



# Anatomía estructural y fases de deformación en la sierra Silva, faja plegada de San Bernardo (Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia Argentina)

**Sebastián A. BUETI<sup>1,2</sup>, José O. ALLARD<sup>1</sup> y Nicolás FOIX<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco", Ruta Prov. N° 1 s/n Km. 4, Comodoro Rivadavia, Argentina.

<sup>2</sup>Instituto Multidisciplinario para la Investigación y el Desarrollo Productivo y Social de la Cuenca Golfo San Jorge (IIDEPyS-GSJ), Comodoro Rivadavia, Argentina.

E-mail: buetisebastian@gmail.com (Sebastián A. BUETI)

**Editor:** Ricardo A. Astini

Recibido: 12/04/2025

Aceptado: 17/06/2025

## RESUMEN

La Cuenca del Golfo San Jorge (Argentina) es protagonista en la construcción de los modelos estructurales de la Patagonia Central extraandina. En especial, la sierra Silva representa un pliegue de inversión tectónica positiva paradigmático que revela la compleja evolución tectónica de esta región. Su arquitectura tectonoestratigráfica en los limbos frontal y dorsal define para la Formación Castillo (Albiano) una sucesión preinversión. Por otro lado, los depósitos de la Formación Bajo Barreal sustentan una fase extensional cretácica superior (post-Coniaciano), que originó fallas secundarias de cobertura sedimentaria oblicuas a transversales a la falla principal de basamento Sierra Silva de rumbo NNE. Esta distribución tridimensional de las fallas normales condicionó la inversión tectónica positiva que dio origen a la morfoestructura actual, donde el acortamiento conjuga la variación a lo largo del rumbo del grado de inversión con la partición de la deformación. El extremo norte de la sierra Silva está definido por la falla Cerro Chenques de rumbo NNO, que muestra inversión oblicua, caracterizada por desplazamiento lateral inhomogéneo y compresión localizada que responden a la fábrica heredada y una curvatura antil dilatante. Los resultados de este estudio mejoran el entendimiento de las fases y la dinámica de la deformación cretácico-cenozoica en el antepaís patagónico. Desde el punto de vista aplicado, la sierra Silva representa un análogo estructural para comprender las trampas de hidrocarburos en la faja plegada de San Bernardo. La complejidad anatómica y evolutiva de la sierra Silva la posiciona como un caso de referencia mundial de inversión tectónica positiva oblicua.

**Palabras clave:** inversión tectónica; pliegues de inversión, fallas híbridas, cronología tectónica; Grupo Chubut

## ABSTRACT

*Structural anatomy and deformation phases of the Silva Range, San Bernardo fold belt (Golfo San Jorge Basin, Argentine Patagonia).* The Golfo San Jorge Basin (Argentina) plays a leading role in the construction of structural models for extra-Andean Central Patagonia. Notably, the Silva range represents a paradigmatic positive tectonic inversion fold, which reveals the complex tectonic evolution of this region. Its tectonostratigraphic architecture in both the forelimb and backlimb defines a pre-inversion succession for the Castillo Formation (Albian). Furthermore, the deposits of the Bajo Barreal Formation substantiate a Late Cretaceous (post-Coniacian) extensional phase. This phase generated secondary sedimentary cover faults, oriented obliquely to transversely, relative to the main NNE-trending Sierra Silva basement fault. This three-dimensional distribution of normal faults conditioned the positive tectonic inversion that gave rise to the current morphostructure. Here, the shortening combines along-strike variations in the degree of inversion with partitioned deformation. The northern extremity of the Silva range is delineated by the NW-trending Cerro Chenques fault. This fault exhibits oblique inversion, characterized by inhomogeneous sinistral lateral displacement and localized compression, which respond to the inherited fabric and an antil dilatational curvature. The results of this study improve the understanding of the phases and dynamics

of Cretaceous-Cenozoic deformation in the Patagonian broken foreland. From an applied perspective, the Silva range can be used as a structural analogue for comprehending hydrocarbon traps within the San Bernardo fold belt. The anatomical and evolutionary complexity of the Silva Range makes it a globally significant reference case for oblique positive tectonic inversion.

**Keywords:** Tectonic inversion; Inversion folds; Hybrid faults; Tectonic timing, Chubut Group

## INTRODUCCIÓN

Las cuencas sedimentarias "polihistóricas" presentan rellenos con historias evolutivas complejas. Estas regiones suelen estar afectadas a lo largo de su historia por cambios en el régimen tectónico, que inducen modificaciones tectonoestratigráficas mayores. En estos contextos, se definió el concepto de inversión tectónica positiva para describir cómo la geometría extensional se modifica debido a la compresión tectónica o la transpresión posterior (Glennie y Boegner 1981). Durante este proceso, tienen lugar una serie de mecanismos entre los que se destacan: i) levantamiento del depocentro extensional a través de la reactivación de fallas preexistentes, ii) neoforración de estructuras contraccionales, como fallas de atajo vergentes y retrovergentes en geometrías tipo arpon, iii) plegamiento disarmónico asociado al efecto contrafuerte y iv) desarrollo de un anticlinal amplio y asimétrico en la secuencia post-extensional en el bloque de techo (Bally 1983, 1984, Coward 1983, Turner y Williams 2004). La existencia de un estrecho vínculo entre los pliegues de inversión y las trampas de hidrocarburos permitió ampliar los análisis geométricos, sustentando un alto grado de complejidad cuando la deformación tridimensional yuxtapone estructuras de desplazamiento lateral (Kelly et al. 1999, Dubois et al. 2002, Panien et al. 2005, Kley et al. 2005, Del Ventisette et al. 2006, Withjack et al. 2010, Rodríguez-Salgado et al. 2020, 2022, Dichiarante et al. 2020). Este escenario se expresa de forma extraordinaria en la evolución cretácica-cenozoica de la faja plegada de San Bernardo, en la Cuenca del Golfo San Jorge (Patagonia Argentina). Esta región se caracteriza por afloramientos de pliegues de inversión tectónica positiva que exponen sucesiones cretácicas del Grupo Chubut (Barremiano – Maastrichtiano), permitiendo evaluar y ajustar su vínculo tectonoestratigráfico.

La integración de estudios regionales de subsuelo y de superficie en la faja plegada de San Bernardo han expuesto la variabilidad geométrica de los pliegues de inversión (ver síntesis en Allard et al. 2021). Estos antecedentes describen pliegues amplios y asimétricos, los cuales no siempre se corresponden con la morfología de algunos de los pliegues de inversión que desarrollan geometrías cerradas y simétricas (Allard et al. 2021). Desde el punto de vista evolutivo,

la diversidad de interpretaciones derivadas de los estudios tectonoestratigráficos del Cretácico Superior Tardío ha dado lugar a controversias respecto a la edad inicial de la fase de inversión cretácica en la cuenca. Por un lado, se propone una cuenca de antepaís o antepaís fragmentado durante el Aptiano-Albiano (Barcat et al. 1984, Gianni et al. 2015a,b,c, entre otros). En contraposición, los estudios tradicionales sitúan el desarrollo del Grupo Chubut en un contexto previo a la inversión tectónica (Fitzgerald et al. 1990, Figari et al. 1999, entre otros). Estudios más recientes, plantean el inicio de la compresión durante el Cretácico Superior Tardío (Allard et al. 2018, 2020, Bueti 2019, Bueti et al. 2022a,b).

La sierra Silva está ubicada en el margen oriental de la faja plegada de San Bernardo, definiendo un pliegue submeridional segmentado, con variaciones geométricas importantes a lo largo del rumbo. El pliegue principal presenta interacción con otras estructuras menores tales como pliegues, fallas y un dique. Este escenario la convierte en una morfoestructura ideal para entender la arquitectura estructural de los pliegues de inversión de esta región, tanto en superficie como en subsuelo.

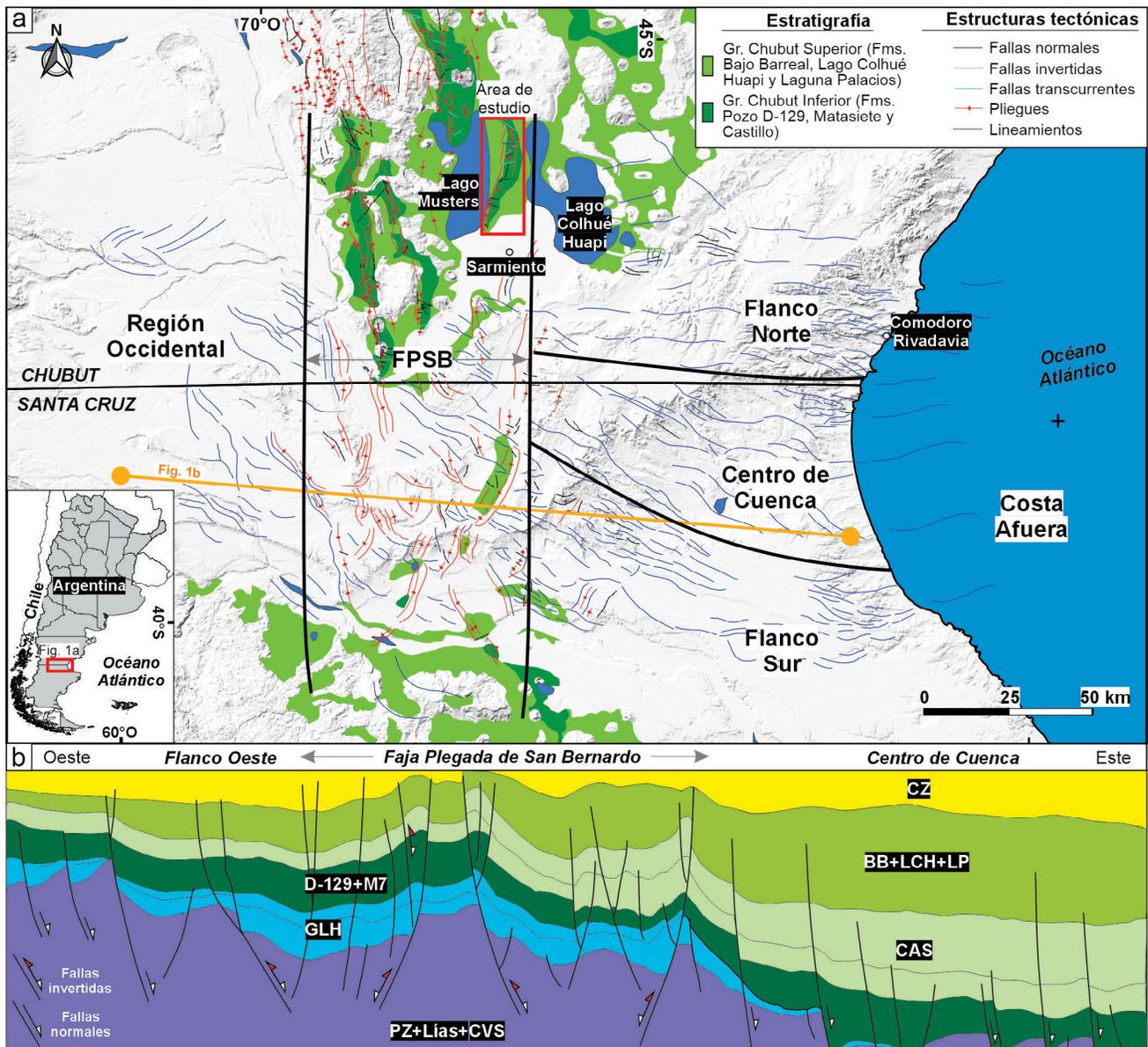
El objetivo de esta contribución es ajustar el modelo geométrico y cinemático de la sierra Silva, a partir de una cartografía geológica de alta resolución. Este pliegue de inversión conforma el rasgo estructural aflorado más destacado cerca del límite entre la faja plegada de San Bernardo y el Flanco Norte de la Cuenca del Golfo San Jorge, permitiendo integrar los resultados con antecedentes de subsuelo y evaluar las distintas fases tectonoestratigráficas semiregionales que afectaron la depositación del Grupo Chubut. De esta forma, se propone ajustar la cronología de la inversión tectónica positiva en una zona crítica del antepaís fragmentado patagónico, mediante la identificación de la arquitectura extensional previa a la inversión. La singularidad geométrica y cinemática de esta estructura resalta: i) la complejidad que pueden alcanzar los sistemas invertidos en la faja plegada de San Bernardo, y ii) la necesidad de reevaluar los modelos estructurales tradicionales con base en cartografías detalladas. Finalmente, consideramos que la anatomía del caso de estudio no corresponde a una inversión positiva típica, lo que permite postularla como un ejemplo de clase mundial de morfoestructuras vinculada a inversión tectónica oblicua.

## MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca del Golfo San Jorge está situada en la región central de la Patagonia Argentina, su registro polihistórico define una geometría elongada en sentido E-O, entre los paralelos 45° y 47° S y los meridianos 65° y 71° O (Fig. 1). Sus límites geológicos son el Macizo Nordpatagónico y la cuenca Cañadón Asfalto al norte, la región del Deseado al sur, la plataforma continental al este y la Precordillera Patagónica al oeste (Giacosa et al. 2021).

## Estratigrafía

El basamento cristalino de la Cuenca del Golfo San Jorge está integrado por rocas metamórficas e intrusivas de edad paleozoica a triásica (González y Giacosa 2021) (Fig. 1b). Este zócalo está parcialmente cubierto por el Grupo Tepuel, caracterizado por depósitos costaneros y tillitas marinas del Paleozoico Superior (Feruglio 1949, Limarino et al. 2021). Por encima, se dispone un registro liásico con depósitos marinos someros incluidos en la Formación Osta Arena y equivalentes (Vicente 2005, Suárez y Márquez 2007, Foix et al. 2021a).



**Figura 1. a)** Cuenca del Golfo San Jorge indicando los sectores basados en el estilo tectónico (Figari et al. 1999). Las estructuras tectónicas fueron modificadas de Stach (1986), Homocv et al. (1993, 1995), Figari et al. (1999), Miller y Marino (2019), Buetti (2019). **b)** Sección sísmica regional O-E interpretada (basada en Figari et al. 1999), caracterizando el estilo estructural de los sectores principales de la cuenca. La escala vertical se encuentra exagerada. FPSB: Faja Plegada San Bernardo; PZ+Lias+CVS: Basamento económico integrado por unidades paleozoicas, el Complejo Volcano Sedimentario y depósitos liásicos de la cuenca Pampa de Agnia; GLH: Grupo Las Heras; D-129: Formación Pozo D-129; M7: Formación Matasiete; CAS: Formación Castillo; BB: Formación Bajo Barreal; LCH: Formación Lago Colhué Huapi; LP: Formación Laguna Palacios; CZ: Cenozoico indiferenciado.

Estas secuencias sedimentarias se vinculan a cuencas que preceden el desarrollo de la Cuenca del Golfo San Jorge. El registro inicial de esta cuenca se asocia a potentes secuencias volcánicas y volcanosedimentarias sinextensionales desarrolladas durante el Jurásico Temprano a Medio, constituyendo parte de la provincia magmática Chon Aike (Pankhurst et al. 1998, Navarrete et al. 2024); en la cuenca fueron agrupadas en el Complejo Volcánico Sedimentario (Clavijo 1986) y conforman parte de su basamento económico. A continuación, suprayace en discordancia el Grupo Las Heras (Lesta et al. 1980) o "Neocomiano" de edad kimmeridgiana-hauteriviana (Perez Loinaze 2025), constituido por las formaciones continentales Pozo Anticlinal Aguada Bandera y Pozo Cerro Guadal (Fig. 2). Este grupo se caracteriza por la ausencia de tobas (Clavijo 1986, Allard et al. 2018) y la presencia de pelitas oscuras que actuaron como roca madre para los sistemas petroleros Pozo Cerro Guadal-Grupo Chubut (!) y Anticlinal Aguada Bandera-Grupo Chubut (!) (Sylwan et al. 1998, 2011). En un esquema de cubetas extensionales aisladas, estas formaciones alcanzan espesores máximos de 5000 m y 1800 m respectivamente, en el sector suroeste de la Cuenca del Golfo San Jorge (Fitzgerald et al. 1990).

El registro cretácico continúa con el Grupo Chubut (Lesta y Ferello 1972), caracterizado por el registro de unidades continentales con una alta participación de material piroclástico (Clavijo 1986, Paredes et al. 2021) (Fig. 2). La Formación Pozo D-129 es la unidad basal de este grupo (Lesta 1968, Lesta y Ferello 1972, Clavijo 1986). Su edad es barremiana-aptiana (ver citas en Paredes et al. 2021) y se constituye por depósitos lacustres. Esta formación es, además, la principal roca madre de la Cuenca del Golfo San Jorge (Sylwan et al. 2008). Esta unidad de distribución regional se vincula lateralmente con los sistemas fluviales y aluviales de la Formación Matisiete (Lesta y Ferello 1972, Sciutto 1981, Paredes et al. 2007, 2021). El registro fluvial y aluvial del Grupo Chubut continúa con las formaciones Castillo (Albiano), Bajo Barreal (Coniánico-Turoniano), Lago Colhué Huapi (Turoniano-Maastrichtiano) y Laguna Palacios (Santoniano-Maastrichtiano) (ver detalle en Paredes et al. 2021). Estas unidades se diferencian por los colores de sus planicies de inundación y el grado de participación de material volcánico (Sciutto 1981, Clavijo 1986, Paredes et al. 2021, entre otros). Las formaciones más jóvenes del Grupo Chubut son Laguna Palacios y Lago Colhué Huapi, con condiciones de depositación y áreas de desarrollo contrastantes a las unidades precedentes (Casal et al. 2015); sin embargo, su relación litoestratigráfica no ha sido claramente establecida y requiere ajustes geocronológicos. Por un lado, la Formación Laguna Palacios contiene elevada proporción de material volcánico con frecuente desarro-

llo de paleosuelos (Genise et al. 2002), se desarrolla en un contexto de baja tasa de sedimentación (Hechem y Strelkov 2002) y alcanza sus mayores espesores sobre los anticlinales de la faja plegada de San Bernardo (Sciutto 1981). Esta formación no se observa en el Flanco Norte, mientras que en el sur de la faja plegada de San Bernardo su relación estratigráfica con la Formación Bajo Barreal es de concordancia y transicional (Di Persia 1953). La arquitectura interna de esta unidad expone discordancias progresivas intraformacionales en limbos dorsales de pliegues de inversión (Allard et al. 2020). Por otra parte, la Formación Lago Colhué Huapi se caracteriza por sistemas fluviales en un contexto de alta acomodación, escaso contenido volcánico y con espesores máximos en el sector oriental de la cuenca, que se adelgazan hacia el oeste en la faja plegada de San Bernardo (Allard y Casal 2013, Casal et al. 2015, Paredes et al. 2021, Iglesias et al. 2023). Recientemente Iglesias et al. (2023) proponen el carácter sin-inversión de esta unidad a partir de la redefinición de la estratigrafía de subsuelo y el análisis sismoestratigráfico en el margen oriental de la faja plegada de San Bernardo.

El registro estratigráfico de la Cuenca del Golfo San Jorge finaliza con unidades cenozoicas de entre 500 y 1300 m de espesor (Sylwan et al. 2011), representado por la alternancia de secuencias continentales y marinas (Foix et al. 2021b), así como de múltiples fases intrusivas y efusivas de naturaleza básica (Haller et al. 2021, Navarrete 2025). En el ámbito de la faja plegada de San Bernardo, el registro sedimentario cenozoico se reduce principalmente a las formaciones Koluel Kaike (Grupo Río Chico, Eoceno) y Sarmiento (Eoceno-Oligoceno), con escasos asomos de la Formación Chenque (Mioceno) en los sectores de menos relieve estructural (Sciutto et al. 2008, Foix et al. 2021b).

## Geología estructural y contexto tectonoestratigráfico

La Cuenca del Golfo San Jorge se divide en tres sectores principales en base a su estilo estructural (Figari et al. 1999): i) Región Oriental, que incluye al Flanco Norte, Centro de Cuenca, Flanco Sur y Costa Afuera, ii) faja plegada de San Bernardo, y iii) Región Occidental (Fig. 1).

La faja plegada de San Bernardo se ubica en el sector central de la cuenca, elongada en sentido meridional, tiene una extensión N-S superior a ~600 km y un ancho aproximado de 100 km. El estilo estructural observado en este sector se extiende más allá de los límites de la Cuenca del Golfo San Jorge, tanto hacia el norte como hacia el sur (Stach 1986, Peroni et al. 1995, Figari y Courtade 1993, Homoc et al. 1995, Figari et al. 1999, Sylwan et al. 2011), conformando los Bernárdides (Ramos 1999). Esta región presenta un estilo

estructural dominado por la inversión tectónica positiva, con escasa a nula participación de corrimientos y sin una vergencia definida.

