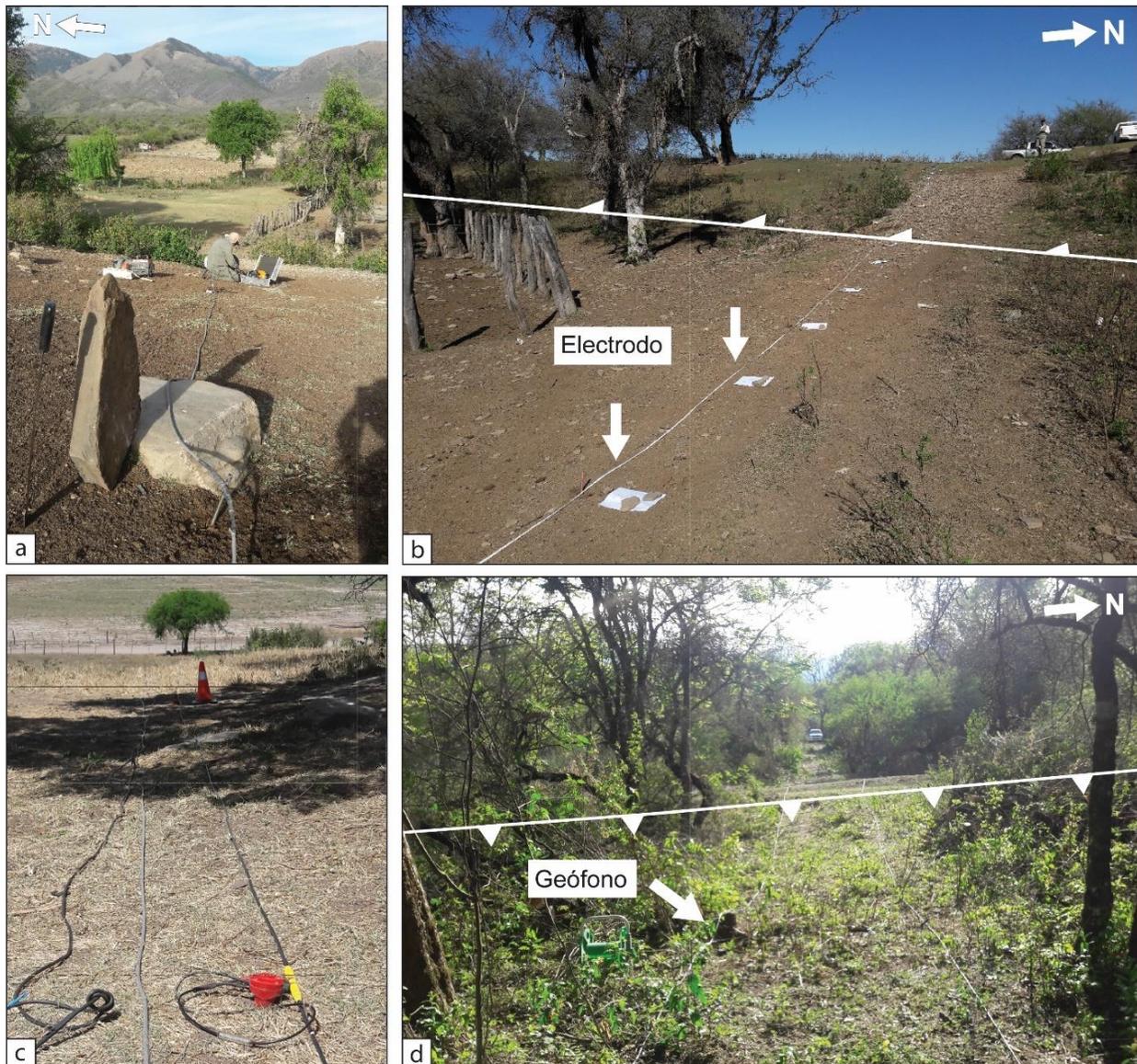


Figura 3.6. Tendidos geoelectricos y de sísmica de refracción en las distintas escarpas de la zona de estudio (a y b). Escarpa de la falla Arias. (c) Escarpa de la falla Copo Quile (d) Escarpa de la falla El Quemado. Ubicación de las fallas indicadas en la línea blanca.

3. Sísmica de reflexión

Se contó con una base de líneas sísmicas de reflexión, otorgadas oportunamente por la secretaría de Minera de la provincia de Salta. La mayor parte fue relevada por la empresa petrolera estatal Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Y.P.F.). Se seleccionaron 9 líneas sísmicas de calidad aceptable, ubicadas en el sur de la cuenca Metán y el norte de la cuenca Choromoro y



son 4197, 44093, 4234-x, 44094, 44084, 44083, 45113, 45116, 36101. Por otra parte, dichas líneas fueron registradas con distancia entre los geófonos de 25 m o 50 m, y fueron aplicados algunos procesos preliminares sobre dichas líneas para eliminar ruido y generar un *stack* sísmico final. No tuvimos otras informaciones sobre más procesos aplicados sobre estas líneas

El método de reflexión sísmica es la técnica geofísica más utilizada y conocida por la industria de los hidrocarburos debido en gran parte con el éxito exponencial en los estudios exploratorios en función de una creciente inversión en su desarrollo, junto con el desarrollo de tecnología electrónica y de computación avanzada. Ahora se pueden producir secciones sísmicas para revelar detalles de estructuras geológicas en escalas de hasta algunos pocos metros. Parte del éxito espectacular del método radica en el hecho de que los datos crudos se procesan para producir una sección sísmica que es una imagen de la estructura del subsuelo (Kearey *et al.* 2002).

El método de reflexión requiere una fuente de energía sísmica y un sistema apropiado de detección (geófonos o hidrófonos) y registro (sismógrafos). Para que una onda sísmica sea reflejada hacia la superficie, debe existir una interfaz debajo de la superficie a través de la cual haya un contraste en la impedancia acústica (Reynolds 1997).

En los estudios de reflexión sísmica, los pulsos de energía sísmica se reflejan desde las interfaces del subsuelo y se registran con una incidencia en la superficie. Los tiempos de viaje se miden y se pueden convertir en estimaciones de las profundidades de las interfaces. Los levantamientos de reflexión se realizan con mayor frecuencia en cuencas sedimentarias. En tales situaciones, la velocidad varía en función de la profundidad, debido a las diferentes propiedades físicas de las capas individuales. La velocidad también puede variar horizontalmente, debido a cambios litológicos laterales dentro de las capas individuales o debido a la presencia de fallas (Reynolds 1997).

3.1 Filtrado de las secciones sísmicas de reflexión

Para realizar una interpretación más realista de las líneas sísmicas fue de gran importancia el procesamiento secundario de los datos para eliminar la presencia de ruidos del registro sísmico, ya que las líneas sísmicas fueron adquiridas en los años 1982 y 1984 y el procesamiento de estas líneas fue muy básico.

En primera instancia, se realizó un proceso de filtro (Band Pass Filter) de baja frecuencia (0 - 30 Hz) con el fin de disminuir el ruido ambiental (ground noise) (Figura 3.7). El filtro cumple la función de dejar pasar ciertas frecuencias (5-20 Hz), localizadas dentro de un ancho de banda determinado, y atenúa las que se encuentran fuera de este ancho. Las frecuencias de corte inferior (f_1) y superior (f_4) las que determinan, a partir de su posición, cuáles serán las frecuencias inferiores a f_1 y mayores a f_2 a filtrar. Las frecuencias entre f_1 y f_2 son atenuadas en forma gradual.

Se obtuvieron resultados aceptables, los ruidos disminuyeron permitiendo el reconocimiento de los reflectores con una mejor resolución y claridad (Figura 3.8). Este filtro fue aplicado sobre todas las líneas sísmicas.

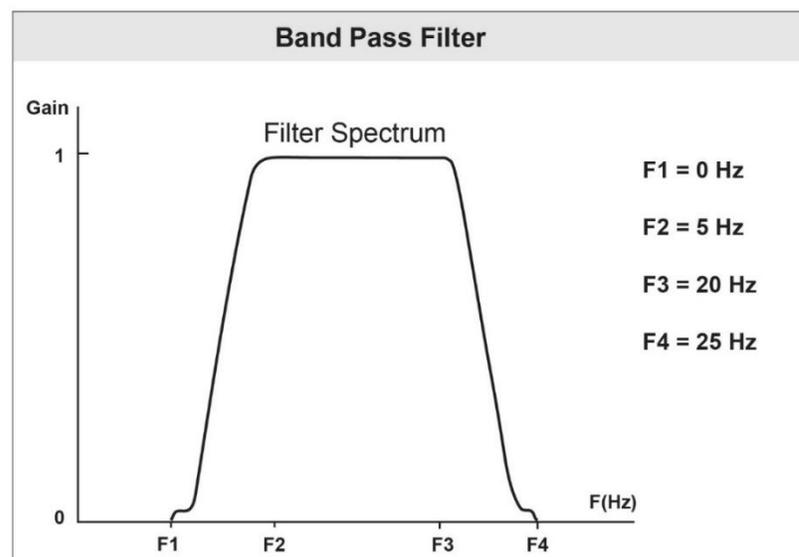


Figura 3.7. Filtro de espectro aplicado para reducir el ruido ambiental (*ground noise*) en las líneas sísmicas aplicado con el programa Seisec (licencia libre).

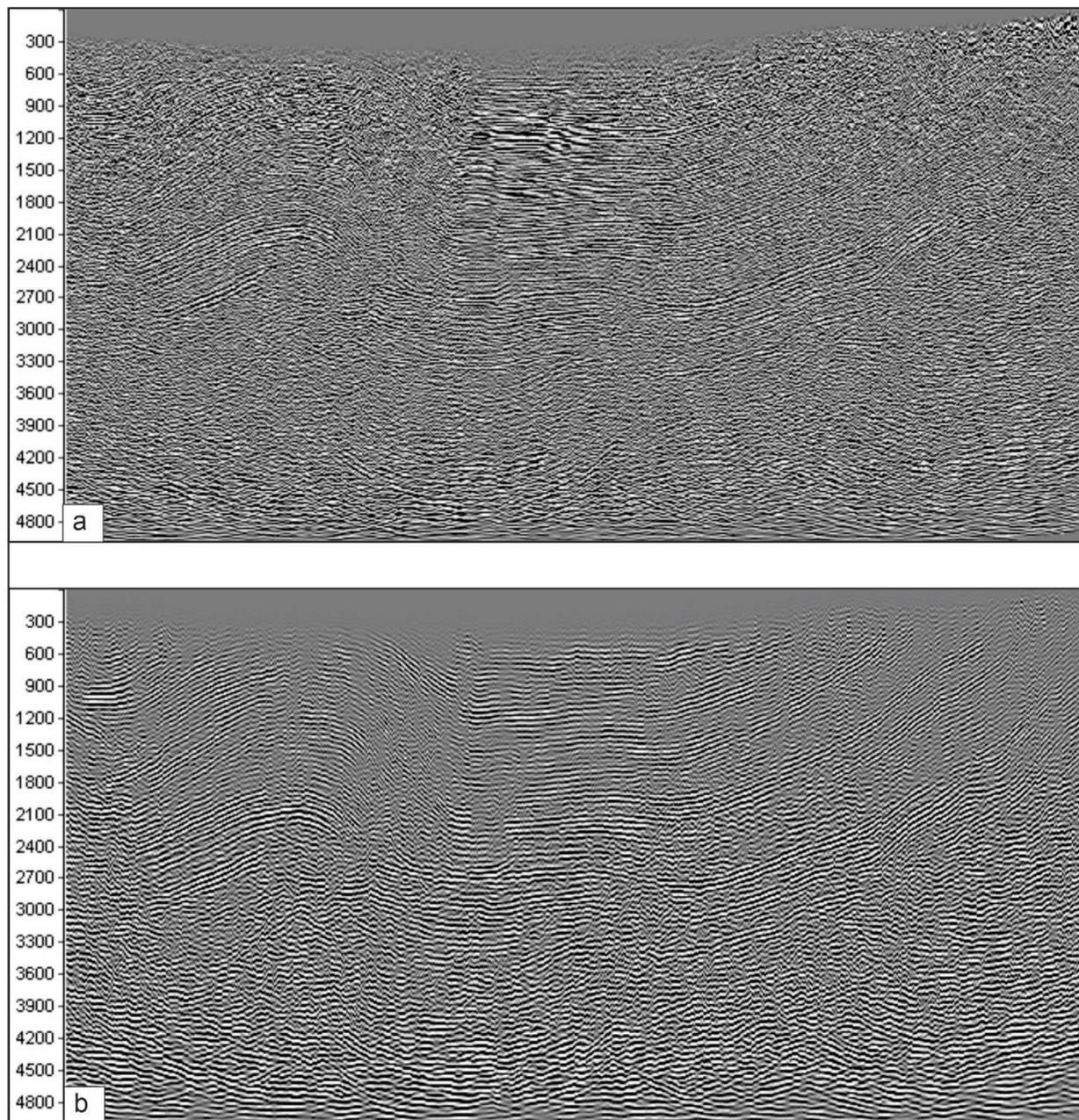


Figure 3.8. a) Línea sísmica antes de aplicar el filtro. b) Línea sísmica después de aplicar el filtro.

3.2 Conversión de tiempo a profundidad

Los datos sísmicos fueron convertidos de tiempo a profundidad utilizando las velocidades de intervalo calculadas a partir de una tabla de velocidades derivada de datos de pozos y de los



datos del procesamiento previo de las líneas sísmicas. Los parámetros de entrada incluyen una velocidad inicial (v_0) y la tasa de cambio de velocidad con la profundidad (k) y la conversión de profundidad se lleva a cabo utilizando la siguiente ecuación, donde:

$$Z = \frac{V_0(e^{kt} - 1)}{K}$$

z = el espesor de la capa en metros. v_0 = la velocidad inicial en metros por segundo. k = la tasa de cambio de velocidad con la profundidad en segundos. t = el tiempo de viaje de ida (OWTT) en segundos. e = la base del logaritmo natural.

El procedimiento se realizó con el software Move2D (Petroleum Experts Ltd.). El único problema de convertir la línea sísmica con la interpolación lineal es que las capas con alta inclinación pueden sufrir deformación y aparecen más delgadas de lo que deberían ser.

4. Metodología del modelado cinemático

El objetivo principal del modelado cinemático es la reconstrucción de los procesos de deformación tectónica involucrados en la estructuración de las rocas. Para ello, son de suma importancia tanto las observaciones directas de relaciones estructurales y estratigráficas basadas en el trabajo de campo como las observaciones indirectas del subsuelo por medio de estudios geofísicos.

La interpretación estructural moderna ya no se limita a dibujar líneas a lo largo de planos de fallas en secciones transversales debido a las limitaciones que sólo permiten generar geometrías simples y flancos rectos (Dahlstrom 1969, William y Chapman 1983, Suppe 1985, Mitra 1990, Medwedeff 1989). En la actualidad el modelado cinemático permite construir escenarios geológicos de tiempos pasados confiables mediante la restitución de secciones estructurales, así como la reconstrucción hacia adelante (*forward modelling*) mediante la simulación de estructuras observadas a partir de una estratigrafía determinada sin deformación tanto en 2D como en 3D. Los programas numéricos especializados, cómo el Move2D, permiten reconstruir modelos cinemáticos precisos y simplificar considerablemente el proceso de construcción de secciones estructurales balanceadas. También permiten el desarrollo de modelos



directos para la reproducción de las observaciones en las secciones interpretadas. La ventaja de utilizar el *forward modelling* como método para reproducir secciones estructurales yace en la gran variedad de geometrías y modelos que se pueden desarrollar y en la velocidad de cómputo. Por otro lado, el método permite considerar la influencia de una gran cantidad de parámetros, favoreciendo interpretaciones realistas y consistentes con las estimaciones de estiramiento o acortamiento a lo largo de una sección transversal. Actualmente, la mayoría de los autores emplean el modelo cinemático hacia adelante en dos dimensiones (*2D forward kinematic models*, Suppe 1983, Waltham 1989, Contreras y Suter 1990, Giambiagi *et al.* 2009, García *et al.* 2013b, Mescua *et al.* 2014, Barrionuevo *et al.* 2019).

4.1 Base teórica de algoritmos de deformación cinemática [cizalla triangular, (*Trishear*)]

Los pliegues por propagación de falla propuestos por Suppe y Medwedeff (1990) son muy prácticos y fáciles de utilizar, sin embargo, constituyen sólo una de las aproximaciones geométricas a las estructuras de este tipo que se encuentran en la naturaleza. En los modelos experimentales los pliegues generados por propagación de falla presentan charnelas que se aprietan progresivamente con el aumento de rechazo, no obstante, en ejemplos naturales es muy común encontrar pliegues de propagación de falla de limbos curvos y con cambios de espesores en los bancos (Suppe y Medwedeff, 1990).

Erslev (1991) y Erslev y Rogers (1993) estudiaron sistemáticamente las diferencias observadas en pliegues que involucran al basamento y propusieron un modelo alternativo de plegamiento por propagación de falla, al cual denominaron "*Trishear*", que incluye una zona de cizalla triangular para explicar con mayor precisión las geometrías encontradas en la naturaleza (Figura 3.9). En el modelo de *Trishear* la cizalla concentrada en las zonas de falla se distribuye en una zona triangular en la dirección de propagación de la falla, más allá de su punto de terminación, formando los pliegues. Dentro de la zona triangular de deformación, el material se mueve de acuerdo con un campo de velocidades que satisface las condiciones de velocidad en los bordes del triángulo (no paralelo a la falla) y asegura la conservación del área durante la deformación, no así el largo de líneas.



Hardy y Ford (1997) cuantificaron la velocidad relativa de la zona triangular respecto de los bloques colgante y yacente mediante la relación propagación/desplazamiento (P/S). La propagación (P) representa la velocidad de avance del *tip-point* respecto del bloque basal y el desplazamiento (S) corresponde a la velocidad de avance del bloque colgante respecto del yacente (Figura 3.9.a). Esta relación es la variable más importante del modelo ya que ejerce una mayor influencia sobre la geometría resultante que el ángulo ápice de la zona triangular (Allmendinger 1998). Las otras variables que se deben tener en cuenta son el ángulo de falla, ángulo (ápice) de *Trishear*, desplazamiento y posición inicial de *tip-point* (Figura 3.9.a).

Allmendinger *et al.* (2004) demostraron que los tres tipos teóricos de pliegues relacionados a fallas (flexión de falla, propagación de falla y despegue) representan casos extremos dentro de un continuo dado por variaciones del valor de P/S (Figura 3.3.b). Una relación P/S=0 genera geometrías de pliegues por despegue, valores de P/S bajos resultan en geometrías de propagación de falla y una relación P/S alta produce geometrías de flexión de falla. En este sentido, el modelo de *Trishear* brinda una gran flexibilidad en la elección de un parámetro clave, la relación de propagación versus deslizamiento (P/S).

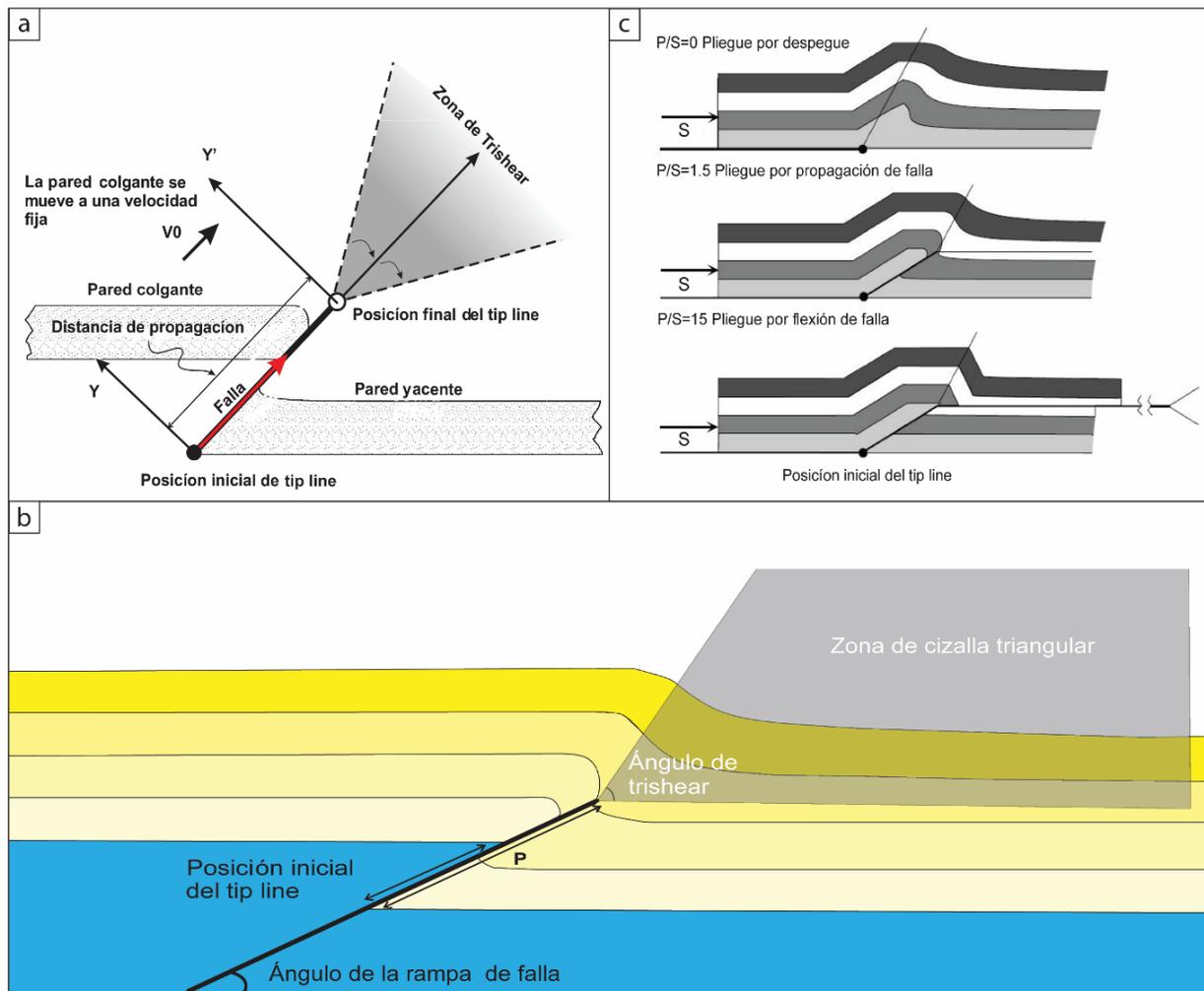


Figura 3.9. a) Esquema general del modelo de *Trishear* (modificado de Allmendinger (1998)). b) Cizalla triangular (*Trishear*), c) replicación de modelos mediante *Trishear*. Modificado de Cristallini (2000).

4.2 Construcción del modelo cinemático

Utilizando el algoritmo de *Trishear*, se construyó un perfil estructural en dirección ONO-ESE y en forma perpendicular a las principales estructuras reconocidas en la región, de aproximadamente 80 km de extensión, abarcando las zonas con mayor densidad de datos relevados en campo y las estructuras más representativas de la región (línea X-Y en la Figura 3.10). Los extremos oriental y occidental de la sección coinciden con los de las líneas sísmicas 36101 y 45113, respectivamente, con el objetivo de ajustar con mayor precisión las estructuras en

subsuelo. Adicionalmente se utilizó la línea sísmica 44084 al norte de la sección X-Y con el fin de modelar las estructuras que aparecen en la línea y las fallas relacionadas a dichas estructuras (1) falla El Arenal, (2) falla El Algarrobal, (3) falla Los Sauces (3) (Figura 3.10).

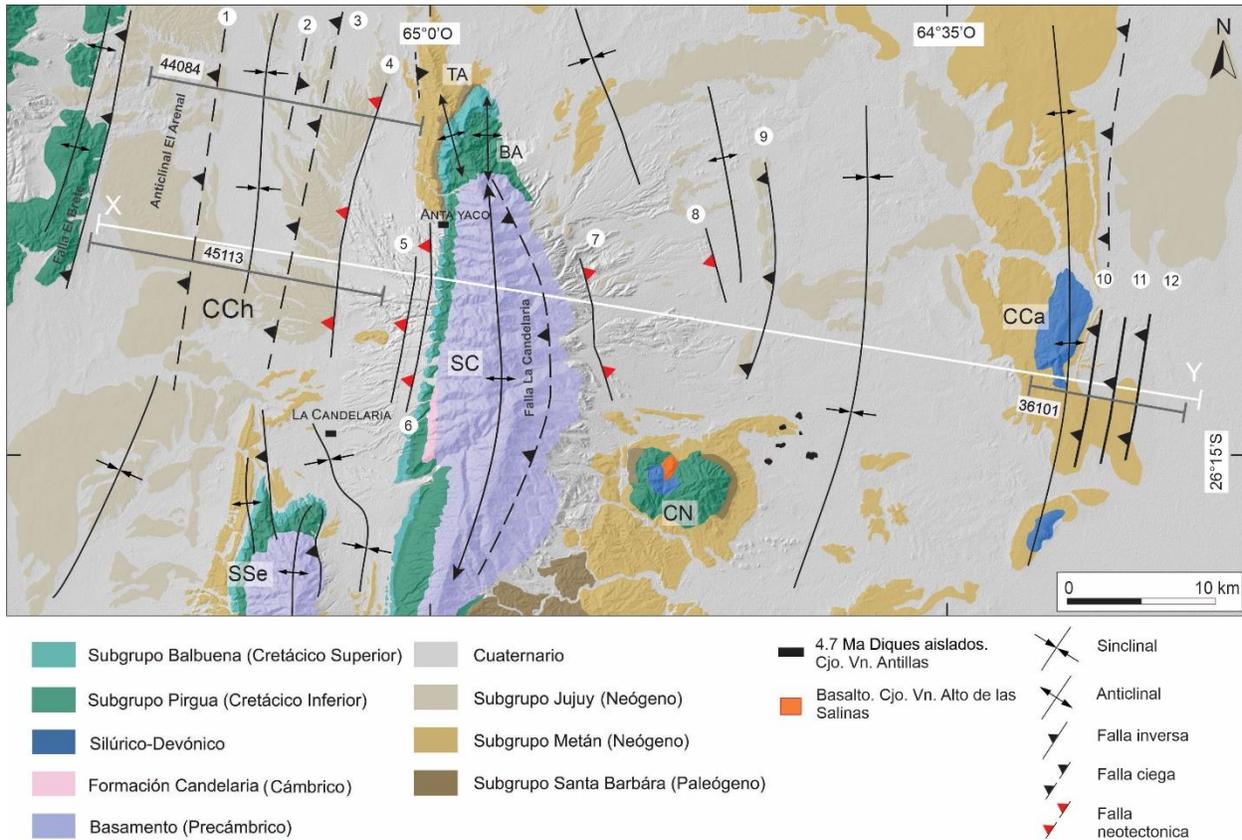


Figura 3.10. Mapa geológico mostrando la ubicación de las fallas mapeadas en la zona de estudio, la traza del perfil estructural XY y las líneas sísmicas utilizadas. SC Sierra de La Candelaria, CoC Cerro Cantero, CC Cuenca Choromoro, CN Cerro Negro. (1) falla El Arenal, (2) falla El Algarrobal, (3) falla Los Sauces (4) falla San Esteban, (5) falla Barba Yaco, (6) falla Arias, (7) falla El Quemado, (8) falla Copo Quile, (9) falla San Pedro, (10) falla Cantero oriental, (11) falla Cantero central, (12) falla Cantero occidental.

En una primera etapa, se aplicó el método de propagación de falla con cizalla triangular (Trishear) para generar un pliegue asimétrico en el limbo frontal (Erslev 1991) y el método de flexión de falla *multi-bending* para explicar las variaciones en las inclinaciones del limbo dorsal (Medwedeff 1989).



Los parámetros principales fueron modificados dentro de límites razonables para poder obtener las geometrías observadas en la sección estructural. Se implementaron pasos consecutivos de desplazamiento sobre las fallas de entre 0,5 y 1 km y utilizando un ángulo de falla de 9°-55°, una relación P/S de 1 o 2 según la necesidad de modelar la estructura y un ángulo de *Trishear* entre 60° a 90°, esa variación en los parámetros es para lograr reproducir de la mejor manera la geometría observada en la superficie por medio de prueba y error.

Para la construcción del modelo se establecieron etapas de acortamiento, erosión, subsidencia flexural y depositación. Cada 2-3 etapas de acortamiento se simularon procesos de erosión y acumulación de sedimentos de acuerdo a los datos disponibles. El programa utilizado (Move2D) realiza dichos procesos automáticamente con espesores fijos de 25 m o 50 m continuos horizontalmente en todo el perfil, por lo que fue necesario editar manualmente las capas para que sean coherentes con las características locales de la sedimentación sinorogénica y de antepaís. La misma situación ocurre con el proceso de erosión disponible en el programa Move2D, solamente permite eliminar material horizontalmente.

Dado que, durante la construcción del modelo cinemático, la generación de topografía positiva por el acortamiento producido sobre la falla produce una carga adicional en el área, Se incorporaron durante el modelado cinemático etapas de la subsidencia flexural para llevar los estratos a la profundidad observada en las líneas sísmicas mediante el módulo de Compactación 2D del Move2D (Figura 3.11). Para ello se seleccionaron las capas (topografía creada) para localizar el área donde aplicar la flexura. Los parámetros de las rocas se mantuvieron por defecto, utilizando la curva de compactación de Sclater-Christie (Sclater y Christie 1980). Para los parámetros isostáticos se utilizó isostasia flexural (*Flex Isostasy*), una carga sub-aérea (*Subaerial Loads*), se calculó sólo la isostasia (*Isostasy Only*), y se mantuvo la densidad del manto (*Mantle Density*) y el módulo de Young (*Young's Modulus*) por defecto (3300 kg/m³ y 70000 MPa respectivamente). Se consideraron valores constantes de densidad (ρ) y espesor elástico (T_e) debido a que el área de estudio es pequeña. La densidad es dependiente de la composición de las rocas que constituyen el bloque elevado, por lo tanto, por las rocas del basamento y para secuencias sedimentarias fue calculado un valor de 2600 kg/m³. Además, se



estimó un espesor elástico de (15-35 km) en concordancia con estimaciones regionales previas (Ibarra *et al.* 2019). La combinación de estos parámetros satisface los requerimientos de espacio para depositar los sedimentos de antepaís. Además, se tuvo en cuenta la carga tectónica producida por el orógeno andino al oeste de la zona de estudio para estimar la subsidencia flexural en el modelo inicial y en cada paso a lo largo del modelado. Por este motivo el modelo inicial tenía los estratos no deformados inclinados 3° hacia el oeste, y cada paso de subsidencia fue aplicada en dos partes 1) la flexura por el levantamiento de la sierra de La Candelaria 2) por la carga tectónica producida por el orógeno andino. Estos datos de construcción del modelo se encuentran tabulados para cada perfil en el apéndice A y B, de manera de asegurar la reproducibilidad de los modelos discutidos en esta tesis. El acortamiento total calculado en los modelos cinemáticos corresponde al mínimo posible (Dahlstrom 1969).

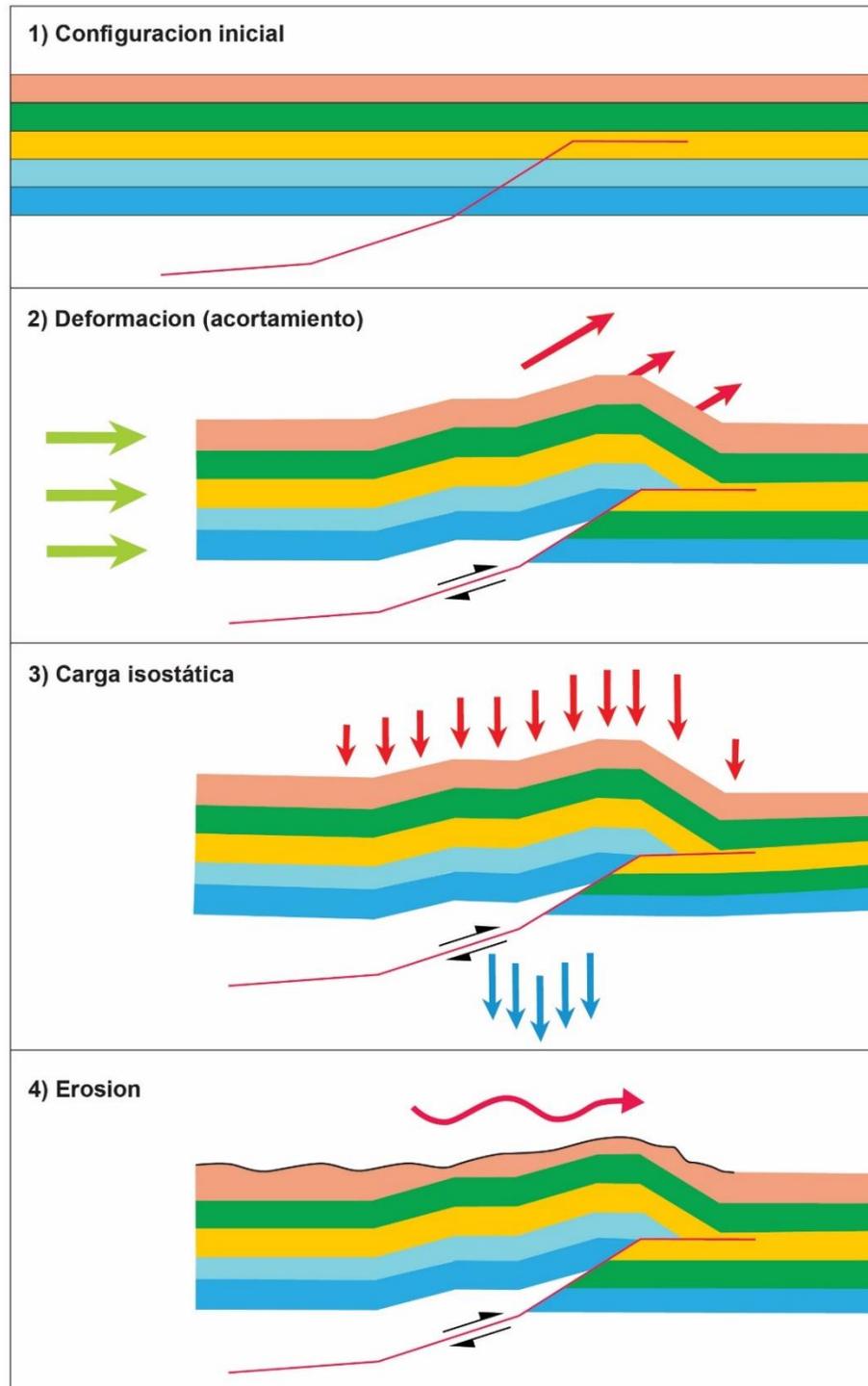


Figura 3.11. Esquema ilustrativo (1) Configuración inicial del modelo que ejemplifica las condiciones iniciales de los modelos Move2D. (2) Ilustración del acortamiento general y el levantamiento de la sierra. (3-4) Modelado de flexión y erosión con carga adicional de sedimentos.



CAPÍTULO 4: GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA

La morfología que adopta el paisaje es el resultado de la competencia entre los procesos tectónicos constructores de relieve y los procesos superficiales de erosión que tienden a degradarlo. El entendimiento de las interacciones y retroalimentaciones entre procesos endógenos y exógenos es el objetivo principal de la Geomorfología Tectónica (Burbank y Anderson 2011).

Las geoformas y los depósitos modificados por la actividad tectónica en una determinada región representan elementos geológicos cruciales para determinar el grado de actividad de las estructuras asociadas. La identificación preliminar de tales alteraciones constituye el primer paso para caracterizar los procesos neotectónicos asociados. Por otra parte, es importante establecer las distintas escalas de las morfoestructuras para determinar si son consecuencia del desplazamiento de fallas profundas o someras. Asimismo, el desarrollo de estos procesos presenta rangos temporales de algunos miles hasta varios millones de años, cada rango de edades analizado refleja la interacción de los diferentes procesos endógenos y exógenos que modelaron el paisaje actual (Burbank y Anderson 2011, Bull 2007).

En este capítulo se describen las diferentes morfoestructuras con evidencias de deformaciones cuaternarias de los piedemontes oriental y occidental de la sierra de La Candelaria con el objetivo de poder interpretar los procesos modeladores responsables de su génesis.

1. Análisis morfotectónico

1.1 Análisis topográfico: reconocimiento de abanicos aluviales y terrazas fluviales

El análisis se enfocó en la detección de marcadores geomórficos que indicaran anomalías topográficas en el terreno. Estas anomalías permiten identificar perturbaciones, potencialmente relacionadas con actividad tectónica, en abanicos aluviales y terrazas fluviales, así como discriminar entre diferentes generaciones de dichas geoformas.



Aquí se analizan distintos elementos morfológicos de ambos piedemontes de la sierra de La Candelaria con el objetivo de detectar perturbaciones en el relieve indicadoras de potencial actividad tectónica. Para dicho trabajo se realizó la interpretación visual de imágenes satelitales y modelos de elevación digital y se utilizó la herramienta *TopoToolbox* (Schwanghart y Scherler 2014) para generar un mapa de pendientes normalizado (lo que significa utilizar una escala de 0 a 1 en vez de usar grados, representando 0 superficies horizontales y 1 inclinaciones verticales) (Figura 4.1).

El mapa de pendientes de la figura 4.1 muestra con claridad la sierra de La Candelaria y sus alrededores. La zona central del mapa representa al basamento que posee una asimetría clara en su forma de relieve, con colores rojizos, que reflejan pendientes de alto ángulo, en la ladera occidental, y colores más fríos en la parte oriental, caracterizada por valles más extensos y pendientes de menor ángulo. Por otro lado, el área ubicada al extremo norte e indicada con la flecha blanca, con colores celestes y rojizos con un patrón de pendientes más irregular y disperso refleja el control estructural pasivo sobre el paisaje de las rocas sedimentarias del Grupo Salta. En el frente montañoso occidental, las flechas negras indican facetas triangulares controladas por los estratos competentes de los subgrupos Pirgua y Balbuena. Es importante destacar que estas facetas triangulares son únicamente rasgos erosionales y no deben confundirse con las facetas triangulares conocidas en la provincia de Basin and Range de los EE.UU., donde se relacionan con las fallas normales, Barcelona *et al.* (2014) también propuso que el origen de estas facetas triangulares fue por erosión diferencial.

En el piedemonte oriental de la sierra de La Candelaria, el mapa de pendientes destaca dos generaciones de abanicos aluviales. Las flechas verdes indican los abanicos aluviales que abarcan un área mayor y que se extienden alrededor de 10 km y demuestran un grado de incisión menor en comparación con los abanicos aluviales más antiguos que están señalados con las flechas amarillas (Figura 4.1). Además, se distinguen los abanicos aluviales Qa2 con un tono azul claro y los abanicos aluviales Qa1 con un tono amarillo-rojizo. En la parte central se observa un abanico aluvial con un alto grado de disección producto de la acción erosiva de los numerosos cauces fluviales de bajo orden que lo atraviesan. Lo mismo se aprecia en la zona



norte, donde los abanicos aluviales también se encuentran altamente disectados con la diferencia de que se extienden en dirección noreste. Estos abanicos aluviales identificados como Qa1 tienen una morfología irregular, están muy degradados y erosionados por el drenaje superficial y la acción eólica. Contrastan con los abanicos aluviales identificados como a Q2 porque éstos ocupan un relieve bajo, son menos disectados, tienen superficies mejor preservadas, y están menos erosionados.

Adicionalmente, se observan escarpas lineales abruptas cortando los abanicos aluviales que han sido preliminarmente interpretadas como generadas por la actividad de fallas neotectónicas (marcadas por líneas blancas y símbolos de fallas inversas). Mientras en el piedemonte occidental logramos destacar una generación de abanicos aluviales, está indicado por flechas verdes y es similar al abanico en el piedemonte oriental, además se puede observar sobre estos abanicos una superficie plana (con colores azul) directamente al oeste de las facetas triangulares antes que sean disectadas por erosión más al oeste.

En la Figura 4.1 también han sido representadas las estructuras neotectónicas más destacadas, desde el oeste: 1) la falla Barba Yaco 2) la falla Arias que corta los abanicos aluviales Qa2 en el piedemonte occidental, 3) la falla El Quemado que corta los abanicos aluviales Qa1 y Qa2 en el piedemonte oriental, 4) la falla Copo Quile que se ubica al extremo oriental del mapa y 5) falla San Pedro delimita la parte más oriental de la zona con una expresión superficial de 15 km.

El presente capítulo se enfoca en las estructuras locales en los piedemontes de la sierra de La Candelaria, mientras que en el capítulo 5 se estudiarán todas las estructuras regionales con mayor detalle. Para asignar una edad relativa a las diferentes generaciones de abanicos aluviales reconocidos se utilizaron elementos tales como el grado de incisión de las superficies aluviales, los clastos y su granulometría, y el grado de meteorización de los clastos. La interpretación de imágenes satelitales y los modelos de elevación digital permitió confirmar la identificación de varias generaciones de abanicos aluviales suavemente inclinados tanto en el piedemonte oriental como en el occidental de la sierra de sierra de La Candelaria (Figura 4.2). El grado de incisión

permitted to differentiate two levels of alluvial fans and two of fluvial terraces (Qa1 - Qa2 - Qt3 - Qt4) (Figura 4.2) that have resulted in a stepped morphology (*staircase morphology*, Burbank and Anderson 2011).

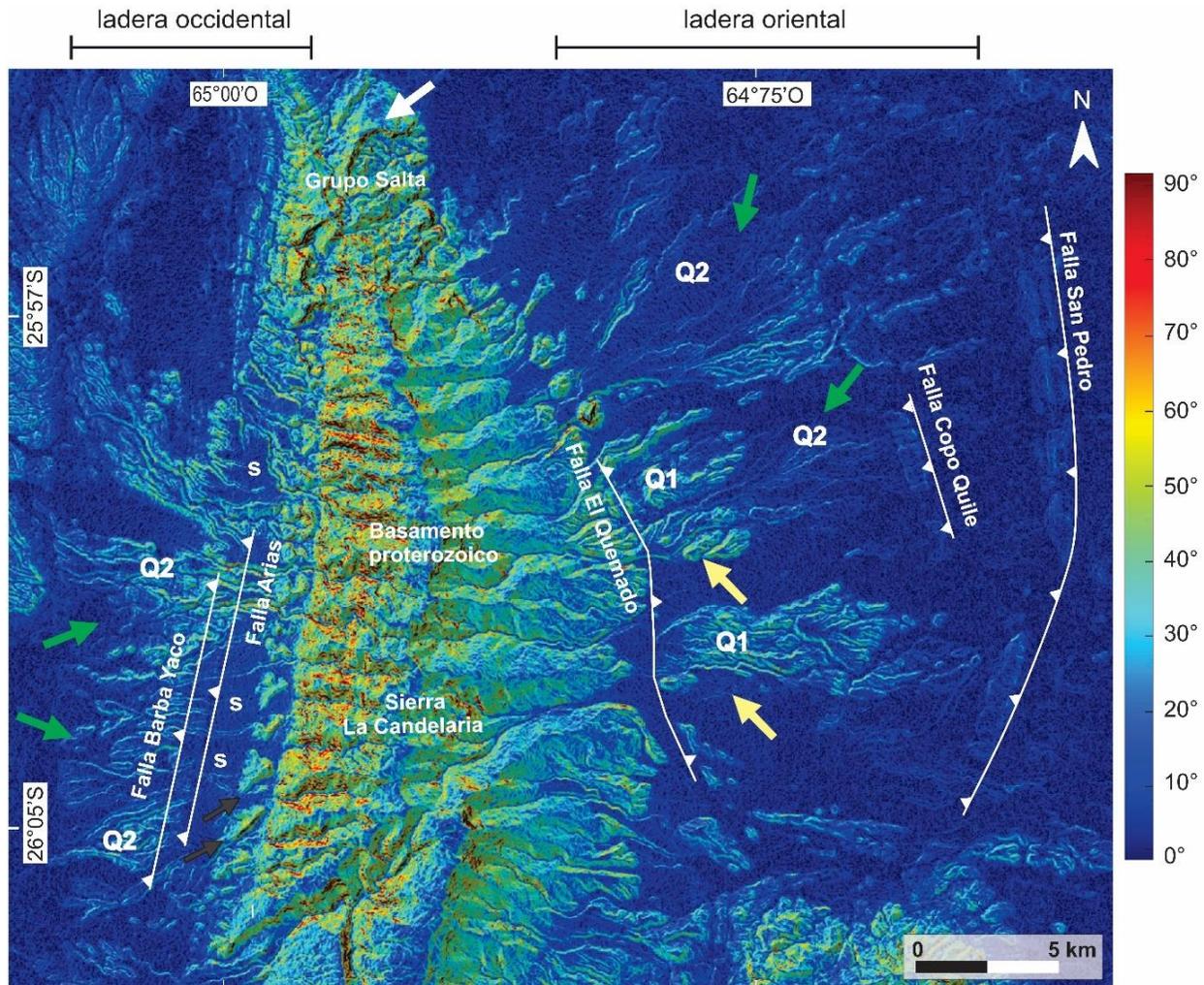


Figura 4.1. Mapa de pendientes normalizados de la sierra de La Candelaria procesado a partir de un MED con una resolución espacial de 5 m (RESTEC, *the Remote Sensing Technology Center of Japan*). Las zonas de color azul corresponden a pendientes horizontales (0°) y las de color violeta a pendientes subverticales (90°). El mapa muestra estructuras y abanicos aluviales con incisión marcada. Las flechas negras indican las facetas triangulares desarrolladas en los Subgrupo Pirgua y Balbuena en el flanco occidental de la sierra. Las diferentes generaciones de abanicos aluviales son indicadas sobre el mapa. La letra (s) sobre el flanco occidental representa las superficies planas de depósitos más jóvenes de Qa2.



La unidad más joven identificada como cuaternario indiferenciado (Q5) es el relleno arenoso y conglomerádico indiferenciado de los canales fluviales actuales. Esta nomenclatura se ha establecido para asignar a estos depósitos edades relativas, siendo el más antiguo el nivel Qa1 (el de posición topográfica más elevada y mayor grado de incisión y meteorización).

El nivel Qa1 es el nivel aluvial más antiguo reconocido en la zona de estudio (Figura 4.2), se presenta en forma de relictos dispersos exclusivamente sobre el flanco oriental de la sierra de La Candelaria siendo los niveles más proximales a la sierra. En general presenta formas elongadas en sentido E-O, salvo en la zona noreste donde poseen sentido NE-SO. Se encuentra topográficamente a mayor altura con respecto al resto de los niveles aluviales reconocidos, siendo posible medir en los afloramientos aproximadamente hasta 30 m de altura máxima sobre el piedemonte. En este nivel se observa que la red de drenaje es muy densa dado el alto grado de incisión en los depósitos. En la Figura 4.3 (fotografías 1 y 2) se puede observar que el depósito del nivel aluvial Qa1 está constituido por varios niveles de conglomerados finos a medianos con intercalaciones de niveles arcillosos poco potentes de color castaño claro, en algunos casos se aprecia la presencia de bloques de hasta 50 cm de diámetro. Por sectores se observa en los depósitos de Qa1 intercalaciones de conglomerados pobremente seleccionados con matriz arenosa fina que pasan de una estratificación horizontal en la parte basal a estratificación entrecruzada hacia la parte superior (Figura 4.3, fotografías 3 y 4). Las secciones conglomerádicas son clasto soporte, con escasa matriz arenosa, con clastos subredondeados a subangulosos.

El nivel Qa2 se desarrolla sobre ambos piedemontes de la sierra de La Candelaria y tiene una extensión areal mayor que el nivel Q1. Presenta formas elongadas en la dirección E-O y en la parte noreste presenta forma elongada con dirección NE. Qa2 se caracteriza por un relieve topográfico más bajo que las superficies de los abanicos Qa1 y estar sobreimpuesta por una red de drenaje menos densa que la de Qa1, con grado intermedio de incisión. Además, los depósitos que lo componen se caracterizan por presentar un espesor de entre 4-8 m. Litológicamente está compuesto por conglomerados finos a medianos pobremente seleccionados clasto soportados, con escasa matriz arcillosa, y clastos subredondeados o tabulares. También se pueden observar



lentes arenosos rojizos, el tamaño de los clastos varía entre gravas muy gruesas a clastos de entre 5 y 10 cm (Figura 4.4 fotografías 1 y 2). Adicionalmente, se puede observar en algunos de los cortes de los ríos sobre el piedemonte occidental, el nivel Qa2 tiene en la parte superior unos depósitos arcillosos-arenosos de espesor variable (entre 1 a 2 m) con intercalaciones de lentes conglomerádicos, ubicados sobre los niveles conglomerádicos. Dichos depósitos sólo se encuentran al este de la falla Arias en el bloque yacente, y representan unos depósitos más jóvenes del abanico Qa2 que fueron representados en la figura 4.1 con la superficie azul directamente al oeste de las facetas triangulares (sector marcado con letra s en la figura 4.1).

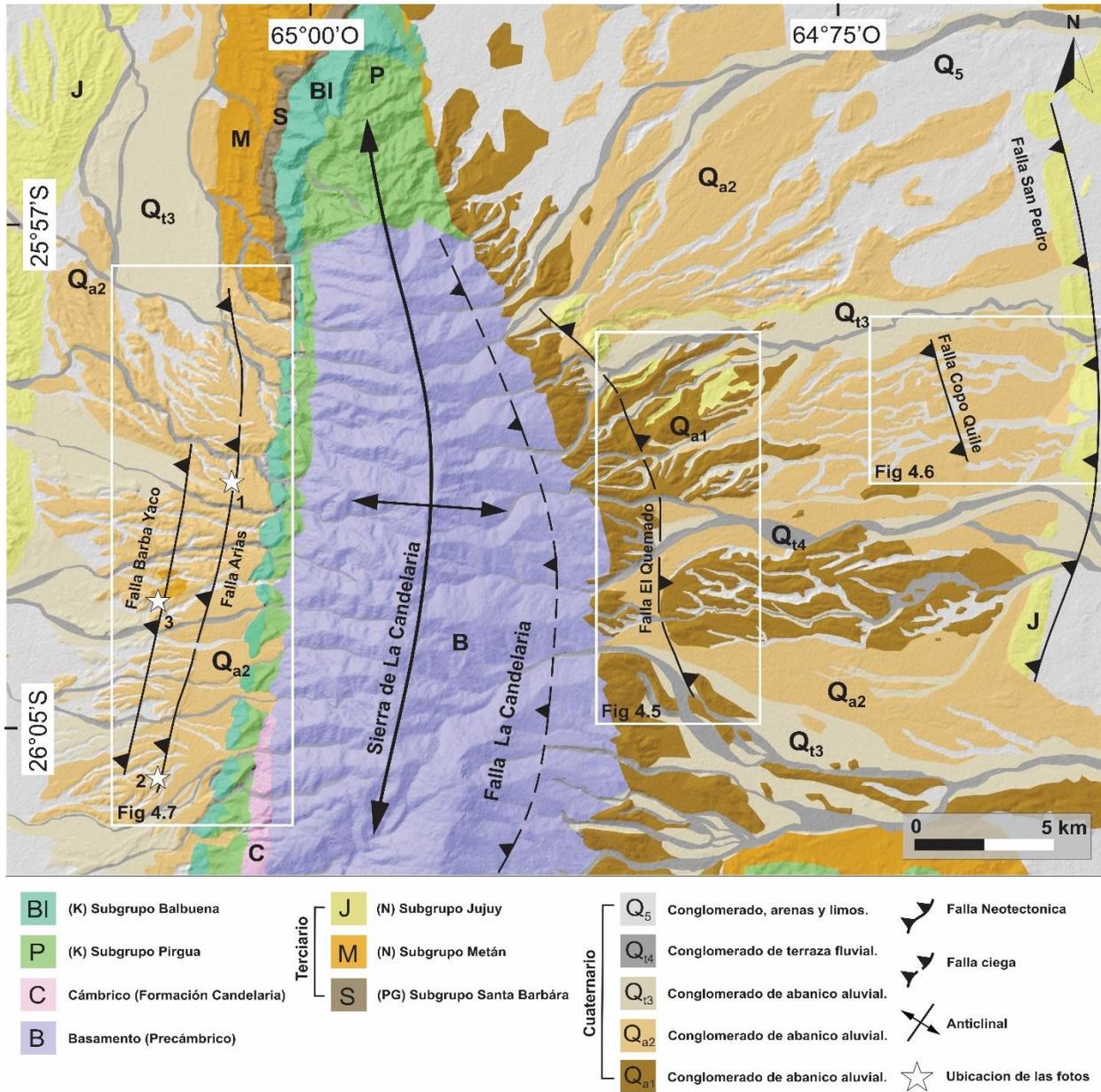


Figura 4.2. Mapa geológico del sector norte de la sierra de La Candelaria sobreimpuesto a un modelo digital de elevación de 5 m de resolución espacial. Además de las sedimentitas cámbricas, cretácicas, cenozoicas y metamorfitas del basamento, distinguimos cinco tipos diferentes de depósitos cuaternarios en los piedemontes, asociados con abanicos aluviales y terrazas fluviales. También se muestra la ubicación de las escarpas neotectónicas y de las principales fallas inversas. Los rectángulos blancos indican la ubicación de las Figuras 4.5, 4.6 y 4.7 en las zonas aledañas a las fallas del piedemonte que se identificaron en este estudio: Barba Yaco, Arias, El Quemado, Copo Quile y San Pedro. Las estrellas Nr 1, 2 y 3 representan la ubicación de las figuras 4.10, 4.11 y 4.12, respectivamente.

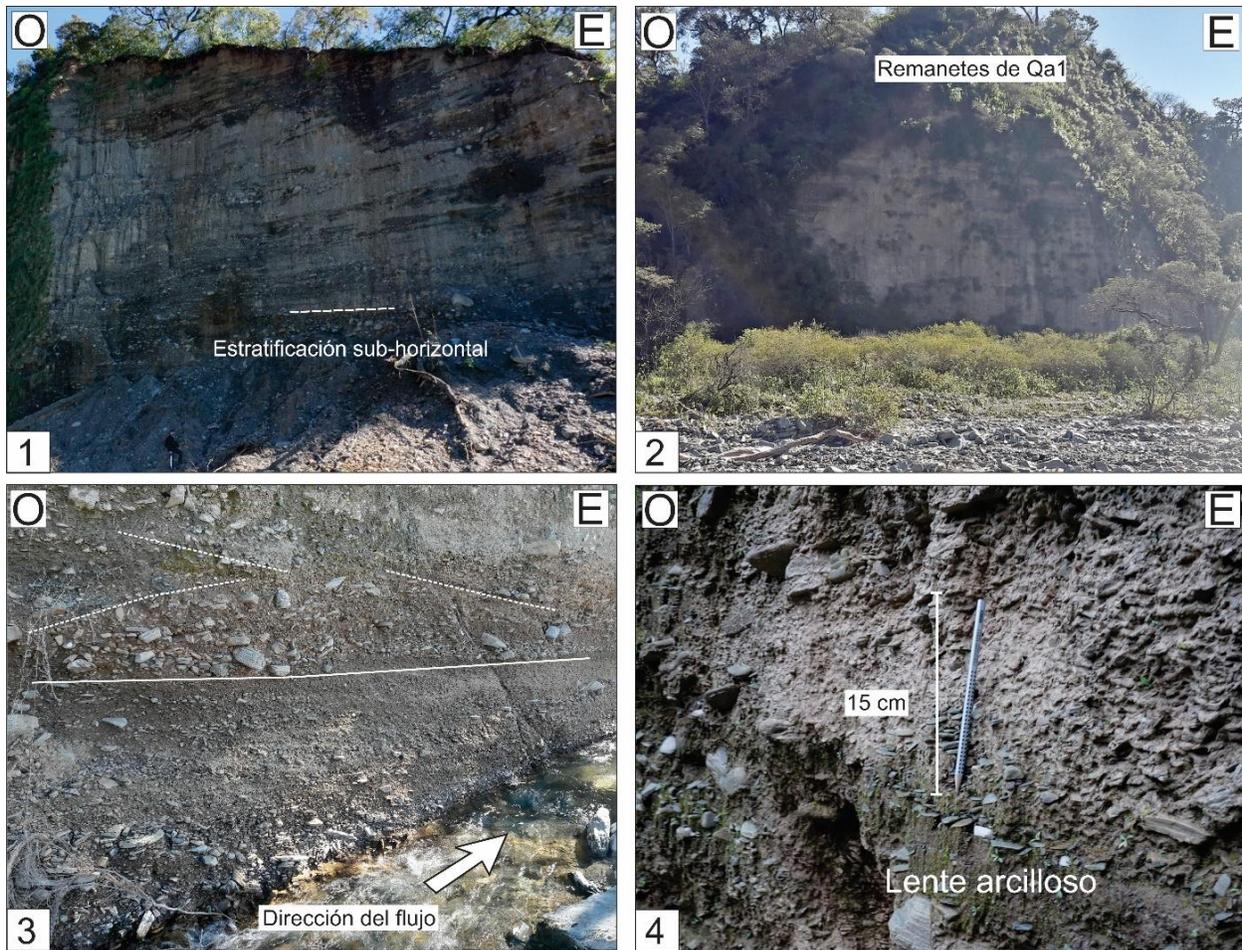


Figura 4.3. Mosaico de fotografías en el que se muestran algunos ejemplos de las exposiciones del nivel aluvial Qa1 reconocidas en el área de estudio.

Los niveles Qt3 y Qt4 pertenecen a terrazas fluviales de los ríos más importantes que drenan la sierra de La Candelaria. Representan el relleno de los valles fluviales topográficamente más bajos, hacia el este y oeste de la zona de estudio. La terraza Qt3 está constituida principalmente por conglomerados finos a medianos mal seleccionados con matriz arcillosa y lentes arenosos, en algunos lugares específicos está compuesta por materiales finos arcillosos con niveles de conglomerados finos a medianos pobremente seleccionados, clasto soportados y con espesor aproximadamente entre 2 y 3 m. Mientras, que el nivel Qt4 representa las planicies de inundación actuales constituidas de conglomerados de diferentes tamaños desde el más fino hasta bloques de 80 cm de diámetro además de un relleno de materiales finos (Figura 4.4, imagen

3 y 4). Es importante destacar que las superficies de abanicos aluviales más antiguos del flanco oriental presentan una inclinación hacia el este que es localmente igual o mayor que 5° y, en algunos casos, de hasta 12° . Si se extrapolan los gradientes de los niveles aluviales hacia sus áreas de origen en la sierra de La Candelaria, las superficies proximales del abanico se proyectan a niveles más altos que las cumbres serranas.

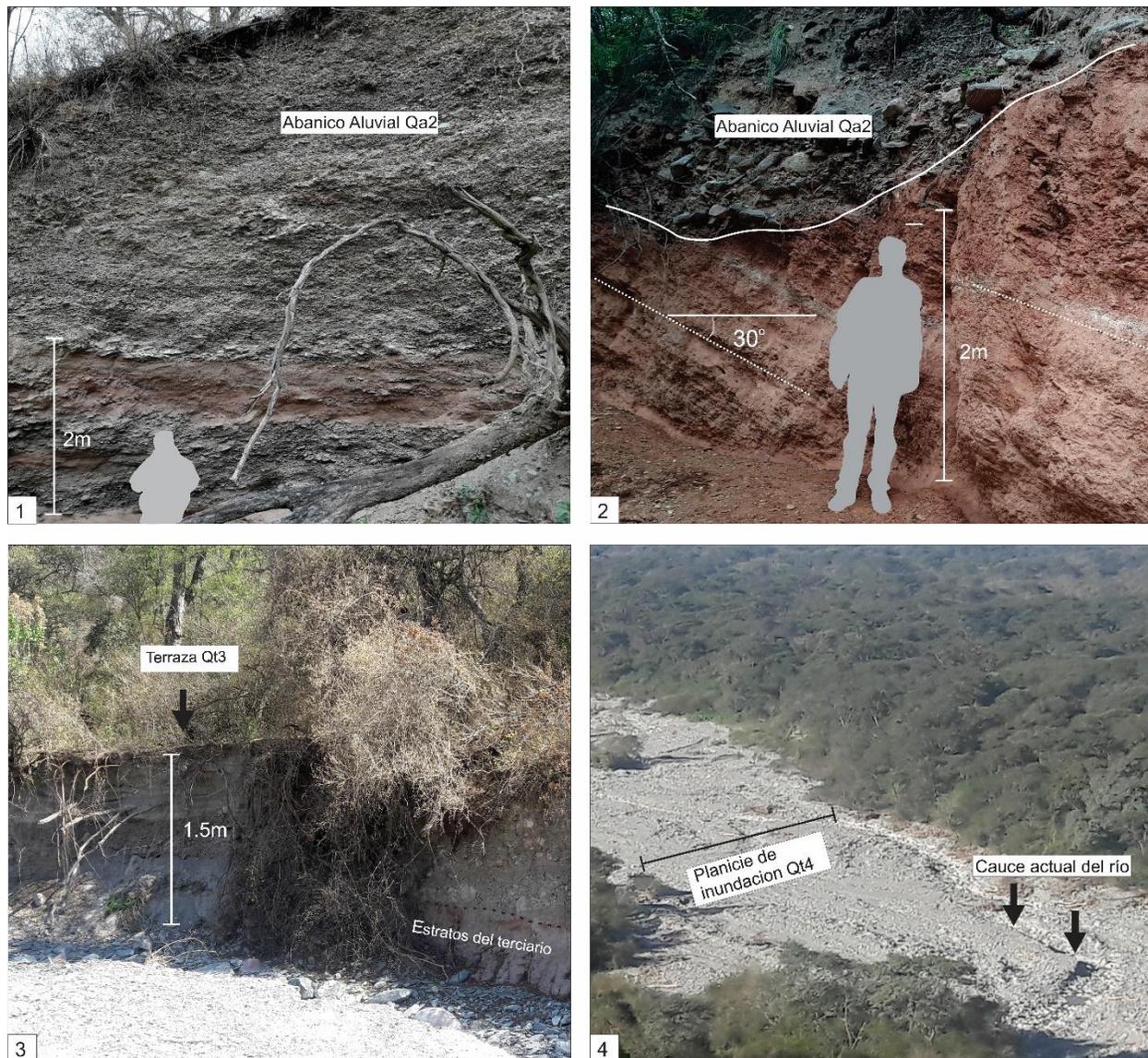


Figura 4.4. Mosaico de fotografías donde se muestran los distintos niveles aluviales reconocidos en el área de estudio. 1 y 2) nivel aluvial Qa2, 3) nivel fluvial Qt3 y 4) nivel fluvial Qt4.



1.2 Escarpas de fallas neotectónicas

Mediante la interpretación de imágenes satelitales, se identificaron cuatro escarpas de fallas en la sierra de La Candelaria, dos en el piedemonte occidental y dos en el oriental. Estas se denominaron falla Arias y falla Barba Yaco en el piedemonte occidental, y fallas El Quemado y Copo Quile en el piedemonte oriental (Figura 4.2). Además, se encuentra la falla San Pedro (Figura 4.1 y 4.2) que exhuma los estratos del subgrupo Jujuy. Los procesos erosivos actuantes desde el tiempo de su formación han degradado las escarpas hasta el punto de que a primera vista aparentan ser plegamientos suaves del terreno. Sin embargo, el trazado rectilíneo de los escarpes y la amplitud limitada de estas estructuras, junto con los datos geofísicos obtenidos (ver Capítulo V), indican que el *tip line* de las fallas debe estar a unos pocos metros de profundidad por debajo del coluvión reciente.

1.2.1 Piedemonte oriental

1.2.1.a Falla El Quemado: La escarpa pedemontana asociada a la falla El Quemado (Figura 4.5), de rumbo aproximado norte a noroeste y ubicada a unos 2 km del frente serrano, se extiende por unos 20 km y desplaza las superficies de los depósitos de abanicos aluviales Qa1 y Qa2 (Figura 4.5.a). El mapa de pendientes normalizadas de la Figura 4.5.a, permite identificar con precisión los desplazamientos verticales de las superficies del abanico Qa2 que alcanza por sectores unos 15 m (Figura 4.5, Perfil AA'). La actividad neotectónica a lo largo de la falla El Quemado interrumpió el drenaje natural de los cursos fluviales hacia el este, sobreelevando el bloque oriental (colgante) y promoviendo la disección de las superficies de los abanicos aluviales en ese sector. La superficie que corresponde al nivel Qa1 está desplazada 20 m por la falla (Figura 4.5 perfil AA') con respecto a la superficie Qa2 en sentido vertical. En la parte central de la Figura 4.5.b se puede ver cómo la falla generó un rechazo vertical que corta el sistema de drenaje desviando el curso de los ríos hacia el norte y el sur, y aislando el drenaje dentro del abanico aluvial. La superficie del abanico Qa1 más antigua probablemente sufrió una incisión y fue erosionado, los ríos marcados en color negro (Figura 4.5.a) representan canales abandonados.

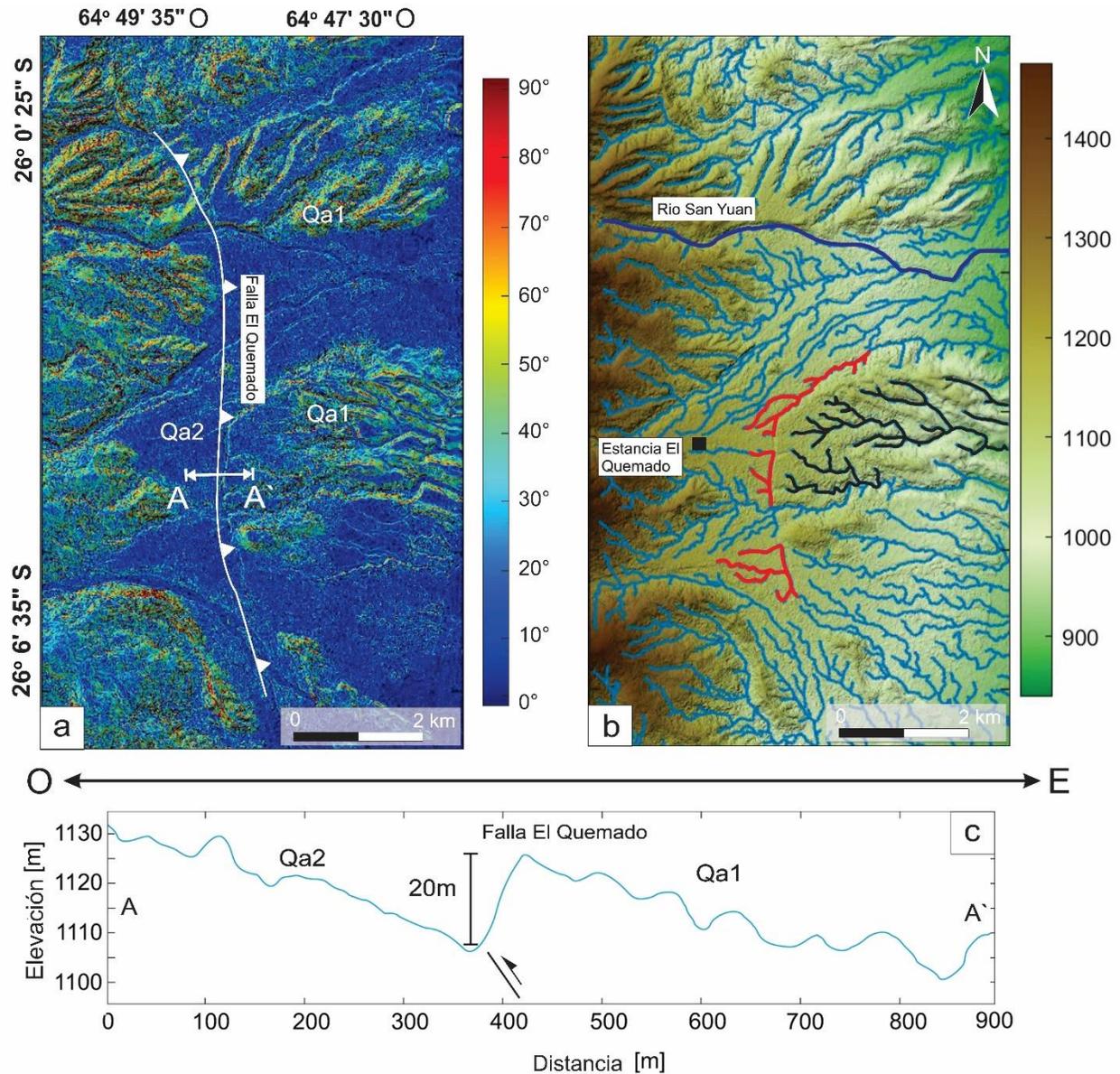


Figura 4.5. (a) Mapa de pendientes, el color azul muestra pendiente plana (0°) y el color rojo refleja pendiente subvertical (90°). (b) Mapa de elevaciones con el drenaje sobre el piedemonte oriental de la sierra de La Candelaria, el color rojo del drenaje resalta el cambio de dirección. (c) Perfil topográfico mostrando el resalto topográfico producido por la falla El Quemado.

1.2.1.b *Fallas Copo Quile y San Pedro*: unos 12 km al este de la estancia El Quemado se encuentra la falla Copo Quile. Esta estructura (Figuras 4.2 y 4.6) está asociada a deformación tectónica cuaternaria, se extiende por unos 8 km en dirección nor-noroeste (Figuras 4.2 y 4.6). Esta estructura corta las gravas del abanico aluvial Qa2 y las sobre eleva verticalmente en

aproximadamente 20 m (Figuras 4.2 y 4.6). La Figura (4.6.a) y el Perfil (A-A') muestran que la pendiente de la superficie del abanico desplazado por la falla está levemente inclinada hacia el este. Mientras, la falla San Pedro ubicada al este de la falla anterior, genera un abovedamiento en la superficie de aproximadamente 25 m que afecta y modificando la red de drenaje. Por otro lado, el mapeo realizado muestra que la estructura expone los estratos del subgrupo Jujuy y delimita la parte distal de los depósitos del abanico Qa2. Sin embargo, no se cuenta con muchos indicadores de deformación cuaternarias recientes.

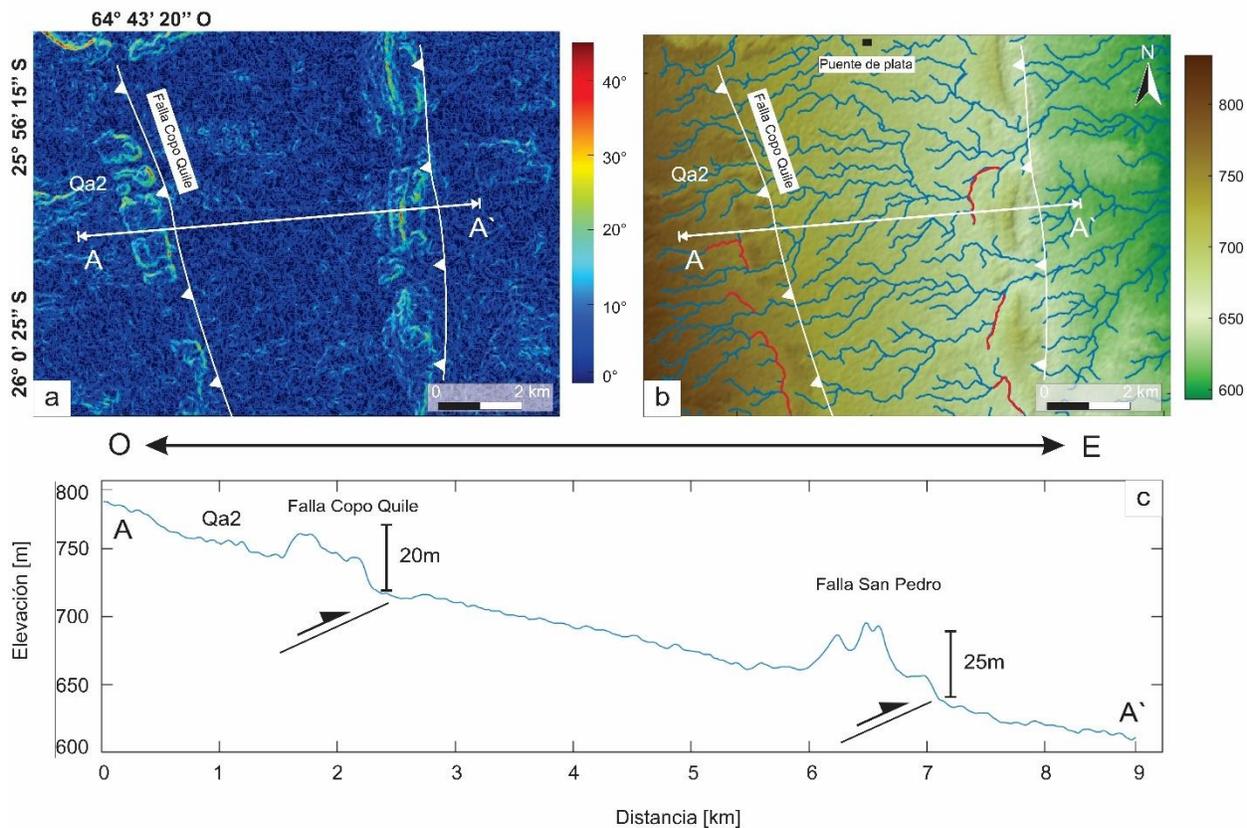


Figura 4.6. (a) Mapa de pendientes, el color azul muestra pendientes planas de 0° y el color rojo refleja pendientes de 45°. (b) Mapa de elevaciones con el drenaje sobre el piedemonte oriental de la sierra de La Candelaria, el color rojo del drenaje resalta el cambio de dirección. (c) Perfil topográfico que muestra el resalto topográfico producido por las fallas Copo Quile y San Pedro.

La configuración de la red de drenaje en este sector documenta claramente que la red fluvial en esta área fue alterada y desconectada por la actividad tectónica cuaternaria. Algunos de los drenajes pudieron mantener sus flujos hacia el este definiendo cursos antecedentes, pero otros



se vieron obligados a desviar su curso hacia el sur para evitar la topografía creciente asociada a la falla activa (Figura 4.6.b).

1.2.2 El piedemonte occidental

1.2.2.a Falla Arias: Los abanicos del nivel Qa2 en el piedemonte occidental se encuentran afectados por la actividad de la falla Arias, cuyo escarpe se extiende por 17 km de largo y es paralelo a la orientación del frente serrano de la sierra de La Candelaria (Figuras 4.1, 4.2, 4.7). A pesar de que la escarpa es poco pronunciada y se encuentra suavizada por procesos erosivos, la traza de la falla es claramente visible como una línea recta en las imágenes satelitales, en el DEM y en el campo. La falla eleva verticalmente el abanico aluvial Qa2 hasta un máximo de 15 m (Figura 4.7, Perfil AA').

1.2.2.b Falla Barba Yaco: es evidente al oeste de la zona central de la falla Arias y afecta también los abanicos del nivel Qa2, tiene rechazo menos pronunciado que la falla Arias y es de 10 m aproximadamente (Figura 4.7, Perfil AA').

Los afloramientos expuestos en los ríos que atraviesan estas estructuras revelan una discordancia angular de hasta 25° entre los conglomerados cuaternarios y los estratos terciarios deformados subyacentes (Figura 4.4, fotografía 2). La superficie que inclina suavemente (5°) al oeste del abanico Qa2 ubicada al este de la escarpa corresponde al bloque yacente de la falla Arias (Figura 4.7.a), mientras que en el bloque occidental colgante el abanico fluvial Qa2 se encuentra fuertemente disectado. El rechazo de la falla Arias varía desde 3 hasta 15 m a lo largo de su rumbo. Los resaltos se encuentran muy degradados y son residuales, debido a que inclinan en contra de la pendiente regional (Figura 4.7 Perfil AA') y en pocos casos se encuentra preservada esta cara libre de la falla. Estas relaciones están bien expresadas en el mapa de pendientes del flanco occidental de la sierra de La Candelaria (Figura 4.7.a). Más allá de la escarpa de falla hacia el oeste, la pendiente sigue siendo poco pronunciada (5° al oeste), pero esta área está sometida a la incisión de numerosas corrientes efímeras. A lo largo del faldeo occidental de la sierra de La Candelaria, se pueden reconocer varios ejemplos de anomalías de drenaje. Los cursos fluviales marcados con color rojo en la Figura 4.7.b, en las inmediaciones de

la escarpa, se desvían circundando a ésta con una dirección N-S, para luego volver a retomar una dirección al poniente.

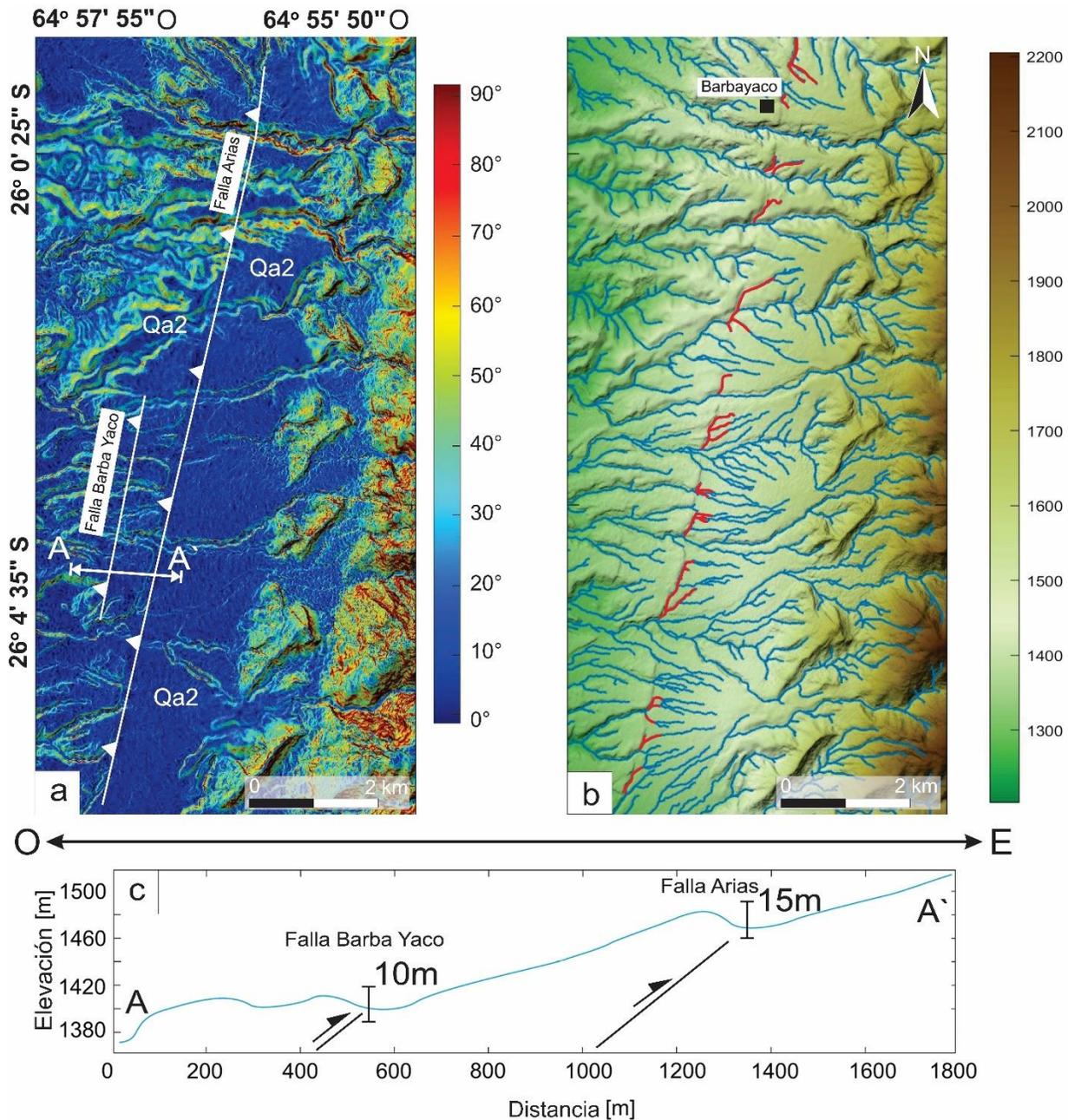


Figura 4.7. (a) Mapa de pendientes, el color azul muestra pendiente plana 0° y el color rojo refleja pendientes subverticales (90°). (b) Mapa digital de elevaciones con la red de drenaje sobrepuesta del faldeo occidental de la sierra de La Candelaria, el color rojo del drenaje indica cursos desviados por la tectónica. (c) El perfil topográfico inferior muestra los rechazos verticales asociados a las fallas Barba Yaco y Arias.



2. Evidencias de actividad tectónica cuaternaria de las fallas Arias, Barba Yaco y El Quemado

La excavación de trincheras en zonas de deformación es una de las herramientas más útiles y adecuadas para los estudios paleosismológicos (McCalpin 2009). Dadas la dificultosa accesibilidad de las escarpas por la extensa cobertura vegetal, los sedimentos aluviales gruesos y la falta de presupuesto del proyecto tanto para realizar una trinchera artificial como para obtener edades absolutas de los depósitos deformados, el estudio se restringió a exposiciones naturales de las mismas donde se extrajeron la máxima cantidad de datos que permitieran caracterizar la actividad tectónica cuaternaria asociada. En el mapa (Figura 4.2) se indica la ubicación de las fotos de las figuras 4.9 y 4.10, que muestran evidencias de actividad tectónica en el Cuaternario sobre las escarpas del piedemonte occidental de la sierra de La Candelaria.

2.1 Falla Arias

En el afloramiento de la Figura 4.9, perteneciente a una quebrada labrada sobre el nivel aluvial Qa2, se realizó en primer término una limpieza de la pared para mejorar la visualización y obtener fotografías optimizadas. Para analizar con detalle las evidencias de deformación cuaternaria se definieron diferentes sub-unidades del relleno de Qa2. El criterio utilizado para la interpretación es estructural y va a ser discutida en el capítulo 8.

La Figura (4.9) presenta una escarpa natural interpretada con las unidades definidas y sus respectivas zonas de deformación. La trinchera natural esta perpendicular a la falla Arias, y tiene una longitud de 4 m y una altura de 2 m. Se pueden distinguir dos grandes grupos con un ambiente de sedimentación diferentes. Asimismo, en rasgos generales, las unidades descritas para la trinchera paleosismológica natural son las siguientes:

Horizontes de Conglomerados:

Sub-unidades A1, A2: A primera vista se puede observar en la parte occidental, que toda la pared colgante de la falla está compuesta de conglomerados que pertenecen a la parte superior del relleno del abanico aluvial Qa2. Las dos subunidades están compuestas por conglomerados finos a medianos, pobremente seleccionados y clasto soportados, con escasos niveles de arcilla,



con clastos subredondeados o tabulares, El tamaño de los clastos (un 80%) es de 3-5 cm y el resto entre 8 - 10 cm de tamaño, además se pudieron diferenciar niveles conglomerádicos más finos de tamaño entre 2 a 3 cm de tamaño con clasto soporte y con más contenido arcilloso (Figura 4.10).

Sub-unidades B1, B2: en la pared yacente se lograron distinguir dos niveles de conglomerados compuestos por conglomerados finos a medianos, pobremente seleccionados y clasto soportados, con escasos niveles de arcilla, con clastos subredondeados o tabulares.

Sub-unidades U1, U2: en la pared yacente se destaca estos niveles que separan los horizontes conglomerádicos B1 y B2. Son horizontes areno-arcillosos, masivos, sin estructuras sedimentarias evidentes. Está constituido mayoritariamente por materiales arenosos de color beige claro, sin una estratificación clara

Horizontes Z1: Este horizonte representa la zona de falla que aflora en el sector central de trinchera natural, con inclinación al oeste, con un desplazamiento tipo inverso. Los clastos adquieren una orientación casi vertical con una matriz arcillosa proveniente de los horizontes U. La zona se extiende por, aproximadamente, 1 m de largo por unos 15 cm de ancho. También se puede observar una ramificación de la falla que corta los niveles mencionados anteriormente en la pared yacente.

Estructuras de deformación: El reconocimiento de estas estructuras se sustenta con las siguientes evidencias:

- Para la falla Arias, se observan grupos de clastos rotados siguiendo una dirección preferencial, subparalelos al plano de ruptura (Figura 4.10). A su vez se observa que las subunidades conglomerádicas A1 del bloque colgante se pliegan por arrastre hacia la zona de ruptura. Mientras la subunidad A2 se dispone en forma horizontal sin ser afectada por la falla y está en contacto discordante con la subunidad U2. A su vez se observa que las sub-unidades arcillosas del bloque yacente (U1 y U2) se pliegan por arrastre hacia la zona de ruptura.



- Es posible distinguir que la ramificación oriental de la falla Arias está desplazando dos horizontes de conglomerados B1 y B2, aproximadamente 9 cm. Por otro lado, se encontraron evidencias de la misma falla sobre el nivel de abanico aluvial Qa2 (Figura 4.1), al suroeste de la sierra de La Candelaria. La Figura (4.11) muestra la falla Arias afectando al abanico aluvial Qa2, cortando los horizontes de conglomerado que tenían principalmente disposición horizontal y que fueron desplazados por la falla. El plano de la misma buza 30° hacia el oeste, como se muestra en los estudios geofísicos (Capítulo 5). Asimismo, se pudo observar el cambio en la orientación de los clastos en la zona de falla, rotando hasta disponer su eje mayor en forma sub-paralela a la misma (se discuten estos datos en conjunto en el Capítulo 8).

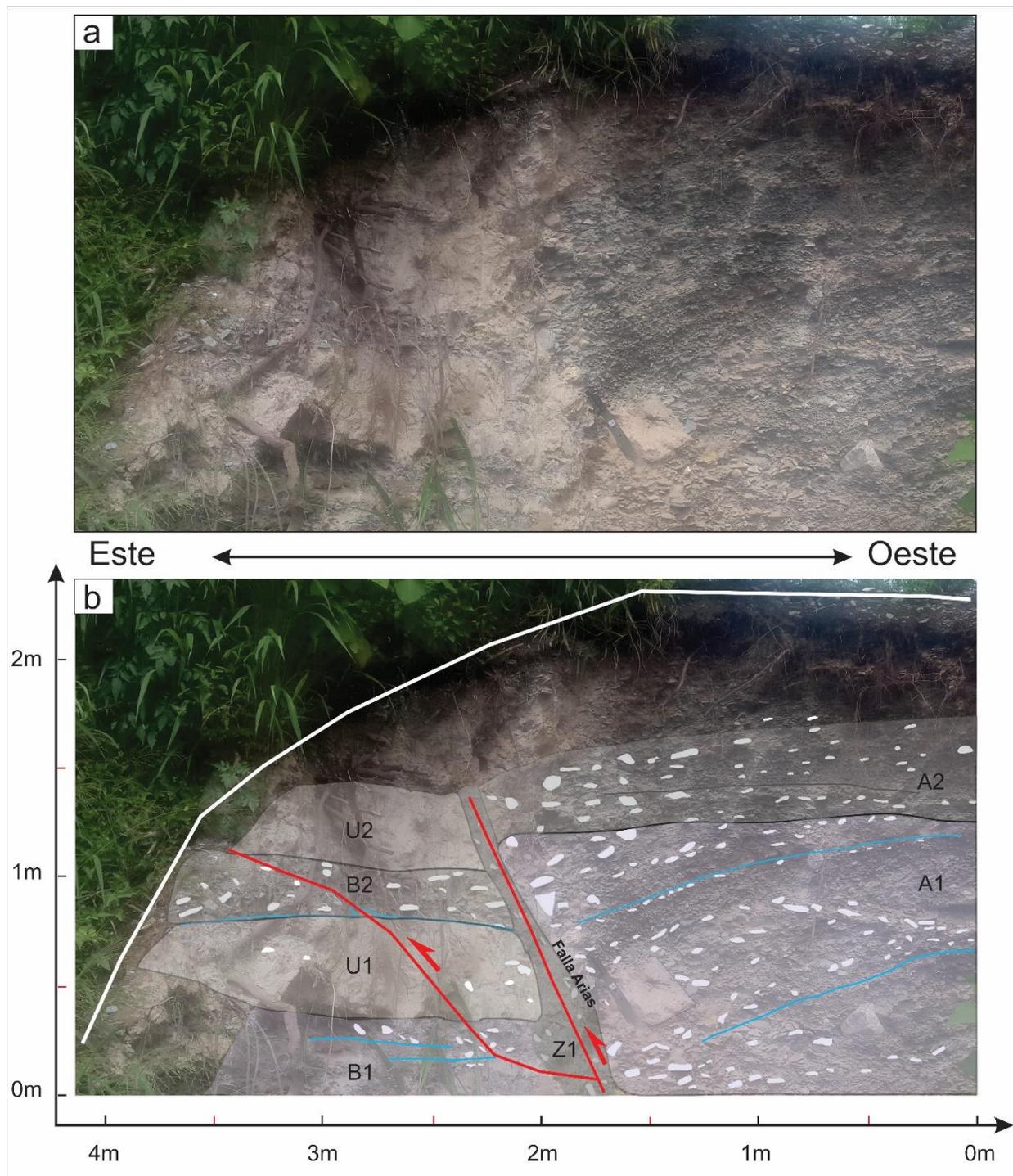


Figura 4.10. Falla Arias. a) Afloramiento de la falla Arias (ver ubicación en mapa de la Figura 4.2 estrella Nr.1. Pared sur del abanico aluvial Qa2. b) interpretación estructural.

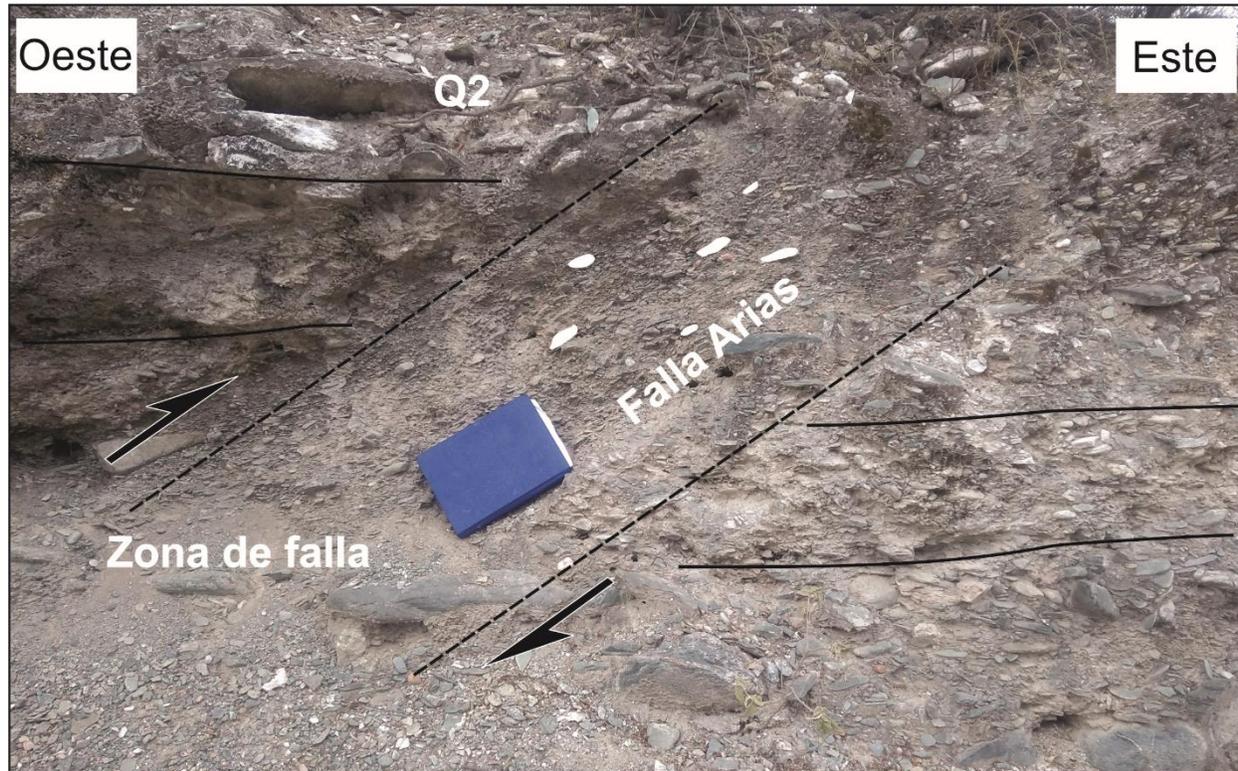


Figura 4.11. Falla Arias. Ver ubicación en Figura 4.1 estrella Nr.2. El libro azul se encuentra en el centro de la zona de la falla. Directamente sobre el libro, se pueden ver clastos individuales basculados y sus buzamientos coinciden con el buzamiento de la zona de falla; los clastos fueron rotados a su posición actual durante el movimiento de la falla.

2.2 Falla Barba Yaco

En la Figura 4.12 se puede observar que el nivel de terraza fluvial Qt3, constituido por un horizonte de conglomerado fino mal seleccionado con matriz arcillosa, es cubierto por material probablemente loésico retransportado. El contacto entre ambos niveles se encuentra desplazado por la falla Barba Yaco. Los depósitos de la terraza Qt3 se encuentran cubriendo en discordancia angular rocas sedimentarias rojizas del Grupo Orán (Formación Anta) que buzanan unos 25° al oeste y la falla está utilizando un nivel interestratal para su propagación. El rechazo de la falla es de 12 cm y se considera sincrónico con la sedimentación del horizonte arcilloso de manera que este presenta mayor espesor en el sector oriental. La otra alternativa es que la falla presentó actividad después de la sedimentación del nivel arcilloso, posteriormente hubo un proceso erosivo de la escarpa producida. Observándose a la presente terraza Qt3.



Figura 4.12. Falla Barba Yaco. ver ubicación en Figura 4.1 estrella Nr.3

2.3 Falla El Quemado

A lo largo de la falla El Quemado se puede observar un solo afloramiento que muestra una concentración de deformación evidenciada por el desarrollo de jaboncillo de falla buzando hacia el este con 59° cortando los depósitos del abanico aluvial Qa1 (Figura 4.13).

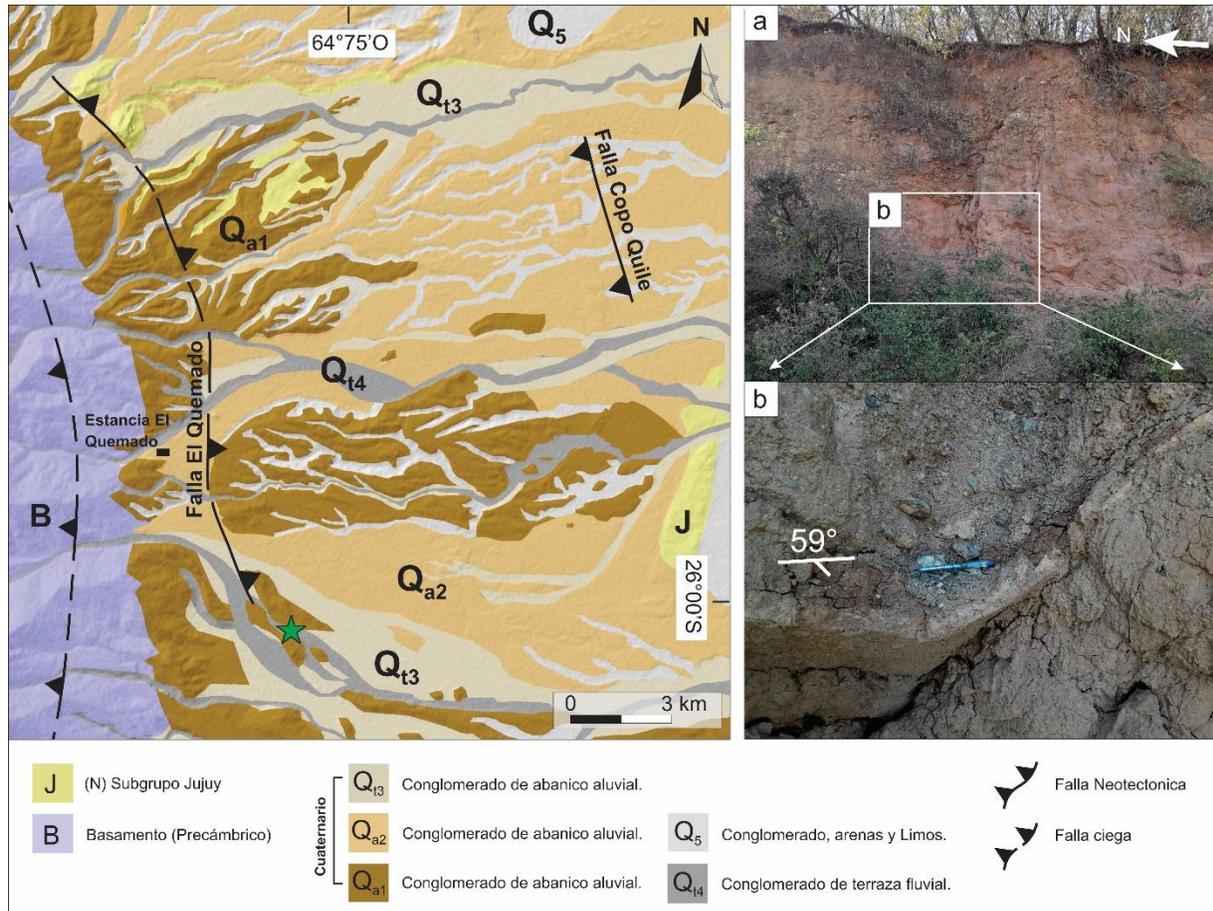


Figura 4.13. Mapa geológico de la parte oriental de la sierra de La Candelaria. La estrella verde indica la ubicación de las fotografías a y b. a) Afloramiento del Subgrupo Metán. b) Jaboncillo de la falla El Quemado.