Las principales estructuras tectónicas en la faja plegada de San Bernardo son fallas normales invertidas con orientación NO y NE y geometría lítrica (Barcat et al. 1984, Stach 1986, Homovc et al. 1993, 1994, 1995, Peroni et al. 1995, Chelotti y Homovc 1998, Figari et al. 1999), las cuales pueden alcanzar inclinaciones de hasta 65° en su sector más somero (Figari et al. 1999). Los bloques colgantes de estas fallas desarrollan pliegues de inversión levemente asimétricos (Allard et al. 2020). Feruglio (1949) hace referencia a estos pliegues, destacando su distribución espacial en patrones *en echelon* o patrones de relevo. El espaciamento entre pliegues es irregular con rumbos submeridionales con ejes curvos y discontinuos (Sciutto 1981, Barcat et al. 1984, Stach 1986, Fitzgerald et al. 1990, Homovc et al. 1993, 1994, 1995, Peroni et al. 1995, Chelotti y Homovc 1998, Figari et al. 1999, entre otros). Las descripciones cartográficas de superficie (Sciutto 1981, Peroni et al. 1995) y de subsuelo (Peroni et al. 1995) hacen referencia a ellos como anticlinales estrechos, separados por amplios sinclinales. El análisis geométrico de estos pliegues los define como de tipo cajón, angostos, asimétricos y con vergencias variables (Feruglio 1949, Sciutto 1981, Fitzgerald et al. 1990, Peroni et al. 1995), con longitudes de onda relativamente cortas y amplitudes medias a altas (Peroni et al. 1995). Peroni et al. (1995) vinculan los cambios de vergencia de los pliegues a zonas de transferencia entre corrimientos ubicados en los flancos de los pliegues principales, generando estructuras de tipo *pop-up*. Un caso particular de estos cambios de vergencia es la sierra Silva, donde Barcat et al. (1984) la describen como un pliegue meridional simétrico en el sector norte, que cambia a asimétrico con vergencia occidental al sur del cerro Challao. Estos dos escenarios implican: i) una única falla inversa o ii) dos fallas inversas convergentes en profundidad, donde una falla principal de basamento se solapa con una falla de menor jerarquía desarrolladas en la cobertura sedimentaria. Allard et al. (2020) proponen que esta interacción de fallas ciegas habría controlado la geometría de los pliegues de inversión, definiendo pliegues de inversión por falla simple o *pop-up growth folds* respectivamente. Las complejidades en el interior de los anticlinales fueron relacionadas con el desarrollo de fallas de desplazamiento lateral (Barcat et al. 1984, Galeazzi 1989). Esta fragmentación de los anticlinales es respuesta de un sistema de fallas con rumbos ONO-ESE bien desarrollado en este sector de la cuenca (Figari et al. 1999). La interpretación geométrica-cinemática de estas estructuras transversales fue cambiando a lo largo del tiempo: i) Barcat et al. (1984) se refieren a estas como fallas

de rumbo y/o verticales, ii) Peroni et al. (1995) las interpretan como fallas de desgarre asociadas a un sistema de Riedel, iii) Figari et al. (1999) hacen referencia a su cinemática como de carácter extensivo o con suave desplazamiento lateral, y iv) Allard et al. (2020) y Rojas Vera et al. (2024) las describen como fallas normales pre-inversión reutilizadas con movimientos combinados y/o deformación inhomogénea.

Actualmente, uno de los principales puntos de debate en la evolución de la faja plegada de San Bernardo es la cronología del inicio de la inversión tectónica. Las diferencias entre estas propuestas condicionan el contexto tectonoestratigráfico de las formaciones que integran el Grupo Chubut (Fig. 2): i) reactivación extensional a transtensional o etapa de hundimiento termal del *rift* jurásico-neocomiano durante la deposición de todas las unidades del Grupo Chubut (Figari et al. 1999, Rodríguez y Littke, 2001, Sylwan et al. 2011), ii) inicio de la inversión tectónica en simultáneo con la deposición de las formaciones Laguna Palacios y Lago Colhué Huapi (Bueti

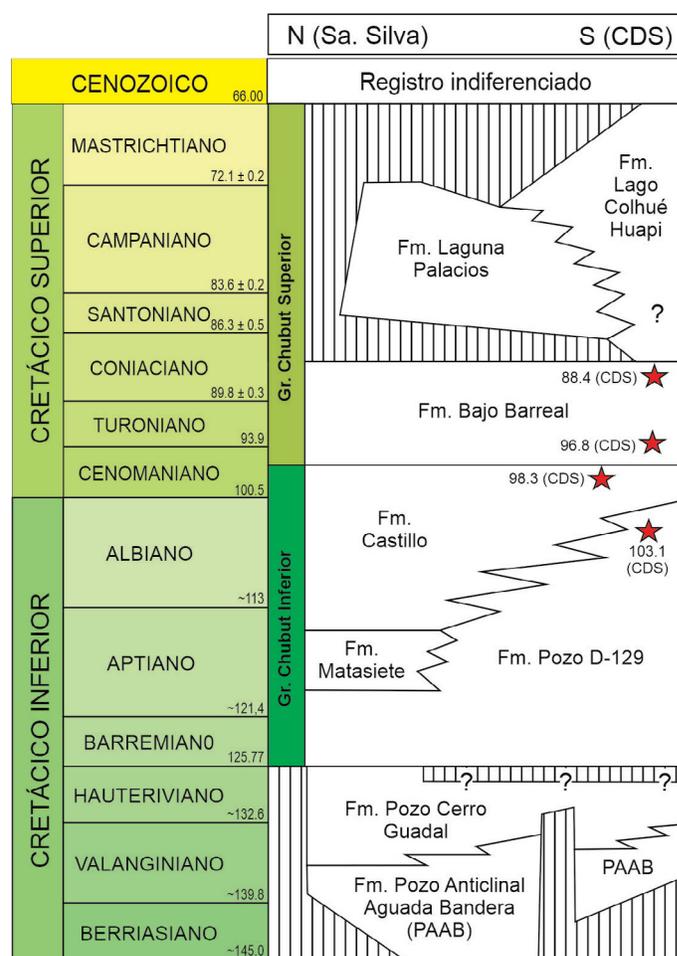


Figura 2. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge basada en Fitzgerald et al. (1990), Figari et al. (1999), Sylwan et al. (2011), Casal et al. (2015), Vallati et al. (2016). Edades de pisos tomadas de (Cohen et al. 2025) y edades radiométricas de las unidades estratigráficas tomadas de Allard et al. (2022).

2019, Allard et al. 2020, Buetti et al. 2022a,b, Iglesias et al. 2023) y iii) cuenca de antepaís o antepaís fragmentado desde el Aptiano-Albiano (Barcat et al. 1984, Gianni et al. 2015a,b,c, entre otros).

Recientes estudios tectonoestratigráficos cuestionan las evidencias de superficie y subsuelo sobre las cuales se construyeron los escenarios de inversión tectónica durante la deposición las formaciones Pozo D-129, Matasiete y Castillo en la Cuenca del Golfo San Jorge (Paredes et al. 2016, Buetti et al. 2017, 2022a,b, Allard et al. 2018, 2020, Buetti 2019). El impacto de esta falta de consenso excede los debates locales. En particular, la contribución de Gianni et al. (2015a) ha sido utilizada tanto para la construcción de modelos tectono-evolutivos a escala de cuenca (Miller y Marino 2019, Ramos 2021), como a escalas regionales (Echaurren et al. 2016, Horton 2018, Renda et al. 2019, Gianni et al. 2018, Genge et al. 2021), considerando a los depósitos del Grupo Chubut como una cuenca sin-inversión de antepaís o antepaís fragmentado desde su inicio. La incompatibilidad de las evidencias de superficie es minimizada por Ramos (2021), quien sostiene el contexto compresivo a partir del Albiano en un escenario de *wedge-top*, al cual se vincularía un levantamiento sutil sin registro estratigráfico específico, en acuerdo con lo propuesto por Gianni et al. (2021). Más allá de las discrepancias respecto de la edad inicial la inversión tectónica, hay consenso en que esta región morfoestructural fue construida en múltiples fases de levantamiento que tienen lugar durante el Cretácico Superior Tardío, Paleoceno, Mioceno y Cuaternario (ver referencias en Allard et al. 2021).

## METODOLOGÍAS

La cartografía estructural multiescala se basó en la integración de diversas fuentes de información. El análisis topográfico se analizó a partir del modelo digital de elevaciones (MDE) de 30 m del proyecto MDE-Ar 2.0 del Instituto Geográfico Nacional (<https://www.ign.gob.ar/>). El MDE se analizó mediante perfiles topográficos *swath* (Telbisz et al. 2013, Hergarten et al. 2014) con orientaciones paralelas y perpendiculares a los rasgos morfoestructurales. El mapa base de gabinete se elaboró utilizando imágenes satelitales proporcionadas por los servicios WMS de Bing Satellite (Microsoft Corporation) y de Google Satellite (Google LLC), así como el MDE obtenido del repositorio del IGN. Estas imágenes fueron accedidas como teselados dinámicos a través del complemento QuickMapServices (QMS) versión 0.19.34 en el software QGIS versión 3.32.3-Lima. La interpretación visual y la digitalización se realizaron a escalas de visualización que

variaron entre 1:5000 y 1:10000. La cartografía geológica-estructural de campo se basó en técnicas tradicionales (McClay 1987).

Los datos geolocalizados de orientación de estratos y estructuras tectónicas se obtuvieron de forma analógica con brújula tipo Brunton y GPS Garmin Etrex 10 (3 m resolución mínima) y/o de forma digital con smartphone utilizando la aplicación FieldMove Clino Pro 2.5.19 (Novakova y Pavlis 2019). Estos datos se expresaron como inclinación/dirección de inclinación y se representaron y analizaron estadísticamente mediante el *software* Stereonet (versión 11.5.4) (Allmendinger 2023). Debido a la posibilidad de errores sistemáticos y/o aleatorios de los datos digitales, estos fueron chequeados de manera sistemática a partir de repetición de las mediciones con brújula analógica. Los datos de campo fueron utilizados para calibrar los mapas geológicos elaborados con QGIS 3.16.5. Los perfiles geológicos se construyeron a partir de la cartografía y espesores estratigráficos recopilados de antecedentes utilizando una licencia académica del *software* Move® (Midland Valley).