3. Patrón de drenaje y análisis morfométrico

La red de drenaje de la sierra de La Candelaria está compuesta por dos sistemas diferenciados, uno occidental que fluye hacia el oeste para conformar distintos tributarios de la cuenca de Choromoro y otro oriental que drena hacia sectores más deprimidos de la llanura Chaco-Pampeana. Estos ríos muestran valores de sinuosidad bajos, canales rectos y configuran un sistema de descarga erosiva en la sierra de La Candelaria (Barcelona *et al.* 2014). El drenaje sobre la ladera occidental está caracterizado por ríos que se bifurcan hacia el norte y el sur. La red de drenaje que fluye hacia el norte está conectada con el río Rosario, que forma el nivel de base local, mientras que la red de drenaje que fluye hacia el SO se conecta con el río Salí que es



el río principal que atraviesa la cuenca de Choromoro. Los ríos son sensibles a los cambios del relieve y se ajustan a las nuevas condiciones a velocidades diferentes de acuerdo a una variedad de factores que incluyen al clima y las propiedades físicas del lecho rocoso. Estos reajustes se reflejan en puntos de quiebre del perfil de equilibrio del río o “*knickpoints*” (Whipple *et al.* 2004).

Para analizar los rasgos neotectónicos en el paisaje con mayor detalle, se generaron perfiles longitudinales de los ríos sobre ambos faldeos de la sierra de La Candelaria, utilizando el Modelo de elevación digital de resolución espacial de 5 m (Figuras 4.14, 4.15 y 4.16). Es importante destacar que los ríos que drenan hacia el norte para enlazarse con el río Río Rosario, tienen otro nivel de base que los ríos que drenan hacia el sur para unirse al Río Salí. Los “*knickpoints*” son excelentes indicadores que nos pueden revelar la historia de un sistema fluvial directamente afectado por influencias dinámicas como factores climáticos, tectónicos, o bien, a factores estáticos como contrastes litológicos. Estas anomalías pueden indicar desequilibrio aguas arriba de la red fluvial debido a cambios en el nivel base. Como se observa en las figuras 4.14, 4.15 y 4.16 la mayoría de los “*knickpoints*” se encuentran aguas arriba y desarrollados en rocas del basamento y no en la cobertura sedimentaria (aguas abajo) en el piedemonte. Además, los pocos “*knickpoints*” que están en los piedemontes no se alinean con ninguna de las escarpas mapeadas. Esto podría indicar que los procesos fluviales erosivos son ampliamente más importantes que los procesos neotectónicos en este sector. Además, es notable la asimetría en la magnitud de los *knickpoints* entre ambas laderas y la presencia de *knickpoints* de mayor magnitud en la ladera occidental. Esta diferencia se correlaciona con la asimetría en la pendiente normalizada que también se puede observar en la Figura 4.1.

A lo largo del desarrollo de la sierra, la cobertura sedimentaria arriba de las rocas del basamento fue erosionada, por lo que actualmente no registra eventos tectónicos involucrados a lo largo de su historia, mientras las rocas del basamento metamórfico presentan una mayor resistencia mecánica que permite lograr archivar el registro de dichos eventos por medio de los “*knickpoints*”. Una de las señales más importantes de la distribución de los *knickpoints* es su ausencia en los sectores de los piedemontes, donde los arroyos atraviesan las fallas cuaternarias.

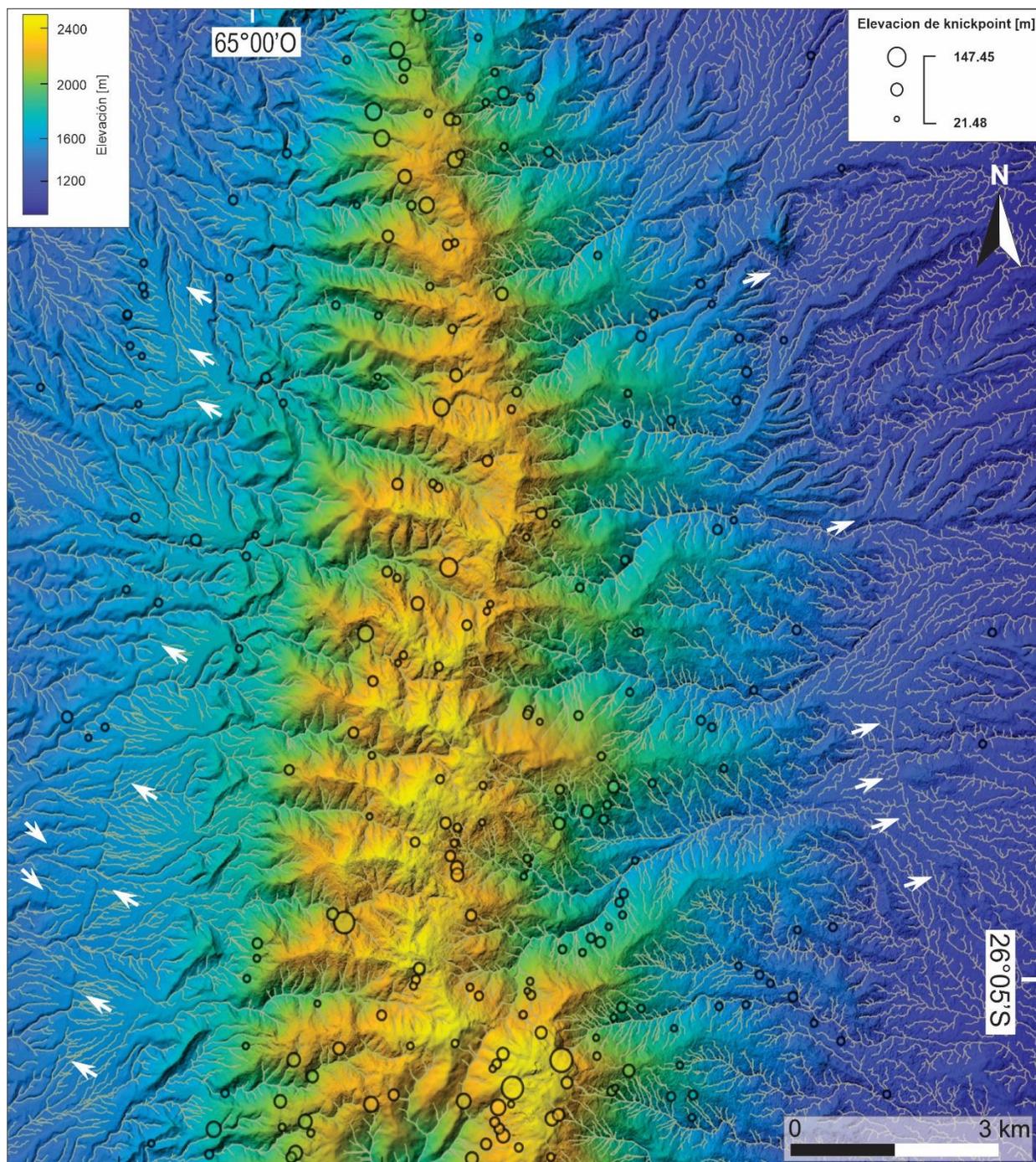


Figura 4.14. Sierra de La Candelaria con los ríos y los “knickpoints” identificados mediante el software TopoToolBox. Los círculos son los “knickpoints” sobre la sierra. Las flechas blancas están indicando las ubicaciones de las fallas.

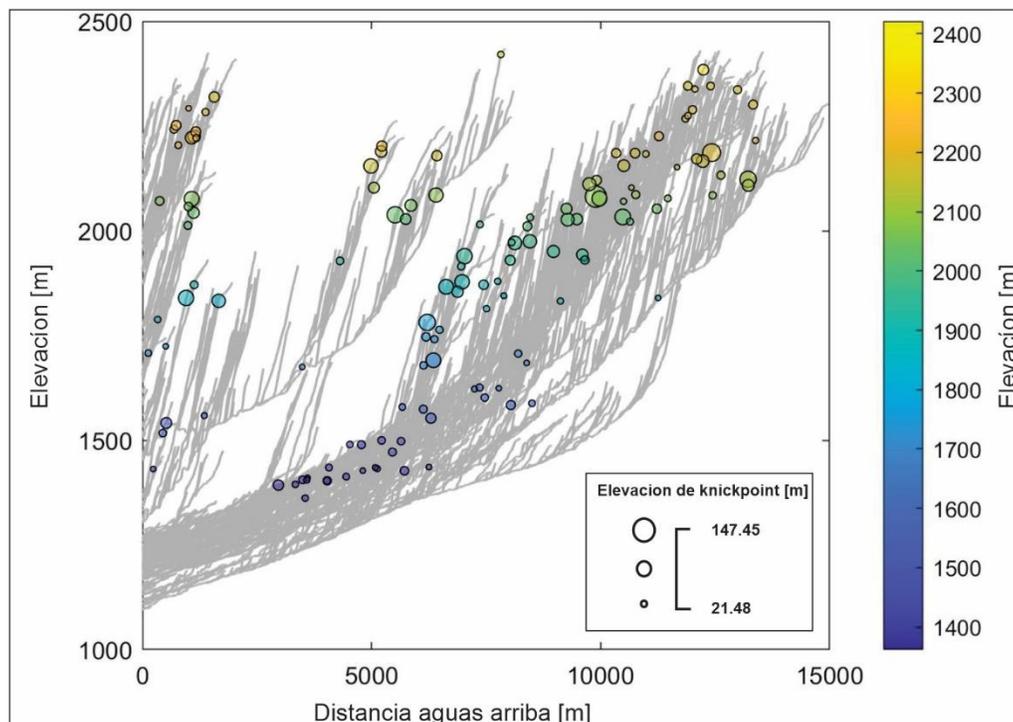


Figura 4.15. Perfiles longitudinales de los ríos de la ladera occidental con la ubicación de los “*knickpoints*” sobre el río.

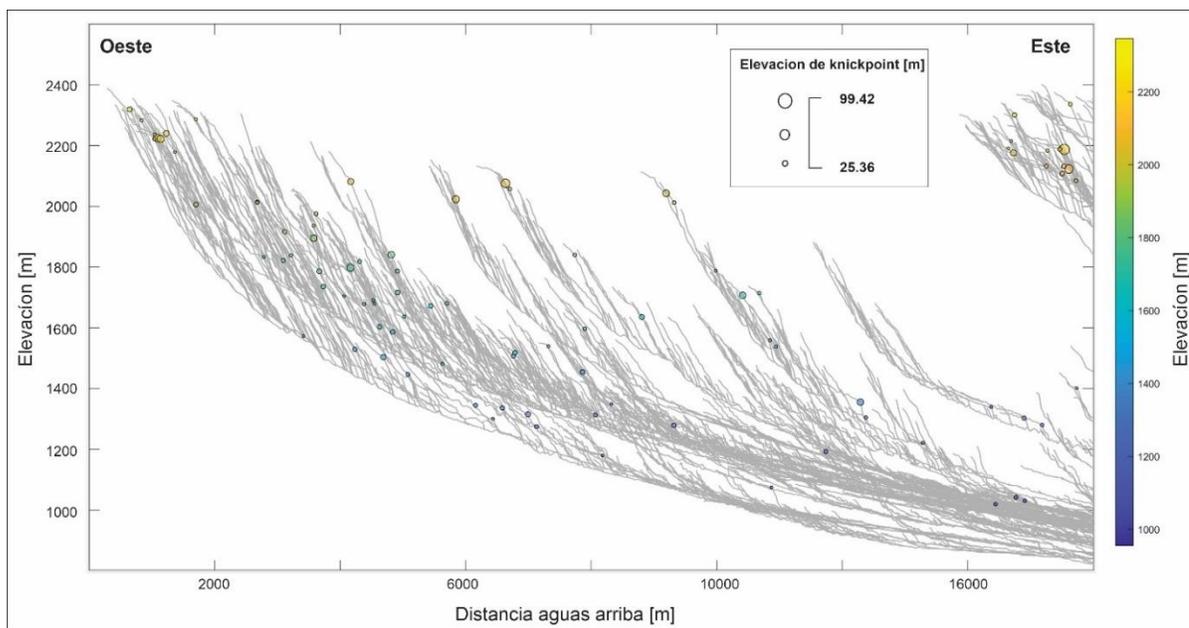


Figura 4.16. Perfiles longitudinales de los ríos de la ladera oriental con la ubicación de los “*knickpoints*” sobre el río.



CAPÍTULO 5: MÉTODOS GEOFÍSICOS SOMEROS ENFOCADOS A LA EXPLORACIÓN DE FALLAS NEOTECTÓNICAS

Los estudios geológicos y geomorfológicos efectuados en el piedemonte de la sierra de La Candelaria fueron fundamentales para realizar un análisis estructural y del paisaje y para poder detectar anomalías asociadas a actividad neotectónica en la zona. A pesar de que en el campo se pudieron observar algunos elementos estructurales a partir de rasgos superficiales, la densa cobertura vegetal dificultó la tarea ya que los afloramientos descubiertos son escasos y presentan un grado de alteración meteórica intenso. Por otro lado, el régimen de procesos superficiales altamente dinámicos que tiende a modificar y erosionar rápidamente las características morfológicas del paisaje atenta contra la preservación de la expresión topográfica de estos rasgos asociados a la deformación cuaternaria.

Con el objetivo de obtener mayor información de las estructuras reconocidas se utilizaron métodos geofísicos que permiten interpretar la estructura del subsuelo a partir de mediciones en superficie, para así poder inferir la geometría y la cinemática de dichas estructuras. Se realizaron estudios geofísicos someros de resistividad eléctrica (ERT, *Electrical Resistivity Tomography* por sus siglas en inglés) y de refracción sísmica (SRT, *Seismic Refraction Tomography* por sus siglas en inglés) que se combinaron con datos disponibles de sísmica de reflexión profunda para establecer las relaciones entre las estructuras mapeadas en superficie y la geometría de las fallas en profundidad.

El objetivo general de las ERT y SRT es obtener perfiles de las variaciones laterales y verticales de la resistividad y la velocidad de onda V_p (velocidad de ondas primarias) en las primeras decenas de metros por debajo de la superficie. En base a los contrastes de resistividad y/o velocidad se pudieron estimar los espesores de los depósitos sedimentarios y analizar la geometría de las estructuras neotectónicas en sitios claves donde los datos de superficie no permitieron reconocer deformaciones recientes. En este sentido, las fallas neotectónicas suelen presentar una mayor concentración de fluidos que se traduce en una menor resistividad en la zona, y en otros casos desplazamiento vertical de las resistividades mapeadas yuxtaponiendo



zonas resistivas al lado de zonas conductivas, además de generar una alteración (atenuación o refracción) de las ondas de velocidad V_p .

1. Resultados e interpretación de ERT y SRT para los perfiles E1a, E1b y S1 (falla Arias)

Los perfiles de tomografía eléctrica E1a y E1b que atraviesan el piedemonte occidental de la sierra de La Candelaria fueron registrados en forma perpendicular a la escarpa de falla Arias, como se muestra en los mapas geológicos y de pendientes normalizadas (Figura 5.1.b). En base a la cantidad limitada de afloramientos en el área, que permiten el acceso para su inspección directa, y a la información de registro de pozos petroleros en la zona, inferimos que las rocas sedimentarias de las primeras decenas de metros en el subsuelo son de edad terciaria y pertenecientes al Subgrupo Metán, y que se encuentran cubiertas por depósitos aluviales cuaternarios.

El modelo de inversión del perfil E1a (Figura 5.2) registra altas resistividades en los aproximadamente 25 m superiores a lo largo de toda su longitud salvo la parte central donde el espesor es de 10 m, con valores máximos de 909 Ohm.m. Estos datos son consistentes con la presencia en el campo de depósitos aluviales cuaternarios, tanto en el sector oriental como occidental de la sierra de La Candelaria cuya alta resistividad se explica por la presencia de los conglomerados procedentes de las rocas metamórficas del basamento de la sierra. En la parte occidental del perfil sobre el bloque yacente, entre 0 y 60 m de distancia y elevación entre 1360 – 1370 m, se reconoce una zona de resistividad relativamente baja (110-130 Ohm.m.) comparada con la resistividad de los depósitos aluviales que refleja un cambio litológico en los depósitos, es la indicación de escasez en los conglomerados de las rocas metamórficas, además muestra un plegamiento cerca de la zona de falla y le sigue una zona de alta resistividad sobre la superficie lo que refleja depósitos con conglomerados de nuevo.

En el perfil E1b (Figura 5.3.b), entre -20 y 20 m de distancia, se puede observar la escarpa de la falla Arias (< 3 m) con plano vergente al este, cuyo bloque elevado corresponde a la parte occidental. El modelo de inversión muestra la presencia de una marcada discontinuidad en la resistividad del subsuelo entre -20 y 0 m de distancia sobre el perfil y elevación entre 1370 –



1350 m, esta discontinuidad es interpretada como una falla de bajo ángulo con inclinación al oeste. En la sección ubicada entre -60 y 10 m de longitud del perfil (Figura 5.3.b), se observa una zona conductora, donde los valores de resistividad disminuyen a 7 Ohm.m a profundidades mayores de 23 m, lo que es consistente con la baja resistividad de los estratos arcillosos de las unidades sedimentarias del Subgrupo Metán, que muestran áreas de baja resistividad aparente directamente debajo de las escarpas de fallas inferidas.

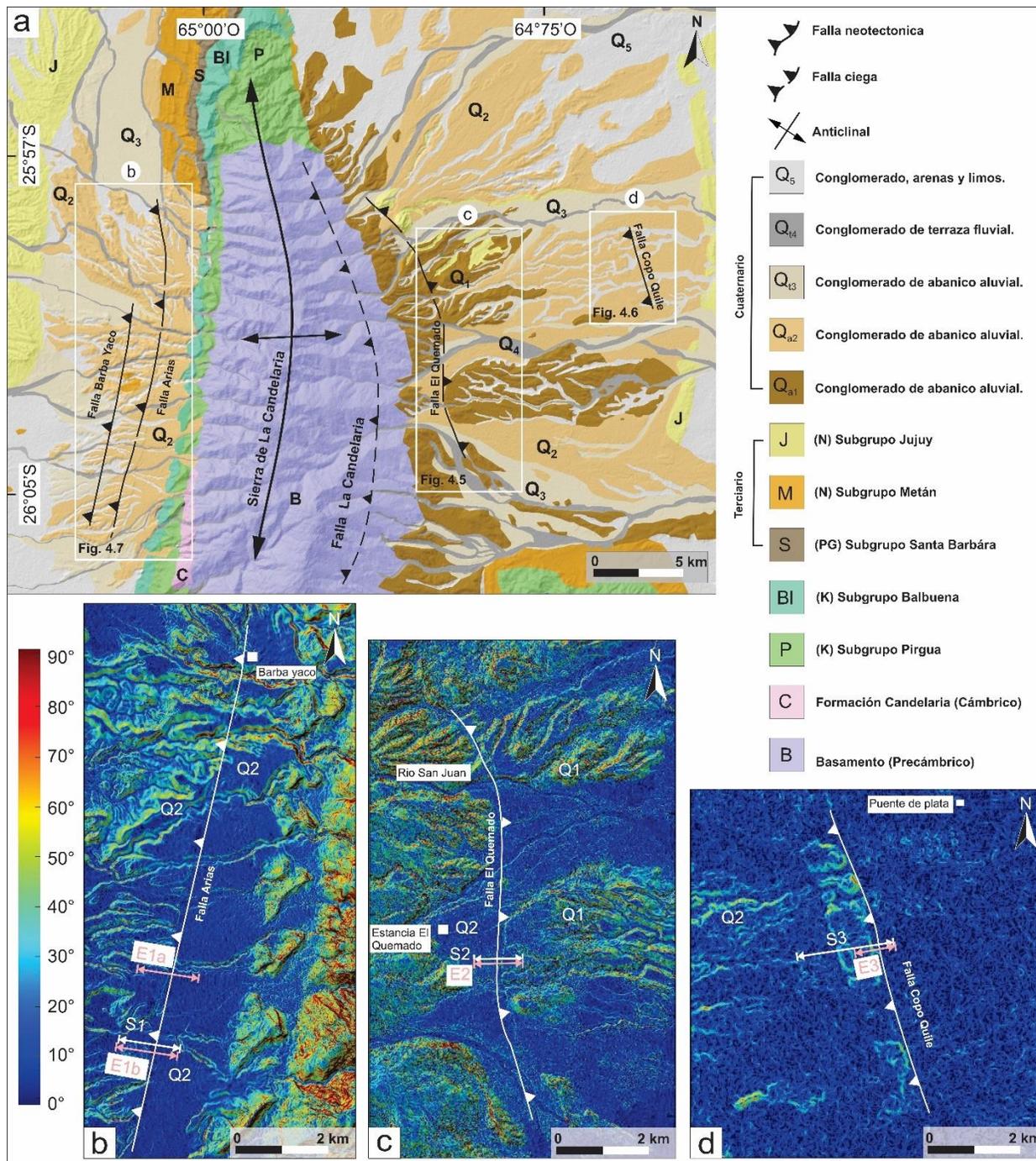


Figura 5.1. a) Mapa geológico del área de estudio que muestra las zonas donde se realizaron los perfiles eléctricos y sísmicos sobre las dos laderas de la sierra de La Candelaria. b) c) y d) Mapas de pendientes, el color azul muestra pendiente plana (0°) y el color rojo refleja pendiente subvertical (90°). En los mapas de pendientes se ve la ubicación de los perfiles sobre las fallas Arias, El Quemado y Copo Quile, respectivamente. E: perfil geoelectrico, S: perfil sísmico.

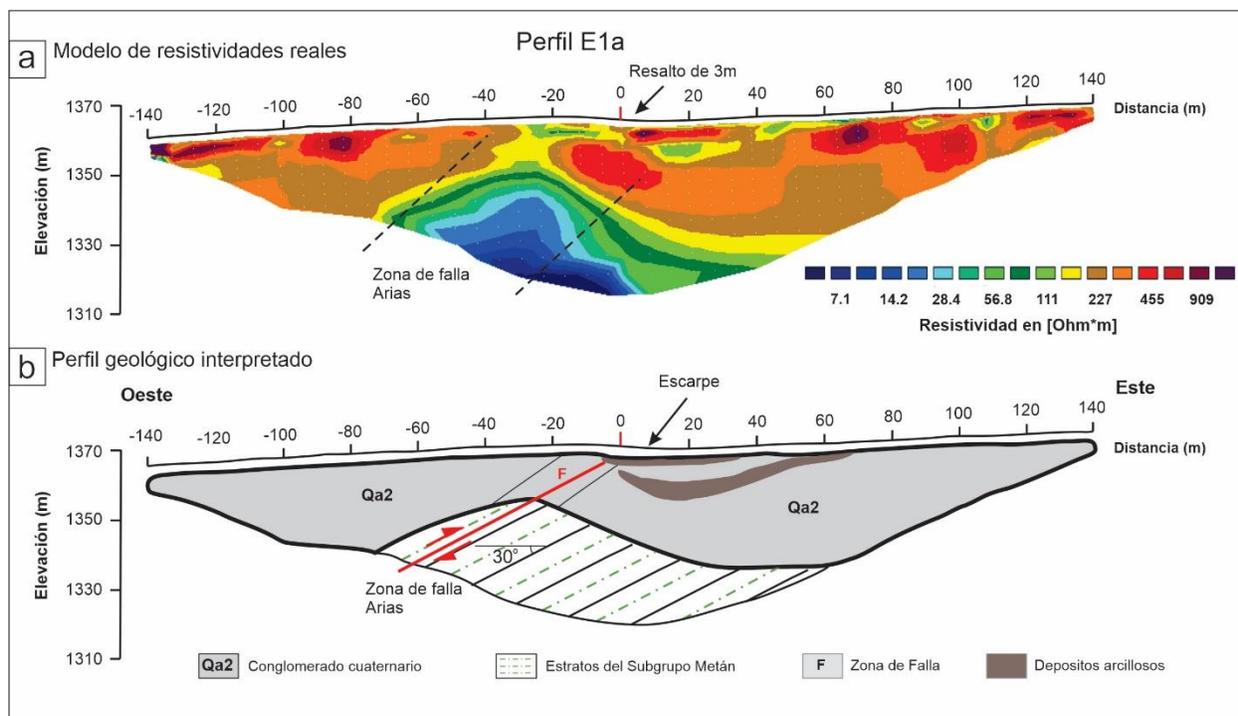


Figura 5.2. a) Tomografía eléctrica E1a sobre la falla Arias. b) Perfil geológico interpretado

Aproximadamente 1100 m al sur del perfil E1a y sobre la misma falla Arias (Figura 5.1.b) se ubica el perfil geoelectrico E1b (Figura 5.3). El modelo de inversión permitió definir una variación lateral significativa en la resistividad de oeste a este entre los -20 y 20 m de longitud del perfil, lo que indica un cambio horizontal brusco de zonas de baja a alta resistividad en elevaciones de entre 1360 y 1350 m y que coincide en superficie con la escarpa de falla Arias, que posee unos 15 m de relieve relativo en este sector.

En la parte oriental del mismo perfil, a elevaciones de entre 1370 y 1360 m, y entre 0 y 100 m de distancia (Figura 5.3.b), se registra una capa de baja resistividad que reduce su espesor hacia el este y cambia lateralmente de oeste a este su resistividad de muy baja cerca del centro del perfil (0-40 m) y caracterizada por valores entre 50-100 Ohm.m hacia su extremo oriental (40-100 m). Inmediatamente debajo de esta capa de baja resistividad, se observa una capa altamente resistiva de aproximadamente el doble de espesor que la capa superior. En la parte occidental del perfil notamos una capa superior de alta resistividad de aproximadamente 5 a 10 m de espesor, que recubre una capa de baja resistividad. La zona centro-occidental del perfil (0 a



-60 m) y de profundidad 1380 – 1360 m tiene resistividades moderadas de 100 Ohm.m en promedio.

El perfil de tomografía sísmica S1, que se registró en la misma ubicación que el perfil de tomografía eléctrica E1b (Figura 5.3), reveló una estructura de velocidad sísmica congruente con valores de V_p que aumentan con la profundidad. Se reconocen heterogeneidades laterales de V_p cerca de la falla inferida, lo que sugiere variaciones localizadas en el espesor. Las diferentes capas de velocidad son continuas junto con todo el perfil este-oeste. La capa caracterizada por una V_p de aproximadamente 1270 m/s registra un aumento de espesor en la parte central del perfil. Se encontró otra anomalía en las velocidades sísmicas entre aproximadamente 1360 y 1340 m de elevación y a una distancia de entre 20 y 70 m a lo largo del perfil. También se registró una capa de baja velocidad de aproximadamente 10 m de espesor a una profundidad baja en la parte central del perfil entre -30 y 10 m de longitud de perfil (Figura 5.3.a).

Las velocidades sísmicas más altas pueden representar estratos sedimentarios compactados que fueron desplazados verticalmente hacia la superficie, lo que es congruente con la zona de baja resistividad en la zona central del Perfil E1b (Figura 5.3.b). En la parte occidental de este perfil, el crecimiento progresivo de las capas de isovelocidad debajo de la escarpa de falla coincide con el área de baja resistividad de la zona de falla (Figura 5.3). Las características de alta velocidad y baja resistividad pueden relacionarse con litologías representadas por sedimentitas de grano fino (arcilitas, limolitas). En consecuencia, la orientación del plano de falla (a una distancia horizontal de -80 a 0 m a lo largo del perfil) se explica mejor como la representación de una falla inversa buzando hacia el oeste. En las partes orientales de ambos perfiles (E1a, E1b) (Figuras 5.2,5.3), una capa de 25 m de espesor con resistividad alta se interpreta que corresponde a depósitos de abanico aluvial. A una distancia horizontal de 20 m del centro del Perfil S1 (Figura 5.3.a), los depósitos del abanico aluvial se superponen a la falla y forman una zona de velocidades sísmicas homogéneas con una resistividad eléctrica excepcionalmente baja entre 0 y 90 m y representan zona de depósitos arcillosos y escasos de conglomerados. La parte de baja resistividad entre 0 y 45 m sobre el perfil es un efecto de un lago artificial ubicado a 20 metros de la zona del estudio.

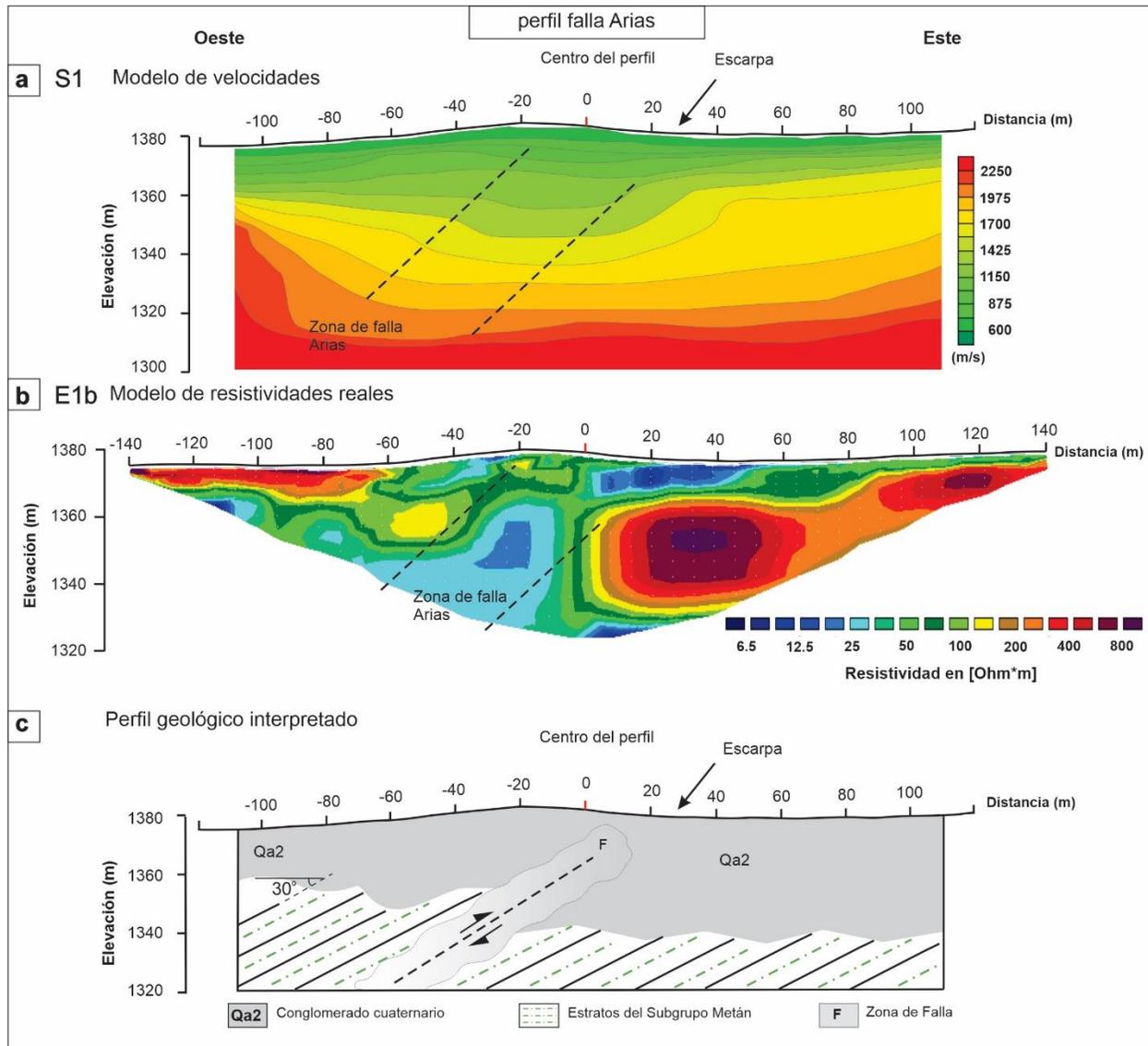


Figura 5.3. a) Resultados de la tomografía de refracción sísmica para el Perfil S1 a través de la falla Arias (ver Fig. 5.1.a para ubicación), con contornos de velocidad de onda P cada 275 m/s. b) Tomografía de resistividad eléctrica a lo largo del perfil E1b (ver Fig. 5.1.a para ubicación). Obsérvese la buena correlación entre la posición inferida de la falla, el desplazamiento de las capas de alta velocidad para S1 y la ubicación de la falla, según se deduce de los resultados de resistividad eléctrica para el Perfil E1b. c) Perfil geológico interpretado que muestra observaciones de campo combinadas con la interpretación del Perfil E1b señalando la ubicación de la falla y la cinemática inferida.



2. Resultados e interpretación de ERT y SRT para los perfiles E2 y S2 (falla El Quemado)

Los perfiles E2 y S2 se disponen en orientación este-oeste, perpendicular a la falla El Quemado (Figuras 5.1.c y 5.4), compartiendo la misma ubicación y el mismo punto de referencia central.

En el modelo de resistividad obtenido se observa en la parte superior (marcada con línea entrecortada blanca) una lámina de resistividades con color rojizo morado, correspondiente a resistividades muy altas de espesor aproximado entre 5 a 10 m. También el modelo de velocidades S2 muestra las capas de isovelocidad con baja velocidad (color azul verdoso) en la superficie son continuas de oeste a este. La zona superficial pertenece a depósitos arenosos fluviales cuaternarios Q5 que se caracterizan por tener resistividades altas y velocidades bajas.

El modelo de resistividad muestra una discontinuidad mayor prácticamente vertical cerca del centro del perfil, se observa una zona occidental de alta resistividad ($\rho = 250 \text{ Ohm.m}$), y elevación entre 1070 hasta 1100 m. Estos valores de resistividad altos fueron interpretados como depósitos aluviales del nivel Qa1 por la alta resistividad del conglomerado, con proveniencia del basamento y por el espesor semejante a los afloramientos observados en la zona. En contraste, la parte más oriental del perfil, que presenta resistividades significativamente más bajas ($10 < \rho < 37 \text{ Ohm.m}$, de color azul verdoso), posiblemente reflejan material más conductor, como estratos arcillosos del Grupo Orán entre -20 hasta 120 m sobre la longitud del perfil. Esta transición horizontal marcada en la disminución en los valores de resistividad indica un cambio en el tipo de litología.

Entre -20 a 80 m de distancia horizontal a lo largo del perfil sísmico S2, las capas con altas velocidades se acercan a la superficie. Estas capas de alta velocidad definen un área en la parte central del perfil en la que los espesores de las diferentes capas disminuyen notablemente a medida que se acercan a la superficie. La cubierta sedimentaria en esta parte central de la línea sísmica es insignificante. Notamos que el desplazamiento vertical en las velocidades de las capas en la porción este del modelo de velocidad es congruente con la ubicación de la discontinuidad de resistividad en el modelo correspondiente.

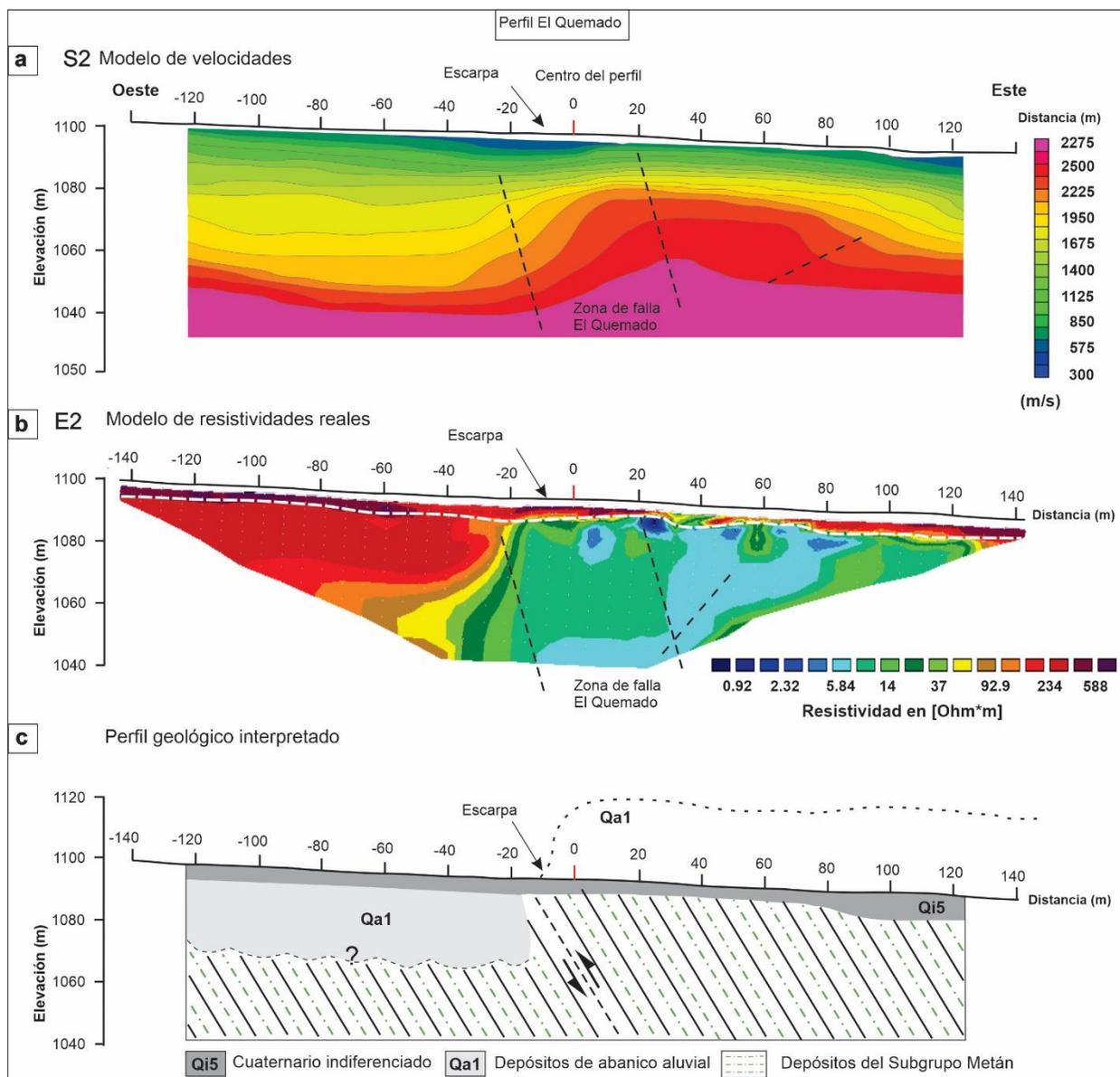


Figura 5.4. a) Tomografía por refracción sísmica del Perfil S2 a través de la falla de El Quemado (ver Fig. 5.1.b para ubicación). Los contornos de las velocidades sísmicas corresponden a intervalos de 275 m/s. b) Tomografía de resistividad eléctrica a lo largo del Perfil E2 (ver Fig. 5.1. b para ubicación). c) Sección transversal geológica interpretada en base a los perfiles E2 y S2, donde se destaca la ubicación de la falla y la cinemática inferida. La representación esquemática muestra cómo la falla genera un desplazamiento hacia arriba de las capas de alta velocidad y baja resistividad.



Esta discontinuidad y transición brusca en las resistividades, así como con el desplazamiento de capas con velocidades más altas hacia la superficie en la parte central de los perfiles de tomografía y sísmica (Figura 5.4) se correlaciona en superficie con la escarpa con vergencia al oeste y, por lo tanto, en base a las evidencias encontradas de las inclinaciones altas de los estratos en la zona (Figura 4.13 y 7.3.c), se interpreta el contraste de resistividades como una falla inversa flexodeslizante, con alto ángulo de inclinación al este.

Existe una zona de baja resistividad ($\rho = 5 \text{ Ohm.m}$) en la pared colgante de la falla entre 20 a 80 m de distancia horizontal a lo largo del perfil eléctrico (Color celeste), también se observó en el perfil sísmico un cambio en las velocidades en la misma ubicación. Dichas evidencias pueden ser interpretadas como zona de falla conjugada con la falla El Quemado, sin embargo, los cambios en las velocidades en el perfil sísmico solamente se observan en las velocidades altas (color rojo) en la elevación de 1060 m y no afectan las líneas de isovelocidades más someras. Además, la falta de evidencias en la superficie no permite asegurar la interpretación mencionada.

3. Resultados e interpretación para los perfiles ERT y SRT E3 y S3 (falla Copo Quile)

Al este de la falla El Quemado, a una distancia de aproximadamente 10 km del flanco oriental de la sierra de La Candelaria, los perfiles de tomografía eléctrica E3 (obtenido al concatenar tres perfiles eléctricos sucesivos) y de tomografía sísmica S3 tiene una extensión aproximada de 600 m en sentido este-oeste y atraviesan una estructura que levanta al nivel Qa2 en la parte oriental (Figura 5.1.d).

El modelo de tomografía resistiva E3 muestra en la parte superior entre los 192 y 570 m (marcada con línea entrecortada blanca) una zona con resistividades altas de 90 a 250 Ohm.m (color rojizo morado) con un espesor aproximado de 15 m y una suave inclinación de 3° hacia el oeste. La misma capa resistiva presenta espesores mayores en la zona más oriental del perfil eléctrico y puede asociarse a depósitos de abanicos aluviales, constituidos por bancos conglomerádicos con clastos provenientes del basamento metamórfico, lo que podría explicar la alta resistividad observada (Figura 5.6.a). Por otro lado, la parte occidental del perfil eléctrico (entre 0 y 150 m) exhibe en su parte superior una capa de 10 metros de espesor (color verde) con



resistividad entre 30 – 40 Ohm.m. Estos valores de resistividad intermedia sugieren la presencia de sedimentos arenosos o conglomerados no consolidados al oeste de la estructura en forma de cuña, posiblemente asociados con la fase más joven en la actividad de la falla.

En la parte central del perfil eléctrico E3 (100 a 480 m sobre el perfil) entre los 690-650 m en la dirección vertical, se observan dos capas de resistividades contrastantes (color azul) y otro por encima de color castaño, con una inclinación aproximada de 12° hacia el oeste (Figura 5.6.a). La capa que presenta resistividades muy bajas se interpreta como una capa compuesta por material arcilloso, mientras que la capa castaña, más resistiva, reflejaría la presencia de material arenoso además del material arcilloso, probablemente representan algunas capas del techo de la formación Piquete.

La capa azul-verdosa de baja resistividad cambia su inclinación de 12° este a sub-vertical en el extremo oriental del perfil (entre 384 – 480 m). Ese cambio de inclinación está asociado a un plegamiento de la capa. Más aún, se puede observar una zona con resistividad de 40 Ohm.m en el mismo tramo a una elevación de 670 – 650 m que representaría la falla inversa que buza hacia el oeste responsable del plegamiento observado, denominada como falla Copo Quile.

En la zona central de la tomografía E3 directamente debajo del electrodo 192 y a una elevación entre 660 y 680 m, el modelo de inversión muestra la presencia de una marcada discontinuidad en las resistividades de las capas (Figura 5.6.a), lo que es interpretado aquí como una falla inversa conjugada con la falla mencionada anteriormente.

Los resultados del perfil sísmico S3 abarcan solamente los 250 m del extremo oriental del perfil eléctrico E3 (Figura 5.6.b). El perfil de velocidad modelado muestra velocidades bajas en la superficie (color verde y amarillo) y correspondientes a la zona del abanico aluvial (ver el modelo geológico y el perfil S3 (Figura 5.6.b)). Las capas de isovelocidad inclinan aproximadamente 30° hacia el este, antes de volverse subhorizontales en la parte oriental del perfil, a una elevación de 650 m. Las velocidades altas (> 2500 m/s) con color rojo y violeta, en profundidad, en la zona entre -2 y -100 m se encuentran más cerca de la superficie en la parte occidental de perfil, en coincidencia con la zona donde las isolíneas de velocidad sufren un



cambio vertical. Esta falta de continuidad en las capas de velocidad sísmica se interpreta como un indicador de la presencia de una falla inversa responsable del levantamiento de la parte occidental (bloque colgante) hacia la superficie.

El levantamiento de esta estructura de tipo *pop-up* habría generado el espacio de acomodación para los depósitos someros en la parte occidental posiblemente asociados con la fase más joven de la actividad de la estructura, impidiendo que los sedimentos se transporten hacia al este.

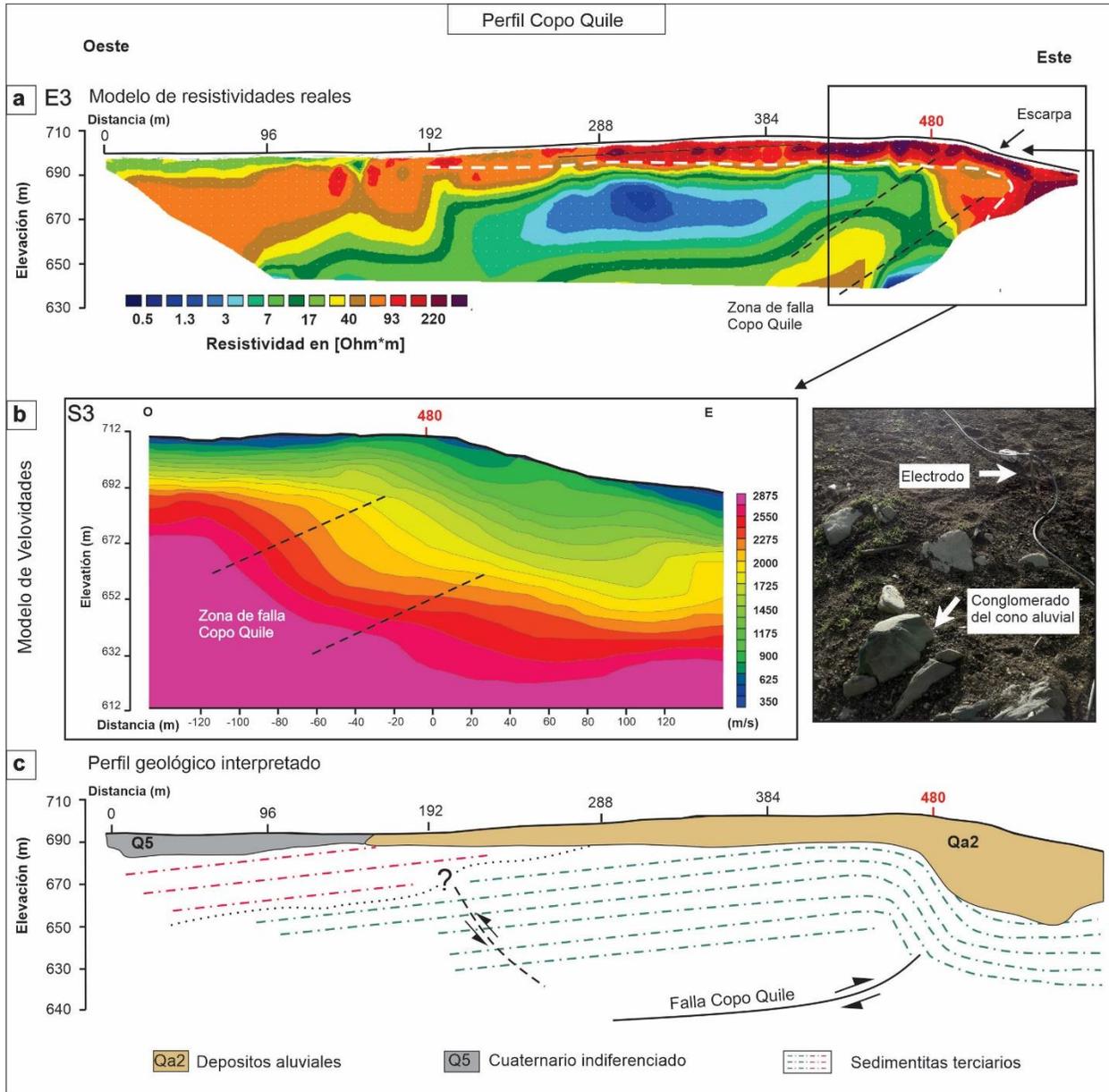


Figura 5.6. a) Tomografía de resistividad eléctrica para el Perfil E3 a través de la falla Copo Quile (ver la Fig. 5.1.c para ubicación). La profundidad máxima de penetración fue de aproximadamente 70 m, combinando tres perfiles consecutivos. b) Tomografía sísmica (Perfil S3 en la Fig. 5.1.c). La tomografía por refracción sísmica para los resultados de S3 se muestra con contornos de velocidad sísmica a intervalos de 275 m/s. c) Sección transversal esquemática del Perfil E3, donde se destaca la ubicación de la falla y la cinemática. El esquema muestra cómo la falla genera un desplazamiento hacia arriba de la capa de alta velocidad. Esto coincide con la ubicación de la falla sugerida por la interpretación de resistividad eléctrica para el Perfil E3.



CAPÍTULO 6: INTERPRETACIÓN DE LINEAS SÍSMICAS DE REFLEXIÓN

Para este estudio se contó con información de subsuelo de las áreas hidrocarburíferas Ojo de Agua y Algarroba constituida por líneas sísmicas de reflexión y registros de 10 pozos exploratorios con sus respectivas secciones estratigráficas elaboradas a partir de análisis litológicos de perforaciones, legajos e informes de perforación. Esta información se obtuvo de diversas compañías petroleras como Y.P.F, Apache y Pluspetrol y fue complementada con los datos estructurales de superficie relevados durante el trabajo de campo. La Secretaría de Minería de la Provincia de Salta autorizó el uso de estas líneas sísmicas. Estos datos, principalmente obtenidos entre las décadas de los 1970 y 1980, fueron re proyectados y georreferenciados desde el sistema de proyección Campo Inchauspe al sistema de coordenadas WGS84/UTM zona 19S para luego ser interpretados con el *software Move2D* de *Petroleum Experts*.

1. Estratigrafía de pozos petroleros

Para establecer la estratigrafía del subsuelo, se utilizaron datos de nueve pozos exploratorios ubicados en la cuenca de Metán y el sector norte de la cuenca Choromoro (sector occidental de la sierra de La Candelaria), y de dos pozos localizados al este del cerro Cantero (Figura 6.1).

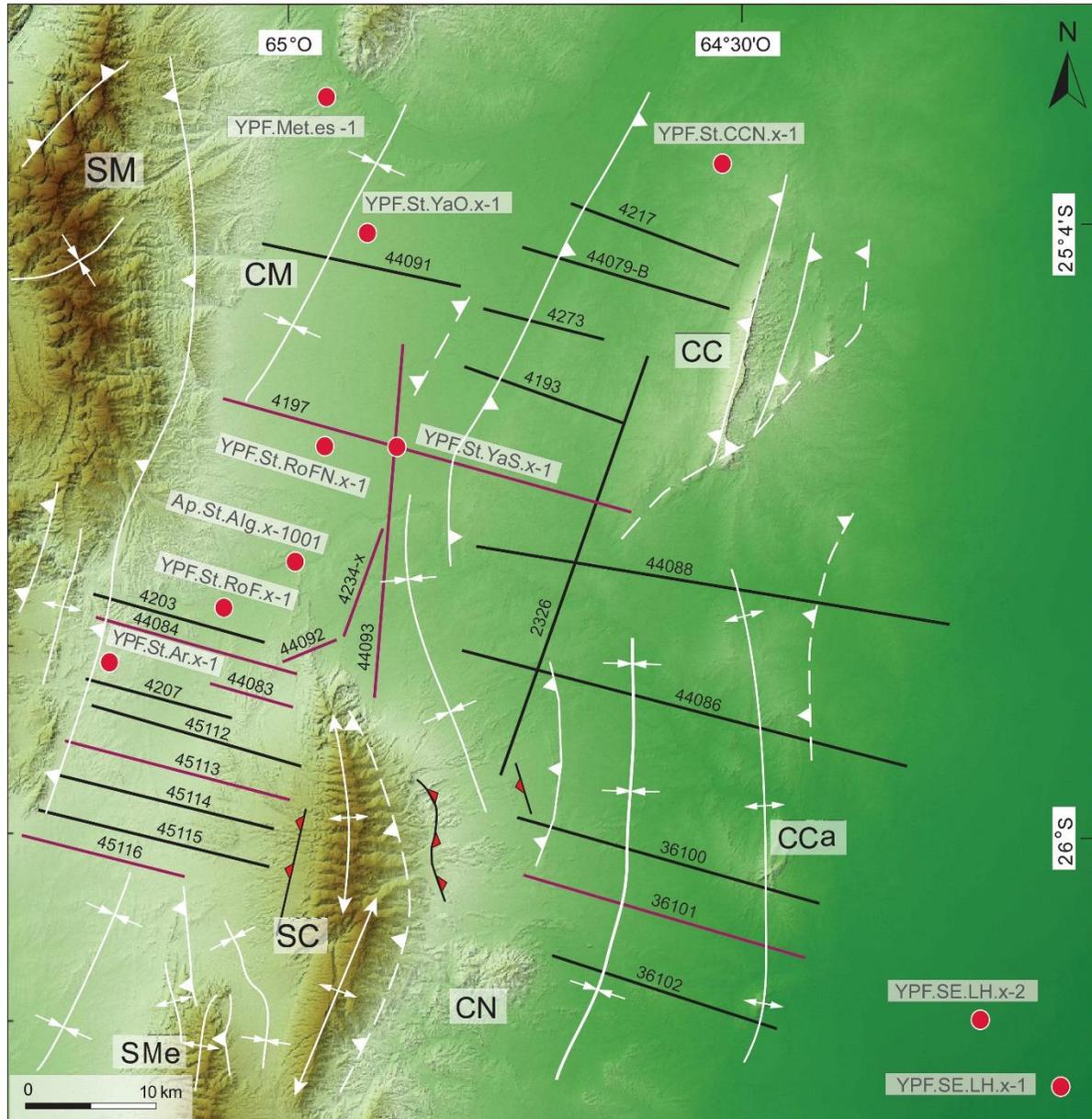


Figura 6.1. Mapa de relieve de la zona de estudio donde se indica la ubicación de las líneas sísmicas (en color rojo las líneas utilizadas en este trabajo) y de los pozos exploratorios de la región (puntos rojos). CC: cerro Colorado, CoC: cerro Cantero, CN: cerro Negro, SC: sierra de La Candelaria, CCh: cuenca Choromoro, CM: Cuenca de Metán, SM sierra de Metán.

1.1. Sector Norte (cuenca de Metán): Los pozos de la cuenca de Metán presentan la siguiente distribución: dos pozos en la parte noreste de la cuenca (MET.es-1, YaO.x-1), dos pozos (Es.RoFN.x-1y YAS.x-1) en la región centro-sur, un pozo hacia el extremo nor-occidental del



cerro Colorado (St.CCN-1) y un pozo sobre el núcleo del cerro Colorado, del lado oriental (St.CC.x- 1001). En la Figura 6.2 (sector norte) los pozos están ordenados de oeste a este.

Los pozos YAO.x-1, YAS.x-1 y Es.RoFN.x-1 son los tres pozos más profundos (3740 m, 3554m y 3194 m, respectivamente) y atraviesan las sedimentitas sinorogénicas del Grupo Orán y al Grupo Salta. En este contexto, solamente el pozo YAS.x-1 alcanzó los estratos de *synrift* del Subgrupo Pirgua, mientras que ninguno llegó hasta al basamento precámbrico o la cubierta paleozoica.

Hacia el noroeste, el pozo MET.es-1 muestra una columna estratigráfica similar a la de los pozos YaO.x-1 y Yas-es.1, con algunas diferencias: 1) todas las unidades son ligeramente menos espesas, excepto los sedimentos de la parte superior del Subgrupo Jujuy, que presentan un espesor mucho menor (400 m versus 1500 m en promedio) y 2) el pozo penetró varios cientos de metros del Subgrupo Pirgua (Iaffa *et al.* 2011b).

El pozo YPF.St.CCN-1 muestra similitudes con el pozo MET.es-1, salvo que los espesores de los estratos son menos potentes y que no registra depósitos del Subgrupo Jujuy.

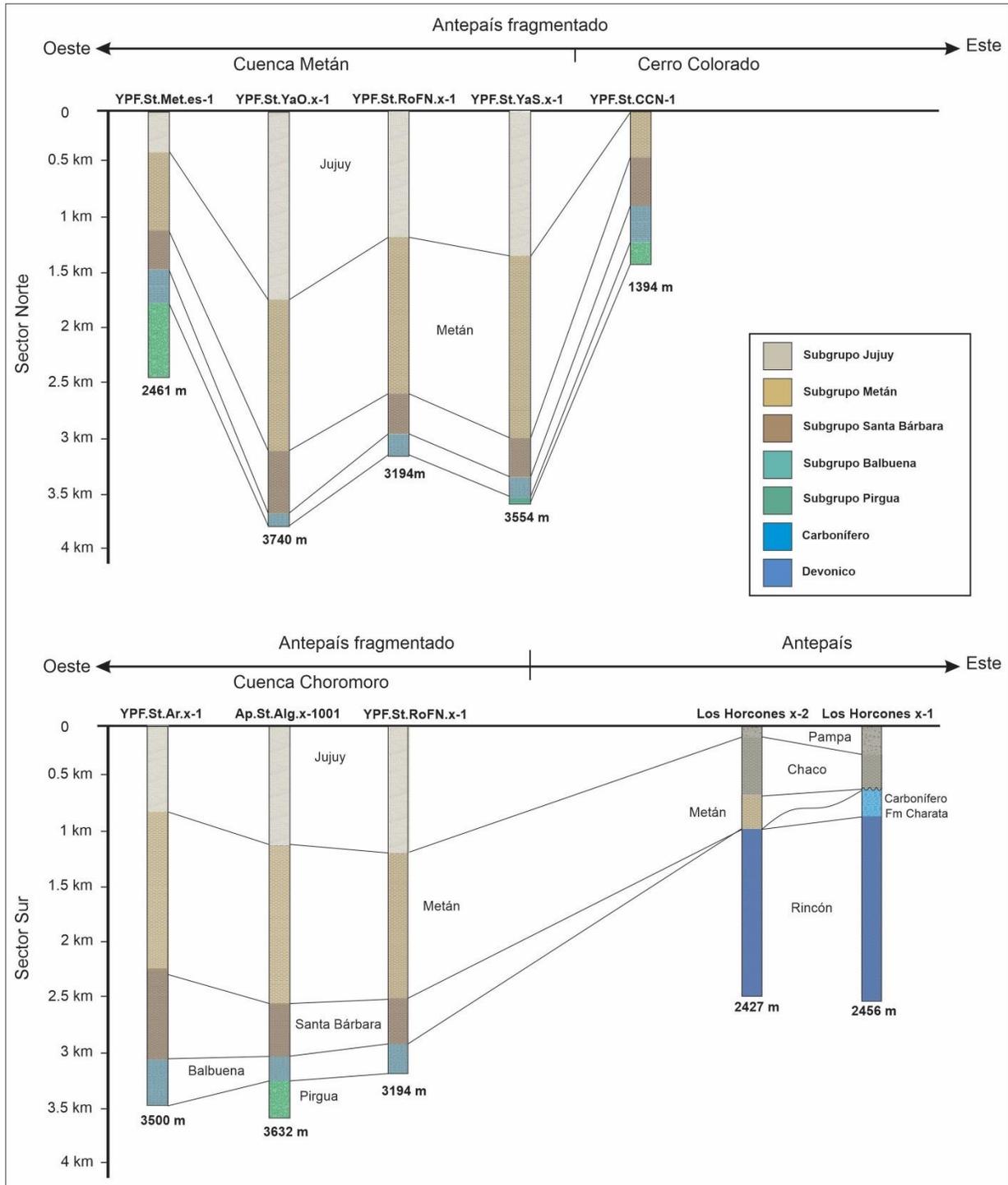


Figura 6.2. Correlación estratigráfica entre los pozos de los sectores norte y sur de la zona de estudio (ver Figura 6.1 para ubicación).



1.2. Sector Sur (cuenca de Choromoro y Llanura Chacopampeana): Al oeste de la sierra de La Candelaria se encuentran los pozos St.Ar.x-1, St.RoFN.x-1 y Ap.St.Alg.x-1001. Estos tres pozos son similares, alcanzando el Subgrupo Balbuena y solamente el pozo Ap.St.Alg.x-1001 atraviesa unos 600 del Subgrupo Pirgua, y también muestra los mayores espesores de los subgrupos Metán y Jujuy.

Los pozos de Los Horcones (LH x-1 y LH x-2) están ubicados al sureste de la sierra de La Candelaria (Figura 6.1) y son similares salvo que el pozo LH x-2 presenta mayor espesor de la secuencia sedimentaria del Subgrupo Metán. El rasgo más importante es que en los dos pozos la secuencia terciaria se dispone directamente por encima de sedimentitas paleozoicas, estando ausente el Cretácico.

Los pozos en la cuenca de Metán y Choromoro muestran una secuencia de antepaís importante y a los estratos del Grupo Salta completos. Por el contrario, los pozos de Los Horcones, que se encuentran en la llanura del antepaís muestran una secuencia estratigráfica reducida, sin proporcionar registros del Grupo Salta ni alcanzar al basamento metamórfico.

2. Interpretación de líneas sísmicas

2.1 Cuenca de Choromoro: Las líneas sísmicas analizadas en este sector (44083, 44084, 45113, 45116) se disponen en dirección aproximadamente NO-SE, sobre el flanco occidental de la sierra de La Candelaria (Figura 6.3). En las mismas se pudieron diferenciar las unidades litológicas representadas por las sucesiones de *synrift*, *post-rift* y la secuencia sinorogénica terciaria en base a los registros estratigráficos de los pozos YPF.St.Ar.x-1 y YPF.St.RoFN.x-1, y se identificaron por primera vez las fallas El Algarrobal (2), Los Sauces (3) y San Esteban (4), mientras las fallas El Arenal (1) y Termas fueron identificadas antes por Seggiaro *et al.* 2015. En los afloramientos del flanco occidental de la sierra de La Candelaria las rocas del basamento metamórfico aflorantes muestran intensa deformación. Foliaciones medidas en una de las quebradas en la parte sur de la sierra arrojaron attitudes de inclinaciones general hacia el oeste. Mediciones de la estratificación de la Formación Candelaria del Grupo Mesón brindaron orientaciones oeste con inclinaciones alrededor de 67° y un espesor total de 60 metros. Las mediciones estructurales



obtenidas en el Subgrupo Pirgua, Subgrupo Balbuena, y el Grupo Orán muestran una orientación de inclinación general hacia el oeste. En la figura (6.3) se puede observar los valores numéricos obtenidos.

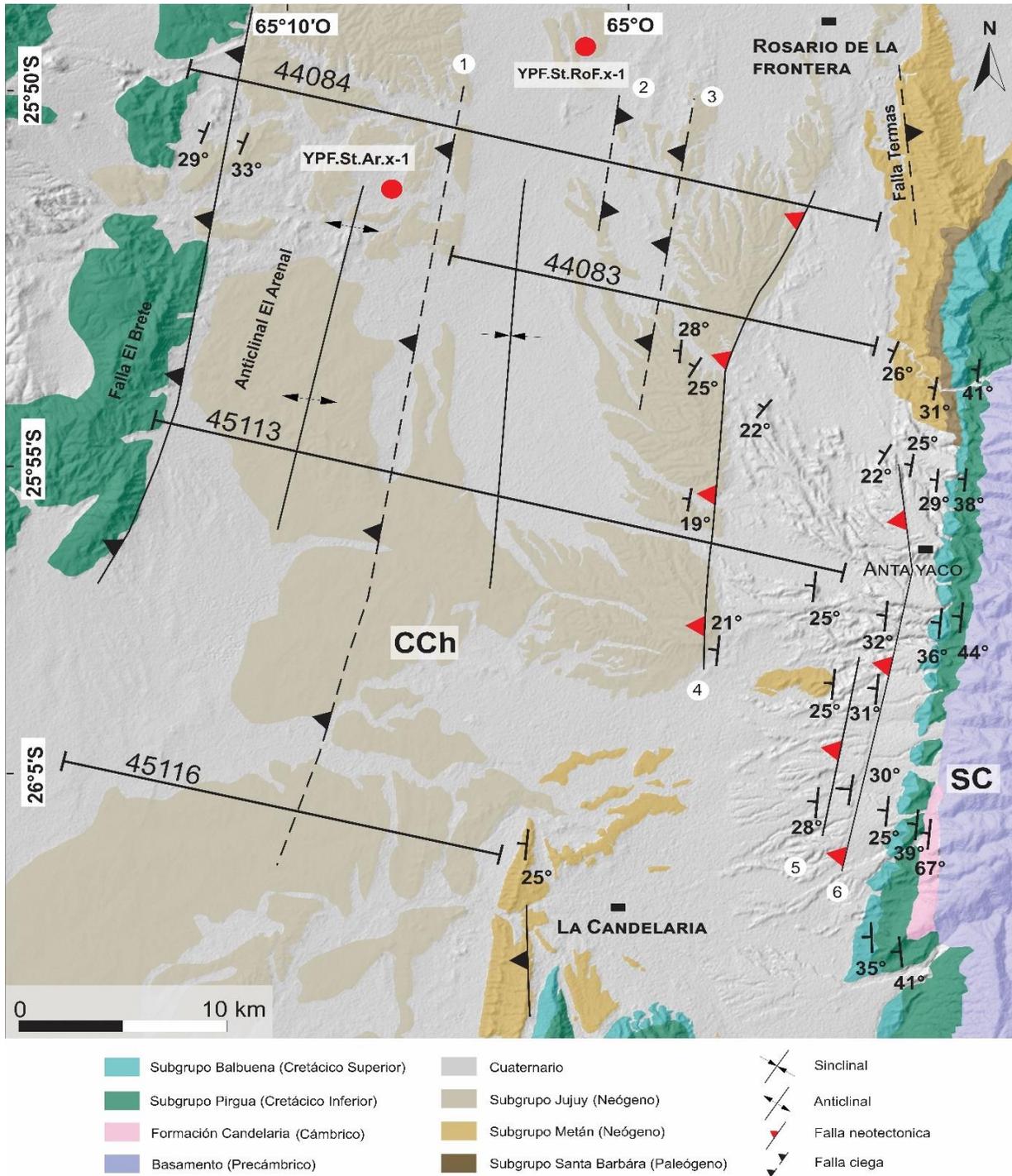


Figura 6.3. Mapa geológico (modificado de Salfity y Monaldi 2006) con la ubicación de las líneas sísmicas analizadas en el sector occidental de la sierra de La Candelaria. Los puntos rojos indican la ubicación de los pozos. (1) falla El Arenal, (2) falla El Algarrobal, (3) falla Los Sauces, (4) falla San Esteban, (5) falla Barba Yaco, (6) falla Arias.



2.1.1 Línea 44084: En el tramo oriental de la línea 44084 (Figura 6.4) se pueden observar reflectores buzando aproximadamente 30° hacia el oeste, representando el limbo occidental del braquianticlinal de la sierra de La Candelaria. Corresponden a estratos del Subgrupo Pirgua, típicamente caracterizados por presentar reflexiones fuertes y de alta impedancia acústica, que sobreyacen al basamento metamórfico en discordancia. Por encima se disponen en sucesión y en forma concordante los estratos de los subgrupos Balbuena, Santa Bárbara, Metán y Jujuy. A una profundidad de 2000 m d.n.m se reconoce una discordancia de bajo ángulo que separa la base del Subgrupo Pirgua del basamento metamórfico (Figura 6.4).

La parte occidental de la línea sísmica 44084 muestra un anticlinal asimétrico, con plano axial inclinando hacia el oeste que afecta a toda la secuencia sedimentaria, generando estratos de crecimiento en las sedimentitas del Subgrupo Jujuy. Se interpreta que el nivel de despegue de este pliegue estaría ubicado en la interfase basamento-cobertura sedimentaria. En la parte central, mientras tanto, se puede observar un anticlinal simétrico formado a partir de la activación de dos fallas de alto ángulo nucleadas en sectores someros del basamento, la falla Los Sauces, buzante 57° al oeste, con 500 m de rechazo aproximadamente y la falla El Algarrobal, buzante 58° al este y 700 m de rechazo. El desplazamiento de estas fallas genera un anticlinal de tipo *pop-up* con escasa expresión superficial dado que se encuentra cubierto por sedimentos aluviales cuaternarios (Figura 6.4).

La falla San Esteban (4) fue mencionada en el trabajo de Barcelona et al. (2014) levantando abanicos conglomerádicos pertenecientes al subgrupo Jujuy; al contrario, en la línea 44084, 44083 y 45113 no se encuentra una falla que corta los estratos, sin embargo, en la superficie se encuentra el resalto topográfico lo cual interpretamos como una falla interestratal entre las capas del subgrupo Jujuy en forma similar a la falla Arias (6)

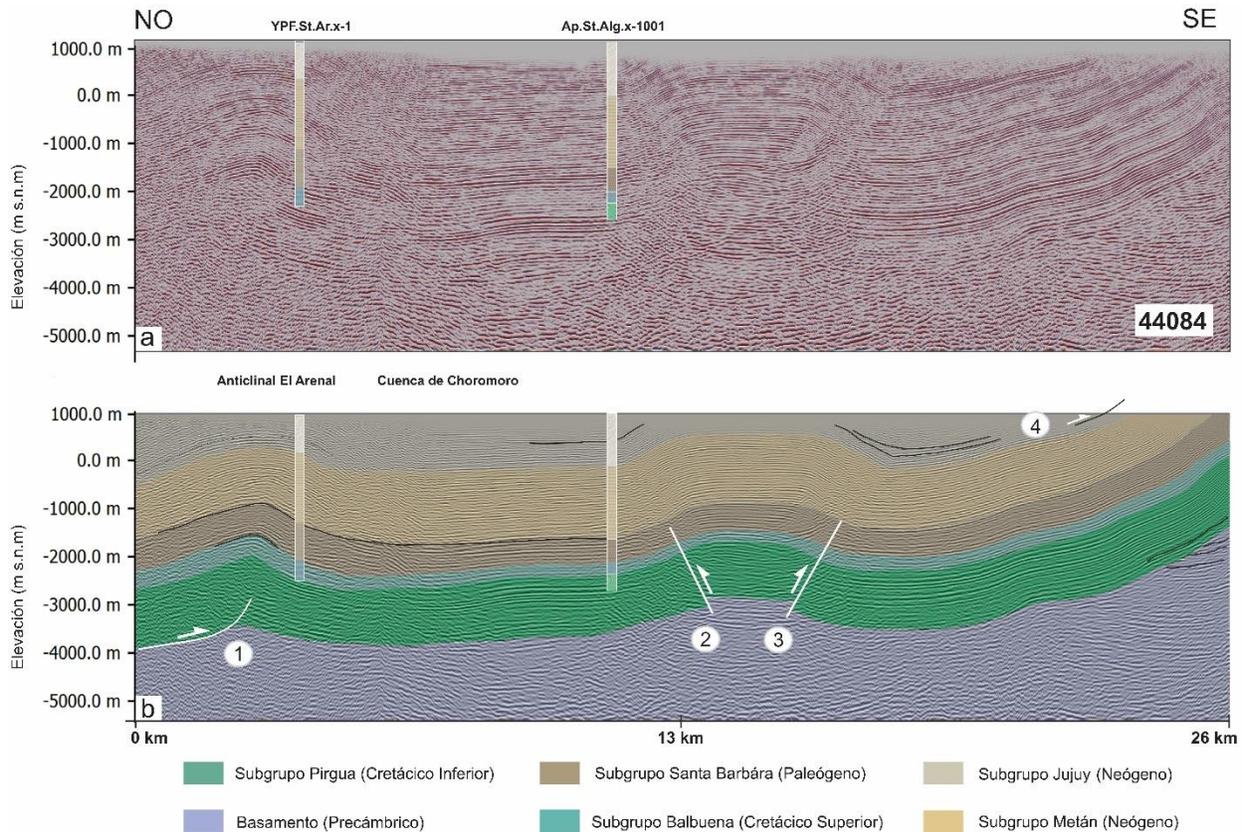


Figura 6.4. a) Línea sísmica 44084. b) Interpretación geológico-estructural de la línea sísmica 44084. (1) falla El Arenal, (2) falla El Algarrobal, (3) falla Los Sauces, (4) falla San Esteban.

2.1.2 Línea 44083: En la mitad oriental de la línea sísmica 44083 (Figura 6.5) se aprecia que los estratos del Subgrupo Pirgua, que sobreyacen en discordancia al basamento metamórfico, evidencian un buzamiento hacia el oeste de $\sim 30\text{-}40^\circ$, estando la base del Subgrupo Pirgua en relación discordante con el basamento metamórfico. Esta línea presenta similitudes con el sector oriental de la línea 44084. En el centro de la línea 44083 se destaca la falla Los Sauces, de alto ángulo ($\sim 75^\circ$) buzante al oeste y con 360 – 400 m de rechazo aproximadamente. Se interpreta que el movimiento de esta falla y el plegamiento resultante generaron discordancias progresivas en los estratos del Subgrupo Jujuy, específicamente en capas de las formaciones Guanaco y Piquete evidenciadas por geometrías de *onlap* asociadas a estratos de crecimiento.

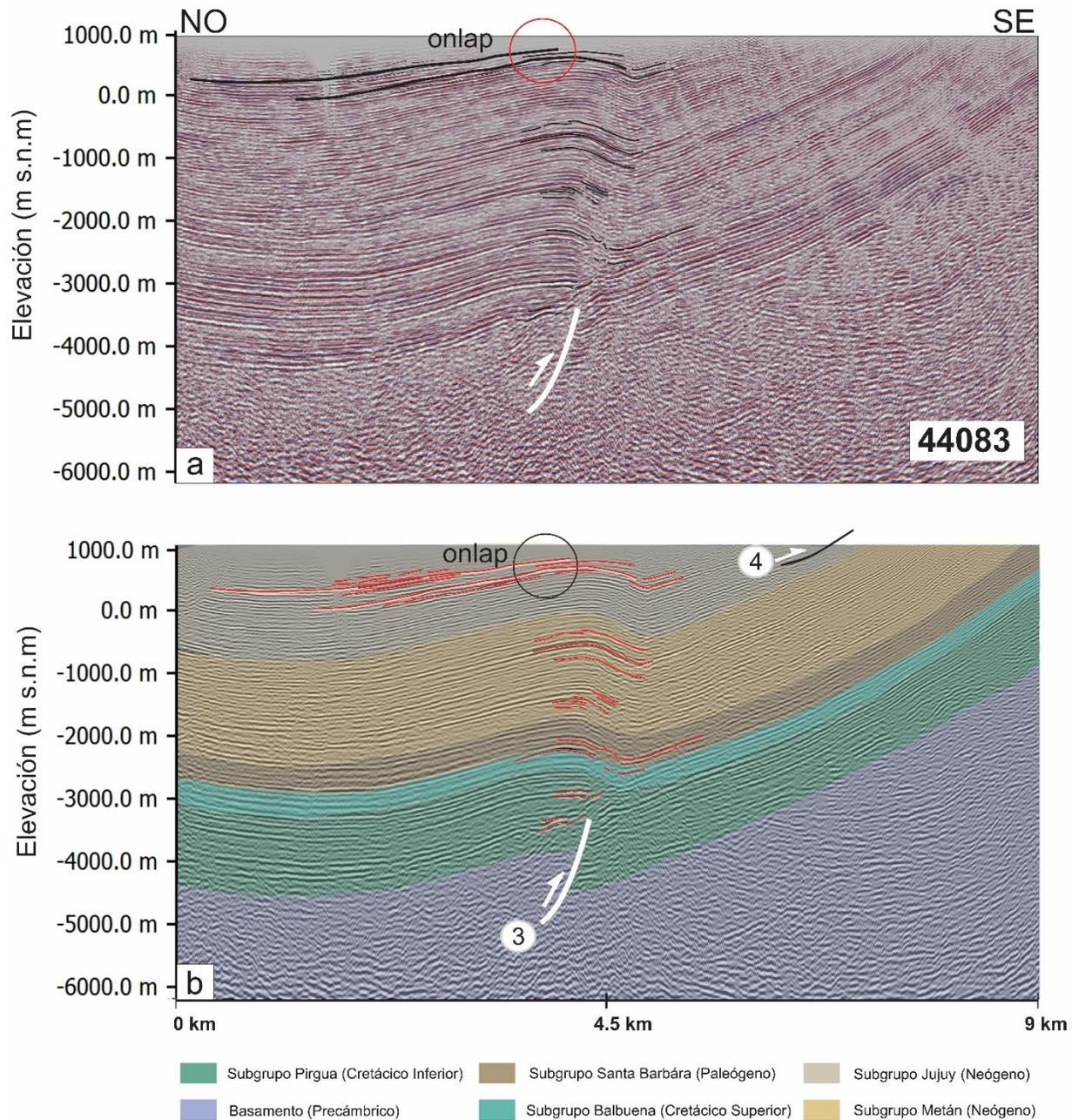


Figura 6.5. a) Línea sísmica 44083. b) Interpretación geológico-estructural de la línea sísmica 44083. (3) Falla Los Sauces



2.1.3 Línea 45113: La línea sísmica 45113 posee una orientación aproximada NO-SE, al oeste de la sierra de La Candelaria y se extiende por una longitud de 25 km (Figura 6.3). La secuencia estratigráfica está representada por el basamento metamórfico, reflectores ruidosos que se aprecian en la parte más oriental de la línea a una profundidad de entre -1000 hasta -3000 m con discordancia con los reflectores más marcados y fuertes pertenecientes al Subgrupo Pirgua que presentan un buzamiento de 30-40° hacia el oeste.

La sección sísmica muestra en su parte media la falla El Arenal, con vergencia oriental y que despega en la interfase basamento-cobertura (Figura 6.6). Las unidades diferenciadas en la sección sísmica fueron extrapoladas de los datos de profundidades del pozo El Arenal (YPF.St.Ar.X1), ubicado sobre la charnela del anticlinal El Arenal, pocos kilómetros al norte de la línea sísmica (Figura 6.1). El desplazamiento a lo largo del corrimiento El Arenal controló el desarrollo del anticlinal que presenta en superficie una curvatura suave de los depósitos del Subgrupo Jujuy (Figura 6.6) además de plegar todo el paquete sedimentario y generando estratos de crecimiento en el subgrupo Jujuy. El perfil sísmico muestra reflectores de relativa alta impedancia acústica correspondientes a la Formación Yacoraite y al Subgrupo Pirgua.

En la parte superior del perfil sísmico se reconocen geometrías de *onlap* en los estratos del Subgrupo Jujuy, que se interpretan como estratos de crecimiento debido al levantamiento de la sierra de La Candelaria y del anticlinal El Arenal (Figura 6.6).

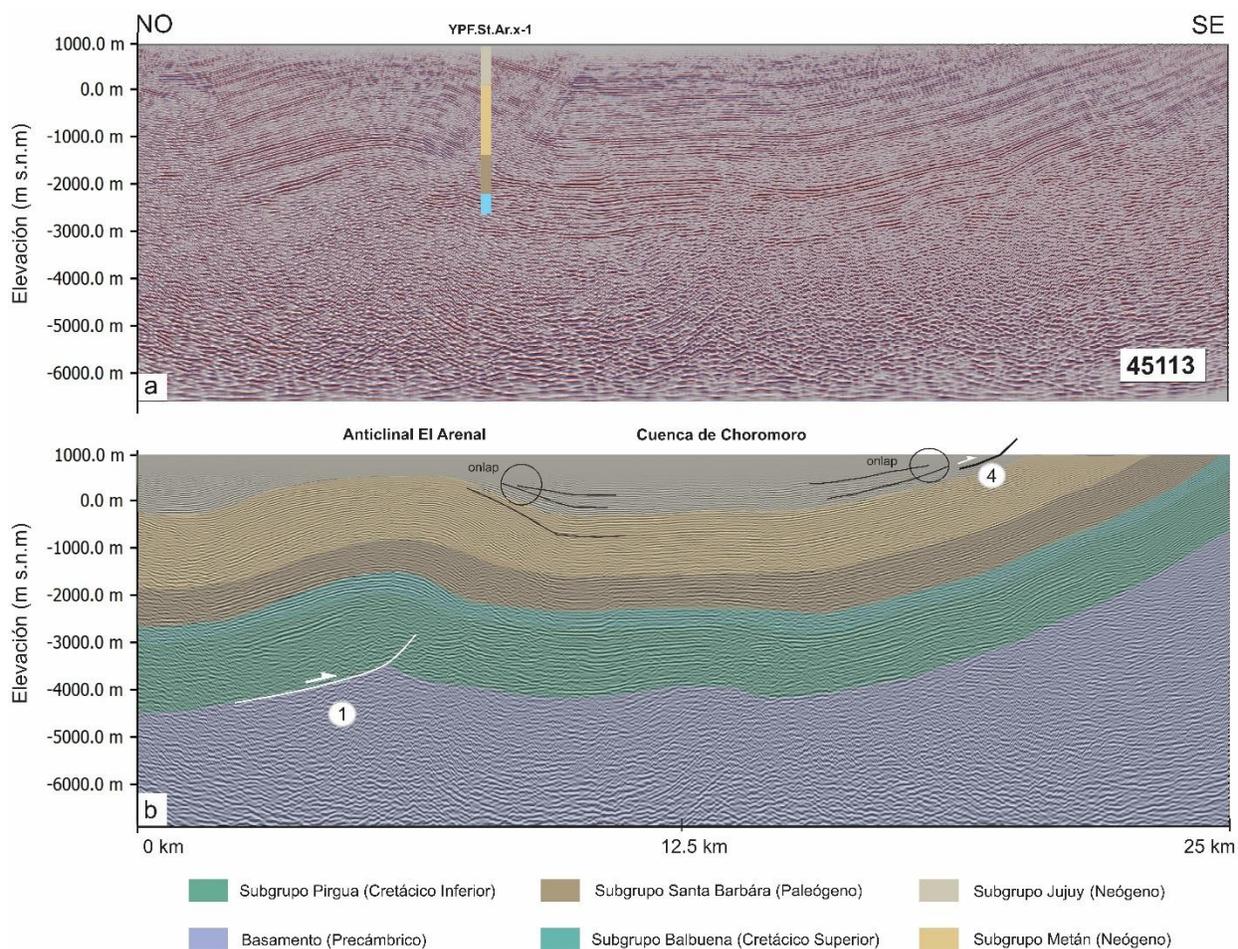


Figura 6.6. a) Línea sísmica 45113. b) Interpretación geológico-estructural de la línea sísmica 45113. (1) Falla El Arenal, (4) falla San Esteban.

2.1.4 Línea 45116: La línea sísmica 45116 posee una dirección aproximadamente NO-SE y se ubica al sur de la línea 45113, en cercanías del extremo norte de la sierra de Medina (Figura 6.3). Se muestra aquí sólo la parte occidental de la línea 45116 (Figura 6.3).

Se identificaron el basamento metamórfico y los cinco subgrupos sedimentarios que componen las unidades de *synrift* y *post-rift* del Grupo Salta y sinorogénicas del Grupo Orán. Esta línea fue interpretada con la asistencia de los pozos YPF.St.Ar.x-1 y YPF.St.RoF.x-1 y de las observaciones de afloramientos en los flancos occidentales de las sierras de Medina y La Candelaria (Figura 6.3).



La línea sísmica 45116, muestra dos pliegues que involucran a todo el paquete sedimentario, el pliegue occidental es la continuación del anticlinal El Arenal formado a partir de la falla El Arenal que arrastra al Cámbrico sobre el basamento como una interpretación por lo que no hay datos que confirman el espesor del Subgrupo Pirgua, mientras el pliegue oriental, con el plano axial inclinado hacia el oeste, fue generado por otra falla arrastrando al Subgrupo Pirgua, las dos fallas están ubicadas en la zona de transición entre el basamento y la cobertura sedimentaria. Además, se observan fracturas de acomodación en la parte central de los pliegues (Figura 6.7). Es importante destacar que las fallas observadas pliegan la secuencia sedimentaria completa y no se observa ningún rasgo de *onlap* en los estratos del Subgrupo Jujuy.

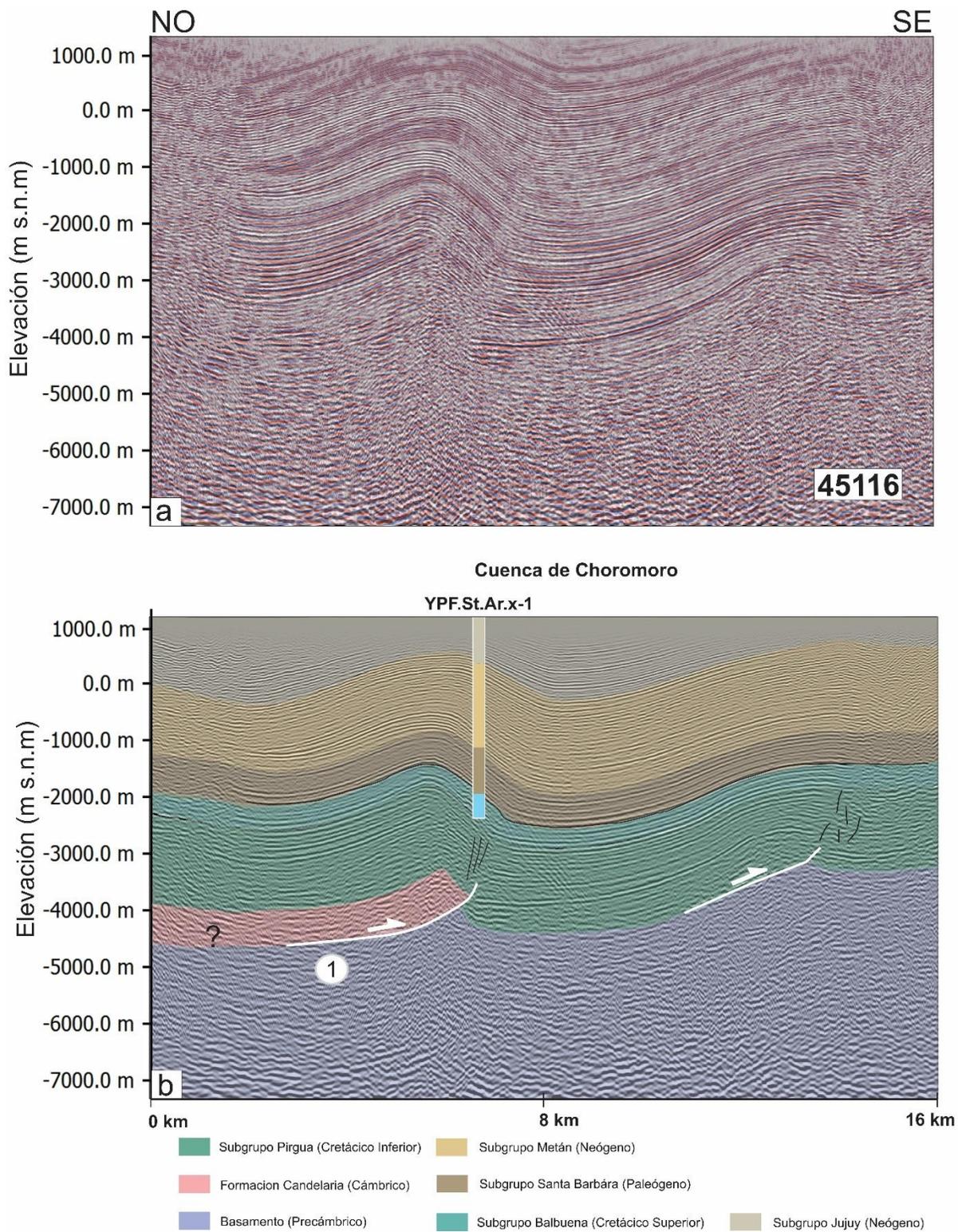


Figura 6.7. a) Línea sísmica 45116. b) Interpretación geológico-estructural de la línea sísmica 45116. (1) falla El Arenal.



2.2 Anticlinal Termas y cuenca de Metán:

En este sector la línea 4197 cruza la zona sur de la cuenca Metán en dirección ONO-ESE, la línea 44093 corta a la línea anterior y se ubican en dirección N-S. mientras la línea 44092 corta el anticlinal Termas en dirección SO-NE. La última línea 4234-x tiene dirección aproximadamente N-S (Figura 6.8). En las mismas se pudieron diferenciar las unidades litológicas representadas por las sucesiones de *synrift*, *post-rift* y la secuencia sinorogénica terciaria en base a los registros estratigráficos de los pozos YPF.St.Ar.x-1 y YPF.St.RoFN.x-1, y así como las fallas Los Lapachos, El Galpón y Termas

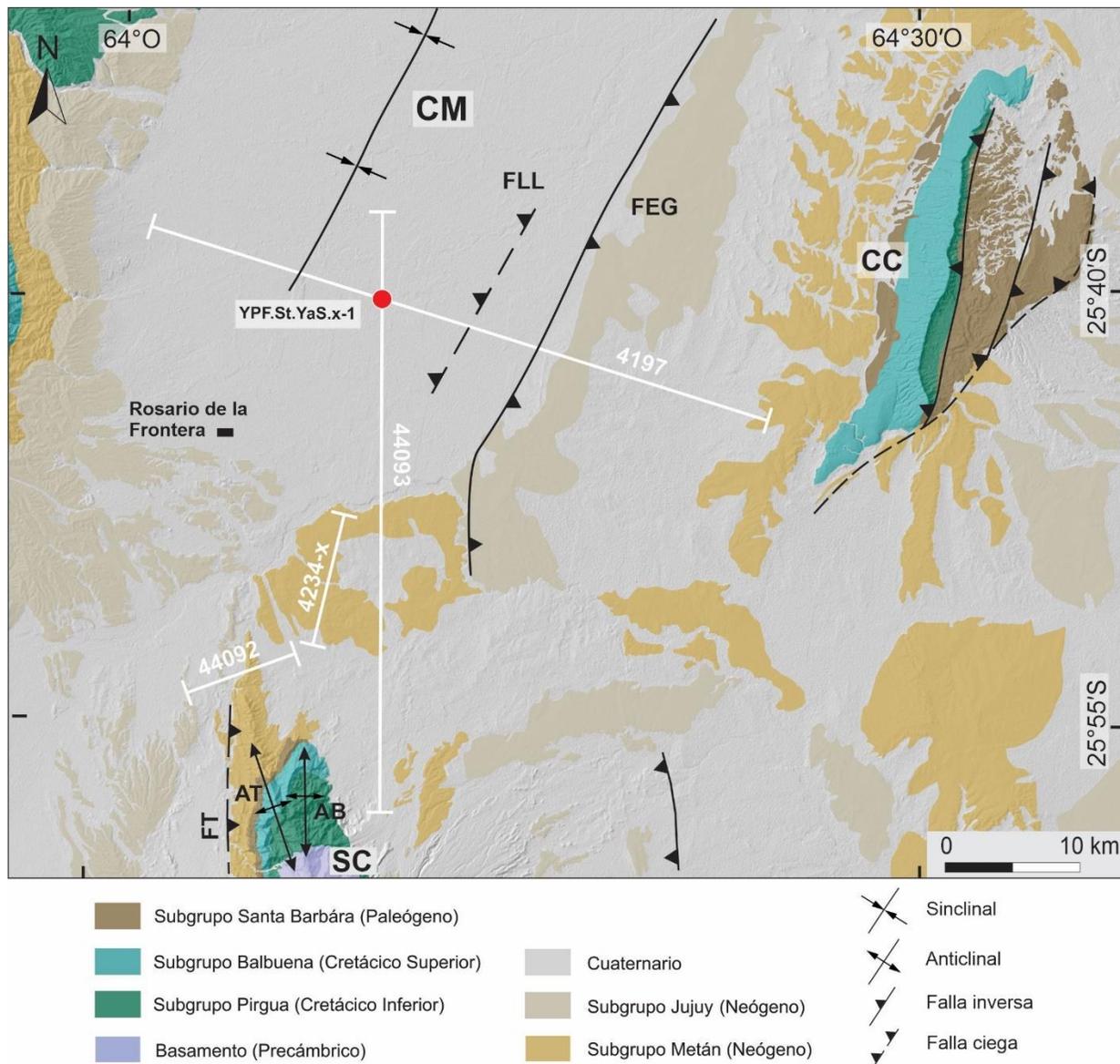


Figura 6.8. Mapa geológico con la ubicación de las líneas sísmicas analizadas pertenecientes al sector norte de la zona de estudio (44093, 4234-x, 44092, 4197). SC: sierra de La Candelaria, CC: Cerro Colorado, CM: Cuenca de Metán, AT: Anticlinal Termas, AB: Anticlinal Balboa, FLL: Falla Los Lapachos, FEG: Falla El Galpón, FT: Falla Termas. Modificado de Salfity y Monaldi (2006) y Iaffa *et al.* (2011b).



2.2.1 Líneas 44093 y 4234x-44092: Las líneas sísmicas 4234-x, 44092 y 44093 tienen rumbo SO – NE, OSO - ENE y S - N con longitudes de 12 km, 5km y 28 km, respectivamente. Se identificaron en las tres líneas sísmicas el basamento cristalino y los cinco subgrupos sedimentarios que lo sobreyacen, constituidos por unidades cretácico-paleógenas de sin-rift y post-rift y neógenas sinorogénicas.

La línea 44092 corta el anticlinal Termas y permite interpretar la falla responsable del levantamiento del extremo norte de la sierra de La Candelaria, generando en este sector un anticlinal asimétrico, con el plano axial del flanco occidental levemente buzante al este. Se interpreta como formado a partir de propagación de una falla de basamento buzando hacia el este que pliega los subgrupos Pirgua, Balbuena, Santa Bárbara y exhuma los estratos del Subgrupo Metán en superficie (Figura 6.9). En este estudio se denomina a esa estructura falla Termas, representando un retrocorrimiento conjugado con la falla responsable del levantamiento de la sierra de La Candelaria. Además, es notorio un cambio pequeño de espesor del Subgrupo Pirgua entre los dos extremos de la línea, la parte occidental muestra unos reflectores 200 m más espesos. Se puede observar *onlap* entre los estratos superiores del subgrupo Jujuy lo que indica el inicio del levantamiento del anticlinal cerca de la edad de la formación Piquete. A continuación, la línea sísmica 4234-X es más larga y representa la parte oriental del anticlinal Termas, mostrando los estratos inclinados aparentemente unos 20° hacia el noreste y sin cambio evidente de espesores (Figura 6.9).

La línea 44093 muestra la columna estratigráfica completa sobre el basamento metamórfico. De norte a sur se observa que los espesores de los estratos de los subgrupos Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara no varían de espesor. Sin embargo, los estratos de los subgrupos Metán y Jujuy tienen espesores mayores en el norte de la cuenca de Metán que en el sur, sobre el borde oriental de la sierra de La Candelaria. Los estratos del Subgrupo Metán en la parte sur de la línea sísmica están expuestos alcanzando un espesor menor a los 1000 m (Figura 6.10). Los estratos del Subgrupo Jujuy por su parte son de mayor espesor en el norte desapareciendo en el extremo sur de la línea (Figura 6.10). Este cambio de espesor puede ser relacionado a la erosión

de la secuencia durante el levantamiento de la sierra de La Candelaria que exhumó el extremo norte de la sierra y probablemente la no depositación del Subgrupo Jujuy.

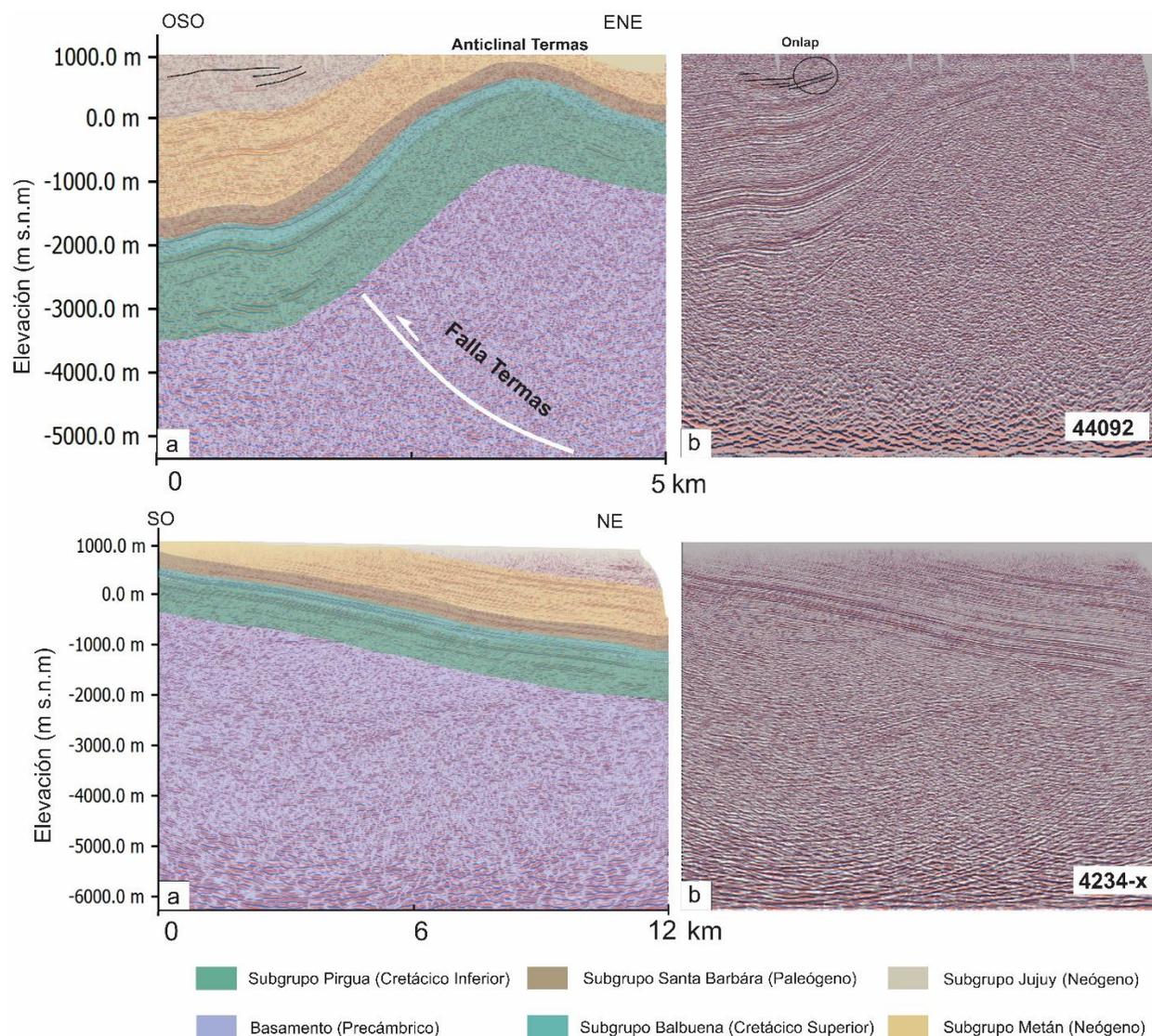


Figura 6.9. a) Interpretación geológico-estructural de las líneas sísmicas 4234-x y 44092. b) Líneas sísmicas 4234-x y 44092.