El análisis tectonoestratigráfico se realizó a partir de espesores reales, para lo cual se integraron mediciones de afloramiento y digitales. Este parámetro se obtuvo en afloramiento mediante el báculo de Jacob siguiendo las técnicas sugeridas en Coe (2010). Además, la arquitectura estratigráfica de la Formación Castillo se evaluó en acantilados del limbo frontal del pliegue a partir de un modelo digital de afloramiento construido mediante la técnica *Structure-from-Motion* (Westoby et al. 2012, Carrivick et al. 2016). Para este modelo se utilizaron fotos aéreas geoposicionadas con alta precisión obtenidas con un dron Mavic 3E con cámara de 20 MP, módulo RTK (*Real Time Kinematic*) y base GNSS South G1. La adquisición se realizó con distintas inclinaciones del gimbal respecto del acantilado en modo de vuelo manual a baja velocidad con toma automática de fotografías cada 0,7 seg., garantizando un solapamiento horizontal y vertical mayor al 70%. El modelo digital obtenido fue interpretado en el *software* CloudCompare V2.13.beta, a partir del cual se determinó la orientación de los estratos y el trazado de los niveles guía. Integrando esta información con la topográfica de alta resolución, se construyeron perfiles geológicos para calcular los espesores reales de la sucesión estratigráfica evaluada en dos posiciones del afloramiento.

## RESULTADOS

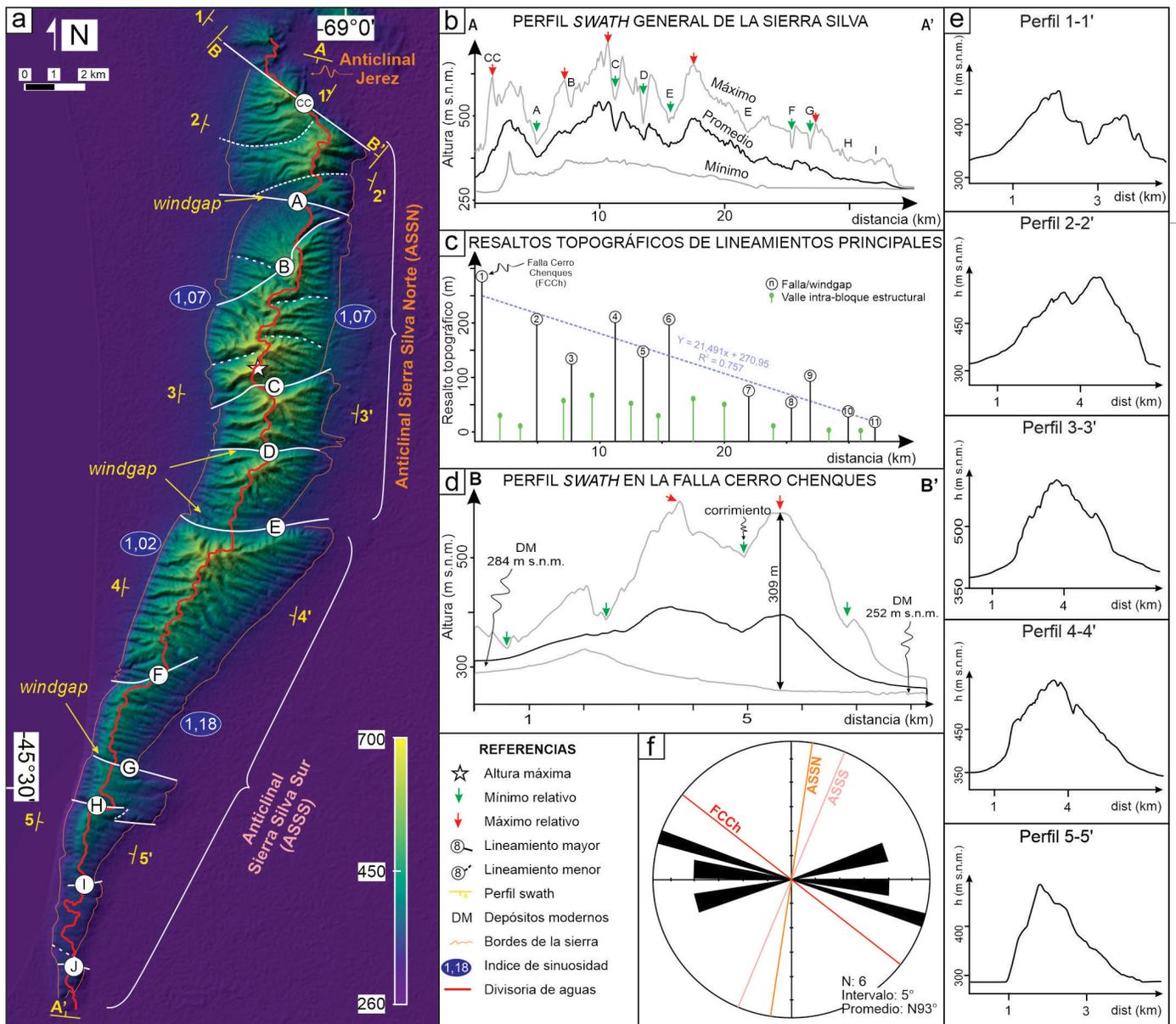
Los resultados topográficos, geomorfológicos y estructurales obtenidos fueron agrupados en dos apartados específicos

cos: geomorfología tectónica y arquitectura estructural.

### Geomorfología tectónica

La sierra Silva presenta un relieve singular que se extiende longitudinalmente a lo largo de 34 km, con una morfología en planta irregular que varía a lo largo del rumbo (Fig. 3). Esta sierra se ha dividido de norte a sur en tres sectores principales según su orientación, características geomorfológicas y estructurales: 1) anticlinal Jerez, orientado N-S y con un ancho máximo aflorado de 2,8 km, 2) anticlinal Sierra Silva Norte (ASSN) y 3) anticlinal Sierra Silva Sur (ASSS).

Norte, con una orientación predominante N-S, bordes subparalelos y un ancho de 4-5 km y 3) anticlinal Sierra Silva Sur, con un rumbo NNE-SSO, compuesto por tres segmentos de morfología triangular en planta, donde su mayor ancho (5,5 km) se localiza en el norte y disminuye progresivamente hacia el sur (Fig. 3a). Esta topografía compleja se refleja en el índice de sinuosidad de sus bordes noreste, sureste, noroeste y suroeste, que surge de la relación entre la longitud del borde (determinado en el quiebre de la pendiente) y la distancia en línea recta entre sus extremos; los resultados muestran un



valor de índice de sinuosidad máximo de 1,18 en el borde oriental sur, mientras que en el resto de los bordes es menor o igual a 1,07 (Fig. 3a). La altura máxima de la sierra se ubica en la sección central de la misma (700 m s.n.m.), marcando una diferencia de altura relativa de ~400 m sobre los depósitos aluviales y coluviales modernos adyacentes a la sierra (Figs. 3a y 3b). La mitad norte de la sierra se caracteriza por alturas máximas que varían sin una tendencia definida entre 409 y 600 m s.n.m. (Figs. 3a y 3b). La sierra es interrumpida abruptamente en el extremo norte por la falla Cerro Chenques, lo que resulta en su máximo resalto topográfico con valores relativos que alcanzan 309 m (Figs. 3a,b,c y d). Por el contrario, la mitad sur de la sierra muestra una disminución gradual de las alturas hacia el sur (Figs. 3a y 3b).

La tendencia topográfica de la morfoestructura se ve interrumpida por 11 lineamientos determinados por valles sobredimensionados que se orientan con un rumbo promedio de  $N98^\circ$  (n: 11) (Fig. 3f). Los resaltos topográficos máximos de estos valles presentan una tendencia decreciente hacia el sur, con valores entre 309 m y 34 m (Figs. 3b y 3c). Estos rasgos mayores coinciden con fallas oblicuas al eje del pliegue de inversión.

Los perfiles *swath* perpendiculares a la sierra revelan un cambio gradual en sentido meridional de su relieve morfoestructural, donde las pendientes topográficas de los limbos dependen de la posición evaluada. En el sector norte del anticlinal Sierra Silva Norte, las pendientes más pronunciadas se ubican en el limbo dorsal del pliegue con valores promedio de 14,5%, mientras que en el anticlinal Sierra Silva Sur ocurre lo contrario y la pendiente promedio es de 21% en el limbo frontal (Fig. 3e). La divisoria de aguas tiende a ubicarse en el flanco abrupto de los pliegues asimétricos. En contraste, el anticlinal Jerez, que responde a un anticlinal desventrado, presenta la divisoria de aguas desplazada hacia el limbo dorsal (Figs. 3a y 3e).