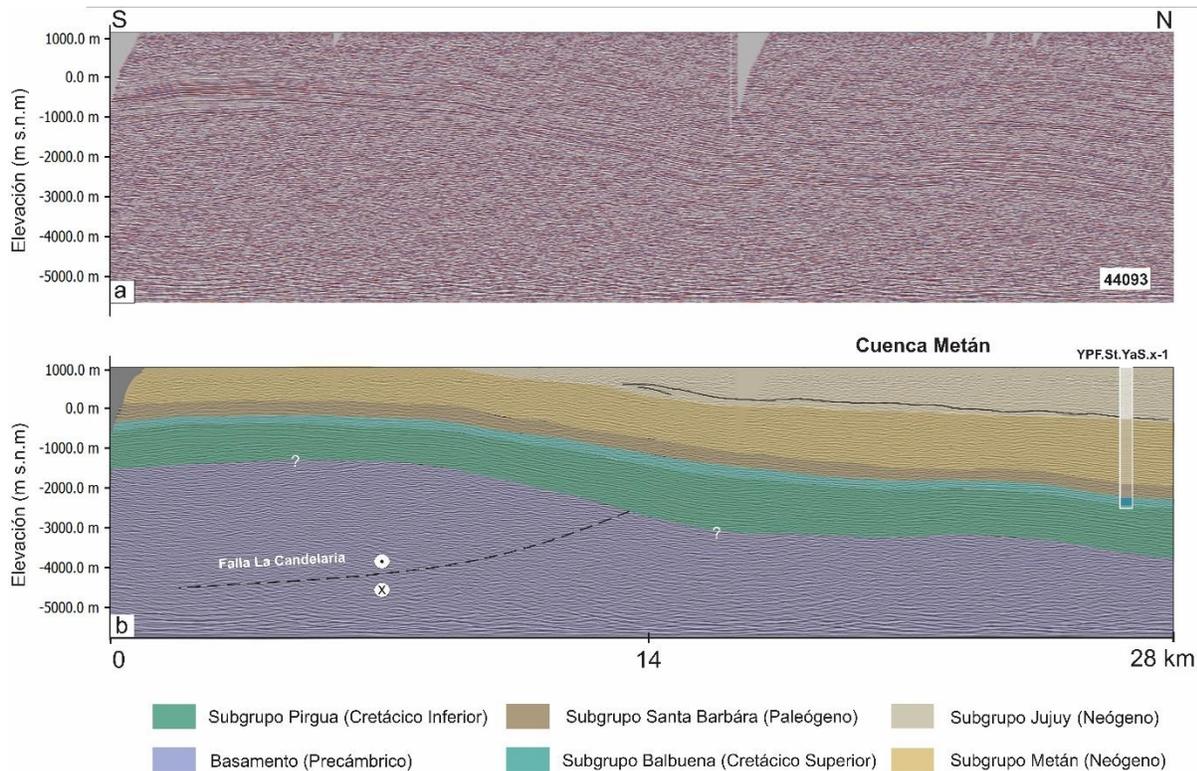


Figura 6.10. a) Línea sísmica 44093. b) Interpretación geológico-estructural de la línea sísmica 44093.

2.2.2 Líneas 4197: La línea 4197 es una de las líneas con mejor resolución y que abarca la cuenca de Metán completa, con una orientación oeste-este. Se encuentra ubicada en la transición entre la cuenca de Metán y la cuenca de Choromoro (Figura 6.8), tiene aproximadamente 21 km de longitud y registra la mayoría de las fallas que afectaron la cuenca. La característica más llamativa de la cuenca de Metán es la variedad de estilos estructurales. Varios conjuntos de fallas y pliegues importantes están presentes en esta cuenca.

Los pozos Yatasto Sur (YAS.x-1) ubicado sobre la línea sísmica y Es.RoFN.x-1, ubicado al oeste de la línea, permitieron interpretar las diferentes unidades litológicas en la línea sísmica una vez convertida a profundidad. La línea sísmica exhibe reflectores claramente reconocibles con fuertes contrastes de impedancias acústicas. Estas condiciones permiten identificar las unidades estratigráficas desde el Subgrupo Pirgua a profundidad entre -3000 m del lado oriental



a -4000 m del lado occidental. Los estratos de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara muestran un espesor similar sobre toda la línea en el segmento A y B, mientras que el Subgrupo Metán muestra algo de crecimiento en su espesor sobre el borde oriental del segmento A y el borde occidental del segmento B, específicamente en la zona de las fallas reactivadas, sobre la pared fija de la falla Los Lapachos. Dicho engrosamiento en el espesor puede ser debido al movimiento de la falla Los Lapachos generando una zona de acumulación y múltiples fallas de acomodación, o el cambio de espesor es debido a la conversión a profundidad y el engrosamiento de los estratos más profundos por asignarle una mayor velocidad (Figura 6.11), también, se logró mapear múltiples fallas al oeste de la falla Los Lapachos que indican actividades del *rift*. Al igual, el Subgrupo Pirgúa en la parte central y occidental de la línea se encuentra afectado por fallas normales del rift cretácico generando espacio para su acomodación y controlando las variaciones de espesor registradas en esta unidad. Es importante destacar que en el segmento B (Figura 6.11) el contacto entre el subgrupo Pirgúa y el basamento es difuso por la escasa resolución de la línea sísmica a esas profundidades.

La cuenca de Metán en esta línea sísmica puede describirse como una gran sinforma controlada en la parte central por dos fallas normales del *rift* que fueron invertidas. La falla El Galpón (denominada *Metán Basin Central Thrust Fault* por Iaffa *et al.* 2011b) es la principal estructura en el sector oriental, posee buzamiento hacia el este y rumbo NNE y afecta a todas las unidades litológicas y genera un *onlap* con geometrías de crecimiento en los estratos del Subgrupo Jujuy que alcanza un espesor máximo de 2.5 km disminuyendo progresivamente hacia el este. Lo mismo se observa sobre la falla Los Lapachos en el sector occidental que buza hacia el oeste y tiene rumbo NNE que afecta a todas las unidades litológicas y genera un *onlap* en los estratos del Subgrupo Jujuy (Figura 6.11). Además de las fallas de primer orden mencionadas anteriormente, las secuencias posteriores al Subgrupo Pirgúa sólo se ven afectadas por fallas menores ubicadas al oeste de la falla El Galpón y se interpretan como fallas de acomodación.

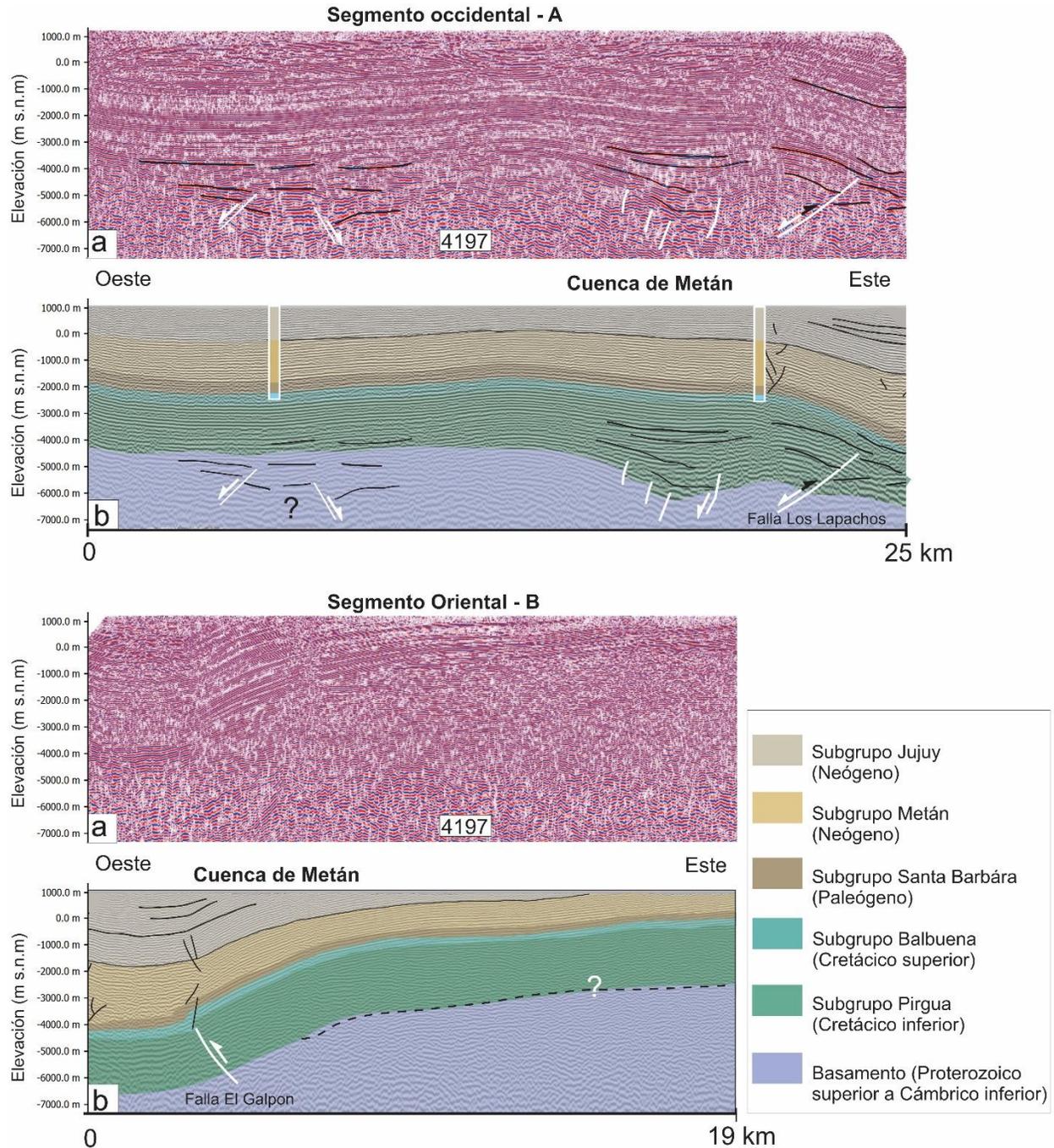


Figura 6.11. a) Línea sísmica 4197 segmento occidental. b) Interpretación geológico-estructural del segmento occidental de la línea sísmica 4197. c) Línea sísmica 4197 segmento oriental. d) Interpretación geológico-estructural del segmento oriental de la línea sísmica 4197.



2.3 Cuenca Este

2.3.1 Línea 36101: La línea se ubica al este de la sierra de La Candelaria y presenta dirección ONO atravesando perpendicularmente al cerro Cantero, alcanzando los 40 km de longitud (Figura 6.12). Para la interpretación se utilizó el registro litológico de los pozos LH x-1 y LH x-2 ubicados al este de la línea sísmica (Figura 6.12). En primer lugar, se identifica el basamento metamórfico neoproterozoico y por encima sedimentitas del Devónico expuestas en el núcleo del cerro Cantero, pero por la resolución de la línea sísmica no se observa con claridad el contacto entre las unidades mencionadas anteriormente. Los estratos del Devónico se extienden hacia el oeste debajo del Subgrupo Pirgua, como se puede observar en el Cerro Negro al suroeste de este sector (Figura 6.12). El registro litológico de los pozos LH x-1 y LH x-2 ayudó a correlacionar de forma aproximada las unidades sedimentarias identificadas en la parte oriental de la línea sísmica, donde se disponen por encima del Devónico depósitos equivalentes a los subgrupos Metán y Jujuy (Figura 6.13). En la parte central de la línea sísmica no es muy clara la relación estratigráfica ya que entre -1000 hasta -3000 aparecen estratos horizontales, pero no se puede identificar a que unidad estratigráfica pertenecen. Una interpretación es asignar dichos estratos al Devónico y la segunda es que exista una falla normal sobre el borde oriental del cerro Cantero (Figura 6.13) presentando el borde del rift Cretácico, pero se carece de evidencias que apoyan dicha interpretación. La interpretación del espesor de los estratos del subgrupo Pirgua al oeste del cerro Cantero es tentativa, mientras el espesor de Subgrupo Metán y Jujuy está controlado con los afloramientos en la superficie y se considera constante a lo largo de la sección.

Al oeste de la línea sísmica se observa la falla inversa de alto ángulo San Pedro que pliega los estratos del Subgrupo Metán y genera en la superficie una morfoestructura. No obstante, sobre su pared colgante en profundidad no se pueden observar los estratos por falta de resolución. Dado que los estratos del Subgrupo Pirgua desaparecen en el cerro Cantero y aparecen en el cerro Negro pocos kilómetros al sur de la falla, se interpreta que debe haber estratos cretácicos en la pared colgante de dicha falla. Por lo tanto, puede ser una posibilidad que la falla San Pedro sea la falla más oriental del *rift* Cretácico, eso es válido en el caso que la falla normal sobre el flanco occidental del cerro Cantero mencionada anteriormente no exista.

En la parte oriental de la línea sísmica, sobre el faldeo oriental del Cerro Cantero los estratos del Subgrupo Metán buzcan entre 22° y 25° al este, mientras en que en el flanco occidental se disponen de forma sub-horizontal a buzante entre 5°- 10° al oeste (Figura 6.13). El cerro Cantero se destaca como una antiforma de longitud de onda que excede los 10 km, mostrando en su flanco oriental que los estratos forman tres pliegues abiertos asociados a tres fallas de alto ángulo (55° aproximadamente) que serían estructuras de acomodación del gran anticlinal por propagación de falla del cerro Cantero. Además, se observa plegamiento en los estratos neógenos (subgrupo Metán) buzando al oeste, como se desprende de los datos estructurales volcados en el mapa de la Figura 6.12. Las secuencias sinorogénicas superiores (Subgrupo Jujuy) yacen en discordancia angular sobre el Paleozoico sobre el borde oriental del cerro Cantero. Además, se observa geometría de *onlap* entre los estratos del subgrupo Jujuy sobre el flanco oriental del cerro Cantero.

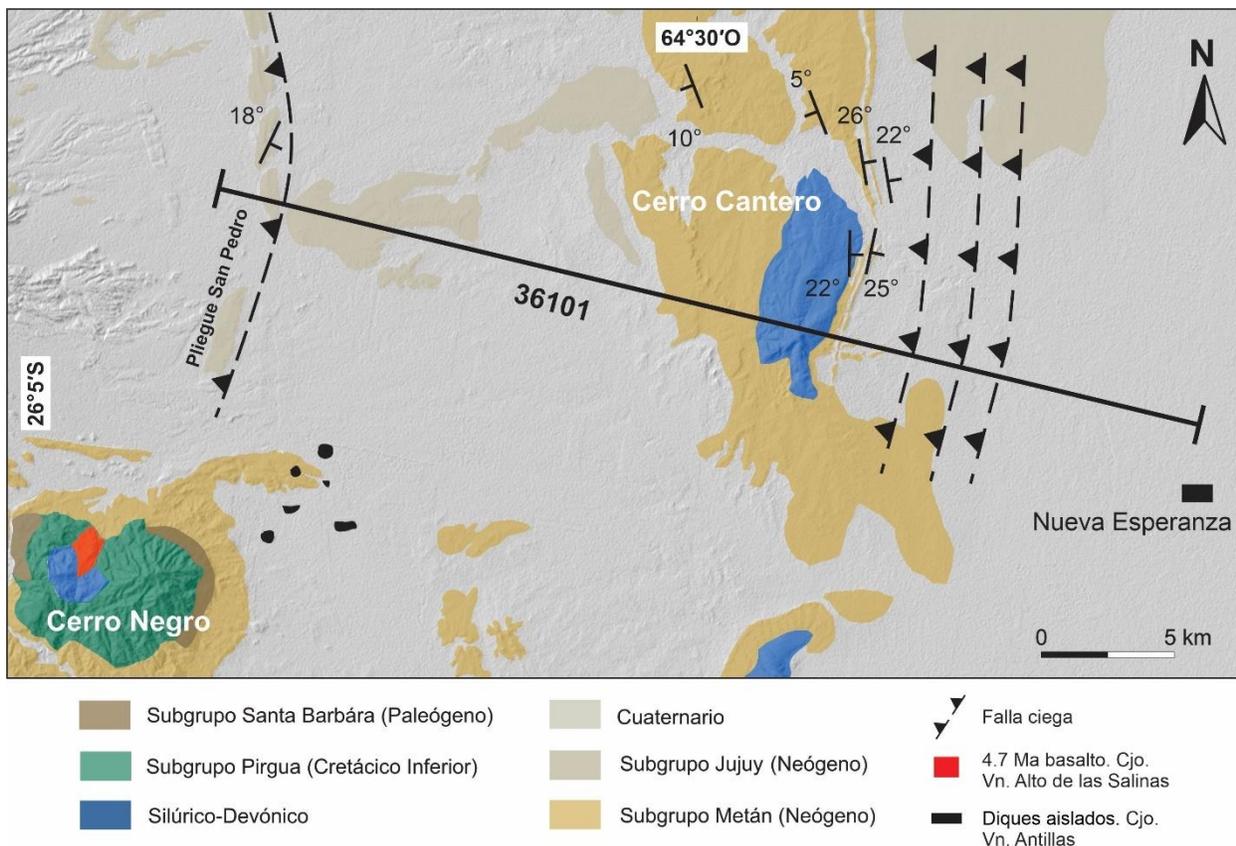


Figura 6.12. Mapa geológico de la zona del cerro Cantero (modificado de Salfity y Monaldi 2006) mostrando los afloramientos y los datos estructurales tomados en la zona.

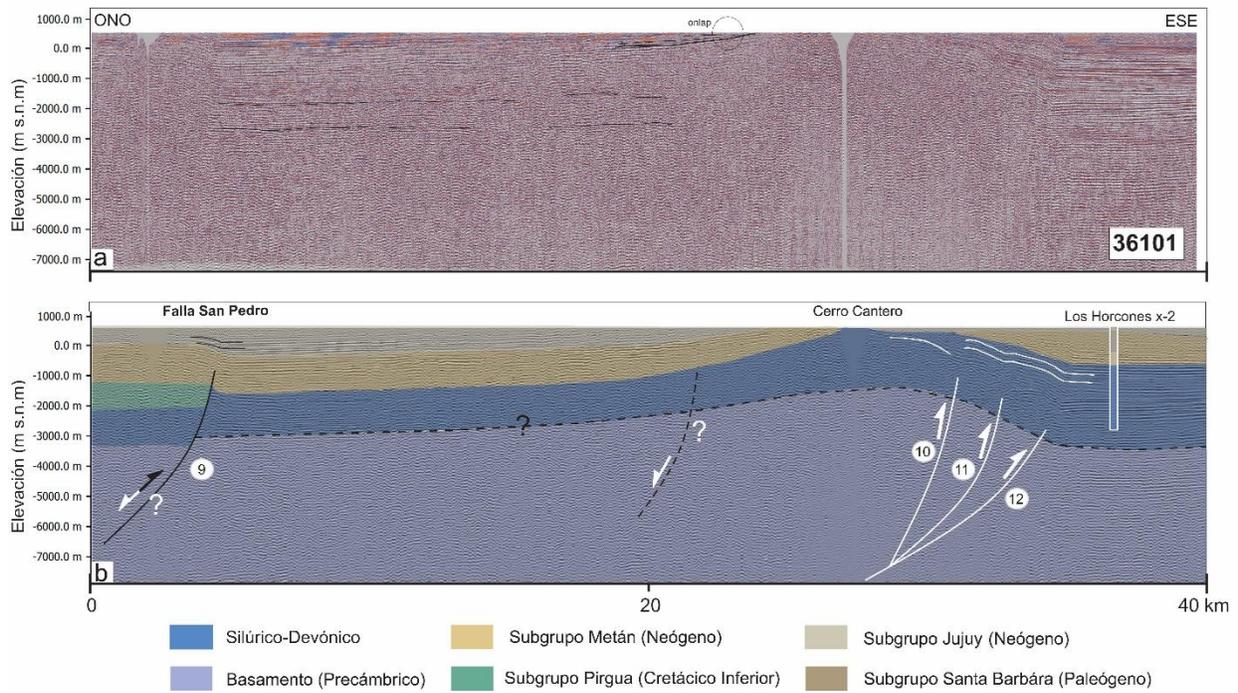


Figura 6.13. a) Línea sísmica 36101. b) Interpretación geológico-estructural de la línea sísmica 36101.



CAPÍTULO 7: MODELO CINEMÁTICO

1. Introducción

El principal objetivo de los modelos cinemáticos es proponer escenarios posibles que permitan explicar la evolución de la deformación desde un estado inicial, con estratos no deformados, hasta un estado final, donde las estructuras resultantes coinciden con las observadas, pudiendo ser explicadas en términos geométricos y, por lo tanto, ser “balanceables”. En primer lugar, es necesario reconstruir un estado inicial hipotético, no deformado, así como inferir las características del paisaje pre-tectónico. Los datos de pozos, el mapa geológico, los datos estructurales y las líneas sísmicas brindan información importante para tal efecto, así como para constreñir las etapas sucesivas de deformación (Figuras 7.1 y 7.2).

2. Construcción del modelo

Para la geometría inicial se asumió que las unidades cretácico-paleógenas, así como la parte inferior de las sedimentitas sinorogénicas (Subgrupo Metán) se depositaron sub-horizontalmente sobre el basamento metamórfico, sirviendo de capas guía para las etapas de deformación compresiva posterior.

El mapa geológico muestra que el Grupo Salta (subgrupos Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara) sobreyace directamente el basamento en el área de estudio (Figura 7.2). Sin embargo, algunos kilómetros al este de la sierra de La Candelaria, el Cerro Negro expone en su núcleo estratos devónicos que están superpuestos por unidades cretácicas. Por otro lado, el cerro Cantero expone en su núcleo estratos del Devónico, cubiertos por los depósitos de sinorogénicos del Neógeno (subgrupos Metán y Jujuy) mediante una paraconcordancia (Figura 7.2). Los datos de pozo muestran el acuñaamiento progresivo de los estratos devónicos hacia el oeste debajo de la secuencia cretácica, mientras aparecen estratos del Devónico directamente sobre el basamento en los pozos más orientales (Los Horcones x-1, Los Horcones x-2) (véase capítulo 6 Figura 6.2). Además, las líneas sísmicas muestran que los estratos del *rift* Cretácico aumentan su espesor de este a oeste (Líneas 44083, 44084, 45113 y 45116).



Para llegar a un estado inicial previo a la deformación en el área de estudio tuvimos que construir la historia previa según los siguientes datos y/o inferencias (Figura 7.2):

1) El progresivo aumento de espesor de las unidades devónico-carboníferas hacia la cuenca Chacoparanaense indica que en esos tiempos el basamento tendría un suave basculamiento hacia el este, debido a los procesos de subsidencia que generan el espacio de acomodación de dicha cuenca intracontinental.

2) El borde oriental del rift Cretácico está ubicado entre el cerro Cantero y la sierra de La Candelaria, donde una potencial falla normal de borde generó el espacio para la depositación de los sedimentos del Subgrupo Pirgua, que se encuentran ausentes tanto sobre los flancos del cerro Cantero (Figura 7.2) como en los pozos LH x-1 y LH x-2 (véase Capítulo 7 Figura 7.1). En este contexto, el cerro Negro representa la zona de transición donde los depósitos del *synrift* y parte del *post-rift* (Subgrupo Santa Bárbara) se encuentran sobre depósitos devónicos.

3) Las sedimentitas del *post-rift* de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara cubrieron los depósitos de *synrift* y los estratos del Devónico en las cuencas de Choromoro y Metán hasta la mencionada zona de transición.

4) Los procesos de subsidencia flexural asociados con el engrosamiento cortical debido al crecimiento de la cadena andina desde el Eoceno-Oligoceno promovieron el basculamiento cortical hacia el oeste, generando el espacio de acomodación para las sedimentitas sinorogénicas del Grupo Orán. De esta forma, el Subgrupo Metán cubre las unidades previas en toda la región en relación de paraconcordancia y con un suave adelgazamiento hacia el antepaís.

5) El Subgrupo Jujuy, que se hace progresivamente más potente y de grano más grueso hacia la parte superior, está íntimamente relacionado con el levantamiento de los cordones serranos más próximos a la zona de estudio, presentando en algunos sectores evidencias de discordancias progresivas y estratos de crecimiento que indican depositación sincrónica con el levantamiento de algunas de las morfoestructuras de la zona de estudio.

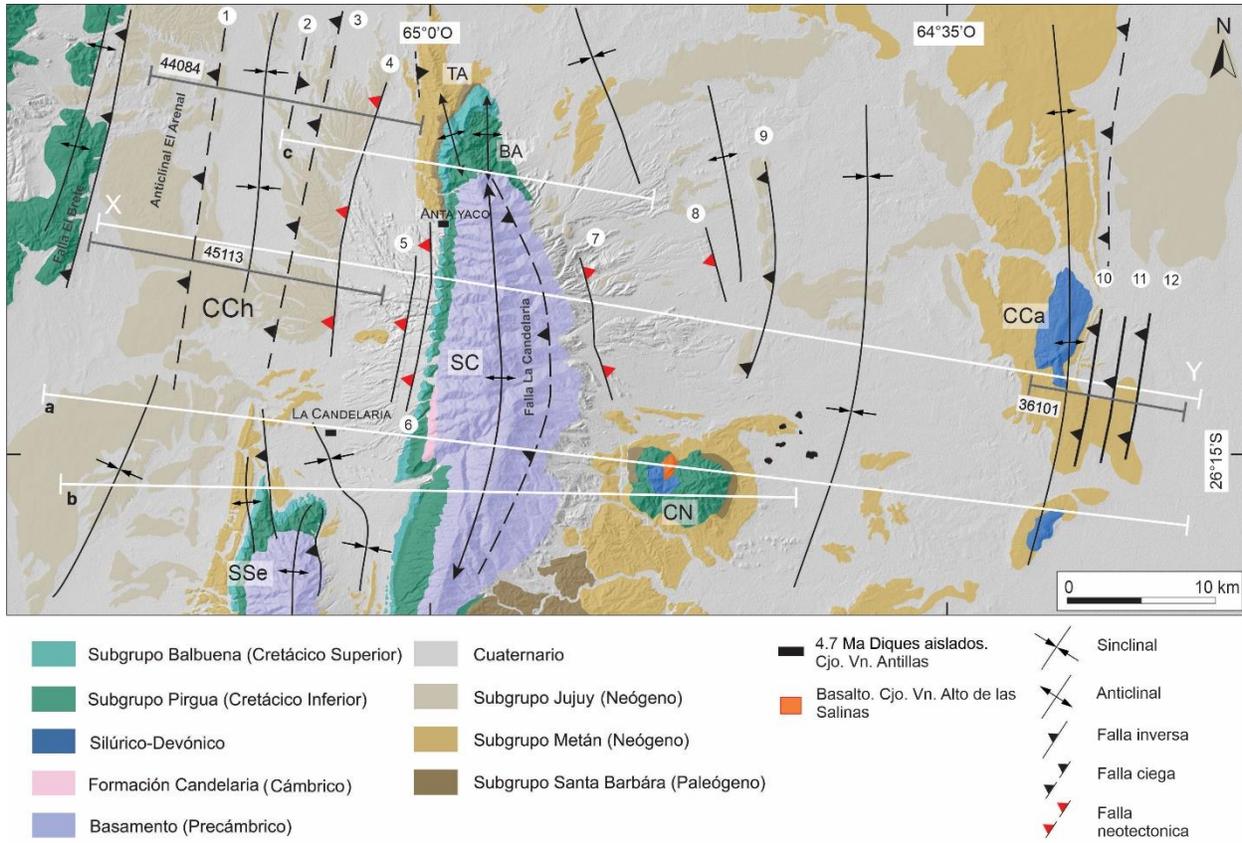


Figura 7.1. Mapa geológico mostrando la ubicación de las fallas mapeadas en la zona de estudio, la traza del perfil estructural y las líneas sísmicas utilizadas. SC: Sierra de La Candelaria, SMe: Sierra Medina, CCa: cerro Cantero, CCh: cuenca Choromoro, CN: cerro Negro. (1) falla El Arenal, (2) falla El Algarrobal, (3) falla Los Sauces, (4) falla San Esteban, (5) falla Barba Yaco, (6) falla Arias, (7) falla El Quemado, (8) falla Copo Quile, (9) falla San Pedro, (10) falla Cantero oriental, (11) falla Cantero central, (12) falla Cantero occidental. Modificado de Salfity y Monaldi (2006), Iaffa *et al.* (2011b) y Barcelona *et al.* (2014). Los perfiles a, b, c muestran la ubicación de los perfiles de Seggiaro *et al.* (2015), Iaffa *et al.* (2011b) y Barcelona *et al.* (2014).

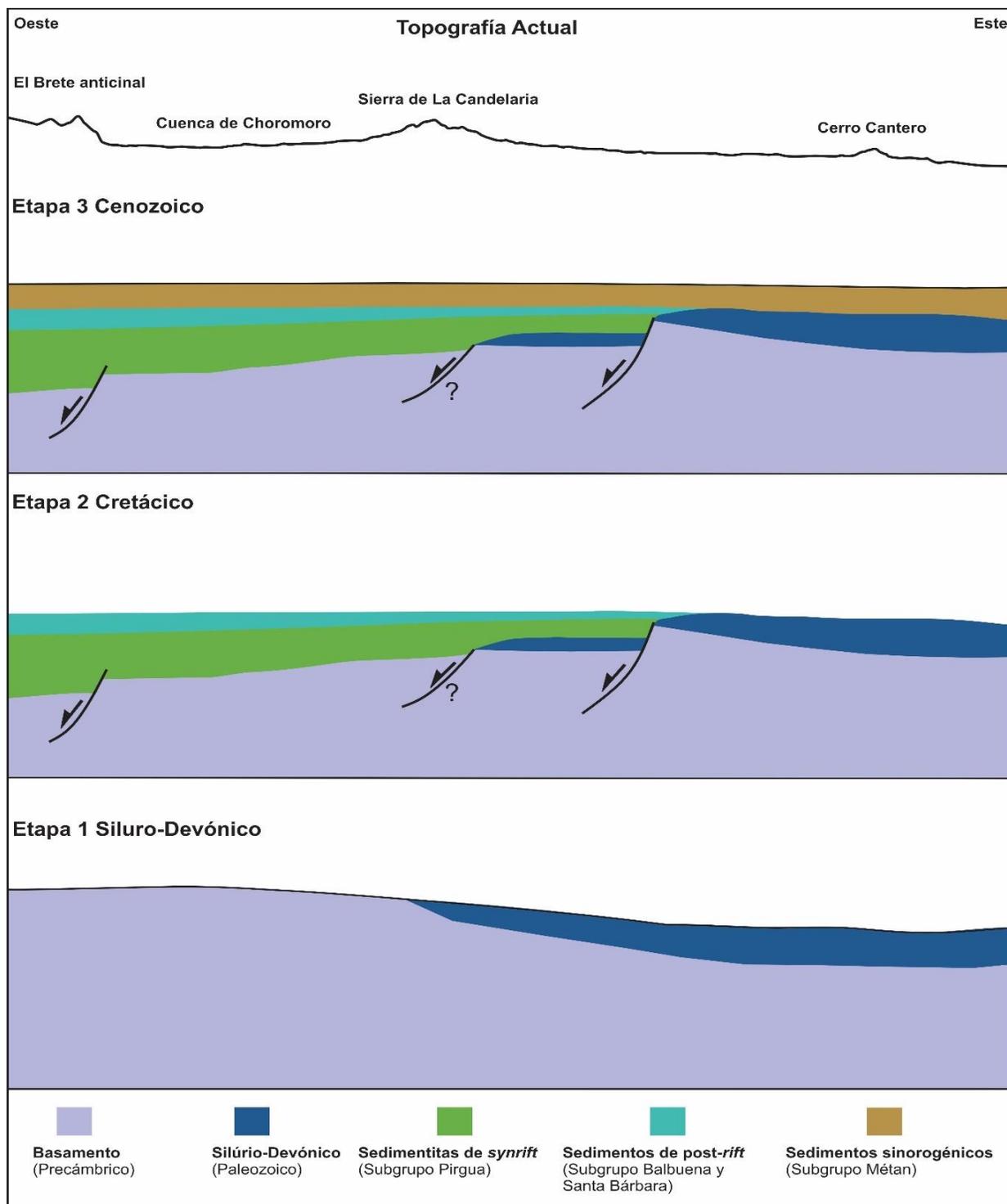


Figura 7.2. Evolución tecto-sedimentaria esquemática del área de estudio hasta el momento previo a la estructuración compresiva. La topografía actual muestra la ubicación de la sierra de La Candelaria y el cerro Cantero.



3. Modelo inicial de la falla principal (falla La Candelaria)

Se propone un modelo de evolución cinemática que permite vincular espacial y temporalmente las estructuras desarrolladas en profundidad con la deformación de la cobertura sedimentaria, utilizando la herramienta *structural modelling* del programa MOVE2D, que permite obtener la localización de la falla principal que levantó la sierra de La Candelaria e investigar la mejor geometría que permita entender cómo fue el levantamiento de la sierra y cómo se exhumó el basamento. Partiendo de la sección pre-deformación y moviendo cada una de las fallas interpretadas se realizó un modelado hacia adelante (*forward modelling*) considerando una secuencia de propagación de la deformación no sucesiva hacia el antepaís y sin un frente claro de la deformación, en congruencia con las evidencias geológicas, geofísicas y geocronológicas reportadas tanto en superficie como en profundidad que indican activaciones fuera de secuencia sobre distintas fallas a lo largo de la Cordillera Oriental y del Sistema de Santa Bárbara (Mon y Gutiérrez 2005, Strecker *et al.* 2012, García *et al.* 2013, Pearson *et al.* 2013, Zeckra 2020).

El resultado final de los modelos se obtuvo con el método de “prueba y error”, generando distintas alternativas hasta encontrar una combinación que se ajuste a la geometría de las capas expuestas en superficie. Se inició con un modelo simple de cinco capas horizontales, con una geometría principal de la falla. Se prosiguió luego con el *forward modelling* deformando los estratos, buscando la geometría de falla que mejor ajuste la deformación a la actitud de los estratos observada en la superficie en ambos flancos de la sierra de La Candelaria (Figura 7.3).

La Figura 7.4 resume los modelos propuestos de la falla La Candelaria donde se eligió utilizar una falla buzante al oeste con múltiples rampas para modelar el levantamiento de la sierra de La Candelaria. En el primer modelo (Figura 7.4.a), con una geometría de falla de varias rampas con inclinaciones crecientes de oeste a este a medida que la estructura se vuelve progresivamente menos profunda y se propaga desde el nivel de despegue basal a los 12-13 km de profundidad aproximadamente, dentro del basamento metamórfico. La razón de utilizar dicha geometría además de utilizar un plano colgante en la interfaz entre los subgrupos Pirgua y Balbuena fue necesario para ajustar el modelo con los buzamientos de los estratos en los



afloramientos estudiados y con los reflectores de las líneas sísmicas en el flanco occidental de cubierta sedimentaria, como puede verse en la topografía actual (Figura 7.3 a y c, Figura 7.4.a).

En el segundo modelo (Figura 7.4.b) se propone un plegamiento por propagación de la falla y la geometría de la misma es similar a la anterior con la diferencia que esta falla está propagando de un nivel de despegue a 21 km de profundidad, además que las rampas son de ángulo mayor. La razón de utilizar rampas de múltiples ángulos es para generar las mismas rampas en los reflectores observados en las líneas sísmicas (Capítulo 6 líneas 44083, 44084, 45113) (Figuras 7.3.b, 7.4. a y b). El modelo de falla profunda sin la rampa horizontal consiguió reproducir las inclinaciones de los estratos de la cubierta sedimentaria sobre el flanco occidental exactamente como el primer modelo (Figura 7.4.b). También logro generar las altas inclinaciones sobre el flanco oriental disminuyendo sus inclinaciones gradualmente hacia el este.

El siguiente paso fue investigar si la falla habría llegado a cortar la superficie o si se trata de una falla ciega, por ese motivo se escogió el modelo (B) con falla profunda y con ángulos mayores (se discute las razones en el capítulo 8). Como se mencionó en el capítulo 4, no hemos encontrado ninguna evidencia en superficie que apoye la idea de una ruptura de la falla en el flanco oriental de la sierra de La Candelaria. Esto puede deberse a que la falla ha sido expuesta y luego cubierta por depósitos cuaternarios o a que se trata de una falla ciega. Así, se generaron dos modelos diferentes (Figuras 7.5 a y b) para evaluar cuál de las dos alternativas es más factible y reproduce mejor las observaciones realizadas.

La Figura 7.5.a representa el modelo obtenido con la falla cortando la superficie. Se observa que este modelo no reproduce satisfactoriamente la ubicación de los afloramientos del contacto basamento-cobertura sedimentaria (indicados con puntos rojos en la Figura 7.5 a). Si la falla cortara los estratos no sería posible generar los buzamientos observados en las rocas expuestas en superficie en el flanco oriental ya que los estratos quedarán en forma horizontal (Figura 7.5.a y b). Es importante destacar que la inclinación observada en los estratos del subgrupo Metán en la Figura (7.3.c) es mayor a la obtenida en este modelo.

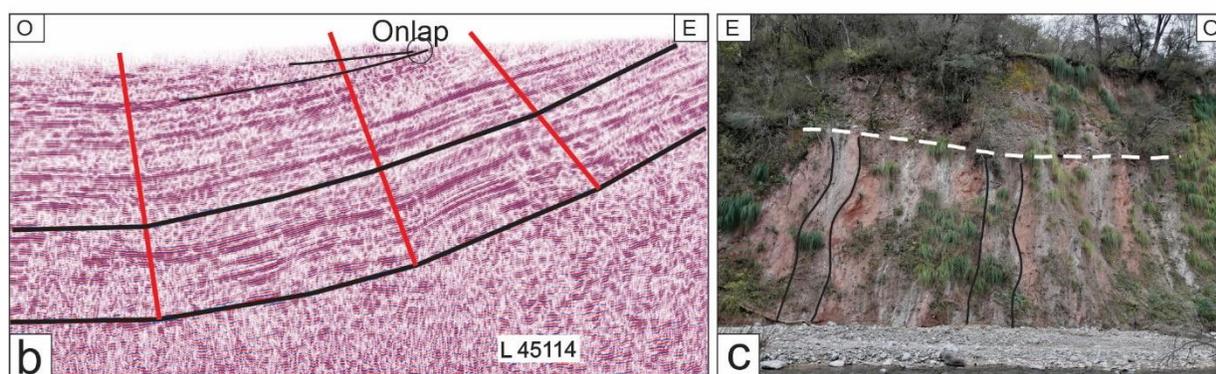
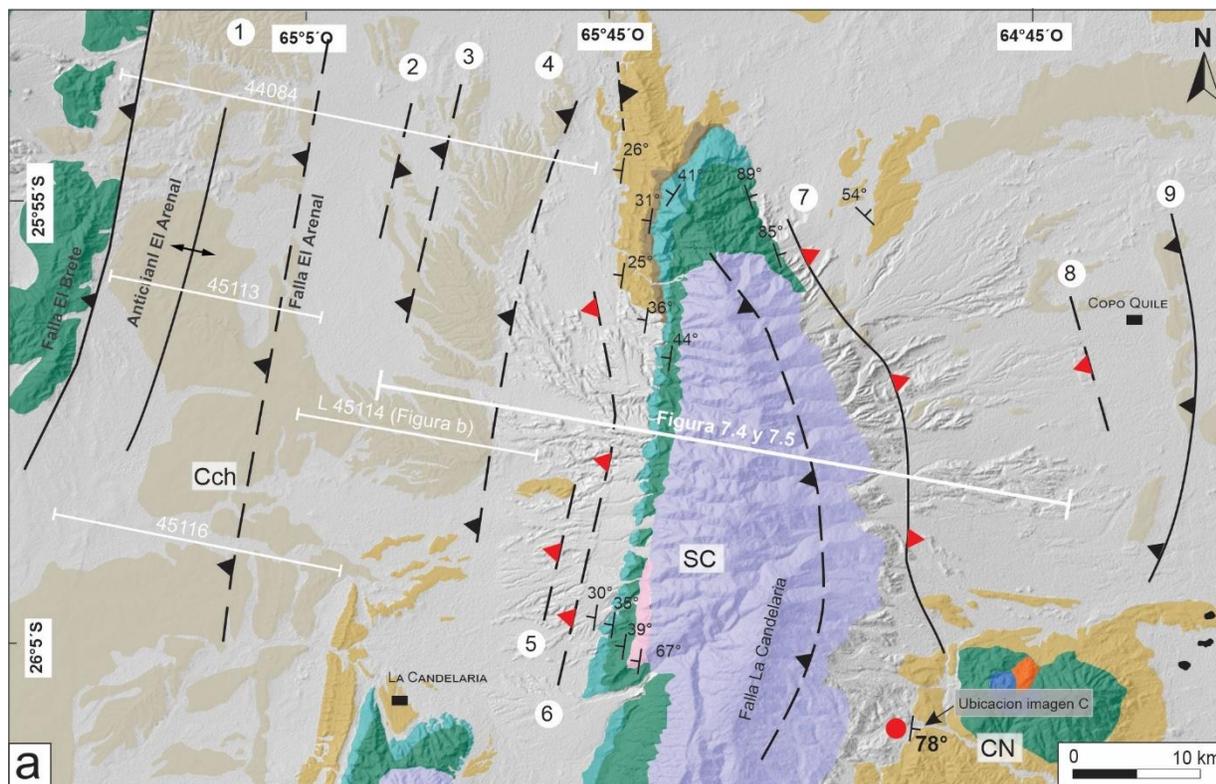


Figura 7.3. a) Mapa geológico de la zona de estudio ilustrando la sierra de La Candelaria, la cuenca Choromoro y el cerro Negro. Además, el mapa indica las fallas principales y neotectónicas en la zona y datos de inclinaciones de capas sedimentarias deformadas en la zona. b) Línea sísmica 45114. c) Afloramiento ubicado en el sector oeste del Cerro Negro que expone estratos del subgrupo Santa Bárbara con inclinaciones de 78° al este.

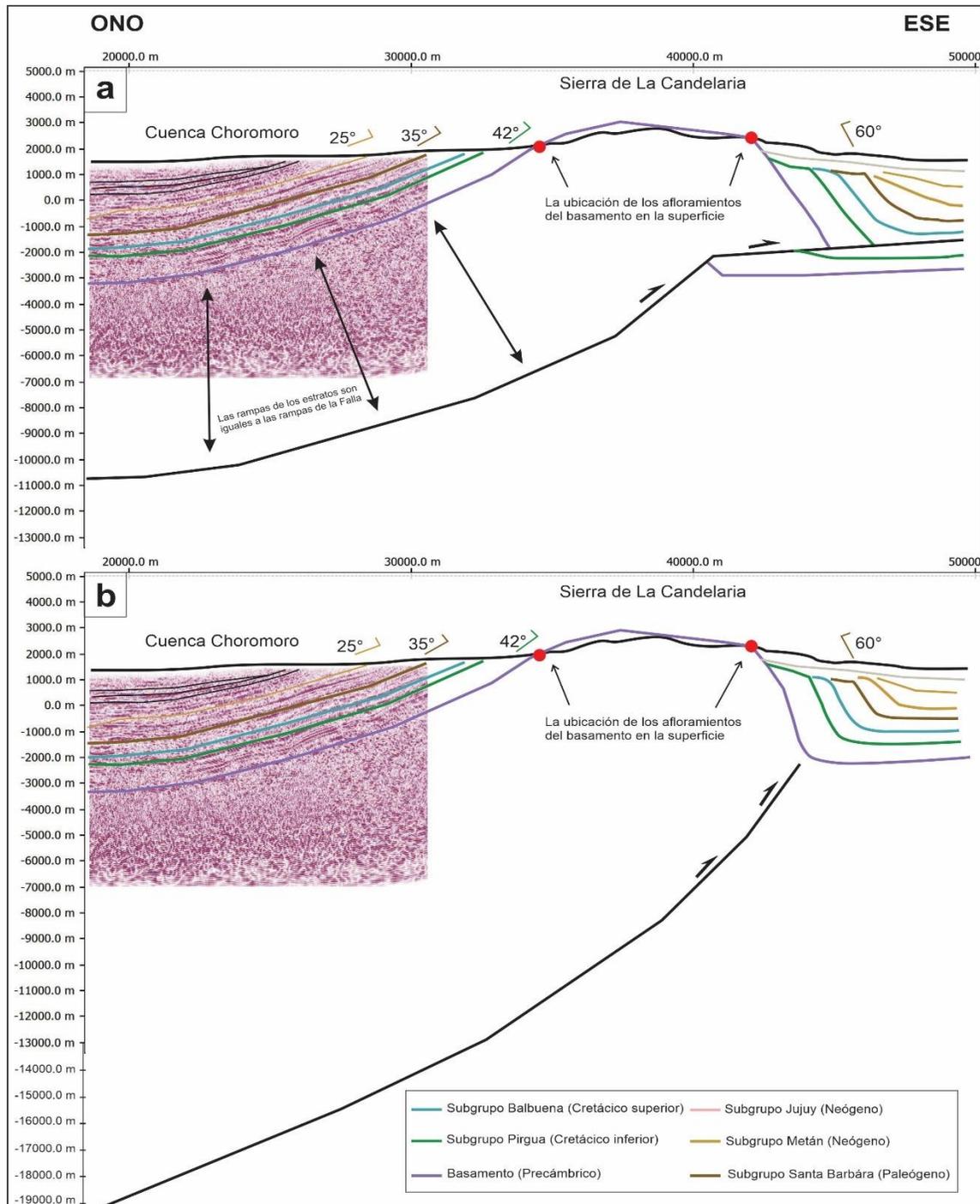


Figura 7.4. a) Modelo cinemático con falla ciega con nivel de despegue a 12 km de profundidad, con rampas que terminan en un plano subhorizontal, mostrando las rampas de la falla y las geometrías en los estratos. Los dos círculos rojos son los puntos adonde está expuesto el basamento en la topografía actual. b) Modelo cinemático con falla ciega de alto ángulo con múltiples rampas.

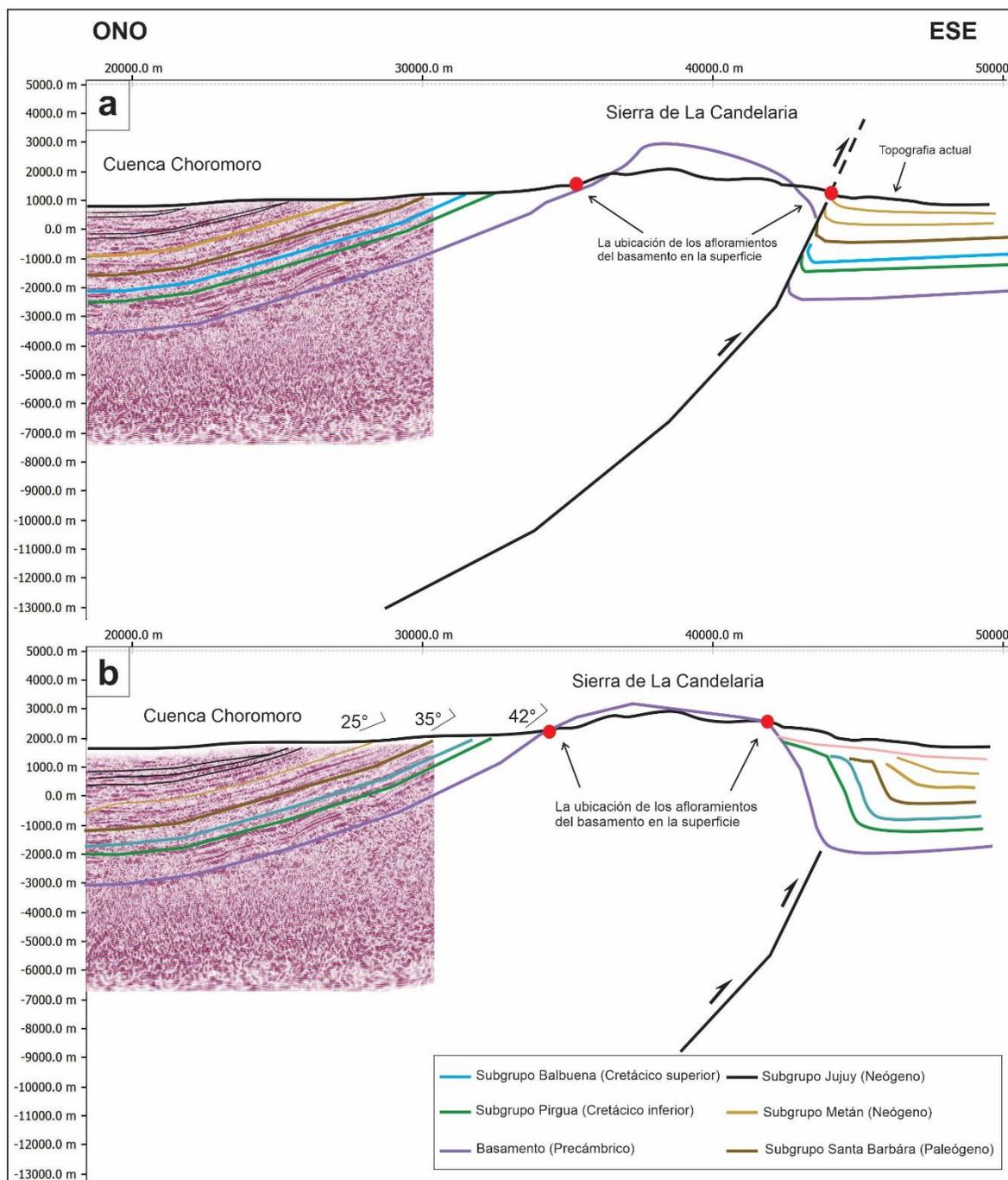


Figura 7.5. a) Modelo cinemático con falla que corta la superficie. b) Modelo cinemático con falla ciega, mostrando las rampas de la falla y las geometrías en los estratos. Los dos círculos rojos son los puntos adonde está expuesto el basamento en la topografía actual.



4. Modelo cinemático

Si bien en este trabajo no se pudieron obtener datos propios acerca de edades absolutas, la integración de la información publicada en trabajos previos con los datos estructurales interpretados de las líneas sísmicas permite inferir una cronología de las distintas etapas de deformación reconocidas en la región (Hain *et al.* 2011, García *et al.* 2013, Pearson *et al.* 2013, Zapata *et al.* 2019). Teniendo en cuenta esta información, se generó una sección estructural balanceada de aproximadamente 90 km de longitud en sentido ONO-ESE, que explica tanto la deformación observada en la cuenca de Choromoro, así como el levantamiento de la sierra de La Candelaria y del cerro Cantero, además de contextualizar la deformación neotectónica observada en la zona.

4.1 Levantamiento de la sierra de La Candelaria (resultados del modelo)

Las dos geometrías de la falla La Candelaria mencionadas anteriormente fueron exitosas en reproducir el levantamiento de la sierra de La Candelaria. En el capítulo 8 se discute junto con otros datos tomados de trabajos publicados cuál de las dos geometrías puede explicar mejor la deformación en esta zona de transición entre el sistema Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas más al sur.

4.1.1 Modelo de corrimiento somero: Al inicio de la deformación contraccional se genera el corrimiento principal de la sierra de La Candelaria, con un nivel de despegue basal situado a 12-13 km de profundidad y *tip point* en la interfase basamento-cobertura sedimentaria. El desplazamiento del bloque colgante hacia el este genera el consecuente levantamiento del basamento y la flexión de la cobertura sedimentaria en forma de un pliegue por propagación de falla. El acortamiento total calculado sobre la falla es de unos 14 km usando un valor de P/S de 2 (Véase *Apéndice A*).

El nivel de despegue superior se ubica en la interfase de los subgrupos Pirgúa y el basamento y es activado en las últimas etapas de deformación transportando la cobertura sedimentaria hacia el este, sin incrementar el levantamiento vertical de la sierra de La Candelaria (Figura 7.4.a). La rampa más somera presenta una inclinación de 45° al oeste. El desplazamiento

sobre la falla La Candelaria es el responsable de los progresivos cambios de inclinación que presentan los estratos de la cobertura sedimentaria del flanco occidental de la sierra de La Candelaria como se aprecia en las líneas sísmicas (Figura 7.3 y 7.4). Por otro lado, el desplazamiento de 6 km sobre la última rampa de dicho corrimiento es el responsable de plegar los estratos de los subgrupos Balbuena, Santa Bárbara y Metán que presentan sobre la ladera oriental de la sierra de La Candelaria una inclinación aproximadamente constante de 60° hacia el este como se ve en las Figuras 7.4, 7.5 y 7.6 siendo posteriormente cubiertos en discordancia angular por los depósitos sinorogénicos del Subgrupo Jujuy. Para poder explicar el acortamiento sobre la rampa colgante sub-horizontal (Figuras 7.4.a) se propone la presencia de una falla flexo-deslizante en el contacto basamento-subgrupo Pirgúa que permite explicar el desplazamiento del bloque de basamento hacia el este dada la inexistencia de estructuras de primer orden en la cobertura sedimentaria de ese sector que acomoden esa deformación (Figura 7.6). Una parte menor del desplazamiento puede explicarse por la presencia de fallas secundarias, como la falla San Pedro (9), que también fueron producto del traslado del basamento hacía el este.

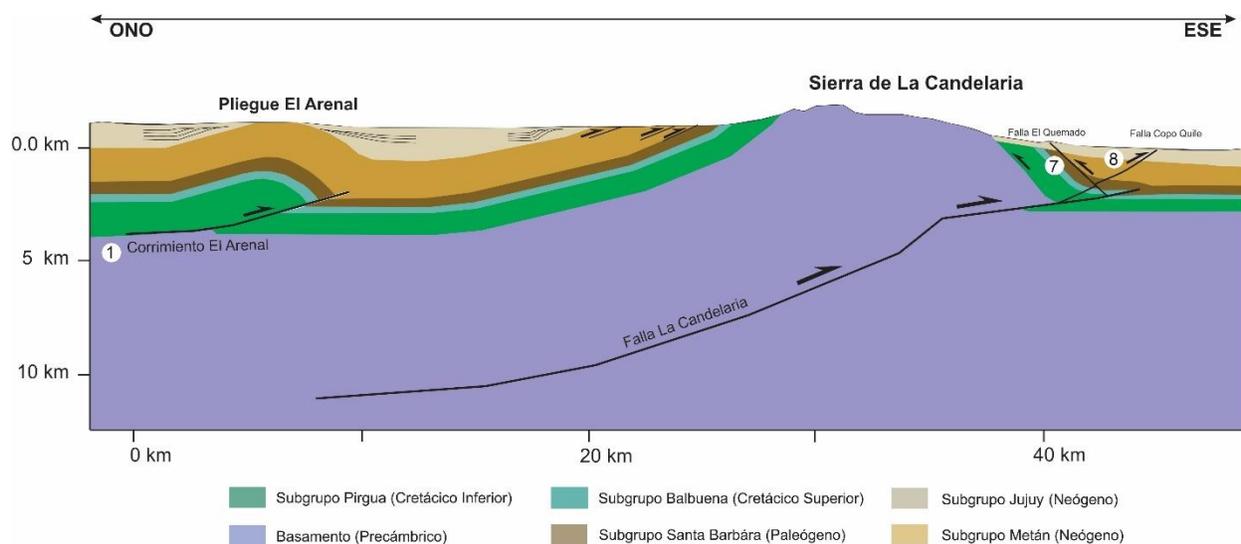


Figura 7.6. Modelo cinemático de la falla de la sierra de La Candelaria con un despeque somero, mostrando las rampas y con el último plano sub-horizontal.

4.1.2 Modelo de corrimiento profundo: De acuerdo a la geometría obtenida a partir de este modelo (Figura 7.7), la falla se sitúa bajo el flanco oriental de la sierra y se propaga desde un



nivel de despegue mucho más profundo que el modelo anterior, ubicado a 21 km (véase *Apéndice B*). La falla se compone de 5 rampas, la más profunda es de 10° y la más somera es de 55° , dando lugar a una falla lítrica. El desplazamiento hacia el este del bloque de la pared colgante genera el consiguiente levantamiento del basamento y la flexión de la cubierta sedimentaria en forma de pliegue de propagación de la falla. El acortamiento producido por la falla es de 8 km, lo que fue suficiente para exhumar el basamento. Y bascular los estratos de la cubierta sedimentaria en el flanco oriental con inclinaciones de 60° , desde el subgrupo Pirgua hacia el este. Por otro lado, en el limbo occidental los estratos se encuentran con inclinaciones de 40° partiendo del subgrupo Pirgua y disminuyendo hacia el oeste como se observa en la línea sísmica (Figura 7.3, 7.4) y en el modelo de la Figura 7.7.

Por otra parte, en el flanco oriental de la sierra de La Candelaria, según el modelo propuesto, existe una ramificación de la falla La Candelaria a unos 10 km. Esta falla, nombrada como falla San Pedro, tiene una inclinación de 69° al oeste (9), y genera un relieve en superficie a unos 15 km del flanco oriental de la sierra (Figura 7.7), que afecta a todos los estratos desde el Devónico hasta el Subgrupo Jujuy. El modelado de esta falla se realizó con un acortamiento 300 metros para lograr plegar los estratos como se encuentran en la línea sísmica y que se genere una respuesta similar a lo observado en la superficie. Esta falla tiene una extensión longitudinal de 50 km y se ubica en la zona de transición donde desaparece el Devónico, definiendo el inicio de los estratos del Subgrupo Pirgua. La calidad de la línea sísmica no permite interpretar si la falla fue activa en el Cretácico y generó el espacio para depositar el Subgrupo Pirgua.

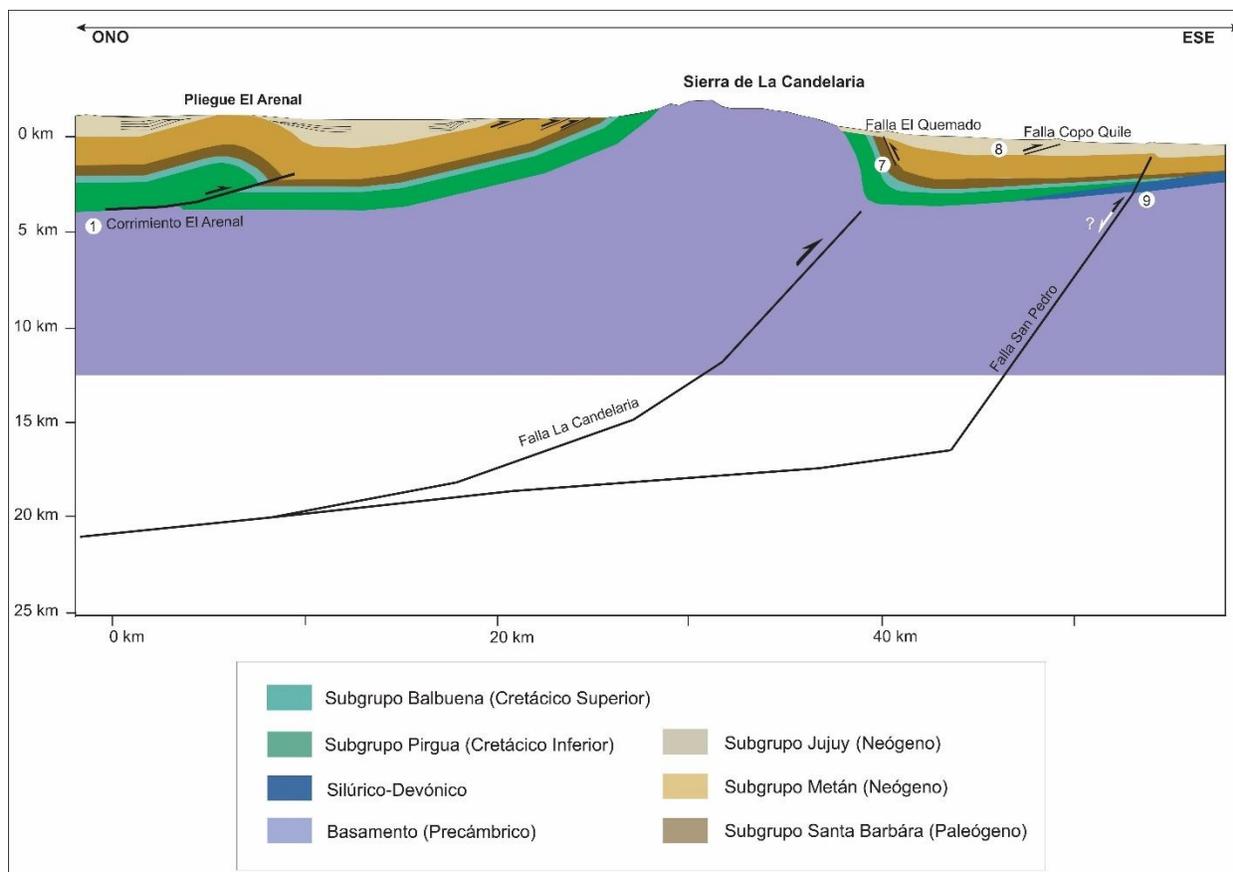


Figura 7.7. Modelo cinemático de la sierra de La Candelaria con una falla profunda de múltiples rampas (pliegue por propagación de falla).

4.2. Levantamiento del Cerro Cantero

La propagación de la contracción hacia el antepaís produjo tres fallas paralelas en el flanco oriental del cerro Cantero, denominadas fallas Cantero oriental, central y occidental, que representan las estructuras de primer orden en este modelo (Figura 7.8). Estas fallas fueron responsables del levantamiento del cerro Cantero con un rechazo aproximado de 300 m (en las fallas Cantero oriental y central) y de 400 m (en la falla Cantero occidental).

El levantamiento del cerro Cantero fue acompañado por la erosión de las rocas sedimentarias del Subgrupo Metán y la exhumación de las rocas del Devónico. Además, generó una discordancia angular entre los subgrupos Jujuy y Metán, reconocible sobre el borde occidental del cerro Cantero, porque el levantamiento fue sincrónico con la depositación de la

Formación Piquete del Subgrupo Jujuy. Asimismo, las tres fallas permiten modelar los pliegues sobre la ladera oriental del cerro Cantero, que fueron observados en la línea sísmica 36101 (Capítulo VI Figura 6.14). Por otra parte, fue difícil lograr conectar estas fallas al nivel de despegue de 12 km de la sierra de La Candelaria dado que no permite modelar correctamente la zona occidental del cerro Cantero; siendo más adecuado un nivel de despegue profundo de entre 20 y 25 km (Figura 7.6) en acuerdo con la proyección de los hipocentros de terremotos detectados en la cuenca de Metán (Zeckra, 2019; Figura 7.6). De todas formas, más estudios de detalle serían necesarios para poder determinar la profundidad del nivel de despegue con mayor precisión.

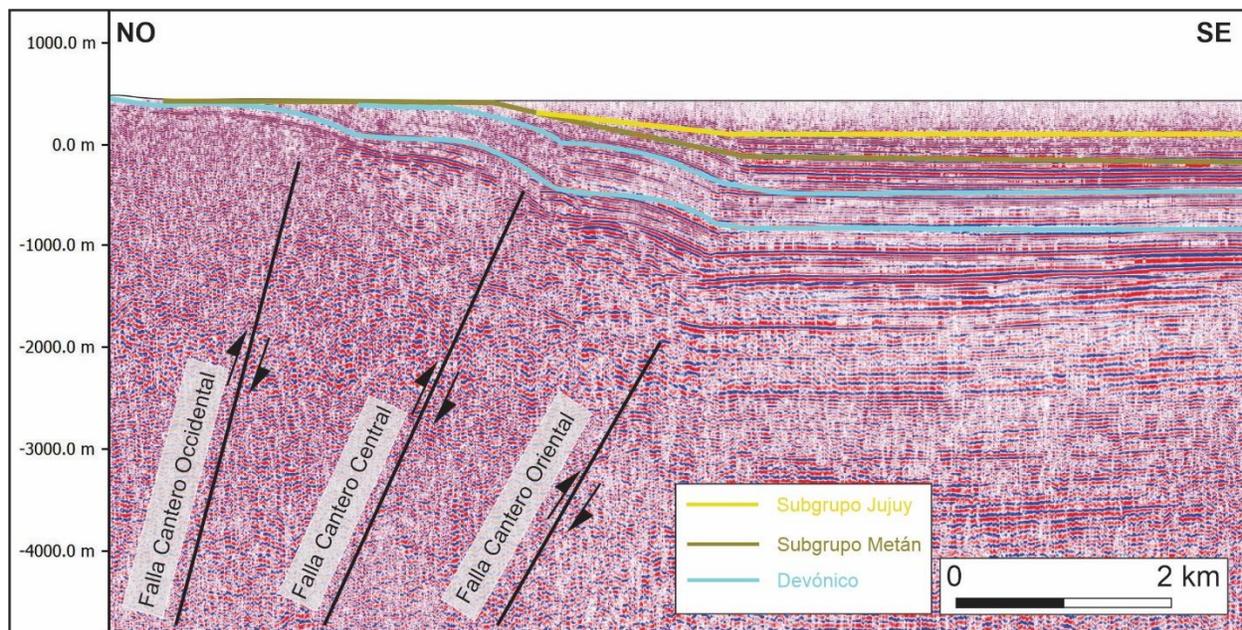


Figura 7.8. Línea sísmica 36101 con el modelado cinemático de las fallas Cantero Central, Cantero oriental y occidental deformando el basamento y la cobertura sedimentaria.

4.3 Levantamiento del anticlinal El Arenal y la estructura de “pop up”

En el interior de la cuenca de Choromoro, la falla inversa El Arenal desplaza al subgrupo Pirgua generando un anticlinal por propagación de falla de segundo orden (Figura 7.3, 7.9). Los resultados del modelo indican que en un comienzo se desarrolló un despegue a una profundidad aproximada de 3.8-4 km, ubicada en el contacto entre el basamento y el Subgrupo Pirgua. A



continuación, la falla se propagó con una rampa buzando al oeste con un ángulo de 19° en la línea sísmica 45113 y 45116, mientras en la línea sísmica 44084 es de 30° (Figura 7.6). El acortamiento producido por esta estructura es de 2 km en la línea 44084 y 3 km en las líneas 45113 y 45116 (ver Apéndice A). El modelo cinemático mostrado en la Figura 7.9 muestra un buen ajuste entre el modelo y la línea sísmica con los valores utilizados. Su desarrollo permite explicar el plegamiento de las formaciones suprayacentes y el desarrollo de estratos de crecimiento, a ambos lados del anticlinal, en los depósitos del Subgrupo Jujuy, que a su vez acotan la edad de activación de la estructura al Mioceno Superior.

Además, en la línea sísmica 44084 se observan dos fallas adicionales, Los Sauces (3) y El Algarrobal (2) (Figura 7.10). El modelo permitió asimismo reproducir el anticlinal que se observa en la cuenca de Choromoro mediante el desplazamiento en la falla Los Sauces (3) de alto ángulo (57°) buzando hacia el oeste con 500 m de rechazo. El modelo tiene buen ajuste con los estratos de los subgrupos Pirgua, Balbuena, Santa Bárbara, Metán, y la mayor parte de los estratos del Subgrupo Jujuy. La forma de *pop-up* fue generada por el posible desplazamiento simultáneo de la falla El Algarrobal (2) con vergencia opuesta e inclinación de 58° al este y 700 m de rechazo (Figura 7.10). Es importante destacar que el anticlinal mencionado no tiene representación en la superficie ya que se encuentra cubierto por los depósitos del subgrupo Jujuy.

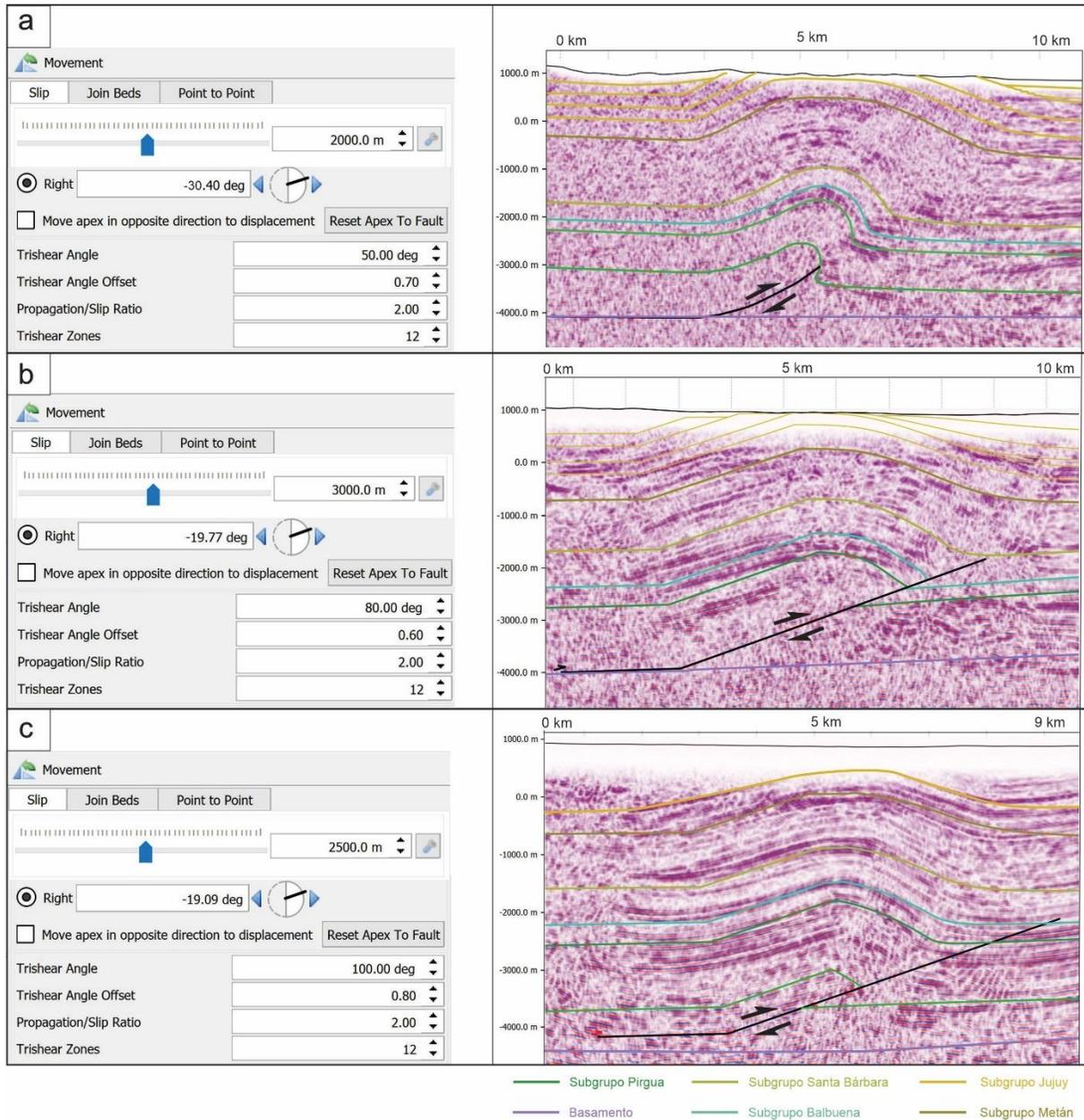


Figura 7.9. a) Línea 44084, b) línea 45113, c) línea 45116. Las tres líneas muestran por encima el modelo de la falla El Arenal y las capas con el plegamiento y los valores usados en el programa Move2D. ver ubicación de las líneas sísmicas en la Figura 7.3.

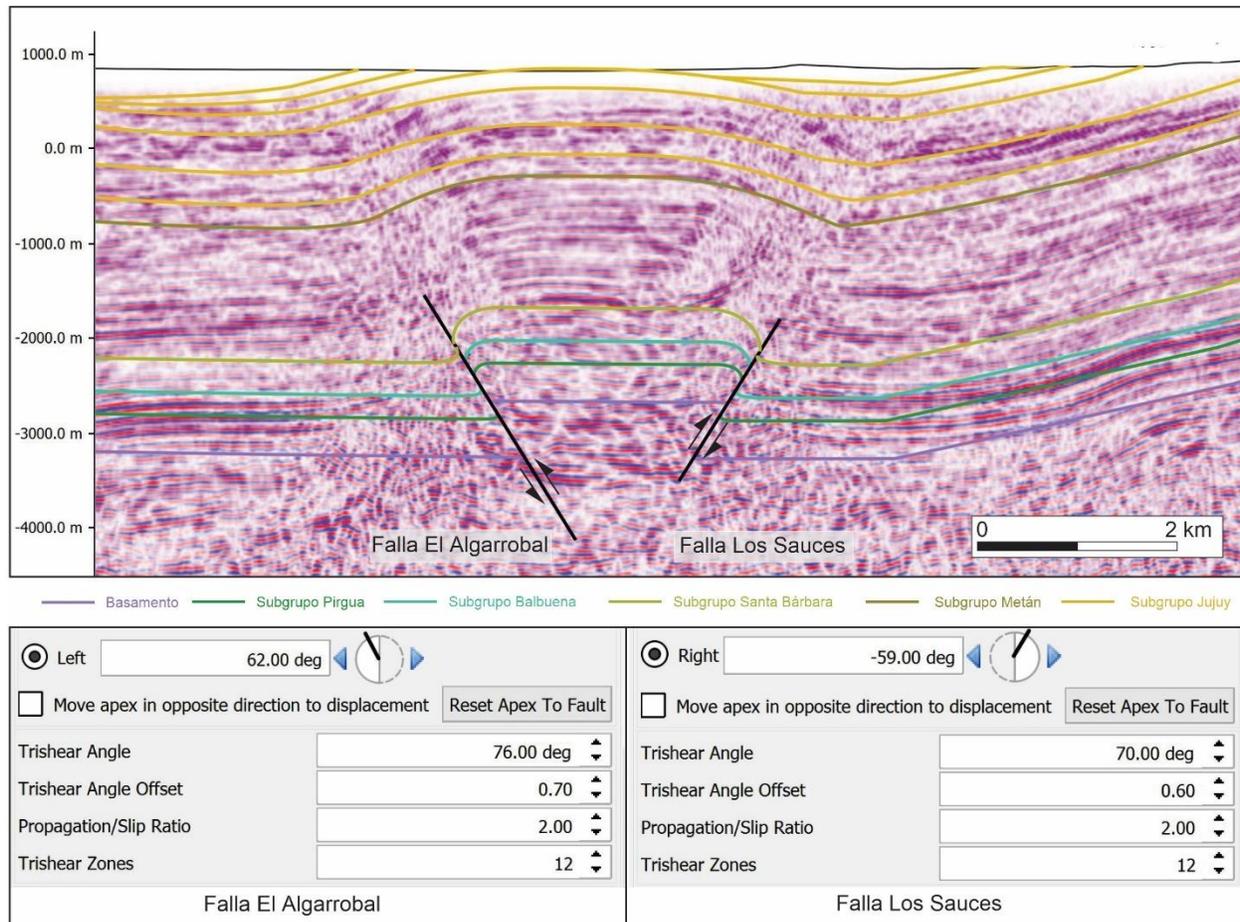


Figura 7.10. a) Línea 44084 mostrando la estructura de “pop up” generada por las fallas El Algarrobal y Los Sauces.

4.4 Levantamiento del anticlinal Termas

Al extremo norte de la sierra de La Candelaria se ubica la línea sísmica 44092 que corta a la ramificación conocida como el anticlinal Termas, con orientación NO-SE. Se generó un modelo para simular el crecimiento del anticlinal basado en de la línea sísmica para ubicar el lugar actual de los estratos de los grupos Salta y Orán. Es importante mencionar que se decidió tener en cuenta el estado inicial de los estratos previo al acortamiento generado por la falla Termas. Esto implicó generar un desnivel sobre el flanco oriental adonde está ubicada la cuenca de Metán, debido a que existe una diferencia de profundidad entre las dos cuencas (Choromoro y Metán), y el levantamiento de la sierra de La Candelaria genera que los estratos se inclinen hacia el noreste. El modelo permitió asimismo reproducir el anticlinal que se observa en la línea

sísmica, mediante el desplazamiento de unos 3 km sobre una falla denominada Termas, conjugada con la falla La Candelaria. Esta falla posee dos rampas y buza hacia el este (Figura 7.11) (Figura 6.9, Capítulo VI). El desplazamiento sobre esa falla permite explicar el plegamiento de las formaciones suprayacentes y el desarrollo de estratos de crecimiento entre los estratos del Subgrupo Jujuy sobre el lado occidental del anticlinal. El modelo se ajusta mejor con el basamento y los subgrupos Pirgua y Balbuena, y pierde precisión con los estratos cercanos a la superficie.

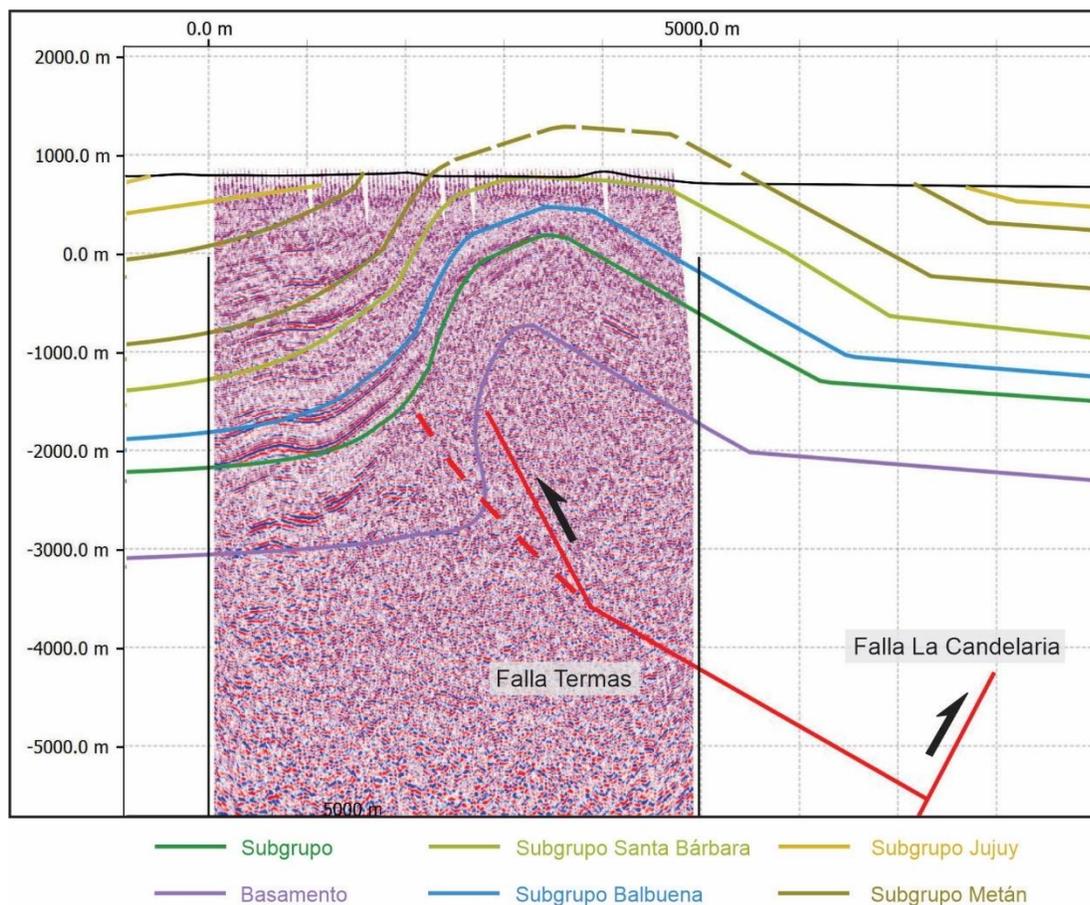


Figura 7.11. Modelo cinemático de la línea 44092 en el Anticlinal Termas.

4.5 Fallas neotectónicas

4.5.1 Flanco occidental: Durante el Cuaternario, el acortamiento generó fallas secundarias que afectan a la cobertura sedimentaria en ambos piedemontes de la sierra de La Candelaria que



permiten hipotetizar acerca del potencial sismogénico de la región. Sobre el flanco occidental existen dos fallas inversas flexo-deslizantes ubicadas entre los estratos de los subgrupos Metán y Jujuy que produjeron relieve contra pendiente a lo largo de 10 km. Los contactos entre capas competentes e incompetentes de los subgrupos mencionados, correspondientes a depósitos pelíticos y areniscas rojizas con intercalaciones de lutitas verdosas, representan contrastes mecánicos que facilitan la generación de los despegues donde cada una de las fallas tiene la misma inclinación que los estratos previamente basculados por la acción del corrimiento La Candelaria (Figura 7.3.a). La falla Arias (6) fue la única modelada y es la más próxima al frente montañoso y fue objeto de estudios de geofísica somera (Capítulo 5, Figuras 5.2 y 5.3). Esta falla inclina 30° hacia el oeste como las capas del Subgrupo Metán. En la superficie produce un rechazo máximo de aproximadamente 25 m tomando como referencia el desplazamiento de los niveles aluviales Qa2. Asimismo, como se muestra en el modelo (Figura 7.4.b, 7.7) de la sierra de La Candelaria y como se puede observar en las líneas sísmicas 45113 y 45112, las inclinaciones de los estratos disminuyen hacia el oeste, por esa razón la falla Barba Yaco (5) tiene inclinación de 25° hacia el oeste. Para el modelado de la falla Arias se utilizó una línea que representa la superficie del abanico Qa2 mapeada con la tomografía eléctrica con una inclinación de aproximadamente 5° hacia el oeste (Figura 7.12.a). El modelo realizado pudo simular la generación de la misma topografía del nivel aluvial Qa2 con un rechazo de 40 m llevando la superficie propuesta hacia la elevación actual del abanico sobre la pared colgante.

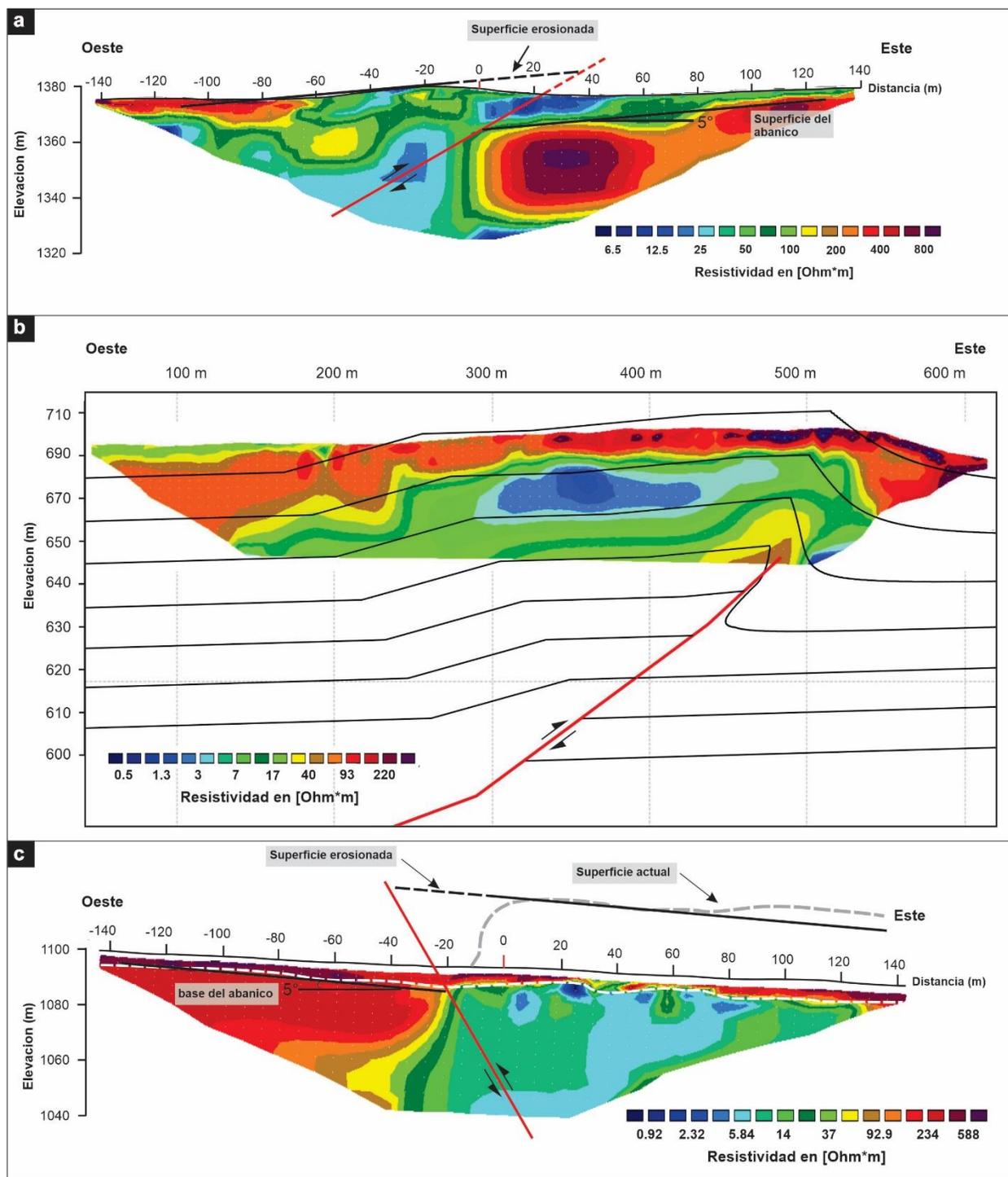


Figura 7.12. a) Tomografía eléctrica sobre la falla Arias; b) tomografía eléctrica sobre la falla Copo Quile; c) tomografía eléctrica sobre la falla El Quemado. Las tres imágenes representan el modelo aplicado para calcular el desplazamiento total de las fallas correspondientes.



4.5.2. Flanco oriental: Al continuar el acortamiento se genera un corrimiento al oeste de la falla San Pedro que corta la cobertura sedimentaria y genera un plegamiento en los estratos en la superficie del Subgrupo Jujuy, probablemente una de las capas de la Formación Guanaco.

La falla Copo Quile (8), tiene inclinación hacia el oeste y está constituida por dos rampas: una profunda que buza 22° y una superficial que buza 37° . Ese cambio de inclinación ayuda a generar la estructura que se observa en la pared colgante de la falla (Figura 7.12.b). La falla fue modelada a partir de los datos brindados de la tomografía eléctrica. Para generar una estructura similar a la que se observa en la tomografía, fue importante hacer varias pruebas empezando el modelamiento con capas horizontales. El mejor resultado fue empezando el modelado con estratos inclinados 2° hacia el oeste, dado que la falla San Pedro (9), que es más antigua, ya generó ese basculamiento en los estratos ubicados en su pared colgante. El modelo muestra que es necesario un desplazamiento de 80-90m para que produzca una estructura similar a la observada inclinando el plegamiento del abanico Qa2.

Por último, la otra falla El Quemado fue generada como retrocorrimiento conjugado con la falla Copo Quile (*break-back thrust fault*) con aproximadamente 60° de inclinación hacia el este. Esta falla se localiza entre los estratos de los subgrupos Santa Bárbara y Metán en el flanco oriental (Figura 7.12.c), los cuales poseen dicha inclinación de acuerdo con el modelo cinemático propuesto. Esto permite interpretar a la falla El Quemado como flexo-deslizante.

El modelo propuesto para determinar el rechazo de la falla se construyó usando una línea que representa la superficie del abanico Qa1 inclinado 5° hacia el este, ubicado entre 5 m y 35m de profundidad sobre la pared yacente de la falla estudiada, como se ve en la Figura (7.12.c). El desplazamiento sobre la falla se obtuvo llevando la línea que representa la superficie Qa2 del abanico hasta adonde se encuentra actualmente en la superficie, como se ve en la Figura 7.12.c. Este desplazamiento representa el acortamiento aproximado sobre esa falla y fue calculado entre 30 a 35 m según la variación en la interpretación del espesor del abanico Qa2 en la tomografía.



CAPÍTULO 8: DISCUSIÓN

Este capítulo integra los resultados expuestos en los capítulos anteriores con la información previamente disponible para interpretarlos y desarrollar posibles respuestas sobre las preguntas que han motivado este trabajo. Sobre la base de los distintos métodos de estudio abarcados en este trabajo (análisis estructural, geomórfico, geofísicos, y modelado cinemático) ha sido posible extender el conocimiento previo sobre la estructura, cinemática y evolución tectónica de las fallas principales que exhuman a la sierra de La Candelaria, así como establecer su relación genética con las fallas neotectónicas identificadas en el área de estudio. Se propone un análisis de la deformación en el antepaís fragmentado en el tiempo, desde las etapas iniciales del levantamiento de la sierra de La Candelaria hasta llegar a las deformaciones cuaternarias, y el espacio, que permite entender la compartimentalización entre las diferentes cuencas sedimentarias.

1. Modelos estructurales y profundidad de los niveles de despegue

El Sistema de Santa Bárbara representa una zona de transición entre el Sistema Subandino, al norte, y las Sierras Pampeanas, al sur. El primero ha sido caracterizado como el prototipo de faja plegada y corrida de piel fina, con un nivel de despegue de alrededor de 10 km (Allmendinger *et al.* 1983, Echavarría *et al.* 2003, Uba *et al.* 2009, Brooks *et al.* 2011, McFarland *et al.* 2017), mientras que en el ámbito de las Sierras Pampeanas predomina un estilo de deformación de piel gruesa, con niveles de despegue mucho más profundos, de entre 25 y 40 km (Cristallini *et al.* 2004). De forma similar podemos encontrar una variación de norte a sur en el propio Sistema de Santa Bárbara. Perfiles estructurales en el segmento norte muestran la presencia de niveles de despegue a profundidades corticales someros de entre 7 y hasta 16 km (Grier *et al.* 1991, Kley y Monaldi 2002, Pearson *et al.* 2013). Por otra parte, en la parte centro-sur del Sistema de Santa Bárbara, en la cuenca de Metán, Cristallini *et al.* (1997) demostraron con la interpretación de sísmica profunda un nivel de despegue de 20 km aproximadamente, lo que es comparable con el modelo estructural propuesto por Abascal (2005) para el levantamiento de la sierra de Medina, que presenta un nivel de despegue a 19 km de profundidad.



En la zona de estudio, la estructura de la sierra de La Candelaria fue investigada previamente por Iaffa *et al.* (2013), Barcelona *et al.* (2014) y Seggiaro *et al.* (2015) (Figura 8.1). Los primeros propusieron modelos del levantamiento asociado a deformación de piel gruesa, pero sin proponer un nivel de despegue. El modelo propone la inversión de una falla normal de alto ángulo buzando hacia el oeste, relacionada con el *rift* cretácico, que junto con una falla conjugada genera una estructura *pop-up* para explicar el levantamiento de la sierra en su sector sur. Por su parte, Seggiaro *et al.* (2015) mediante el análisis de modelos análogos en cajas de arena y en combinación con la interpretación de dos líneas sísmicas, una ubicada en la cuenca Choromoro y otra al este de la sierra de La Candelaria, construyeron una sección estructural integrada que define un sistema de corrimientos vergentes al este con un nivel de despegue que disminuye de 8 a 2,5 km de profundidad en la dirección de transporte. Teniendo en cuenta los modelos previos, en este estudio se presentan dos secciones estructurales alternativas balanceadas XY de la sierra de la Candelaria (Figura 8.1), que reproducen con mayor precisión las observaciones estructurales realizadas en superficie y subsuelo. Las secciones atraviesan el sector norte de la sierra, en un sector intermedio entre los dos modelos mencionados previamente.

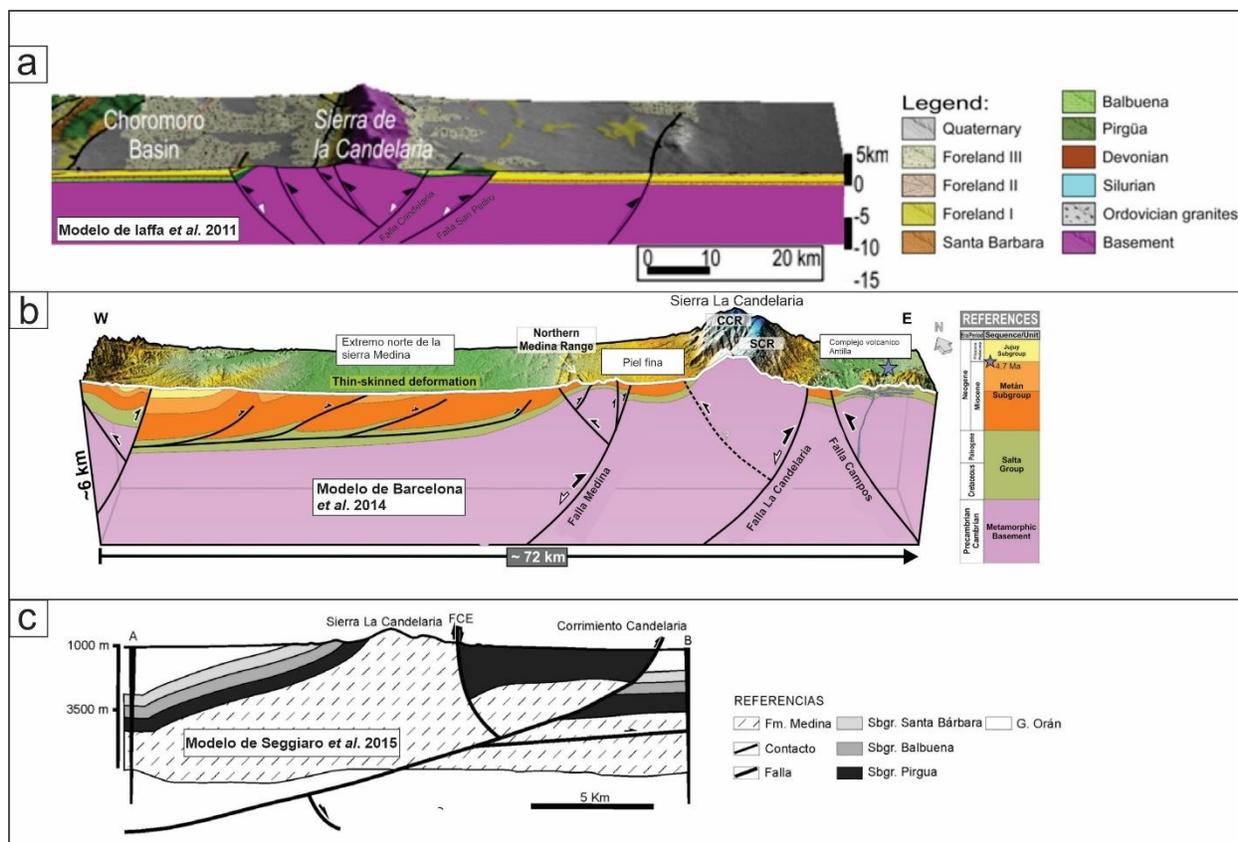


Figura 8.1. los perfiles de Seggiaro *et al.* (2015), Iaffa *et al.* 2011b y Barcelona *et al.* 2014. a) Modelo propuesto por Iaffa *et al.* 2011b) Modelo propuesto por Barcelona *et al.* (2014). c) Modelo propuesto por Seggiaro *et al.* (2015). Ver ubicación en la figura 7.1.

La primera sección estructural fue generada a partir de un nivel de despegue somero de 12 km de profundidad, y logró reproducir geoméricamente la deformación asociada al levantamiento del basamento metamórfico de la sierra generando las inclinaciones observadas en la cobertura sedimentaria en la superficie sobre ambos flancos de la misma (Figura 7.4.a). Este modelo se asemeja al propuesto por Seggiaro *et al.* (2015) ya que los dos cuentan con un nivel de despegue somero, además que los dos modelos levantan la sierra de La Candelaria a partir de un corrimiento y sin la necesidad de una falla de alto ángulo. Un problema que se originó en la confección del modelo fue la necesidad de tener un desplazamiento sobre la falla La Candelaria de 14 km, lo que implica una tasa de acortamiento mayor a la tasa de acortamiento de la zona si la comparamos con del sector norte del Sistema de Santa Bárbara. Por lo tanto, se propone la



presencia de una falla flexo-deslizante en el contacto entre el basamento y el Subgrupo Pirgua sobre el flanco oriental de la sierra que permite desplazar el basamento hacia el este sin generar incremento en el levantamiento, pero sí amplificando el ancho de la sierra.

La segunda sección ilustra el plegamiento y la elevación de la sierra de La Candelaria como consecuencia del desplazamiento sobre el corrimiento La Candelaria, con un ángulo de 55° buzando hacia el oeste y vergencia oriental que alcanza un nivel de despegue de 21 km (Figura 7.4.b). Este modelo también logró generar la misma respuesta en superficie y las inclinaciones de los estratos de la cobertura sedimentaria. Al contrario del modelo anterior, la tasa de acortamiento es menor dado que con 8 km de desplazamiento se obtuvo la exhumación del basamento y no hubo problema con la transferencia del mismo y la acomodación del acortamiento hacia el este. Además, el nivel de despegue profundo se ajusta mejor con los hipocentros de los sismos publicados en la tesis doctoral de Zeckra (2020), más alineada con la zona donde se agrupan sismos corticales, entre 20 – 23 km (Figura 8.2). El modelo prosigue con un corrimiento con el mismo nivel de despegue, propagándose hacia el este para generar el levantamiento incipiente del Cerro Cantero. Estos dos corrimientos son de primer orden ya que controlan la deformación en el frente orogénico no emergente, representado por el cerro Cantero. Los sismos y el nivel de despegue elegido coinciden con la transición frágil-dúctil de la corteza superior modelada para el noroeste argentino por Ibarra *et al.* (2021), lo que demuestra que la transición frágil-dúctil de la corteza va profundizándose de norte a sur. Dicha conclusión fue propuesta por Iaffa *et al.* (2011b) en la cuenca de Metán a partir de modelos y de estudios de sismicidad propuestos en la zona (Cahill *et al.* 1992, Cristallini *et al.* 1997, Kley y Monaldi 2002) y es soportada por los resultados de esta tesis que confirman la profundización de la transición frágil-dúctil.