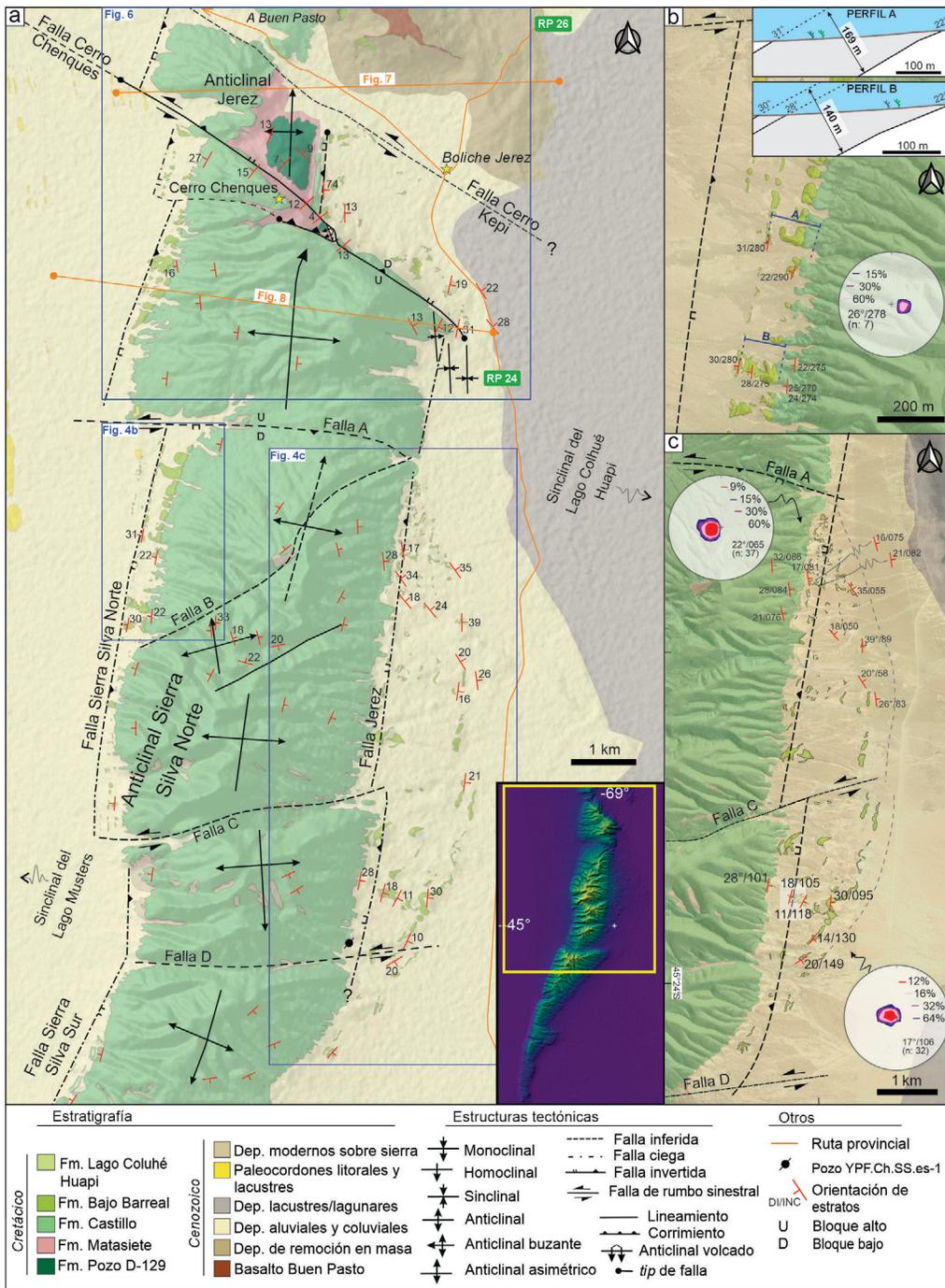
## Arquitectura estructural

En el área de estudio se distinguieron dos órdenes de fallas según la extensión de sus trazas cartográficas. Las fallas de primer orden son las fallas Sierra Silva y Cerro Chenques. La falla Sierra Silva, con orientación submeridional y una extensión de al menos 34 km, abarca toda la longitud de la sierra y aflora en los 9 km de su extremo sur (Figs. 4 y 5). El rumbo variable del anticlinal de la sierra Silva define dos segmentos de su traza ciega, uno asociada a la falla Sierra Silva Norte, ubicada en el borde occidental del anticlinal Sierra Silva Norte y el otro vinculado a la falla Sierra Silva Sur, en el borde occidental del anticlinal Sierra Silva Sur (Figs. 4 y 5). Ambas trazas presentan una curvatura convexa hacia el oes-

te y extremos hacia el este, conectándose mediante un punto de inflexión en el límite entre la Sierra Silva Norte y Sierra Silva Sur (Figs. 4 y 5). La falla Cerro Chenques se ubica en el extremo norte de la sierra y presenta una traza  $N52^\circ O$  de al menos 11 km de largo, aflorando de manera parcial (Fig. 4); en el núcleo de la sierra, su traza exhibe una curvatura en forma de Z que se extiende aproximadamente ~800 m (Fig. 4). Las fallas de segundo orden comprenden 11 fallas oblicuas a la sierra, con una orientación promedio de  $N98^\circ$  (Figs. 3f, 4 y 5). Estas fallas se nombran de norte a sur de la "A" a la "J" y dividen a la sierra en 12 bloques estructurales individuales (Figs. 4 y 5). El bloque Jerez contiene al anticlinal homónimo y se encuentra ubicado en el extremo norte de área de estudio y limitado por las fallas Cerro Chenques y Cerro Kepi (Fig. 6). El resto de la sierra está conformada por un anticlinal segmentado que varía su geometría a lo largo del rumbo (Fig. 5). El anticlinal compuesto de la sierra Silva limita al oeste y al este con los sinclinales abiertos del lago Muster y del lago Colhué Huapi, respectivamente (Figs. 4 y 5).

Los afloramientos mejor expuestos de la sierra Silva pertenecen a la Formación Castillo, debido su mayor resistencia a la erosión (Figs. 4 y 5). El núcleo del anticlinal Sierra Silva Norte está exhumado por la falla Cerro Chenques, y allí afloran las formaciones Matasiete y Pozo D-129 (Figs. 4 y 6). Por su lado, las formaciones Bajo Barreal y Lago Colhué Huapi afloran en la periferia de la sierra, definiendo suaves relieves que coinciden con los flancos del anticlinal (Figs. 4 y 6). El bloque estructural ubicado entre las fallas Cerro Chenques y A exhibe un pliegue simétrico, mientras que los segmentos restantes, aumentan progresivamente su asimetría y vergencia oeste hacia el sur (Figs. 4 y 5). El ancho aflorado de los anticlinales es similar en el anticlinal Sierra Silva Norte, donde los bordes resultan subparalelos a las fallas ciegas Sierra Silva al oeste y Jerez al este (Fig. 4). La morfoestructura modifica sustancialmente su arquitectura hacia el anticlinal Sierra Silva Sur. Este sector está delimitado al oeste por la falla Sierra Silva, mientras que la morfología irregular y escalonada de su borde oriental, junto con la geometría asimétrica del pliegue, no evidencian un control por fallamiento (Fig. 5). La falla Sierra Silva aflora a lo largo de 9 km del extremo sur de la sierra, definiendo un pliegue fallado; la traza de la falla y el flanco oriental del pliegue se encuentran cubiertos por depósitos modernos, aunque este último se expone localmente en una cantera de áridos (Fig. 5) (Allard et al. 2020).

El anticlinal Jerez se caracteriza en superficie por una longitud de onda mínima de 3 km. El flanco occidental se orienta  $10^\circ/N299^\circ$  (n: 47) con valores máximos de inclinación de  $12^\circ/N293^\circ$ , mientras que el flanco oriental está orientado en promedio  $47^\circ/N093^\circ$  (n: 152) y presenta un aumento de las

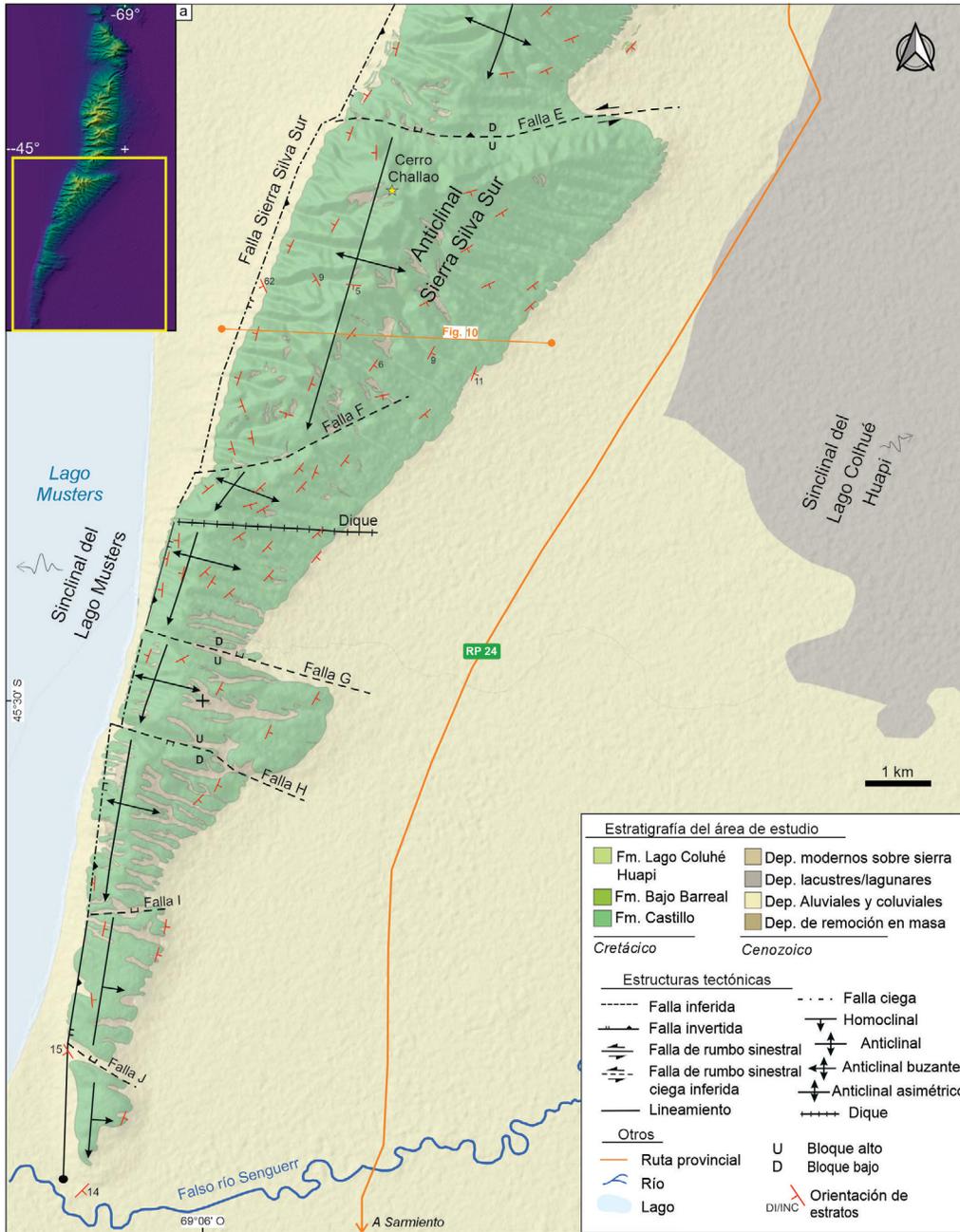


**Figura 4.** a) Mapa geológico de la sierra Silva Norte. La clasificación de los bloques como bloque alto y bloque bajo responde al escenario estructural actual. b) Detalle del flanco occidental de anticlinal Sierra Silva Norte. Los valores de espesores corresponden a perfiles estratigráficos levantados *in situ*. c) Detalle del flanco oriental del anticlinal Sierra Silva Norte.

inclinaciones hacia el Este, alcanzando valores subverticales con rumbos NNO (Figs. 6 y 7). El ángulo interlimbo es de 84°, mientras que el plano axial de la estructura se orienta 53°/N277° con vergencia al este. En el núcleo del anticlinal afloran las facies deltaicas de la Formación Pozo D-129 (Allard et al. 2018) y hacia los flancos se disponen las sedimentitas fluviales de las formaciones Matasiете, Castillo y Bajo Barreal (Paredes 2009, Bueti et al. 2017). En el flanco oriental del anticlinal Jerez, el límite basal de la Formación Castillo se caracteriza por ser irregular, neto y con superficies pulidas

con estrías, con la omisión de parte del registro de las formaciones Matasiете y Castillo (Fig. 6). Estas características reflejan un contacto estructural producido por la exhumación de la falla Jerez. En síntesis, las características de este pliegue permiten clasificarlo como abierto, con geometría de tipo cajón o elipse-cajón, fuertemente asimétrico (vergenza este) y fallado (Fleuty 1964, Ramsay 1967, Bell 1981, Aller et al. 2004).