Por otra parte, existen otras estructuras con nivel de despegue somero de segundo orden que representan una deformación de piel fina, como fue definida por Abascal (2005) en la cuenca de Choromoro. El corrimiento El Arenal presenta una rampa de bajo ángulo de inclinación al oeste nucleada en un nivel de despegue de 4 km de profundidad ubicada entre el basamento metamórfico y la cobertura sedimentaria, controlando el desarrollo del anticlinal El Arenal en la



parte oeste de la zona de estudio. Se observó asimismo que este pliegue desarrolla una estructura de dirección NNE en la parte norte con un desplazamiento de ca. 2 km y mayor basculamiento, mientras que en la parte central presenta un desplazamiento mayor, alcanzando los 3 km. Hacia el sur se puede observar que la deformación es más joven ya que no se observan estratos de crecimiento en el subgrupo Jujuy y la cobertura sedimentaria completa se encuentra plegada. Directamente al oeste del anticlinal se observa una falla (denominada falla El Brete), probablemente de primer orden ya que controla espesores de los depósitos de *synrift* cretácico. Es posible que exista una relación entre esta estructura y el cambio en el acortamiento y la orientación del eje del anticlinal El Arenal, dado que la falla El Brete tiene orientación NE y se aleja hacia el SO, ejerciendo así una menor influencia hacia el este, y restringiendo el desarrollo del pliegue.

En la Figura 8.3 se puede apreciar el efecto de la actividad de la falla de El Arenal sobre la evolución de la superficie y la red de drenaje. En la secuencia norte-sur de los paneles que muestran los perfiles de reflexión sísmica se puede observar que los pliegues que se asocian a la falla ciega de El Arenal y los pliegues de la pared colgante de esta estructura se vuelven menos apretados hacia el sur (Figura 8.3.a-c), lo que sugiere que el acortamiento ha sido mayor en el norte. Esta inferencia se ve apoyada por el grado de incisión de la red fluvial en los depósitos de los abanicos aluviales del Cuaternario y los afloramientos del subgrupo Jujuy, que parecen haber sido afectados por el proceso de plegamiento. Por ejemplo, el mapa de pendientes y el modelo de elevación digital de la figura 8.3.d muestran claramente que el grado de incisión en los vestigios de los abanicos aluviales es mayor en el norte que en el sur. Combinadas, estas observaciones sugieren que la falla de El Arenal ha acumulado desplazamientos de manera lateralmente dispar. En consecuencia, se sugiere que el pliegue creciente asociado a la falla de El Arenal ha aumentado su amplitud a lo largo del tiempo, lo que provocó la elevación de la superficie por encima del nivel de base local, lo que a su vez impulsó la incisión, tal como se observa en el mapa de pendientes. Asimismo, se interpreta que dicha estructura crece lateralmente de norte a sur, por lo tanto, los procesos profundos son la razón de evolución de las características de las pendientes y de la red fluvial en la cuenca, lo que a su vez apoya claramente la noción de que la

actividad de la falla ciega El Arenal es un importante proceso neotectónico que modifica la región.

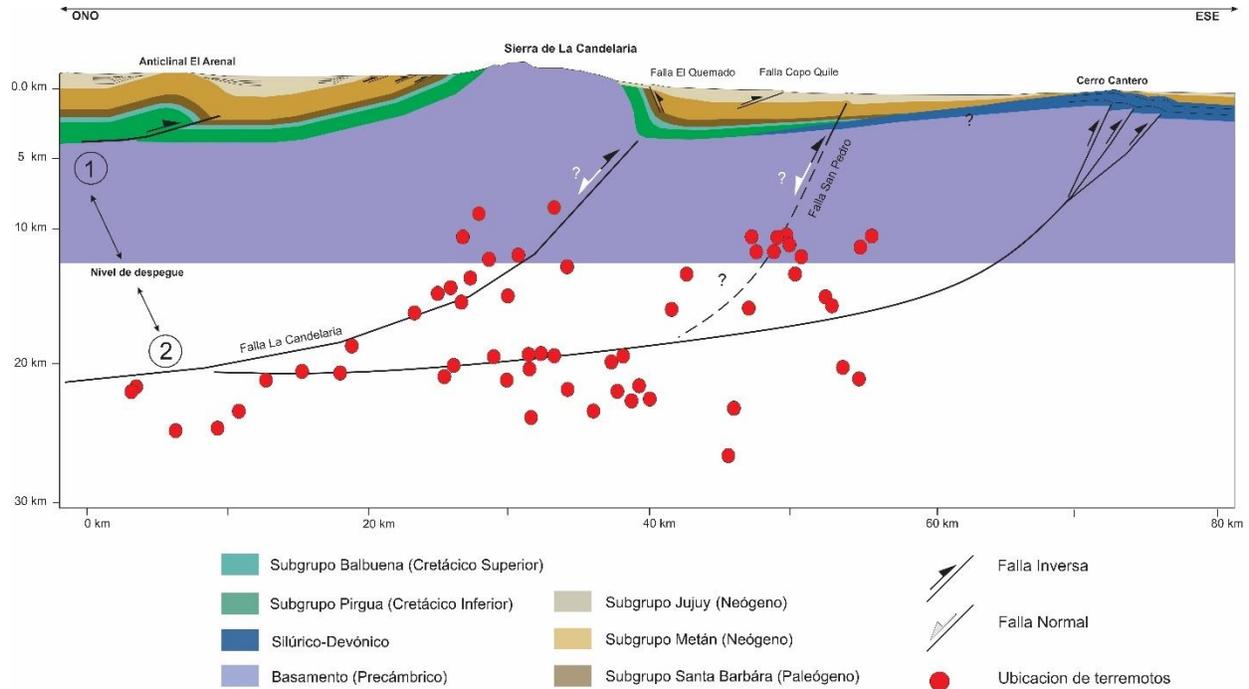


Figura 8.2. Modelo cinemático estructural de la zona de estudio mostrando los niveles de despegue principales y las fallas asociadas. Ubicación de los sismos según Zeckra (2020).

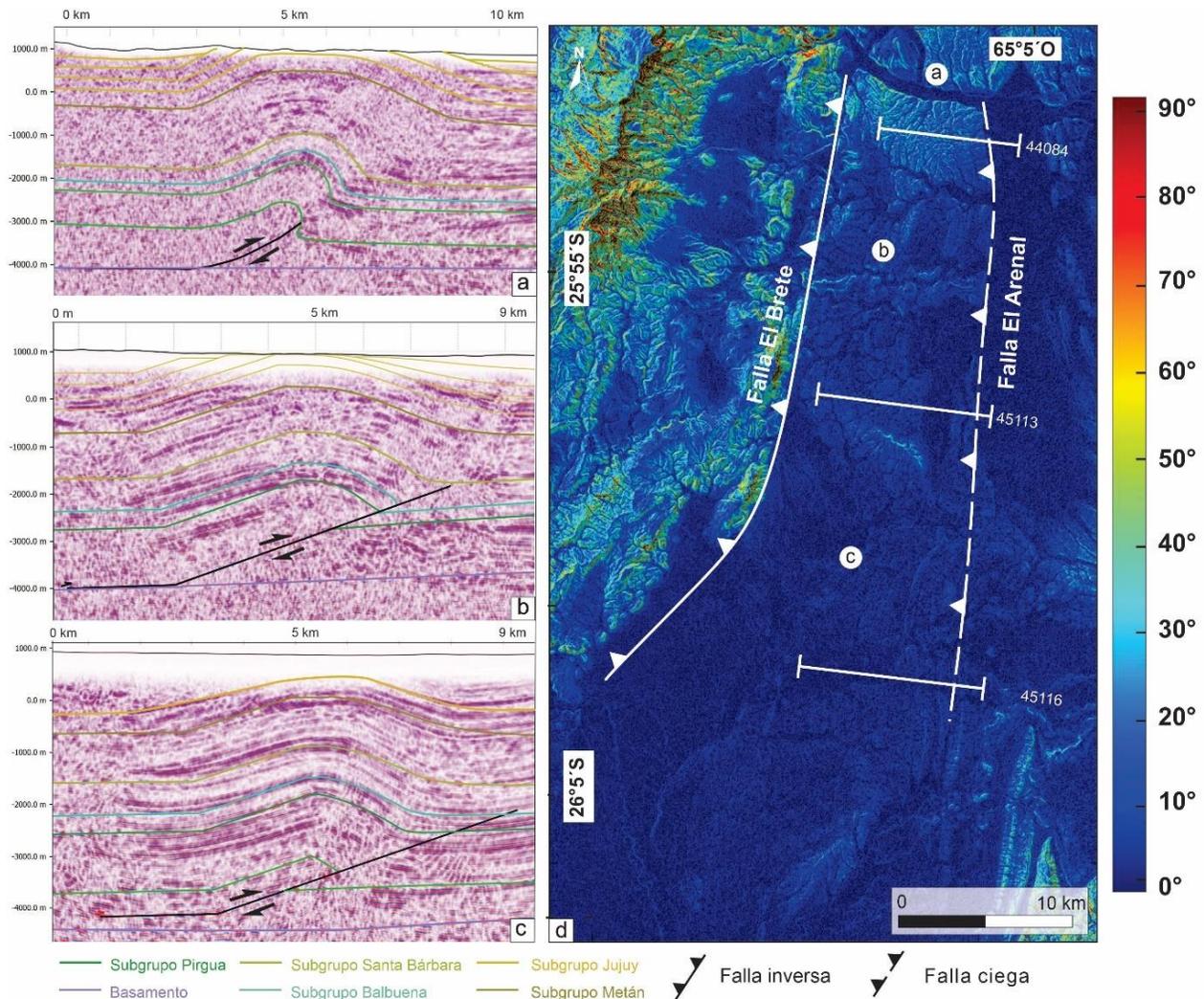


Figura 8.3. a) Plegamiento de los estratos sedimentarios asociado con la falla ciega El Arenal. Línea 44084, b) línea 45113, c) línea 45116. Las tres líneas muestran por encima el modelo de la falla El Arenal y las capas con el plegamiento. d) Mapa de pendientes en el paisaje que muestra de norte a sur el impacto morfológico del pliegue El Arenal en la superficie y la incisión fluvial. Las zonas de color azul corresponden a pendientes horizontales (0°) y las de color violeta a pendientes subverticales.



2. Reactivación de fallas del *rift* cretácico y heterogeneidades del basamento en el sector oriental frente orogénico

En el Sistema de Santa Barbara muchos trabajos demostraron que el acortamiento asociado a la deformación del orógeno Andino genera el levantamiento de bloques de basamento limitados por fallas normales invertidas del *rift*, espacialmente aislados y temporalmente diacrónicos (Jordan y Allmendinger 1986, Mon y Gutiérrez 2007, Kley y Monaldi 2002, Strecker *et al.* 2012, Iaffa *et al.* 2013, Pearson *et al.* 2013, Barcelona *et al.* 2014). En el presente trabajo, se corroboró que en la cuenca de Metán existen fallas normales del *rift* cretácico que han sido parcialmente invertidas, como la falla Los Lapachos que controla la parte occidental de la cuenca (Iaffa *et al.* 2011b). En la misma cuenca de Metán se destaca la falla El Galpón, que presenta un alto ángulo de inclinación al este, pero habría sido, en este caso, neoformada durante la migración de la deformación compresiva hacia el este y probablemente en relación, en este caso, con la reactivación de heterogeneidades del basamento (Iaffa *et al.* 2011b).

Sin embargo, la influencia de las heterogeneidades del basamento sobre las fallas directas del *rift* no está bien definida en estas regiones. Si bien Cristallini *et al.* (1997) sugieren que las fallas directas cretácicas reactivan debilidades del basamento, las fallas El Algarrobal (2) y Los Sauces (3), mapeadas en la cuenca de Choromoro, formaron una estructura de *pop-up*, las cuales pueden ser formadas a partir de heterogeneidades del basamento acomodando el acortamiento. Por otro lado, no hubo evidencia en la línea sísmica de un cambio de espesor en los estratos del Subgrupo Pirgua lo que significa que no fueron activas como fallas normales del *rift* pero sí es más probable vincularlas a las heterogeneidades del basamento. Del mismo modo, la falla La Candelaria puede ser interpretada como una falla de alto ángulo heredada del *rift*, aunque para confirmar dicha hipótesis faltaría alguna evidencia como un cambio de espesor de los estratos del subgrupo pirgua. Otra posibilidad es que la falla haya aprovechado las heterogeneidades del basamento para su propagación. Otro ejemplo es la falla San Pedro (9) ubicada a 15 km hacía el este de la sierra de La Candelaria, con evidencia de actividad como falla inversa de alto ángulo (69°), plegando los estratos de la cobertura sedimentaria y generando un abovedamiento en la superficie lo que puede significar actividades recientes. No obstante, por la falta de resolución en la línea sísmica 36101 no se pudo corroborar si hay un cambio del espesor del subgrupo Pirgua.



Al sur de falla San Pedro se ubica el cerro Negro, que en su núcleo exhuma al subgrupo Pirgua, que a su vez sobreyace al Devónico directamente, mientras que, al este de la falla, el cerro Cantero carece del subgrupo Pirgua. Esa variación puede ser debida a que la falla San Pedro fue una falla del borde del *rift* Cretácico y fue reactivada durante el acortamiento en varias etapas, ya que el cerro Negro presenta evidencia de actividad magmática en el Cretácico y el Neógeno (Viramonte *et al.* 1994, Gioncada *et al.* 2010). Incluso, Iaffa *et al.* (2011b) (Figura 8.1.a) en su modelo interpretó que la falla San Pedro fue la que controló el borde del *rift*. Dicho magmatismo está conformado por el Complejo Antillas (Gioncada *et al.* 2010). Las rocas volcánicas más jóvenes de este sector son de composición máfica y tienen una edad pliocena; geoquímicamente parecen ser muy similares a las rocas máficas de la Puna sur y central (Risse *et al.* 2008), donde se han asociado a magmas del manto superior y estructuras generadas durante el tectonismo extensional relacionado a la delaminación del manto litosférico (Kay *et al.* 1994, Gioncada *et al.* 2010). No está claro qué estructura pudo haber facilitado el ascenso magmático desde el manto superior en esta región. Todas las estructuras mapeadas por Gioncada *et al.* (2010) fueron reconocidas como compresionales. Asimismo, en el análisis de las líneas de reflexión sísmica, las estructuras en las proximidades del centro eruptivo son solamente fallas normales cretácicas que han sido parcialmente invertidas durante el acortamiento andino. A la luz de estas observaciones y del análisis realizado en esta tesis parece poco probable que haya ocurrido un evento importante de extensión durante el Neógeno. Otra interpretación alternativa es que exista una falla sobre el flanco oriental del cerro Cantero (Figura 6.13), que representa el borde del *rift*. Sin embargo, no se han encontrado evidencias que respalden dicha interpretación.

Las fallas más orientales en la zona de estudio fueron nombradas como Cantero, Cantero Oriental y Cantero Occidental. Las tres tienen alto ángulo y, con un desplazamiento aproximado de 1 km, lograron levantar el cerro Cantero y exhumar las rocas devónicas. Dichas fallas controlan la deformación más oriental y representan reactivaciones de antiguas estructuras o zonas de debilidad del basamento, ya que este cerro no presenta afloramientos del Subgrupo Pirgua.



Por último, el extremo norte de la sierra de La Candelaria se ramifica en dos pliegues suaves, denominados anticlinales Balboa y Termas (Figura 8.1). El anticlinal Termas se correspondería con el estadio más joven de deformación, ya que el pliegue exhuma exclusivamente al Subgrupo Metán, y fue modelado a partir de un retrocorrimiento buzando hacia el este y 3 km de acortamiento. En los trabajos de Seggiaro *et al.* (1995, 1997, 2015) se presentan evidencias de que dicho retrocorrimiento fue observado en superficie y detectado en el subsuelo por medio de sondeos eléctricos verticales (SEV), donde el bloque yacente se encuentra al oeste y estimando un rechazo vertical de 170 m. Sin embargo, en el modelo basado en la interpretación de la línea sísmica 44092 (Figura 7.11) no se encontró evidencia de que el retrocorrimiento lograra cortar la cobertura sedimentaria. Esto significa que la falla mencionada en los estudios anteriores podría ser una de varias fallas ramificadas del retrocorrimiento, acomodando el acortamiento en la superficie y representando una probable actividad neotectónica sobre el flanco occidental de la sierra. Dado que esta falla no genera cambios de espesor en el subgrupo Pirgua, es probable que se haya originado a partir de una heterogeneidad del basamento, por lo que estaría asociado a una deformación de piel gruesa, como la que se observa en las demás zonas estudiadas.

En resumen, las heterogeneidades no sólo controlan el *rift* cretácico, sino también actúan como superficies activas en la propagación reciente de fallas modernas durante el acortamiento asociado al orógeno andino, como ha sido previamente demostrado por Hongn y Seggiaro (1998) y Hongn *et al.* (2010) en otras regiones del noroeste argentino.

3. Cronología relativa de la deformación

Una de las preguntas más importantes a responder es si la migración de la deformación es sistemáticamente hacia el este o se expresa temporal y espacialmente en forma aleatoria. El modelo cinemático final propuesto muestra un mejor ajuste con la deformación observada en la cobertura sedimentaria alrededor de la sierra de La Candelaria cuando se inicia con un espesor mínimo de aproximadamente 100 metros de la formación Guanaco, depositado en la cuenca de Choromoro, acotando el inicio del levantamiento de la sierra a la edad de generación de estratos de crecimiento en el Subgrupo Jujuy. Por otra parte, se estima que la sierra de Metán,



considerada como la barrera orográfica principal a estas latitudes, fue exhumada a partir de los ~10 Ma en base a las características de la sedimentación sinorogénica observada en la Formación Guanaco de la cuenca de Metán, tales como discordancias progresivas y estratos de crecimiento (Hain *et al.* 2011). Se interpreta que en esa época los sedimentos que constituyen la Formación Guanaco formaban mega-abanicos aluviales hacia el este, abarcando un período de depositación entre los ~9,7 a ~5 Ma (Hain *et al.* 2011). Hacia el este de la sierra de La Candelaria la Formación Guanaco presenta escasos afloramientos con espesores poco potentes de entre 600 a 800 m, mientras que, hacia el oeste, de acuerdo con la interpretación de las líneas sísmicas y pozos disponibles, alcanza un espesor máximo de alrededor de 1200 m. Las interpretaciones de las líneas sísmicas permitieron reconocer estratos de crecimiento y discordancias progresivas en la Formación Guanaco asociadas al levantamiento de la sierra de La Candelaria que permiten inferir el inicio de la deformación compresiva en la zona hacia los 9 Ma, de forma similar a las propuestas de Hain *et al.* (2011) y Zapata *et al.* (2019).

El espacio de acomodación para los sedimentos sinorogénicos del subgrupo Jujuy en el antepaís andino fue generado por mecanismos de subsidencia flexural directamente relacionados con la carga tectónica del orógeno hacia el oeste (Prezzi *et al.* 2014). De acuerdo con la información de subsuelo analizada, en el sector del cerro Cantero y para lograr exhumar las rocas devónicas, se ha propuesto en primera instancia que dichas unidades se habrían encontrado a una profundidad de 1 km, siendo cubiertas por los subgrupos Metán y Jujuy, este último con un espesor limitado de aproximadamente 100 m. El espesamiento del subgrupo Jujuy hacia el oeste guarda relación con el mecanismo de subsidencia flexural mencionado anteriormente, sin embargo, el levantamiento del cerro Cantero mediante el sistema de fallas Cantero, fue necesario para llevar las rocas del devónico hacia la superficie sin exhumarlas, y limitar el espesor del Subgrupo Jujuy en la zona del cerro Cantero, luego de que la sierra de La Candelaria ya había acumulado 4 km de acortamiento.

Contemporáneamente, el corrimiento El Arenal muestra sus primeras evidencias de actividad en el extremo oeste de la zona de estudio comprobada con los *onlap* demostrados en línea sísmica 45113 (Figura 6.6). Además, dicho corrimiento continuó su actividad en forma



paralela a las actividades de la falla La Candelaria hasta los aproximadamente 2 Ma por la razón que no se observa la parte superior del Subgrupo Jujuy en contacto de *onlap* y los estratos están horizontales. Por lo tanto, hubo evidencias que el anticlinal El Arenal tuvo algunas actividades cercanas al presente como fue mencionado anteriormente en este capítulo. A continuación, continúa el levantamiento de la sierra de La Candelaria con un desplazamiento de 2 km sobre la falla antes que se vuelva a tener actividad en el cerro Cantero. Dicho levantamiento generó una flexura al oeste del cerro Cantero, causando el descenso isostático en la zona y generando espacio para la depositación del Subgrupo Jujuy. Las últimas estructuras reactivadas en el modelo fueron las fallas Cantero ya que generan un contacto de *onlap* en el flanco occidental del cerro Cantero en los estratos del Subgrupo Jujuy (Capítulo 6, Figura 6.13)

Las últimas etapas de la deformación tuvieron lugar en fallas de menor desplazamiento como la falla San Pedro. Aunque hay muchas pruebas que esa falla tuvo actividades relacionadas al rift cretácico, en el modelo se interpreta que la misma se conecta con el nivel de despegue regional a una profundidad de 20 km. De forma similar, se sugiere que las evidencias de deformaciones registradas en las fallas El Quemado y Copo Quile con vergencia opuesta, son el resultado de reactivaciones cuaternarias que acomodan el acortamiento en la parte superficial del flanco frontal de la sierra representando fallas secundarias (out-of-syncline).

El acortamiento total calculado en el modelo para el levantamiento de la sierra de La Candelaria es de 8 km, mientras que en el Cerro Cantero y El Arenal se estimaron 1 km y 2,5 km, respectivamente. En total, se obtuvieron 11,5 km de acortamiento en una sección de 80 km, lo que equivale al 14,4% de la misma siendo comparable con el porcentaje calculado en zonas aledañas (Abascal 2005, Kley y Monaldi 2002).

En síntesis, la migración de la deformación en la zona de estudio fue no sistemática y múltiples estructuras fueron activadas de manera contemporánea. El modelo propuesto indica una reactivación sobre dos niveles de despegue diferentes, como el de El Arenal a 4 km de profundidad en la interfase cobertura-basamento y el de La Candelaria y Cantero a 21 km en niveles corticales medios. Este último presenta actividad durante los últimos ca. 9 Ma.



4. Actividad tectónica cuaternaria en los piedemontes de la sierra de La Candelaria

El mapeo de los abanicos aluviales y el análisis morfotectónico del relieve de los piedemontes de la sierra de La Candelaria permitió identificar cuatro escarpas producidas por la actividad de fallas neotectónicas: Barba Yaco, Arias, El Quemado y Copo Quile. En general, el movimiento de estas fallas a ambos lados de la sierra influyó la geometría de las redes de drenaje fluvial produciendo anomalías en los ríos, fundamentalmente en la forma de cauces desviados.

Se generaron varios perfiles longitudinales de los ríos y de las superficies geomórficas sobre los ríos que atraviesan los flancos occidental y oriental de la sierra de La Candelaria, utilizando un Modelo de elevación digital de 5 m de resolución (Figura 4.14). Especialmente en el oeste de la sierra de La Candelaria, los perfiles longitudinales de los cauces fluviales actuales no muestran ningún punto de quiebre en los lugares de las fallas o en la transición entre la cobertura sedimentaria y basamento. En los perfiles longitudinales analizados, los “*knickpoints*” se ubican preferencialmente sobre las rocas del basamento, indicando resaltos topográficos debidos a erosión diferencial, y no sobre las escarpas de las fallas con actividades neotectónicas. Esto permite sugerir que la tasa de erosión fluvial supera localmente a la tasa de deformación tectónica evitando que el río conserve evidencias neotectónicas en forma de un resalto topográfico local. Por lo tanto, se interpreta que las fallas en las zonas de piedemonte fueron seguidas por una incisión prolongada. Se desconoce cuándo se completó el restablecimiento de este perfil de equilibrio; no obstante, los suaves gradientes sugieren que la actividad tectónica no persistió demasiado tiempo. Al igual que en el oeste, el piedemonte oriental documenta claramente que la red fluvial de esta zona ha sido controlada por las fallas. Algunos de los drenajes pudieron mantener sus flujos hacia el este mientras que la falla de Copo Quile estaba activa, pero otros fueron obligados a cambiar sus cursos hacia el sur para evitar la topografía creciente asociada a la falla activa.

Es importante destacar que a lo largo de este estudio no se pudo registrar ninguna evidencia de actividad cuaternaria a lo largo de una importante falla inversa emergente en el frente oriental de la sierra de La Candelaria, ni de una estructura importante que delimite el flanco occidental de



la sierra. Además, las inclinaciones decrecientes de los estratos cretácicos y terciarios expuestos bajo el piedemonte occidental apoyan estas observaciones. Asimismo, el análisis morfológico sobre el flanco oriental de la sierra de La Candelaria no reveló ninguna evidencia de una falla inversa importante que pudiera representar la expresión superficial de la falla que levanta la sierra de La Candelaria. Sumado a esto, el modelo presentado anteriormente (Figura 8.2) soporta la interpretación de que la falla La Candelaria es una falla ciega y por lo tanto no registra actividades en la superficie.

Con respecto a la actividad tectónica cuaternaria con expresión superficial, las observaciones de campo junto con los registros de geofísica somera y las investigaciones morfométricas permiten interpretar a las fallas Arias y Barba Yaco como fallas flexo-deslizantes despegadas en niveles incompetentes previamente basculados de los subgrupos Metán y Jujuy, respectivamente. La magnitud de entre 10 y 30 metros de las escarpas estudiadas, requiere múltiples reactivaciones de las fallas asociadas, implicando varios eventos de deformación para alcanzar dichas alturas, además el modelo propuesto en la Figura 7.12.a demuestra que el rechazo máximo es de 40 m aproximadamente. No obstante, se carece de edades absolutas que permitan establecer tasas de deformación de los depósitos y superficies involucradas. Para determinar la cronología relativa de la deformación neotectónica asociada a la falla Arias, se integraron los resultados de la tomografía geoelectrica (Figura 5.1) y de las observaciones del campo sobre la trinchera natural de dicha falla.

En el corte E-O sobre la pared del río (Figura 4.10) se observa la secuencia formada contemporáneamente a la actividad tectónica de la falla Arias. Dicha secuencia abarca los depósitos arcillo-arenosos que son los más jóvenes del abanico aluvial Qa2, y que a su vez fueron considerados como un nuevo abanico por Gutiérrez (1997). Estos depósitos fueron plegados por la falla Arias, como demostró el perfil geofísico ERT1. Dado que la falla Arias presenta naturaleza de contra pendiente (Figuras 4.7, 4.10, 5.2, 5.3), genera una barrera acumulando estos depósitos, seguidos de una etapa de sedimentación de conglomerados, repitiéndose dicha secuencia. Por otro lado, se puede observar que los conglomerados de la Subunidad A1 están plegados sobre la falla, mientras que los conglomerados de la Subunidad A2



yacen en forma horizontal, lo que refleja etapas de actividad y otras de relajamiento. Una hipótesis alternativa es que las unidades A1 y B1 correspondan al mismo evento sedimentario, y que la actividad inversa de la falla haya generado una escarpa contra la cual se acumularon cuerpos de agua permitiendo la depositación del nivel arcilloso U1. Luego, se deposita la unidad B2, presentando mayor espesor en el oeste por dinámicas propias del sistema del abanico aluvial. Posteriormente, se repitió dicho evento dando lugar a la depositación a la unidad B2, y la falla es reactivada generándose una nueva escarpa contra la cual se deposita el nivel U2. Finalmente, un nuevo movimiento de la falla pliega a este último y a parte de la unidad A2.

Sobre el flanco oriental de la sierra de La Candelaria, las fallas Copo Quile y El Quemado son un conjunto de fallas someras que afectan a los estratos de la cobertura sedimentaria, generando un relieve en superficie y modificando la red de drenaje local. En primer lugar, los resultados obtenidos a partir del modelado cinemático demuestran que los estratos en el flanco oriental de la sierra buzcan hacia el este con alto ángulo y los estudios geofísicos sobre la falla El Quemado evidenciaron que es una falla de alto ángulo buzando hacia el este. Sumado a esto, la falla documentada en el campo con ángulo de 59° al este (Figura 4.13), permite establecer que se encuentra relacionada a mecanismos flexo-deslizantes ya que se ubica según el modelado cinemático entre los estratos con contrastes mecánicos y heterogeneidades representadas por los depósitos pelíticos y arenosos del subgrupo Metán.

Por otra parte, los resultados de los estudios geofísicos sobre la falla Copo Quile mostraron que la falla está cortando los estratos del Subgrupo Jujuy, plegando los depósitos del abanico aluvial Qa2 durante el Cuaternario. Esto generó un alto topográfico en la zona obligando a estos canales a desviarse hacia el sur, paralelo a la estructura (Figuras 4.6 y 5.6), depositando los sedimentos del Q5 sobre el flanco occidental de esta estructura. Además, el modelo cinemático demostró que la falla tiene desplazamiento alrededor de 90 m (Figura 7.12.b) lo que sugiere que es la más antigua, o es la falla que acomodó el mayor acortamiento sobre el borde oriental de la sierra. En resumen, ambas fallas son un producto de actividad neotectónica asociada a acomodación espacial de acortamiento cuaternario de la falla La Candelaria.



5. Potencial sismogénico en la zona de estudio

En el Sistema de Santa Bárbara se han registrado terremotos de magnitudes bajas a moderadas durante las últimas décadas de acuerdo con los datos derivados de redes sísmicas permanentes (INPRES 2021, Sánchez *et al.* 2013) y temporales (Cahill e Isacks 1992, Zeckra 2020). Por otra parte, los registros de sismicidad histórica en las cercanías de la sierra de La Candelaria se extienden hasta el año 1692, cuando un terremoto con epicentro en la cuenca de Metán y una magnitud estimada de M 7 devastó el asentamiento colonial de El Esteco (Zossi 1979, INPRES 2012, 2015, 2019, USGS 2015). Otros terremotos históricos en la región ocurrieron en los años 1826 (Trancas, M 6.5), 1927 (Rosario de la Frontera, M 6.1) y 1931 (El Naranjo, M 6.3) y produjeron daños en las inmediaciones de la sierra de La Candelaria (Zossi 1979, Perucca *et al.* 2009, Alvarado y Araujo 2011) (Figura 1.2). El ejemplo más reciente es el terremoto de El Galpón de 2015 en el sector norte de la cuenca de Metán, que tuvo una magnitud Mw 5.8 y un hipocentro a 17 km de profundidad (INPRES 2015, USGS 2015). Zeckra (2020) interpreta una reactivación de la falla El Galpón como la responsable de dicho evento. Esa falla se extiende por 55 km aproximadamente y las réplicas se ubicaron principalmente en el extremo norte. En la interpretación de líneas sísmicas se logró caracterizar la geometría y cinemática de falla El Galpón en su extremo sur, tratándose de una falla inversa de alto ángulo de inclinación al este que superpone al basamento y la columna sedimentaria sobreyacente por encima de las sedimentitas sinorogénicas del Grupo Orán y el Cuaternario (Figura 6.11).

La sismicidad registrada por Zeckra (2020) en la zona del modelo estructural (Figura 8.2) permitió refinar la geometría de los niveles de despegue profundos responsables del levantamiento de la sierra de La Candelaria y del cerro Cantero, así como inferir el potencial carácter activo de dichas estructuras. Dado que las estructuras cuaternarias reconocidas en el presente estudio guardan una relación genética (directa o indirecta) con la falla La Candelaria, se considera a la misma como potencialmente sismogénica. Adicionalmente, es importante destacar que la actividad sísmica observada en profundidad debajo de la falla San Pedro muestra que dicha falla puede originarse a partir del mismo nivel de despegue regional de 21 km propuesto anteriormente. En conjunto, se puede interpretar el estilo estructural de la región como un sistema imbricado de corrimientos ciegos vergentes hacia el este, lo cual tiene similitud con lo



sugerido por Iaffa *et al.* (2011b) y Cristallini *et al.* (1997) en la cuenca de Metán. Por último, si bien no existe un frente de deformación claro, las fallas del cerro Cantero representan la deformación más oriental del frente orogénico.

Teniendo en cuenta la sismicidad moderna e histórica en la región, la información sobre fallas recopilada durante esta investigación sugiere que las escarpas cuaternarias representan una evidencia clave de actividad tectónica cuaternaria en el antepaís fragmentado. Sin embargo, este estilo de deformación altamente diferenciado y la falta de un frente de deformación claro, se combinan para enfatizar la dificultad de evaluar eficientemente el nivel de actividad tectónica y las tendencias espacio-temporales de la posible deformación sismógena dentro de esta provincia morfotectónica. La pregunta que surge es si las fallas neotectónicas detectadas sobre las laderas de la sierra de La Candelaria fueron formadas como consecuencia de movimientos asísmicos donde los esfuerzos son liberados de forma progresiva mediante procesos como la reptación (*creep*), o mediante pequeñas rupturas sucesivas que ocasionan sismos de muy baja magnitud y poco espaciados en el tiempo.

Aún existe un debate sobre el potencial comportamiento sismogénico de las fallas interestatales. En la actualidad, no hay información que confirme si este tipo de fallas son una fuente de grandes terremotos. No obstante, la evidencia geológica sugiere que las fallas interestratales pueden activarse en forma cosísmica con la reactivación de estructuras más profundas que producen grandes terremotos (Lensen y Otway 1971, Philip y Meghraoui 1983, Hull 1990, Treiman 1995, Yeats 2000). Por ejemplo, los terremotos de 1981 M2.5 Lompac (California) (Yerkes *et al.* 1983), el terremoto de 1980 M 7.3 El Asnam (Argelia) (Philip y Meghraoui 1983), el terremoto de 1968 M 7.1 de Inangahua (Nueva Zelanda) (Lensen 1968, Yeats 1986) y el terremoto de San Juan M7 de 1944 en Argentina (falla La Laja; Rockwell *et al.* 2014). En todos estos casos, se interpreta que un terremoto profundo sobre una falla inversa en la corteza media a superior controló el movimiento sobre fallas superficiales de tipo flexo-deslizante. Asimismo, los datos presentados por Kaneko *et al.* (2015) de InSAR, indican que el movimiento en fallas de flexo-deslizantes se desencadena por el paso de ondas sísmicas resultantes de grandes terremotos cercanos, y así, el deslizamiento podría ocurrir dentro de una



escala de tiempo "cosmística". Teniendo en cuenta los datos mencionados anteriormente, las fallas Arias, Barba Yaco y San Esteban son interpretadas en este sentido, como fallas flexo-deslizante enraizadas en bancos incompetentes de los subgrupos Metán y Jujuy que fueron activadas durante el Cuaternario con movimientos asísmicos y/o sísmicos de muy baja magnitud, y representar un ejemplo clásico de las fallas interestratales en un flanco de un pliegue como el ejemplo de las fallas activas en Asia central (Li *et al.* 2017, Mackenzie *et al.* 2018). También, los movimientos asociados con estas fallas podrían representar un mecanismo para acomodar el acortamiento generado entre la sierra de La Candelaria y el empuje producido por el pliegue El Arenal (Figura 7.9).

Por otro lado, existen ejemplos de fallas interestratales en pliegues por flexión de falla asociadas a un corrimiento principal que pueden causar terremotos (Kelsey *et al.* 2008). La falla de Seattle donde las fallas interestratales a una profundidad de 5 a 8 km producen terremotos de 5 a 6 Mw son un ejemplo de ello. Dicho modelo se asemeja a la parte oriental de la sierra de La Candelaria, donde existe la falla El Quemado esta conjugada con la falla Copo Quile y se sugiere que es una ramificación del corrimiento principal (Figura 7.7). La similitud entre ambos sistemas podría sugerir una posible actividad sísmica asociada a las fallas El Quemado y Copo Quile, aunque de menor importancia debido a su menor profundidad. Sin embargo, se necesitan más estudios para confirmar dichas hipótesis.

Aunque solo es cualitativo, la evaluación de un nivel relativamente bajo de actividad en las fallas del piedemonte de la sierra de La Candelaria investigadas es consistente con un intervalo prolongado de recurrencia de terremotos fuertes en esta región, y es compatible con las bajas tasas de deformación que parecen caracterizar a este sector del antepaís andino como fue sugerido por McFarland *et al.* (2017). Datos adicionales de la tasa de deformación con una resolución espacial más alta, así como información adicional sobre tipos de rocas, geometrías estructurales y topografía, son necesarios para un análisis más detallado de las relaciones y los efectos de acoplamiento mecánico que podrían causar rupturas sísmicas en este entorno de carga diferencial por fallas vecinas (por ejemplo, Hilley *et al.* 2005, Toda *et al.* 2011).



CAPÍTULO 9: CONCLUSIONES

Los principales objetivos de esta tesis fueron en primer lugar investigar y caracterizar las fallas cuaternarias en los faldeos de la sierra de La Candelaria y otras sierras menores, en el noroeste argentino, y su relación espacial con la estructura profunda de las cuencas adyacentes, en el contexto de un análisis de las estructuras tectónicas en el Sistema de Santa Bárbara. Desde un punto de vista regional, dicho sistema constituye un ejemplo de un antepaís fragmentado tectónicamente activo en un orógeno no colisional (orógeno Andino). Esta zona ofrece la oportunidad de estudiar los procesos de deformación del Neógeno al Cuaternario y su potencial relación con las heterogeneidades heredadas del basamento paleozoico y la reactivación de las estructuras extensionales asociadas al *rift* Cretácico en el noroeste argentino. Adicionalmente, los datos de afloramiento y geofísicos de la región permiten evaluar el impacto de la deformación en el antepaís y su influencia en las geometrías deposicionales de los estratos neógenos a cuaternarios asociados a las sierras estudiadas. Una secuencia clave constituyen las unidades sedimentarias sinorogénicas de los Subgrupos Metán y Jujuy.

La caracterización estructural de la zona de estudio permitió entender en detalle la cinemática de la deformación del antepaís fragmentado y la función de las estructuras heredadas en la reactivación compresiva de las fallas con rupturas superficiales, durante los sismos de elevada magnitud. Para ello, se utilizó una combinación de métodos geofísicos someros, observaciones tectono-geomórficas, mapeo de campo estructural y análisis morfométrico, interpretación de líneas sísmicas y modelo cinemático 2D, obteniendo una caracterización integral de las estructuras en la cuenca de Choromoro y en el sur de la cuenca de Metán.

Como resultado, se ha propuesto un modelo cinemático de 80 km que abarca la parte norte de la cuenca de Choromoro, la sierra de La Candelaria y el cerro Cantero, en el este de la zona de estudio. El modelo pudo explicar exitosamente el levantamiento y la exhumación de la sierra de La Candelaria, generando las inclinaciones de la cobertura sedimentaria sobre sus dos flancos, mediante una falla ciega de piel gruesa que se propaga a partir de un nivel de despegue profundo de 21 km, y con un acortamiento de 8 km. Asimismo, el modelo prosigue con un corrimiento con



el mismo nivel de despegue, propagándose hacia el este para generar el levantamiento incipiente del Cerro Cantero con un acortamiento total de 1 km. Estos dos corrimientos son de primer orden ya que controlan la deformación en el frente orogénico no emergente, representado por el cerro Cantero. En concordancia con dicho modelo, los sismos y el nivel de despegue elegido coinciden con la transición frágil-dúctil de la corteza superior modelada para el noroeste argentino. En el contexto de los conceptos estructurales del desarrollo del antepaís fragmentado, basados principalmente en observaciones de campo, las investigaciones presentadas en este trabajo muestran que la deformación del antepaís no ha procedido de forma sistemática. En conjunto, se puede interpretar el estilo estructural de la región como un sistema imbricado de corrimientos ciegos vergentes hacia el este, en el cual, si bien no existe un frente de deformación claro, las fallas del cerro Cantero representarían la manifestación más oriental del frente orogénico andino. Dichas fallas pueden representar reactivaciones de antiguas estructuras o zonas de debilidad del basamento, ya que la falla La Candelaria no demuestra evidencia de cambio de espesor del subgrupo Pirgua y el cerro Cantero carece de dichos estratos en su afloramiento.

Otras fallas fueron modeladas en la cuenca de Choromoro y fueron relacionadas a heterogeneidades del basamento, como las fallas El Algarrobal y Los Sauces, que generan una estructura de *pop-up* con un desplazamiento de 500 y 700 m respectivamente. Por el contrario, la falla San Pedro ubicada entre la sierra de La Candelaria y el cerro Cantero es interpretada como una falla del borde oriental del *rift* cretácico, y su reactivación generó un relieve en la superficie y fue modelada con un acortamiento de 300 m. Al norte de la sierra de La Candelaria se logró identificar y analizar la falla Termas, la cual fue modelada con acortamiento de 3 km, y sería responsable de producir el anticlinal homónimo. Por otra parte, un nivel de despegue somero de piel fina a 4 km de profundidad que generó el anticlinal El Arenal con un acortamiento promedio de 2,5 km al extremo oeste de la sección modelada. El acortamiento total calculado en el modelo para el levantamiento de la sierra de La Candelaria, el cerro Cantero y el anticlinal El Arenal se estima en un total de 11,5 km de acortamiento en una sección de 80 km, lo que equivale al 14,4% de la misma.



A partir de la información obtenida anteriormente, se puede concluir que las heterogeneidades del basamento no sólo controlaron el *rift* cretácico, sino también actúan como superficies activas en la propagación reciente de fallas modernas durante el acortamiento asociado al orógeno andino. En síntesis, la migración de la deformación en la zona de estudio fue no sistemática y múltiples estructuras fueron activadas de manera contemporánea. Las interpretaciones de las líneas sísmicas permitieron reconocer estratos de crecimiento y discordancias progresivas en la Formación Guanaco (Neógeno) asociadas al levantamiento de la sierra de La Candelaria, que permiten inferir el inicio de la deformación compresiva en la zona hacia los 9 Ma. Esto es compatible con el inicio de la deformación y el levantamiento ocurrido durante el Mioceno tardío en la adyacente sierra de Metán al oeste.

Mediante la integración de métodos geomórficos, geológicos y geofísicos, se logró documentar los procesos de deformación cuaternaria en los piedemontes de la sierra de La Candelaria dentro del Sistema de Santa Bárbara. Aunque las altas tasas de erosión y la densa cobertura vegetal dificultan la evaluación de las estructuras tectónicas activas en este entorno, se ha podido corroborar la presencia de escarpes morfológicos prominentes dentro de los depósitos de varias generaciones de abanicos aluviales cuaternarios en los piedemontes de la sierra de La Candelaria.

Paralelamente, a partir de los resultados de los estudios geomorfológicos se lograron reconocer cuatro niveles de abanicos aluviales y terrazas fluviales que ayudaron a determinar que las fallas fueron activas durante el Cuaternario. Las observaciones de campo junto con los registros de geofísica somera y las investigaciones morfométricas de las fallas Arias y Barba Yaco del flanco occidental, y la falla El Quemado sobre el flanco oriental de la sierra de La Candelaria, permitieron interpretar dichas fallas como fallas flexo-deslizantes, despegadas en bancos incompetentes previamente basculados de los subgrupos terciarios Metán y Jujuy, respectivamente. Por otro lado, la falla Copo Quile es una falla inversa que corta a los estratos del Subgrupo Jujuy generando un relieve en superficie y modificando la red de drenaje local. Finalmente, el modelo cinemático demuestra que el rechazo máximo sobre las fallas Arias, El Quemado y Copo Quile es de 40, 35 y 90 m, respectivamente.



A partir de las interpretaciones y el modelo cinemático basado en las líneas sísmicas en conjunto con el mapa de gradientes se registró que la falla ciega de El Arenal y el pliegue de la pared colgante de dicha estructura se vuelve menos apretado, y sus actividades son más jóvenes hacia el sur. Además, muestra reactivaciones cuaternarias y un importante proceso neotectónico que afectan la superficie, causando mayor incisión debido al levantamiento.

Por otra parte, la sismicidad registrada en la zona de estudio permitió inferir el potencial carácter activo de las estructuras profundas de primer orden que controlan la deformación en el antepaís fragmentado. Dado que las estructuras cuaternarias reconocidas en el presente estudio guardan una relación genética (directa o indirecta) con la falla La Candelaria, se considera a la misma como potencialmente sismogénica en conjunto con las fallas del cerro Cantero. Por otro lado, teniendo en cuenta la sismicidad moderna e histórica en la región, la información sobre fallas recopiladas durante esta investigación sugiere que el riesgo sísmico en la zona tiene relación directa con las fallas ciegas vinculadas a las heterogeneidades del basamento y sus reactivaciones. Por el contrario, las escarpas de fallas cuaternarias en ambos piedemontes de la sierra de La Candelaria representan un menor riesgo ya que son estructuras de acomodación y de segundo orden, como las fallas Arias, Barba Yaco y San Esteban, ya que son interpretadas como fallas flexo-deslizantes enraizadas en bancos incompetentes de los subgrupos Metán y Jujuy. Las mismas fueron activadas durante el Cuaternario con movimientos asísmicos y/o sísmicos de muy baja magnitud, donde los esfuerzos son liberados de forma progresiva mediante procesos como la reptación (*creep*). Además, los movimientos asociados con estas fallas podrían representar un mecanismo para acomodar el acortamiento generado entre la sierra de La Candelaria y el empuje producido por el pliegue El Arenal. Finalmente, las fallas El Quemado y Copo Quile fueron interpretadas como fallas someras que acomodan el acortamiento sobre el flanco oriental de la sierra y podrían estar asociadas a sismos de menor importancia debido a su menor profundidad.



Referencias

- Abascal L.D. V. 2005. Deformación andina en la cuenca de Choromoro, NO de Tucumán: Estilo estructural combinado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 268–277.
- Aceñolaza F., Toselli A y Durand F. 1976. Estratigrafía y paleontología de la región del Hombre Muerto, provincia de Catamarca, Argentina. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 109-123.
- Aceñolaza F., Miller H., Toselli A. 1990. Nuevas edades de metamorfismo por el Método K/Ar de la Formación Puncoviscana y equivalente, NO de Argentina. En: Aceñolaza, F., Miller, H., Toselli, A. (ed.), *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica*. 4:209-219. Tucumán.
- Adams C.J., Miller H., Aceñolaza G.F. y Toselli A.J. 2008. Cambrian paleogeography at the western Gondwana margin: U-Pb ages and provenance areas of detrital zircons of the Mesón Group (Upper Cambrian), Northwest Argentina. En 7° International Symposium on Andean Geodynamics p:17-20.
- Agurto-Detzel H., Assumpção M., Bianchi M., y Pirchiner M. 2017. Intraplate seismicity in mid-plate South America: correlations with geophysical lithospheric parameters. En Landgraf, A., Kuebler, S., Hintersberger, E., Stein, S. (eds.), *Seismicity, Fault Rupture and Earthquake Hazard in Slowly Deforming Regions. Geological Society, Special Publication, Tomo 432*: 73–90. doi:10.1144/sp432.5.
- Allmendinger R.W., Jordan T.E., Ramos V.A., Palma M., y Isacks B.L. 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics* 2:1–16, doi:10.1029/TC002i001p00001.
- Allmendinger R.W. y Gubbels T. 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics* 259(1-3): 1-13.
- Allmendinger R.W. 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault propagation folds. *Tectonics* 17(4): 640–656, doi: 10.1029/98TC01907.
- Allmendinger R.W., Zapata T., Manceda R. y Dzelalija F. 2004. Trishear kinematic modeling of structures, with examples from the Neuquen Basin, Argentina. En: McClay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics and Petroleum Systems. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 82*: 356–371.



- Alvarado P. y Araujo M. 2011. La importancia de las redes sísmicas locales en la caracterización de la sismicidad cortical más peligrosa de la Argentina. En: Internacional Conference in Honour of Ing. Alberto Giesecke M. p. 57–72. Lima Perú.
- Alvarado P. y Ramos V.A., 2011. Earthquake deformation in the northwestern Sierras Pampeanas of Argentina based on seismic waveform modelling: *Journal of Geodynamics* 51: 205–218, doi:10.1016/j.jog.2010.08.002.
- Aramayo Flores R.F. 1989. El cinturón plegado y sobrecorrido del norte argentino. *Boletín de Informaciones Petroleras*. Tercera Epoca. 2-16
- Arnous A., Zeckra M., Venerdini A., Alvarado P., Arrowsmith R., Guillemoteau J., Landgraf A., Gutiérrez A. y Strecker M.R. 2020. Neotectonic activity in the low-strain broken Foreland (Santa Bárbara system) of the North-Western Argentinean Andes (26° S). *Lithosphere*, 2020(1), p.8888588.
- Arrowsmith J.R., Crosby C.J., Ramo J., Korzhenkov M., Mamyrov E., Povolotskaya I., Guralnik B. y Landgraf A. 2017. Surface rupture of the 1911 Kebin (Chon–Kemin) earthquake, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan. En: Landgraf, A., Kuebler, S., Hintersberger, E., Stein, S., (eds.), *Seismicity, Fault Rupture and Earthquake Hazard in Slowly Deforming Regions*. Geological Society, London, Special Publication 432: 233–253.
- ASF DAAC, 2011, ALOS PALSAR_Radiometric_Terrain_Corrected_Hi_res; Includes Material © JAXA/METI 2007. Accessed through ASF DAAC 20 November 2017.
- Azcuy C.L. y Caminos R. 1988. Características paleogeográficas y diastróficas de algunas cuencas neopaleozoicas de América del Sur, una reseña. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* 78:203-224.
- Baby P., Rochat P., Mascle G., and Hérial G. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology* 25: 883–886, doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0883: NSCTCT>2.3.CO;2.
- Baldis B.A., Gorroño A., Ploszkiewicz J.V. y Sarudiansky R.M. 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental. Sierras Subandinas y áreas ad yacentes. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 3-22.
- Barcelona H., Peri G., Tobal J., Sagripanti L., y Favetto A. 2014. Tectonic activity revealed by morphostructural analysis, Development of the la Candelaria Range, northwestern



- Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 376–395, doi:10.1016/j.jsames.2014.10.002.
- Barrionuevo M., Giambiagi L., Mescua J.F., Suriano J., De la Cal H., Soto, J.L. y Lossada A.C. 2019. Miocene deformation in the orogenic front of the Malargüe fold-and-thrust belt (35°30'–36°S): Controls on the migration of magmatic and hydrocarbon fluids. *Tectonophysics*. 766:480-499.
- Bianucci H.A., Acevedo, O.M., Cerdán, J.J., 1981. Evolución tectosedimentaria el Grupo Salta en la subcuenca Lomas de Olmedo (Provincias de Salta y Formosa): 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis) Actas, vol. 3. pp. 159-172.
- Blisniuk P.M., Stern L.A., Chamberlain C.P., Idleman B. y Zeitler, P.K., 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 230(1-2):125-142.
- Bonarelli G., 1913. Las Sierras Subandinas del Alto y Aguaragüe y los yacimientos petrolíferos del Distrito Minero de Tartagal. *Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología y Minería*, 8(4):1-50.
- Bosio Payrola P., Powell J., del Papa C. y Hongn F. 2009. Middle Eocene deformation–sedimentation in the Luracatao Valley: Tracking the beginning of the foreland basin of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(2):142-154.
- Bossi, G.E. y M. Wampler, 1969. Edad del Complejo Alto de Las Salinas y Formación El Cadillal según el método K-Ar. *Acta Geológica Lilloana*, 10:141-160. Tucumán.
- Bossi G.E., Georgieff S.M., Gavrilloff I.J., Ibañez L.M. y Muruaga C.M. 2001. Cenozoic evolution of the intramontane Santa María basin, Pampean Ranges, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7):725-734.
- Brackebusch L. 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 5(2):137-184. Córdoba.
- Brackebusch L. 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, Escala 1:1.000.000. *Academia Nacional de Ciencias, Gotha*.
- Brooks B. A., Bevis M., Whipple K., Arrowsmith J. R., Foster J., Zapata T. y Smalley R. J. Jr. 2011. Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the central Andean backarc. *Nature Geoscience*, 4(5): 1– 4. <https://doi.org/10.1038/ngeo1143>.



- Bull W. B. 2007. Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology, 320 pp., Blackwell, Oxford, U. K., doi:10.1002/9780470692318.
- Burbank D. W. y Anderson R. S. 2011. Tectonic Geomorphology, Wiley, Oxford, U. K.
- Burtman V.S.. 1975. Structural geology of variscan Tien Shan, USSR. American Journal of Science 275:157–186.
- Cahill T., y Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate: Journal of Geophysical Research 97:17503, doi:10.1029/92jb00493.
- Camelbeeck T., Vanneste K., Alexandre P., Verbeeck K., Petermans T., Rosset P., Everaerts M., Warnant R. y Van Camp M. 2007. Relevance of active faulting and seismicity studies to assessments of long-term earthquake activity and maximum magnitude in intraplate northwest Europe, between the Lower Rhine Embayment and the North Sea. Special Paper- Geological Society of America 425: Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues 2425: 193–224, doi:10.1130/2007.2425(14).
- Carrapa B., Trimble J.D. y Stockli D.F. 2011. Patterns and timing of exhumation and deformation in the Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology. Tectonics, (3)30.
- Carrera N., Muñoz J. A., Sábat F., Mon R. y Roca E. 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). Journal of Structural Geology 28(11): 1921–1932, doi:10.1016/j.jsg.2006.07.006.
- Carrera N., y Muñoz J.A. 2008. Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (northern Argentine Andes): Constraints from growth strata. Tectonophysics 459: 107–122, doi:10.1016/j.tecto.2007.11.068.
- Casa A.L., Yamin M.G., Cegarra M.I., Coppolecchia M. y Costa, C.H., 2010. Deformación cuaternaria asociada al frente de levantamiento oriental de las sierras de Velasco y Ambato, Sierras Pampeanas occidentales. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 67(4): 425-438.
- Casa A., Yamin M., Cegarra M., Wright E., Coppolecchia A., Costa C., Hongn F. 2014. Deformaciones cuaternarias de la República Argentina, Sistema de Información Geográfica. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino v2.0 en formato DVD.



- Comínguez AH., Ramos VA. 1995. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta Rift System, Northwestern Argentina. In: Tankard AJ, Suárez R, Welsink HJ (eds.) Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 62: 325–340.
- Contreras J. y Suter M. 1990. Kinematic modeling of cross-sectional deformation sequences by computer simulation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13):21913-21929.
- Cortés J., Franchi M. y Nullo F. 1987. Evidencias de neotectónica en las sierras de Aguilar y del Tanque, Cordillera Oriental y Puna Jujeñas. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 239-242.
- Costa C. H., T. Rockwell J. Paredes. y C. Gardini. 1999. Quaternary deformations and seismic hazard at the Andean orogenic front (31°–33°, Argentina). En 4° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts 187–191. Inst. de Rech. pour le Dev. Paris.
- Costa C. H., Audemard F. A., Bezerra F. H. R., Lavenu A., Machette M. N., y Paris, G. 2006. An overview of the Quaternary deformation of South America. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4): 461-479.
- Costa C.H., Owen L.A., Ricci W.R., Johnson W.J.b y Halperin A.D. 2018. Holocene activity and seismogenic capability of intraplate thrusts: Insights from the Pampean Ranges, Argentina. *Tectonophysics* 737: 57–70, doi:10.1016/j.tecto.2018.05.002.
- Cristallini E., Comínguez A.H. y Ramos V.A. 1997. Deep structure of the Metan-Guachipas region: tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 403–421, doi:10.1016/S0895-9811(97)00026-6.
- Cristallini E. 2000. Apuntes del curso “Introducción a las fajas plegadas y corridas”. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédita), 93 p., Buenos Aires.
- Cristallini E.O., Comínguez A.H., Ramos V.A. y Mercerat E.D. 2004. Basement Double-wedge Thrusting in the Northern Sierras Pampeanas of Argentina (27S) Constraints from Deep Seismic Reflection. En: McClay, K. R. (ed.), Thrust tectonics and hydrocarbon systems. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 82:65–90.
- Dahlin T. y Loke M.H. 1998. Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics* 38(4): 237–249.



- Dahlstrom C.D.A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6(4): 743-757.
- Del Papa C.E. y Salfity J.A. 1999. Non-marine Paleogene sequences, Salta group, Northwest Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 34(2):105-121.
- Del Papa C., Hongn F., Powell J., Payrola P., Do Campo M., Strecker M.R., Petrinovic I., Schmitt A.K. y Pereyra R. 2013. Middle Eocene-Oligocene broken-foreland evolution in the Andean Calchaqui Valley, NW Argentina: insights from stratigraphic, structural and provenance studies. *Basin Research*, 25(5):574-593.
- Echavarría R., Hernández R., Allmendinger R. W. y Reynolds J. H. 2003. Subandean thrust and fold belt of northwest Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution. *American Association of Petroleum Geologists. Bull* 87(6): 965-985, doi:10.1306/01200300196.
- England P., y Jackson J. 2011. Uncharted seismic risk. *Nature Geoscience* 4: 348-349, doi:10.1038/ngeo1168.
- Erslev E.A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19(6): 617-620.
- Erslev E.A. y Rogers J.L. 1993. Basement-cover geometry of Laramide fault-propagation folds, in Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States. En: Schmidt C. J., Chase R. B. y Erslev E. A (eds.), Geological Society of America. Special Paper. 280:125-146. Colorado.
- Escayola M.P., van Staal C.R. y Davis W.J. 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences*. 32(4):438-459.
- Fazzito S.Y., Rapalini A.E. y Cortés J.M. 2006. Tomografía geoelectrica en zonas de falla cuaternarias: dos ejemplos en la Precordillera centro-occidental de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación especial. N° 9*: 41-47.
- Fazzito S.Y., Rapalini A.E., Cortés J.M. y Terrizzano C.M. 2008. Nueva metodología aplicada al estudio de la falla El Tigre (tramo central): Tomografía Eléctrica Resistiva en 2D. 17° Congreso Geológico Argentino. Jujuy, Argentina. 258
- Fazzito S.Y., Rapalini A.E., Cortés J.M. y Terrizzano C.M. 2009a. Characterization of Quaternary Faults by Electric Resistivity Tomography in the Andean Precordillera of



- Western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 217-228.
- Fernández Garrasino C., Laffitte G. y Villar H. 2005. Cuenca Chacoparanaense. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Frontera Exploratoria de la Argentina, Proceedings 97-114. Mar del Plata, Argentina
- Figueroa S., Weiss J.R., Hongn F., Pingel H., Escalante L., Elias L., Aranda-Viana R.G. y Strecker M.R. 2021. Late Pleistocene to recent deformation in the thick-skinned fold-and-thrust belt of northwestern Argentina (central Calchaquí Valley, 26° S). *Tectonics*. 40:006394.
- Gallardo E.F. 1988. Geología del Cuaternario en la confluencia de los ríos Calchaquí y Santa María (Salta). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(4):435-444.
- García M., Riquelme R., Farías M., Hérail G. y Charrier, R. 2011. Late Miocene–Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile: tectonic or climatic forcing? *Journal of the Geological Society*. 168(4): 1047-1060.
- García V. H., Hongn F. y Cristallini, E. 2013a. Late Miocene to recent morphotectonic evolution and potential seismic hazard of the northern Lerma valley: Clues from Lomas de Medeiros Cordillera Oriental, NW Argentina. *Tectonophysics* 608: 1238-1253.
- García V. H., Robinson R., Hongn F., Cristallini E., Yagupsky D., Winocur, D. y Vera, D. 2013b. Late Quaternary uplift rate of Lomas de Carabajal, Lerma Valley, Cordillera Oriental, NW Argentina. Insights from structural analysis and OSL dating. 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Acheoseismology, Actas CD, Aachen, Alemania.
- García V.H., Hongn F., Yagupsky D., Pingel H., Kinnaird T., Winocur D., Cristallini E., Robinson R.A. y Strecker M.R. 2019. Late Quaternary tectonics controlled by fault reactivation. Insights from a local transpressional system in the intermontane Lerma valley, Cordillera Oriental, NW Argentina. *Journal of Structural Geology*. 128:103875.
- Gebhard J.A., Giudici A.R., y Oliver Gascón J. 1974. Geología de la comarca entre el Río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, Republica Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29: 359–375.
- Giambiagi L., Ghiglione M., Cristallini E. y Bottesi G. 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza,



- Argentina. *Journal of Structural Geology*. 31(12):1443-1457.
- Gioncada A., Vezzoli L., Mazzuoli R., Omarini R., Nonnotte P. y Guillou H. 2010. Pliocene intraplate-type volcanism in the Andean foreland at 26° 10' S, 64° 40' W (NW Argentina): Implications for magmatic and structural evolution of the Central Andes. *Lithosphere* 2(3):153-171.
- Gómez Omil R.J., Boll A. y Hernandez R.M. 1989. Cuenca cretácicoterciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). En: Chebli GA, Spalletti LA (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica 6: 43–64.
- González Bonorino F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5: 81–110.
- González P.A.A., Moya M.C. y Impiccini A., 2010. Estratigrafía de las rocas metasedimentarias (Neoproterozoico-Cámbrico) de la sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 17(2):65-83.
- González O.E. 2000. Hoja Geológica 2566 e IV Metán, 1:250 000. Segemar, Buenos Aires, 80 p.
- González Villa R.E. 2002. El Subgrupo Jujuy (Neógeno) entre los 24°-26° LS y 64°-66° LO, tramo centro-austral de la cadena subandina argentina, provincias de Salta y Jujuy. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta (Inédito), 136 p. Salta.
- Grier M. E., Salfity J. A., y Allmendinger R. W. 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4(4): 351-372.
- Grützner C., Walker R.T., Abdrakhmatov K.E., Mukambaev A., Elliott A.J., y Elliott J.R. 2017. Active tectonics around Almaty and along the Zailisky Alatau range front: *Tectonics* 36: 2192–2226, doi:10.1002/2017TC004657.
- Gutiérrez A.A., Alderete M.C. y Bortolotti P. 1997. Geomorfología tectónica (neotectónica) en la Sierra de la Candelaria, provincia de Salta. 5° Simposio Argentino de Teledetección, Actas: 27-33, San Juan, Argentina.
- Hain M.P., Strecker M.R., Bookhagen B., Alonso R.N., Pingel H., y Schmitt A.K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S): *Tectonics* 30: 1–27, doi:10.1029/2010TC002703.
- Hardy S. y Ford M. 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation



- folding. *Tectonics* 16(5): 841-854.
- Hayashi K., y Takahashi T. 2001. High resolution seismic refraction method using surface and borehole data for site characterization of rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 38: 807–813.
- Heit B., Yuan X., Bianchi M., Sodoudi F. y Kind R. 2008. Crustal thickness estimation beneath the southern central Andes at 30 S and 36 S from S wave receiver function analysis. *Geophysical Journal International* 174(1): 249-254.
- Hermanns R. L. y Strecker, M. R. 1999. Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (sturzstroms) in arid northwestern Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 111(6):934-948.
- Hilley G.E. y Strecker M.R. 2005. Processes of oscillatory basin filling and excavation in a tectonically active orogen: Quebrada del Toro Basin, NW Argentina. *Bulletin of the Geological Society of America* 17: 887–901, doi:10.1130/B25602.1.
- Hilley G.E., Blisniuk P.M. y Strecker, M.R., 2005, Mechanics and erosion of basement-cored uplift provinces. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth* 110 (B1): 2409, doi: 10.1029/ 2005JB003704.
- Hongn F. D. y R. E. Seggiaro. 1998. Estructuras del basamento y su relación con el rift cretácico, Valles Calchaquíes, Provincia de Salta: 10° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires) Actas, (2):4-9.
- Hongn F., Mon R., Petrinovic I., Del Papa C. y Powell J. 2010. Inversión y reactivación tectónicas Cretácico-Cenozoicas en el noroeste Argentino: Influencia de las heterogeneidades del basamento Neoproterozoico-Paleozoic inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(1-2): 38-53.
- Hongn F., del Papa C., Powell J., Payrola P., Petrinovic I. y Mon, R. 2011. Fragmented Paleogene foreland basin in the Valles Calchaquíes, NW of Argentina. *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS Publisher, p.189-209.
- Hull A.G. 1990. Tectonics of the 1931 Hawke’s Bay earthquake: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 33:309–320.
- Iaffa D.N., Sàbat F., Muñoz J.A., Mon R., y Gutierrez, A.A. 2011. The role of inherited structures in a foreland basin evolution. The Metán Basin in NW Argentina. *Journal of*



- Structural Geology 33: 1816–1828, doi:10.1016/j.jsg.2011.09.005.
- Iaffa D.N., Sàbat F., Muñoz J.A. y Carrera N. 2013. Basin fragmentation controlled by tectonic inversion and basement uplift in Sierras Pampeanas and Santa Bárbara System, northwest Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 377(1):101-117.
- Ibarra F., Liu S., Meeßen C., Prezzi C.B., Bott J., Scheck-Wenderoth M., Sobolev S. y Strecker M.R. 2019. 3D data-derived lithospheric structure of the Central Andes and its implications for deformation: Insights from gravity and geodynamic modelling. Tectonophysics 766: 453-468.
- Ibarra F., Prezzi C.B., Bott J., Scheck-Wenderoth M. y Strecker, M.R. 2021. Distribution of temperature and strength in the Central Andean lithosphere and its relationship to seismicity and active deformation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 126(5). p.e2020JB021231.
- INPRES 1994. <http://www.inpres.gov.ar>.
- INPRES 2012. <http://www.inpres.gov.ar>.
- INPRES 2015. <http://www.inpres.gov.ar>.
- INPRES 2019. <http://www.inpres.gov.ar>.
- INPRES 2021. <http://www.inpres.gov.ar>.
- Jakúllica D. 1946. Estudio geológico de la zona del cerro Colorado, departamentos de Metán y Rosario de la Frontera, Salta. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, trabajo inédito. Buenos Aires.
- Jordan T.E., Isacks B.L., Allmendinger R.W., Brewer J.A., Ramos V.A. y Ando C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Geological Society of America Bulletin 94: 341–361.
- Jordan T. E., and Allmendinger R. W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Science 286(10) : 737-764.
- Kaneko Y., Hamling I.J., Van Dissen R.J., Motagh M. y Samsonov S.V. 2015. InSAR imaging of displacement on flexural-slip faults triggered by the 2013 Mw 6.6 Lake Grassmere earthquake, central New Zealand. Geophysical Research Letters, 42(3):781-788.
- Kay S.M., Coira B., y Viramonte, J. 1994. Young mafic backarc volcanic rocks as indicator of



- continental lithospheric delamination beneath Argentine Puna Plateau, Central Andes: *Journal of Geophysical Research*. 99(12): 24,323–24,339, doi: 10.1029/94JB00896
- Kearey P., Brooks M. y Hill I. 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration (Vol. 4)*. John Wiley & Sons.
- Kelsey H.M., Sherrod B.L., Nelson A.R. y Brocher T.M. 2008. Earthquakes generated from bedding plane-parallel reverse faults above an active wedge thrust, Seattle fault zone. *Geological Society of America Bulletin*. 120(11-12):1581-1597.
- Kind R., Yuan X., Saul J., Nelson D., Sobolev S.V., Mechie J., Zhao W., Kosarev G., Ni J., Achauer U. y Jiang M. 2002. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: evidence for Eurasian plate subduction. *Science* 298(5596): 1219-1221.
- Kley J., y Monaldi C.R. 2002. Tectonic inversion in the Santa Bárbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics* 21: 1–18, doi:10.1029/2002TC902003.
- Kley J., E. A. Rossello, Monaldi C. R. y Habighorst B. 2005. Seismic and field evidence for selective inversion of Cretaceous normal faults, Salta rift, northwest Argentina. *Tectonophysics* 399(1): 155-172.
- Kress P. 1995. Tectonic inversion of the Subandean foreland: a combined geophysical and geological approach. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe B* 23: 1-20.
- Kübler S., Streich R., Lück E., Hoffmann M., Friedrich A.M., y Strecker M.R. 2017. Active faulting in a populated low-strain setting (Lower Rhine Graben, Central Europe) identified by geomorphic, geophysical and geological analysis. En: Landgraf, A., Kuebler, S., Hintersberger, E., Stein, S., (eds.), *Seismicity, Fault Rupture and Earthquake Hazard in Slowly Deforming Regions*: Geological Society, London, Special Publication 432: 127–146, doi:10.1144/sp432.11.
- Kübler S., Friedrich A.M., Gold R.D. y Strecker M.R. 2018. Historical coseismic surface deformation of fluvial gravel deposits, Schafberg fault, Lower Rhine Graben, Germany. *International Journal of Earth Sciences*, 107(2):571-585.
- Landgraf A., Kübler S., Hintersberger E., y Stein S. 2017. Active tectonics, earthquakes and palaeoseismicity in slowly deforming continents. En: Landgraf, A., Kuebler, S., Hintersberger, E., Stein, S., (eds.), *Seismicity, Fault Rupture and Earthquake Hazard in*



- Slowly Deforming Regions: Geological Society, London, Special Publication 432: 1–12, doi:10.1144/sp432.13.
- Lensen G. J. 1968. Analysis of progressive fault displacement during downcutting at the Branch River terraces, South Island, New Zealand. Geological Society of America Bulletin. 79(5):545–556.
- Lensen G.J. y Otway P.M. 1971. Earthshift and postearthshift deformation associated with the May 1968 Inangahua earthquake, New Zealand: Royal Society of New Zealand Bulletin. 9:107–116.
- Li T., Chen J., Thompson Jobe J. A., y Burbank D. W. 2017. Active flexural-slip faulting: Controls exerted by stratigraphy, geometry, and fold kinematics. Journal of Geophysical Research Solid Earth 122(10): 8538–8565.
- Li T., Chen J., Thompson Jobe J.A., Burbank D.W., Cheng X., Xu J., Li Z., Zheng,W., y Zhang P. 2018. Active bending-moment faulting: geomorphic expression, controlling conditions, accommodation of fold deformation. Tectonics 37: 2278–2306, doi:10.1029/2018TC004982.
- Loke M.H. y Barker R.D. 1995. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. Geophysics 60: 1682–1690, doi:10.1190/1.1443900.
- Loke M.H. y Barker R.D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting 44: 131–152, doi:10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x.
- Loke M.H. 1996-2002. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Geotomo Software.
- Loke M.H. 1999. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide. 2:70.
- Loke M.H. 2001. Rapid 2-D resistivity and IP inversion using the least-squares method. Geoelectrical Imaging 2-D and 3-D. Geotomo Software.
- Loke M.H. y Lane Jr, J.W. 2004. Inversion of data from electrical resistivity imaging surveys in water-covered areas. Exploration Geophysics 35(4):n266-271.
- Mackenzie D., Walker R., Abdrakhmatov K., Campbell G., Carr A., Gruetzner C., Mukambayev A. y Rizza M. 2018. A creeping intracontinental thrust fault: past and present slip-rates on the Northern edge of the Tien Shan, Kazakhstan. Geophysical Journal International 215(2):



1148-1170.

- Maffucci R., Bigi S., Corrado S., Chiodi A., Di Paolo L., Giordano G. y Invernizzi C. 2015. Quality assessment of reservoirs by means of outcrop data and “discrete fracture network” models: The case history of Rosario de La Frontera (NW Argentina) geothermal system. *Tectonophysics*, 647:112-131.
- Malamud B.D., Jordan T.E., Alonso R.N., Gallardo E.F., González R.E. y Kelley S.A. 1995. Four new Quaternary ash and tuff ages, Lerma valley, NW Argentina. *American Geophysical Union Spring Meeting, Abstracts: S289*. Baltimore.
- Marquillas R.A., del Papa C., y Sabino I.F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina: *International Journal of Earth Sciences* 94: 94–113, doi:10.1007/s00531-004-0443-2.
- Marshak K. K. y Michael Timmons J. 2000. Inversion of Proterozoic extensional faults: An explanation for the pattern of Laramide and ancestral rockies intracratonic deformation, United States. *Geology* 28: 735–738.
- McCalpin J.P. 2009. A Field Techniques in Paleoseismology—Terrestrial Environments. *International Geophysics*. 95:29-118.
- McFarland P.K., Bennett R.A., Alvarado P. y DeCelles P.G. 2017. Rapid geodetic shortening across the Eastern Cordillera of NW Argentina observed by the Puna-Andes GPS array. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 122: 8600–8623, doi:10.1002/2017JB014739.
- McQuarrie N. 2002a. The kinematic history of the central Andean fold-and-thrust belt, Bolivia: implications for building a high plateau. *Geological Society of America Bulletin* 114: 950–963, doi:10.1130/0016-7606(2002)114<0950: TKHOTC>2.0.CO;2.
- Medwedeff A.D. 1989. Growth fault-bend folding at southeast Lost Hills, San Joaquin valley, California. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 73(1):54-67.
- Meigs A. J. y Nabelek J. 2010. Crustal-scale pure shear foreland deformation of western Argentina. *Geophysical Research Letters* 37(11): 11304, doi:10.1029/2010GL043220.
- Mescua J.F., Giambiagi L.B., Tassara A., Gimenez M. y Ramos V.A. 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35 S.Andes of Argentina. *Geosphere*.10(3):585-609.
- Mildon Z.K., Roberts G.P., Walker J.F. y Toda S. 2019. Coulomb pre-stress and fault bends are



- ignored yet vital factors for earthquake triggering and hazard. *Nature communications*, 10(1):1-9.
- Mitra S. 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists. bulletin* 74(6):921-945.
- Mon R. y Dinkel J. 1974. Geología de la comarca del cerro Remate (provincia de Salta, Tucumán y Santiago del Estero) y nuevo datos sobre la distribución del Paleozoico inferior en el noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 39(1):61-72. Buenos Aires.
- Mon R. 1976. The structure of the eastern border of the Andes in north-western Argentina. *Geologische Rundschau* 65: 211–222, doi:10.1007/BF01808464.
- Mon R., Mena R., Marret R. y Hongn F. 1988. Rasgos de neotectónica de la Puna austral. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1:A69-A83.
- Mon R. y Salfity J. 1995. Tectonic Evolution of the Andes of northern Argentina. En: Tankard, A. J. R., Suárez, R.S., y Welsink, H. J. (eds.), *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. *Memoir* 62: 269–283.
- Mon R. 2005. Control tectónico de la red de drenaje de los Andes del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (3): 461-466.
- Mon R. y Gutiérrez A.A. 2007. Estructura del extremo sur del sistema subandino (provincias de Salta, Santiago del Estero y Tucumán). *Revista de la Asociación Geologica Argentina* 62: 62–68.
- Monaldi C.R., Salfity J.A. y Kley J. 2008. Preserved extensional structures in an inverted Cretaceous rift basin, northwestern Argentina: Outcrop examples and implications for fault reactivation. *Tectonics* 27(1).
- Moreno JA . 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 9–44
- Mortimer E., Carrapa B., Coutand I., Schoenbohm L., Sobel E.R., Sosa Gomez J. y Strecker M.R. 2007. Fragmentation of a foreland basin in response to out-of-sequence basement uplifts and structural reactivation: El Cajón–Campo del Arenal basin, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 119: 637-653.



- Moser T.J. 1991. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics* 56: 59–67, doi:10.1190/1.1442958.
- Nguyen F., Garambois S., Jongmans D., Pirard E. y Loke M.H. 2005. Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. *Journal of Applied Geophysics* 57 (4): 260-277.
- Ogilvy R., Meldrum P. y Chambers J. 1999. Imaging of industrial waste deposits and buried quarry geometry by 3D resistivity tomography. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*. 3:103-113.
- Nguyen F. Garambois S., Chardon D., Hermitte D., Bellier O. y Jongmans D. 2007. Subsurface electrical imaging of anisotropic formations affected by a slow active reverse fault, Provence, France. *Journal of Applied Geophysics* 62 (4): 338-353.
- Padula E., Rolleri E.O., Mingramm A.R., Criado Roque P., Flores M.A. y Baldis B.A. 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System, Alberta Society of Petroleum Geologists, Memoria 2:165-199. Calgary.*
- Palma M. y Vujovich G. 1987. Evidencias neotectónicas en el borde oriental de la Sierra de Calalaste, Puna Catamarqueña. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 243-249.*
- Patyniak M., Landgraf A., Dzhumabaeva A., Abdrakhmatov K.E., Rosenwinkel S., Korup O., Preusser F., Fohlmeister J., Arrowsmith J.R. y Strecker M.R. 2017. Paleoseismic record of three Holocene earthquakes rupturing the Issyk-Ata Fault near Bishkek, North Kyrgyzstan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 107(6): 2721-2737.
- Pearson D. M., Kapp P., DeCelles P. G., Reiners P. W., Gehrels G. E., Ducea M. N. y Pullen A. 2013. Influence of pre-Andean crustal structure on Cenozoic thrust belt kinematics and shortening magnitude: Northwestern Argentina. *Geosphere* 9(6):1766–1782. doi.org/10.1130/GES00923.1
- Perucca L.P., Bracco A.I. y Moreiras S.M. 2009. Determination of seismogenic structures and earthquake magnitude from seismites in the Acequion River, Precordillera Range, central-western Argentina. *Journal of Iberian Geology* 35: 5–18, doi:10.5209/JIGE.33878.
- Philip H. y M. Meghraoui.1983. Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980, *Tectonics*, 2(1):17–49.
- Pingel H., Strecker M.R., Alonso R.N. y Schmitt A.K. 2013. Neotectonic basin and landscape evolution in the Eastern Cordillera of NW Argentina, Humahuaca Basin (~ 24 S). *Basin*



- Research, 25(5):554-573.
- Prezzi C.B., Götze H.J. y Schmidt S. 2014. Andean foreland evolution and flexure in NW Argentina: Chaco–Paraná Basin. *Tectonophysics*, 628:228-243.
- Ramos V.A. 1999b. Los depósitos terciarios sinorogénicos de la región andina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales, 29(22): 651-682. Buenos Aires.
- Ramos V.A. y Aleman A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A.M., Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 636–685.
- Ramos V.A., Cristallini E.O. y Pérez D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59–78.
- Ramos V.A., Alonso R.N., y Strecker M. 2006. Estructura y neotectónica de Las Lomas de Olmedo, zona de transición entre los Sistemas Subandino y de Santa Bárbara, Provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 579–588.
- Rapela C.W., Pankhurst R.J., Casquet C., Baldo E., Saavedra J. y Galindo C. 1998. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology* 26(8): 707-710.
- Ratto N., Montero C. y Hongn F. 2013. Environmental instability in western Tinogasta during the Mid-Holocene and its relation to the regional cultural development. *Quaternary International* 307:58-65.
- Reyes F.C. y Salfity J.A. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino En: 5° Congreso Geológico Argentino: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina, Actas 3: 355–385.
- Reynolds J.H., Idleman B.D., Hernández R.M. y Naeser C.W. 1994. Preliminary chronostratigraphic constraints on Neogene tectonic activity in the Eastern Cordillera and Santa Barbara System, Salta Province, NW Argentina. Annual Meeting Geological Society of America, Abstracts. Seattle.
- Reynolds J.M. (1997) *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley, Chichester, 796 p.
- Reynolds J.H., Galli C.I., Hernandez R.M., Idleman B.D., Kotila J.M., Hilliard R.V. y Naeser C.W. 2000. Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province,



- Northwest Argentina: Magnetic stratigraphy from the Metán Subgroup, Sierra de González. *Bulletin of the Geological Society of America* 112: 1736–1751.
- Ricci H. y A. Villanueva 1969. Sobre la presencia de Paleozoico inferior en la sierra de la Candelaria (Prov. de Salta). *Acta Geológica Lilloana* 10(1):1-16. Tucumán.
- Risse A., Trumbull R.B., Coira B., Kay S.M., y van den Bogaard P. 2008. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of mafic volcanism in the backarc region of the southern Puna Plateau, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*. 26:1–15. doi: 10.1016/j.jsames.2008.03.002.
- Rockwell T.K., Ragona D.E., Meigs A.J., Owen L.A., Costa C.H. y Ahumada E.A. 2014. Inferring a thrust-related earthquake history from secondary faulting: A long rupture record of La Laja Fault, San Juan, Argentina. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1):269-284.
- Roeder D. 1988. Andean-age structure of the Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). *Tectonics* 7(1): 23-39.
- Rolleri E.O. 1976. Sistema de San Bárbara. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 240-255.
- Ruiz Huidobro O.J. 1955. Tectónica de las hojas Chicoana y Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10: 7-43.
- Ruiz Huidobro O.J. 1960. Descripción geológica de la Hoja 8e, Chicoana (Provincia de Salta). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 89: 68. Buenos Aires.
- Russo A. 1972. La estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. 5° Congreso Geológico Argentino, Resúmenes. Buenos Aires.
- Russo A., Serraiotto A. 1979. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. 7° Congreso Geológico Argentino, Neuquén (1978), Actas 1: 715-730.
- Sabino I.F. 2004. Estratigrafía de la Formación La Yesera (Cretácico): Base del relleno sinrift del Grupo Salta, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 341-359.
- Salfity J. A. y Marquillas R. A. 1981. Las unidades estratigráficas cretácicas del Norte de la Argentina. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (eds.), *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 1. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires, Argentina, 303–317.



- Salfity J. A., Brandan E. M., Monaldi C. R. y Gallardo E. 1984. Tectónica compresiva cuaternaria en la Cordillera Oriental Argentina, latitud de Tilcara (Jujuy). 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:427-434.
- Salfity J.A. y Marquillas R.A. 1989. El basamento precretácico de la Argentina septentrional y regional adyacentes. Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones, 40, 17-28, Santiago
- Salfity J.A. y Marquillas R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. En: Salfity, J.A., (ed.), Cretaceous tectonics of the Andes 266–315, Vieweg, Braunschweig doi:10.1007/978-3-322-85472-8_6.
- Salfity J.A. y Monaldi C.R., González O.E. 2006. Hoja Geológica 2566-IV Metán: Provincia de Salta. Servicio Geológico Minero Argentino 319, Buenos Aires, Escala 1:250.000.
- Sanchez G., Recio R., Marcuzzi O., Moreno M., Araujo M., Navarro C., Suarez J.C., Havskov J., y Ottemoller L. 2013. The Argentinean national network of seismic and strong-motion stations. Seismological Research Letters 84: 729–736, doi:10.1785/0220120045.
- Sancho C., Peña J.L., Rivelli F., Rhodes E. y Muñoz A. 2008. Geomorphological evolution of the Tilcara alluvial fan (Jujuy Province, NW Argentina): Tectonic implications and palaeoenvironmental considerations. Journal of South American Earth Sciences, 26(1):68-77.
- Sasaki Y. 1992. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. Geophysical Prospecting 40: 453–463, doi:10.1111/j.1365-2478.1992.tb00536.x.
- Schwanghart W. y Kuhn N.J. 2010. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. Environmental Modelling and Software 25: 770–781.
- Schwanghart W. y Scherler D. 2014. Short Communication: TopoToolbox 2 - MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. Earth Surface Dynamics 2: 1–7, doi:10.5194/esurf-2-1-2014.
- Sclater J.G. y Christie P.A. 1980. Continental stretching: An explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 85(B7):3711-3739.
- Scott C.P., Allmendinger R.W., González G. y Loveless J.P. 2016. Coseismic extension from surface cracks reopened by the 2014 Pisagua, northern Chile, earthquake



- sequence. *Geology*. 44(5): 387-390.
- Seggiaro R., Aguilera N., Gallardo E. y Ferretti, J. 1995. Structure and geothermic potential of the Rosario de la Frontera thermal area, Salta, Argentina. *World Geothermal Congress 2*:764-767, Florence.
- Seggiaro R., Aguilera N., Ferretti J. y Gallardo E. 1997. Estructura del area geotermica de Rosario de la Frontera, Salta, Argentina. *En 8° Congreso Geológico Chileno 1*: 390–394.
- Seggiaro R., Gallardo E., Aguilera N., Néstor V., Bercheñi V., Brandan M., Barrabino E., Celedon, M. y Villagran A. 2015. Modelo estructural del área termal de la Sierra de La Candelaria, Departamento Rosario de la Frontera, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(2): 265-278.
- Sheffels B. M. 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening, in the central Bolivian Andes. *Geology* 18(9): 812-815.
- Spagnotto S., Triep E., Giambiagi L. y Lupari M. 2015. Triggered seismicity in the Andean arc region via static stress variation by the Mw = 8.8, February 27, 2010, Maule Earthquake. *Journal of South American Earth Sciences*, 63:36-47.
- Stein S., Liu M., Camelbeeck T., Merino M., Landgraf A., Hintersberger E., y Kübler S. 2017. Challenges in assessing seismic hazard in intraplate Europe. En: Landgraf, A., Kuebler, S., Hintersberger, E., Stein, S., (eds.), *Seismicity, fault rupture and earthquake hazard in slowly deforming regions*. Geological Society, London, Special Publication 432: 13–28. doi:10.1144/sp432.7.
- Strecker M. R., Cerveny P., Bloom A. L. y Malizia D. 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°–28° S), Argentina. *Tectonics* 8(3): 517-534.
- Strecker M.R., Hilley G.E., Bookhagen B. y Sobel E.R. 2012. Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins, examples from the eastern flanks of the central Andes in Bolivia and NW Argentina. En: Busby, C. y Azor, A., (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* 508-521, John Wiley, Chichester, UK . doi: 10.1002/9781444347166.ch25.
- Suppe J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283(7):684-721.



- Suppe J. 1985. Principles of Structural Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs 536, New Jersey.
- Suppe J. y Medwedeff D.A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83(3): 409-454.
- Terrizzano C.M., Cortés J.M., Fazzito S.Y. y Rapalini A.E. 2008. Neotectonic transpressive zones in Precordillera Sur, Central Andes of Argentina: a structural and geophysical investigation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen* 253 (1): 103-114.
- Terrizzano C.M., Fazzito S.Y., Cortés J.M y Rapalini A.E. 2010. Studies of Quaternary deformation zones through geomorphic and geophysical evidence: A case in the Precordillera Sur, Central Andes of Argentina. *Tectonophysics* 490 (3- 4): 184-196.
- Thompson Jobe J.A., Li T., Chen J., Burbank D.W. y Bufe A. 2017. Quaternary tectonic evolution of the Pamir-Tian Shan convergence zone, Northwest China. *Tectonics* 36: 2748–2776, doi:10.1002/2017TC004541.
- Toda S., Lin J. y Stein R.S. 2011. Using the 2011 M w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure. *Earth, Planets and Space* 63: 39.
- Treiman J.A. 1995. Surface faulting near Santa Clarita. En: Woods, M.C., y Seiple, W.R., (eds.), *The Northridge, California, Earthquake of 17 January 1994: California Department of Conservation, Division of Mines and Geology Special Publication* 116:103–110.
- Turner J.C.M. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 15–39.
- Turner J.C.M. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia de Ciencias* 41(2): 163-196.
- Turner J. C. M. y Mendez V.1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, Republica Argentina. *Acata*. 51 (1-2): 11-24, Cordoba.
- Turner J.C.M. y Mon R. 1979. Cordillera oriental. In Segundo simposio de geología regional Argentina 1: 57-94. Academia Nacional de Ciencias Córdoba.
- U.S. Geological Survey, 2015, earthquake hazard program: U.S. Geological Survey database available online at <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us>



- Uba C. E., Kley J., Strecker M. R., y Schmitt A. K. 2009. Unsteady evolution of the Bolivian Subandean thrust belt; the role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 281: 134–146, doi:10.1016/j.epsl.2009.02.010.
- Vanneste K., Verbeeck K. y Petermans T. 2007. Pseudo-3D imaging of a low-slip-rate, active normal fault using shallow geophysical methods: The Geleen fault in the Belgian Maas River valley. *Geophysics* 73: B1–B9, doi:10.1190/1.2816428.
- Vilela C.R. 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 6(2): 100-107. Buenos Aires.
- Vilela C.R. 1956. Descripción Geológica de la Hoja 7d, Rosario de Lerma. Dirección Nacional de Minería.
- Viramonte J. G., Petrinovic I. A., Galliski M. A., Aparicio Yague A. 1994. Manifestaciones volcánicas Cenozoicas de Antilla-San Lorenzo, Salta, Argentina (borde oriental de los Andes centrales del Sur). En: 7° Congreso Geológico Chileno Actas, 1468-1472 (Concepción).
- Viramonte J.G., Kay S.M., Becchio R., Escayola M., y Novitski I. 1999 Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 109–121.
- Waltham D. 1989. Finite difference modelling of hangingwall deformation. *Journal of Structural Geology*. 11(4):433-437.
- Wayne W. J. 1999. The Alemania rockfall dam: A record of a mid-holocene earthquake and catactrophic flood in northwestern Argentina. *Geomorphology* 27(3-4): 295-306.
- Wayne W. 2011. Mass wasting as a geological hazard in the Province of Salta, Argentina. En: Salfity, J., Marquillas, R. (eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS Publishers 437-453.
- Wells D.L. y Coppersmith K.J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4): 974-1002.
- Whipple K.X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32:151-185.



- Widess M.B. 1973. How thin is a thin bed? *Geophysics* 38: 1176–1180.
- William G., Chapman T. 1983. Strain developed in the hanging walls of thrusts due to their slip/propagation rate; a dislocation model. *Journal of Structural Geology* 5: 563-571.
- Yamin M., Coppolecchia M., Casa A. y Cegarra M. 2011. Deformación cuaternaria del sector norte del valle Calchaquí, entre las localidades de Payogasta y Seclantás, provincia de Salta. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, S12.
- Yeats R. S. 1986. Active faults related to folding. *Active Tectonics*:63–79, National Acad. Press, Washington, D. C.
- Yeats R.S. 2000. The 1968 Inangahua, New Zealand, and 1994 Northridge, California earthquakes: Implications for northwest Nelson: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 43:587–599.
- Yerkes R. F., Ellsworth W. L. y Tinsley J. C. 1983. Triggered reverse fault and earthquake due to crustal unloading, northwest Transverse Ranges, California, *Geology*. 11(5):287–291.
- Zapata S., Sobel E.R., del Papa C., Muruaga C. y Zhou R. 2019. Miocene fragmentation of the Central Andean foreland basins between 26° and 28° S. *Journal of South American Earth Sciences*. 94:102238.
- Zeckra M. 2020. Seismological and seismotectonic analysis of the northwestern Argentine Central Andean foreland. Tesis doctoral, University of Potsdam, Potsdam, Germany, 120p, Potsdam.
- Zossi M.M. 1979. Sísmicidad y tectónica en los Andes del Norte Argentino, Tesis doctoral, San Miguel de Tucumán, Universidad Nacional de Tucumán, 195 p.



Agradecimiento

En primer lugar, quiero agradecer a mi director Antonio quien supo guiarme desde el primer momento en el doctorado. Le agradezco su confianza, la paciencia que tuvo para enseñarme en el campo y con las tareas durante el doctorado. Además, por ayudarme con el castellano, a controlar que no tenga errores al escribir mi tesis y por sobre todo por sus consejos de vida que me ayudaron mucho en este camino.

También de todo corazón quiero agradecer a mi director de la parte Alemana Manfred quien me enseñó mucho durante el tiempo que estuve en Alemania y en los cursos en el campo. Le agradezco todo lo que me transmitió de conocimiento y su paciencia. Agradezco porque a pesar de tener poco tiempo por sus tareas académicas supo dedicarme el tiempo suficiente para que pueda aprender y crecer como científico.

Quiero agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de Argentina (CONICET), Proyecto de Cooperación Internacional Argentina-Alemania: DAHZ/CUAA y STRATEGY (Research training Group: Surface processes, tectonics and georesources) que financiaron este proyecto de tesis, también quiero agradecer a la Facultad Miguel Lillo por brindar el lugar de trabajo.

Quiero agradecer a mi madre, padre, hermano (Najwan) y su esposa (Reem), mis tías Mabel y Susana quienes siempre están presentes, quienes me transmitieron los valores y enseñanzas más importantes de mi vida. Les agradezco por lo que me ayudaron a lograr hasta este momento, sin ustedes no iba a poder seguir y crecer en mi vida.

Quiero agradecer a mi tía Zulema y mi primo Hassan en forma especial, por todo lo que me brindaron. Por darme un lugar en su hogar, por hacerme sentir tan querido y como en casa. También quiero agradecer a mis primas Nayla, Nizin, Gisel por escucharme, ayudarme y por acompañarme durante todo el doctorado.



Quiero agradecer a mis Primos Mumi, Daniel, Fabi y Sandra por acompañarme, ayudarme y aconsejarme.

Es muy importante mencionar a mis amigos Fede, Marcos, Joaquin y Sofia quienes me ayudaron en cada momento. Estoy muy agradecido con ellos por el tiempo que me dedicaron, los consejos y su ayuda constante.

Quiero agradecer a mi amigo y hermano de la vida Nico quien me ayudo y acompañó durante las últimas etapas del doctorado, con quien compartí mucho tiempo y experiencia de la vida.

Quiero también agradecer a mi gran amigo Martin quien siempre fue un compañero que me ayudo en el doctorado y en todos los ámbitos de la vida. También quiero agradecer a mis amigos Marina y Emiliano que me apoyaron durante el tiempo del doctorado en todo ámbito.

Quiero agradecer a mis amigos Matías, German y Virginia por la ayuda que me brindaron.

Quiero Agradecer a mis primas Iasmin y Alina que me ayudaron con las correcciones del castellano.

Quiero agradecer a mi Primo Javier quien me acompañó en los peores momentos y por sus consejos.

Quiero agradecer a mi primo Ahmad Ghanem quien me enseñó muchas cosas de las ciencias y de la vida.

Quiero agradecer a mis otros amigos que conocí durante esta etapa del doctorado y me enseñaron mucho, me acompañaron y fueron muy buenos amigos: Alberto, Sara, Fernanda, Annika, Aye, Leonardo, Emilio, Andreas, Lucas, Enzo, Rocio.



Apéndice A

Falla La Candelaria	FLC
Falla El Arenal	FEA
Falla San Pedro	FSP
Falla Cantero oriental	FCE
Falla Cantero occidental	FCO
Falla Cantero Central	FCM
Densidad del manto = MD	
Zona al este del La Candelaria = BE	
Zona al oeste de La Candelaria = BO	

El proceso de la erosión fue de manera manual y con la eliminación de los estratos que superan la línea de la topografía actual.

Modelo de corrimiento somero

Etapa	Nombre de falla	Deslizamiento (km)	Parametros Trishear				Parametros de flexura		Subsidencia (m)			Espesor de sedimentos	
			Fault angle	Trishear angle	Offset	P/S	Load	ρ (g/cm ³)	DM	BE	BO	Unidad	Espesor (m)
1	FLC	1	23°	80°	1	2						SGM	100
2	FLC	1	23°	80°	1	2						SGM	100
3	FLC	1	23°	80°	1	2							50
4	FEA	1	19°		0.8	2							
5	FLC	1	39°	100°	1	2							100
6	FLC	1	39°		1	2							100
7	FLC	1	39°	80°	1	2							50
8	Erosion												
9	Compactacion						Cande	2.7	3300		1000		
10	FEA	1	19°	100°	0.8	2							
11	FLC	1	39°	80°	1	2							50
12	FLC	1	5°	80°	1	2							50
13	Erosion												
14	FLC	1	5°	80°	1	2							50
15	FLC	1	5°	80°	1	2							50
16	FLC	1		80°	1								50
17	Compactacion					2	Cande	2.7	3300	1000			
18	Erosion												
19	FEA	1	19°	100°	0.8	2							
20	FLC	1	5°	80°	1	2							25
21	FLC	1	5°	80°	1	2							25
22	FLC	1	5°	80°	1	2							25
23	Compactacion						Cande	2.7	3300	700	400		
24	Erosion												
25	FEA	0.5	19°	100°	0.8	2							

Apéndice B

Modelo de corrimiento profundo

Etapas	Nombre de falla	Deslizamiento (km)	Parametros Trishear				Parametros de flexura		Subsidencia (m)			Espesor de sedimentos	
			Fault angle	Trishear angle	Offset	P/S	Load	ρ (g/cm ³)	DM	BE	BO	Unidad	Espesor (m)
1	FLC	1	44.98°	80°	0.6	1						SGM	150
2	FLC	1	44.98°	80°	0.6	1						SGM	150
3	FLC	1	54.58°	80°	0.6	1							150
4							Cande	2.7	3300		300m		
5	FEA	1	1.14°	100	0.8	2							50
6	Erosion												
7	FCM	0.5	58.24°	80°	0.6	2							50
8	FLC	1	54.58°	80°	0.6	1							150
9	Compactacion						Cande	2.7	3300	1000m			
10	Erosion												
11	FLC	2	54.58°	80°	0.6	1							250
12	FEA	1	19.77°	100	0.8	2							300
13	FCO	0.4	66.32°	80°	0.6	2							
14	Compactacion						Cande	2.7	3300		400m		
15	Erosion												
16	FLC	2	54.58°	80°	0.6	1							
17	FEA	1	18.73°	100	0.8	2							
18	FCE	300	61°	80°	0.6	2							
19	Compactacion						Cande	2.7	3300		500m		
20	Erosion cande												
21	Erosion cantero												
22	FSP	300m	69.20°	80	0.6	1							

Tabla de los valores de las fallas neotectónicas y Termas.

Nombre de falla	Parameteros Trishear				
	Deslizamiento (m)	Fault angle	Trishear angle	Offset	P/S
Termas	3000	62°	90°	0.4	1
Falla Arias	40	Cizalla simple			
falla El Quemado	35	Cizalla simple			
Falla Copo Quile	90	37°-22°	60	0.4	1