El bloque estructural Sierra Silva Norte, limita al norte con la falla Cerro Chenques y al Sur con la Falla A (Fig. 6). El eje



**Figura 5. a)** Mapa geológico del anticlinal Sierra Silva Sur, notar como la falla principal pasa de ser ciega al norte a aflorada en su extremo sur. La clasificación de los bloques como bloque alto y bloque bajo responde al escenario estructural actual.

del pliegue de primer orden desarrollado en este bloque buza 3° hacia N358° (Figs. 6 y 8). La estructura aflorada define parámetros geométricos mínimos, con una longitud de onda media de 5 km y una amplitud de 286 m, determinando una relación de aspecto aparente menor a P=0,5 (Nabavi y Fossen 2021). El pliegue es simétrico, con una orientación promedio de su flanco occidental de 21°/N285° (n: 85) y una inclinación máxima de 39°/N247°, mientras que el flanco oriental inclina en promedio 20°/N077° (n: 49) con máximos de 39°/N085° (Fig. 8). El ángulo interlimbo calculado a partir de los valores de inclinación máxima aflorados de cada flanco es de 77°. La geometría en cajón característica de este pliegue le asigna dos planos axiales, el plano axial occidental se orienta 81°/

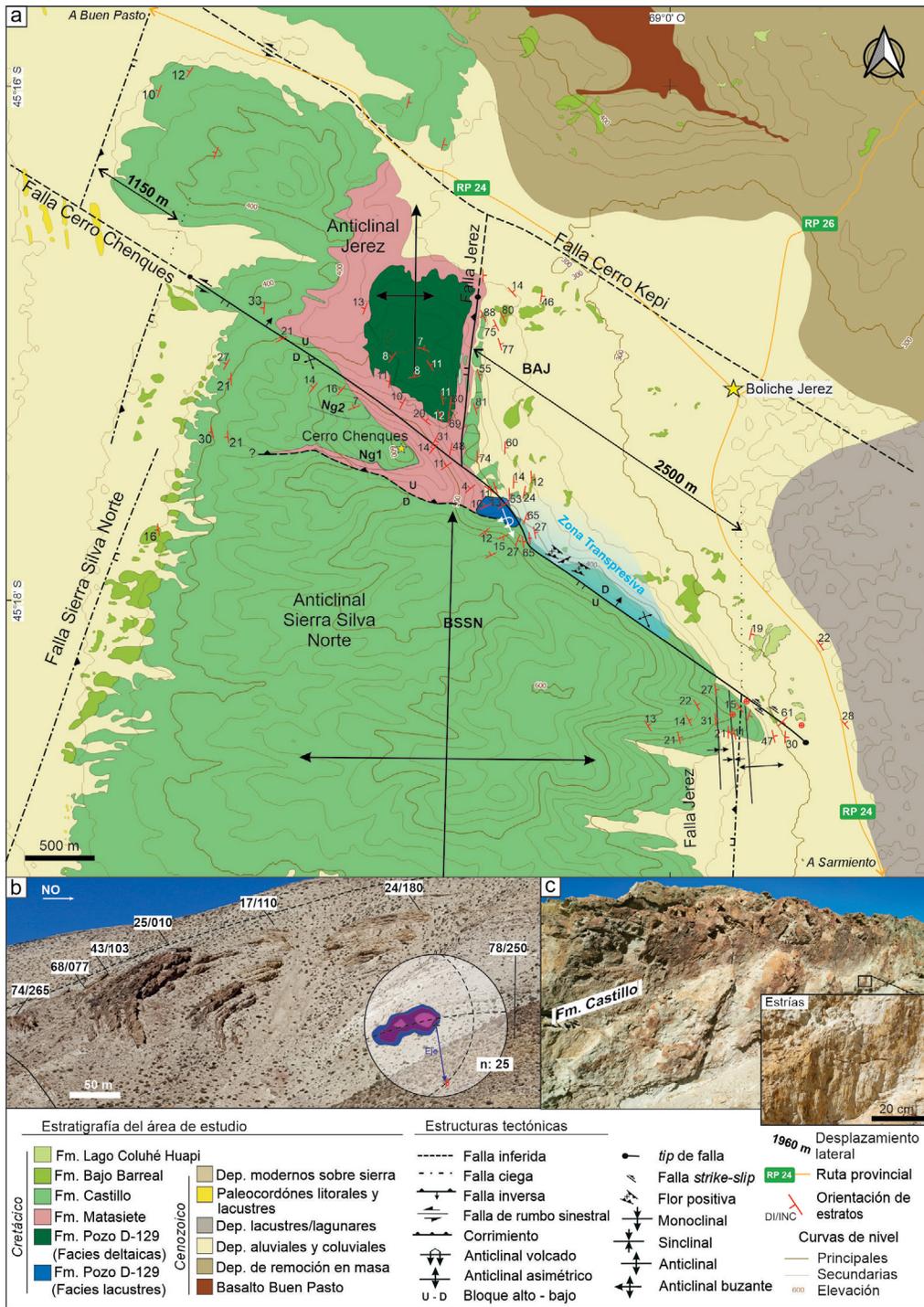
N112° y el oriental 80°/N225°. La geometría de este pliegue lo clasifica como cajón, suave, simétrico y concéntrico, con charnela doble (Fossen 2010, Ghassemi et al. 2010). Su relación de aspecto aparente lo define como amplio y de tipo “1A” (Hudleston 1973, Twiss y Moores 2007).

La falla Cerro Chenques tiene una traza recta que se puede dividir en tres segmentos en base a sutiles cambios en su rumbo (Fig. 6). Los segmentos del extremo noroeste y sureste tienen un rumbo de N300°, mientras que el segmento central posee un rumbo de N345°. Este último sector coincide con el núcleo del anticlinal Sierra Silva Norte, donde se desarrolla el mayor resalto topográfico que alcanza los 280 m (Fig. 3c). La cinemática sinistral de la falla define una curvatura anti-di-

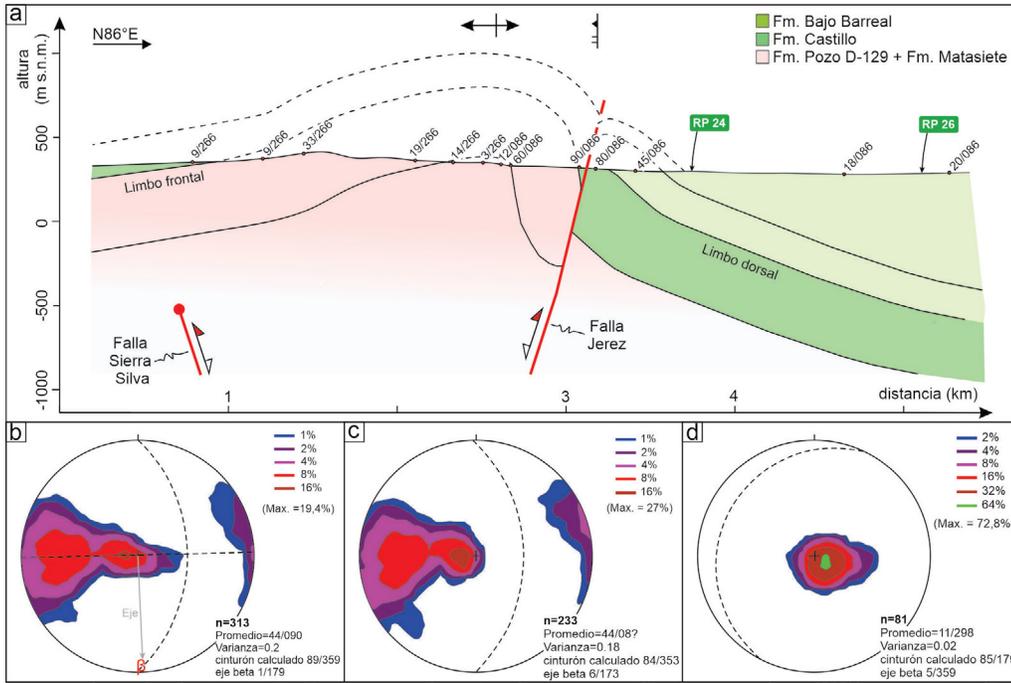
lantante que se correlaciona con estructuras de mesoesca-  
 la con rechazos métricos entre las que se destacan: i) flores  
 positivas con rumbos de los planos principales subverticales  
 entre N290° y N320°, y ii) fallas inversas menores que definen  
 pop-ups (Fig. 6a). La extensión de la falla Cerro Chenques  
 excede la morfoestructura de la sierra Silva, ya que su traza  
 se correlaciona en subsuelo con una discontinuidad sísmica  
 de alto ángulo de inclinación hacia el NE (Allard et al. 2020).

La separación horizontal asociada al desplazamiento total

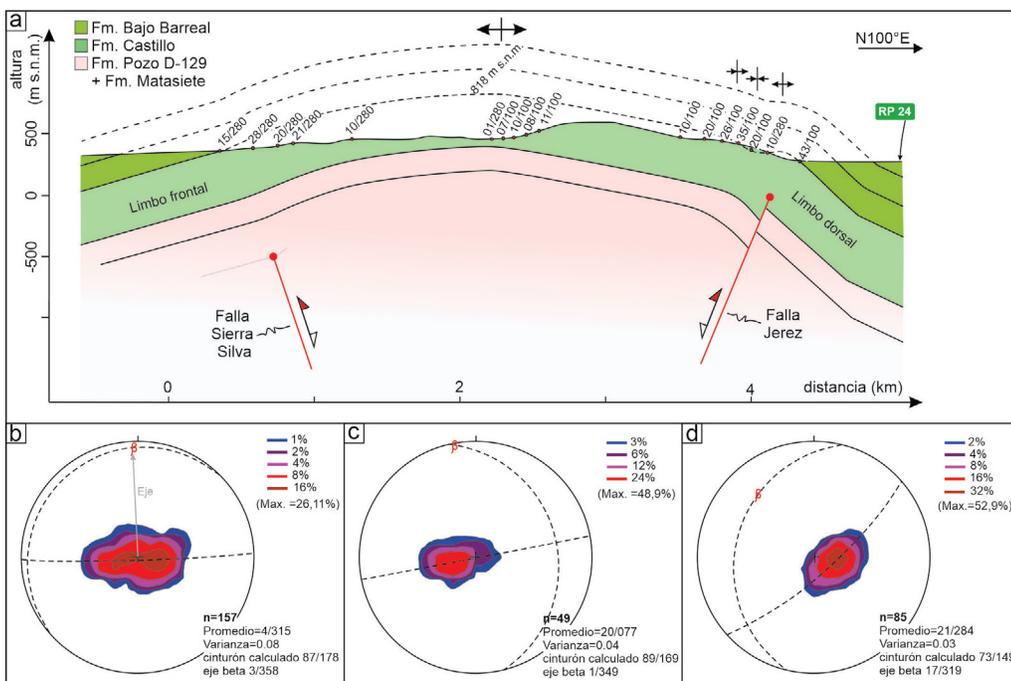
de la falla Cerro Chenques se evaluó a partir de dos elemen-  
 tos independientes: i) se utilizaron las trazas de las fallas Sie-  
 rra Silva en el flanco occidental y Jerez en el flanco oriental  
 para determinar un rechazo horizontal de 1150 m y de 2500  
 m respectivamente (Fig. 6), implicando una diferencia de re-  
 chazos entre sectores de 1350 m, ii) se utilizó la reconstruc-  
 ción de los ejes de los pliegues Sierra Silva Norte y Jerez en  
 el contacto litoestratigráfico entre las formaciones Matasiete  
 y Castillo, dónde la comparación entre los ejes de los plie-



**Figura 6.** a) Mapa geológico de los anticlinales Sierra Silva Norte y Jerez. b) Pliegue de mesoescala vergente al ENE en el núcleo de la morfoestructura, sobre la escarpa de la falla del cerro Chenques. c) Diagrama estereográfico indicando áreas de densidad de los polos de los estratos en el pliegue de mesoescala. d) Acantilados de la Formación Castillo en el flanco oriental del anticlinal Jerez y detalle de los planos pulidos con estrías de la falla Jerez. BSSN: Bloque estructural Sierra Silva Norte; BAJ: Bloque estructural Jerez. NG n: Nivel guía.



**Figura 7. a)** Perfil geológico del anticlinal Jerez, notar la vergencia al Este. Ver ubicación en la Fig. 4. Limbos frontal y dorsal en base a la polaridad de la falla Sierra Silva. **b-d)** Diagramas estereográficos indicando áreas de densidad de polos que representan la orientación de los estratos en b) el pliegue completo, c) el flanco oriental y d) el flanco occidental.



**Figura 8. a)** Perfil geológico del anticlinal Sierra Silva Norte. Ver ubicación en la Fig. 4. Limbos frontal y dorsal en base a la polaridad de la falla Sierra Silva. **b-d)** Diagramas estereográficos indicando áreas de densidad de polos que representan la orientación de los estratos en b) el pliegue completo, c) el flanco oriental y d) el flanco occidental.

gues indica una separación vertical de 27 m y horizontal de 277 m (sinistral).

Las mesoestructuras dúctiles mapeables incluyen abundantes pliegues en la zona de la falla Cerro Chenques y sus alrededores. El pliegue de mayor jerarquía en este sector se encuentra al sureste del núcleo de la sierra Silva, afectando los estratos de las formaciones Pozo D-129, Matasiete y la base de la Formación Castillo. Corresponde a un anticlinal armónico, con su eje orientado 11°/N169° (n: 25) y presenta un ángulo interlimbo agudo, con ambos flancos inclinados

hacia el oeste (Fig. 6b). Estas características permiten clasificarlo como un pliegue apretado y volcado, vergente hacia el ENE. Esta estructura se interpreta como un pliegue de arrastre, originado a partir del desplazamiento de la falla Cerro Chenques, el cual combina una componente de inclinación normal con un desplazamiento lateral sinistral (Figs. 6a y 6b).

El plegamiento de menor orden más destacado está relacionado a la distorsión del flanco oriental del anticlinal Sierra Silva Norte por un tren de pliegues de rumbo meridional, que de oeste a este conforman un monoclinado inclinado con su

flanco abrupto orientado  $35^\circ/\text{N}090^\circ$ , seguido por un sinclinal y un anticlinal de formas suaves (Fig. 6).

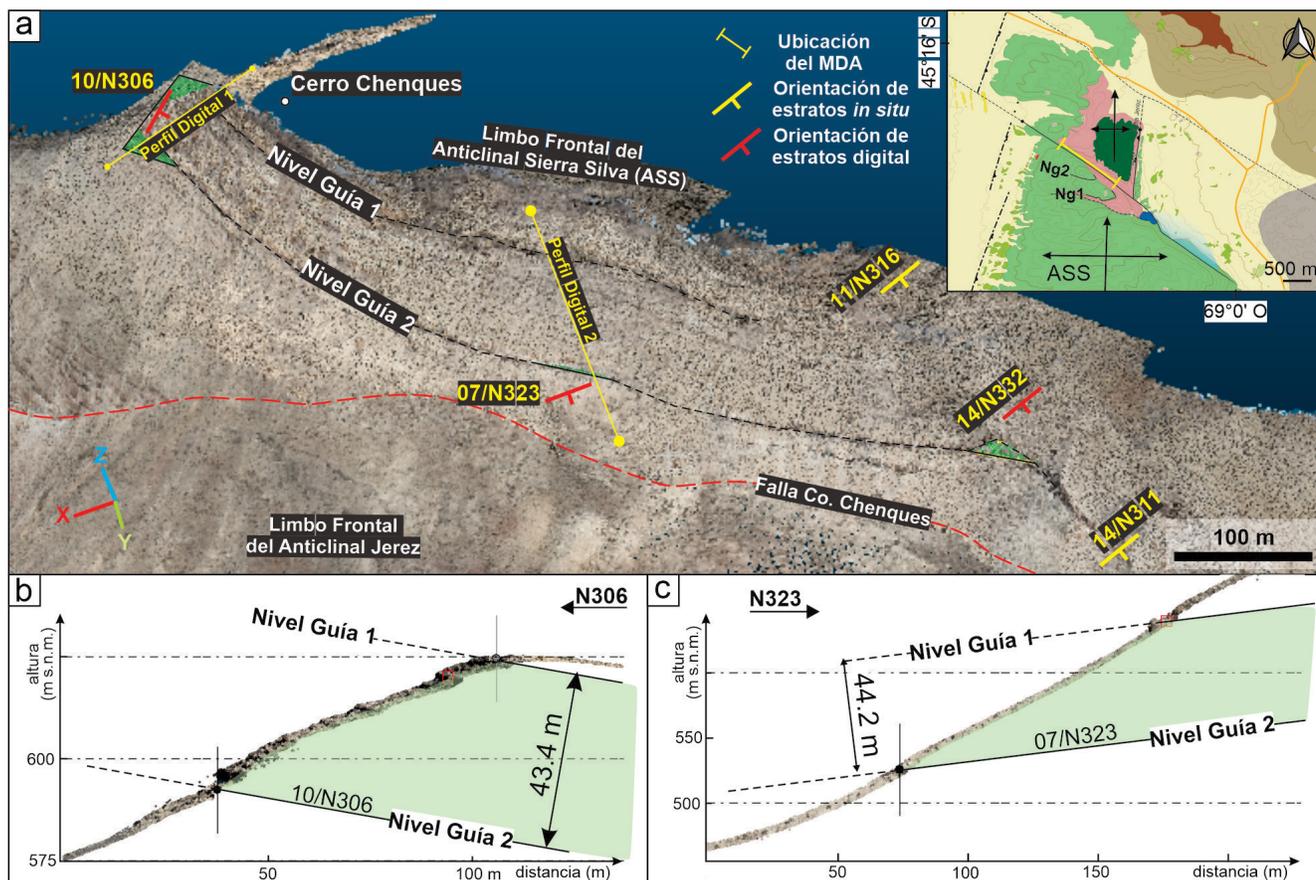
El núcleo del anticlinal en el cerro Chenques incluye una falla inversa de rumbo ENE-OSO vergente al sur, cuya geometría en profundidad puede resolverse como una flor positiva, o bien como una falla de atajo. Esta falla produce en superficie un resalto topográfico de 190 m de altura en la posición del cerro Chenques (Figs. 3a y 6a).

Uno de los rasgos destacados de la sierra Silva Norte es la exhumación de la arquitectura estratigráfica interna del pliegue en la escarpa de la falla Cerro Chenques. En particular, los niveles guía 1 y 2 de la Formación Castillo incluidos en el bloque estructural Sierra Silva Norte, definen intervalos de referencia entre el limbo dorsal y frontal del pliegue de primer orden (NG 1 y NG 2 en Figs. 6 y 9). El modelo digital de afloramiento realizado en el limbo frontal del pliegue Sierra Silva permitió evaluar la geometría interna de la secuencia estratigráfica delimitada por los niveles guía 1 y 2 (Fig. 9). Los perfiles geológicos digitales de alta resolución están separados entre sí por una distancia horizontal de 400 m, con un espesor real de 43,4 m en la posición del cerro Chenques y 44,2

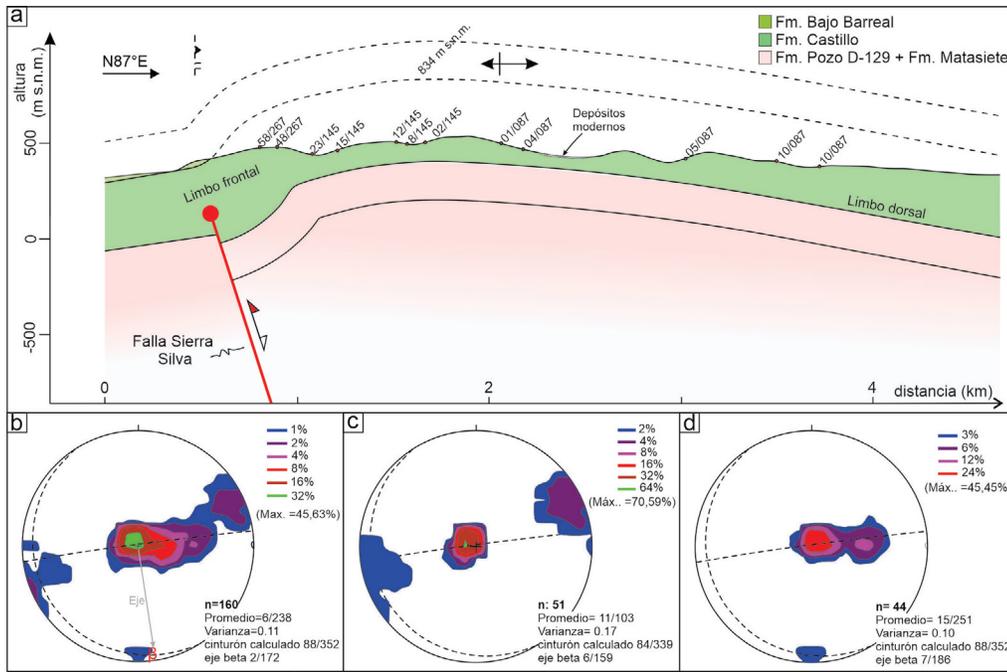
m al NO del mismo (Fig. 9). Estas potencias son comparables a las medidas *in situ* por Paredes et al. (2015). La asimetría de espesores digitales de 1,8% con un patrón subparalelo de los niveles internos, indica una geometría tabular sin discordancias internas.

El perfil geológico del bloque cerro Challao, ubicado en entre las fallas E y F, exhibe un pliegue de primer orden de rumbo  $\text{N}172^\circ$ , buzamiento de  $3^\circ$  hacia el sur, un ancho máximo en superficie de 4,8 km (que se reduce hacia el sur) y una extensión lateral de 5 km (Figs. 4 y 10). El flanco occidental se orienta en promedio  $15^\circ/\text{N}251^\circ$  (n: 44) con un valor máximo de  $62^\circ/\text{N}246^\circ$ , mientras que el flanco oriental inclina en promedio  $11^\circ/\text{N}103^\circ$  (n: 51) con máximos de  $39^\circ/\text{N}085^\circ$  (Fig. 10). El plano axial del pliegue se orienta  $85^\circ/\text{N}088^\circ$  y el ángulo interlimbo calculado a partir de los valores de inclinación máximos es de  $123^\circ$  (Fig. 10). La geometría de este pliegue permite clasificarlo como suave y fuertemente asimétrico (Fleuty 1964, Ramsay 1967) con vergencia oeste.

Un rasgo destacado de la cartografía estructural se vincula a la macroarquitectura de la Formación Bajo Barreal en el sector sur de la sierra Silva Norte. Por un lado, el flanco



**Figura 9.** a) Modelo digital de afloramiento (MDA) de estratos volcánoclasticos de la Formación Castillo del limbo frontal del anticlinal Sierra Silva, en la posición de la escarpa de la falla Cerro Chenques. Se indica la orientación de los estratos, los niveles guía 1 y 2 y la posición de los perfiles estructurales. b-c) Perfil estructural digital 1 y 2 respectivamente indicando el espesor estratigráfico real entre los niveles guía 1 y 2. Ng: Nivel guía. MDA: Modelo digital de afloramiento.



**Figura 10.** a) Perfil geológico del sector medio de la sierra Silva. Ver ubicación en la Fig. 5. Limbos frontal y dorsal en base a la polaridad de la falla Sierra Silva. b-d) Diagramas estereográficos indicando áreas de densidad de polos que representan la orientación de los estratos en b) el pliegue completo, c) el flanco oriental y d) el flanco occidental.

occidental se caracteriza por un patrón acuñado con niveles guía divergentes hacia el norte, hasta ser interrumpidos de forma abrupta por la falla A (Fig. 4b). La cuña tiene un ancho de 3 km en sentido meridional y alcanza un espesor horizontal máximo de 700 m en su sector norte. Esta sucesión estratigráfica acuñada presenta espesores estratigráficos que varían de 140 m a 169 m en una distancia de 760 m, implicando un engrosamiento estratigráfico del 21% hacia la falla A (Fig. 4b). Por otro lado, el flanco oriental muestra un patrón cartográfico lenticular limitado al norte y al sur por las fallas A y D respectivamente (Fig. 4c). Este intervalo estratigráfico correspondiente a la Formación Bajo Barreal se caracteriza por una secuencia basal inclinada al este, seguida por estratos con rumbos divergentes hacia la parte media, alcanzando espesores cartográficos máximos en este sector (Fig. 4c).

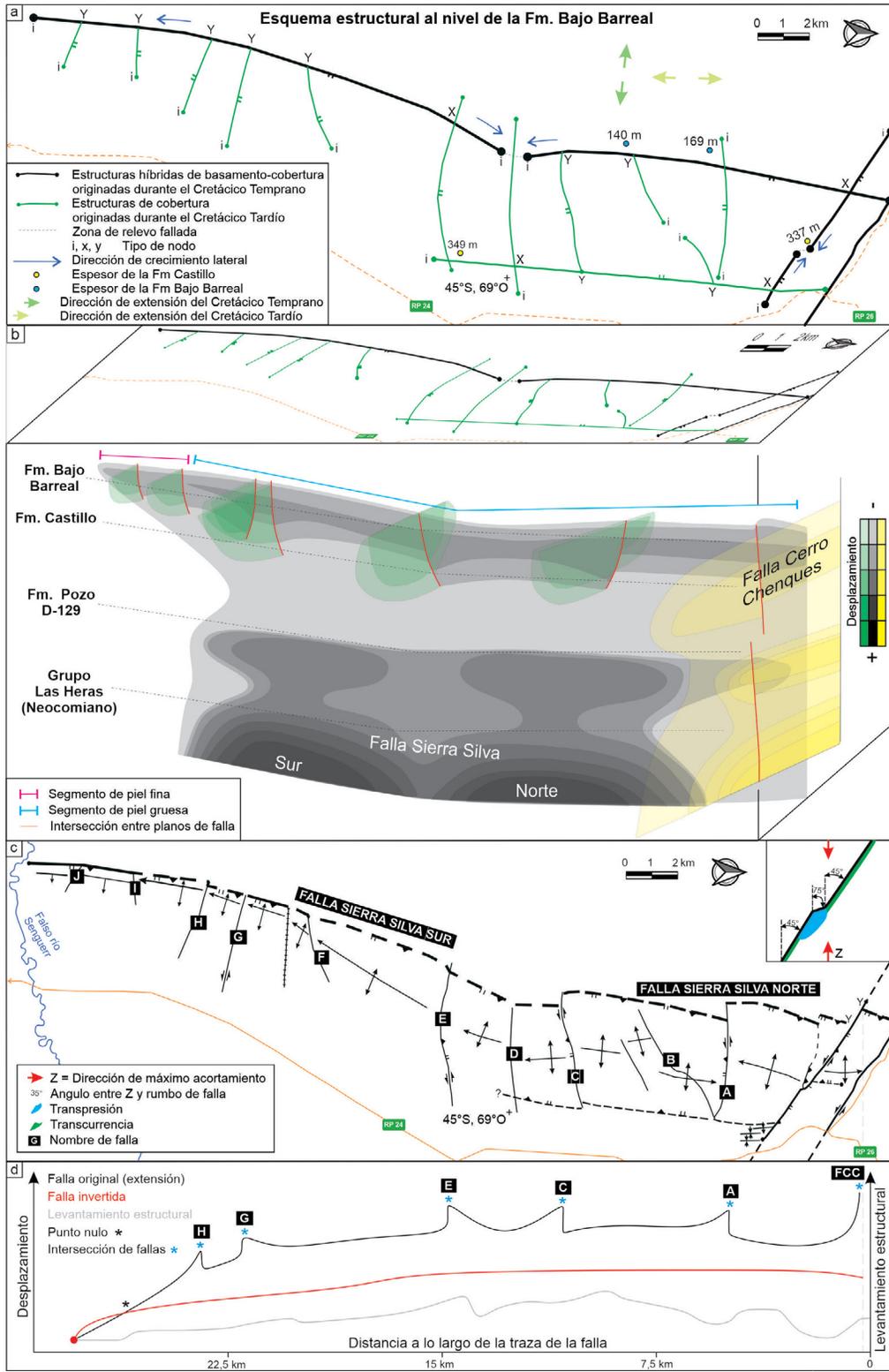
## DISCUSION

### Fases de deformación

La tectónica sinsedimentaria controla el registro estratigráfico mediante su influencia en el aporte de sedimentos y la generación de espacio de acomodación (Williams 1993, Leeder 1999). Aunque estos conceptos son ampliamente utilizados en el análisis de cuencas, su aplicación en la faja plegada de San Bernardo no ha resuelto aún la edad inicial de la inversión tectónica positiva. En este sentido, la sierra Silva es una estructura paradigmática para la Cuenca del Golfo San Jorge, cuyo rol protagónico para ajustar la fase contraccional cretácica es revalorizada a partir del modelo geométrico de

alta resolución realizado en esta contribución. Los resultados obtenidos reevalúan la arquitectura estratigráfica de la Formación Castillo en el limbo frontal del pliegue de inversión, definiendo de manera robusta geometrías tabulares y relaciones estratigráficas concordantes (Fig. 9). Esta arquitectura tectonoestratigráfica refuta las interpretaciones previas de acuñamientos y discordancias progresivas en el limbo frontal del pliegue de inversión propuestas por Gianni et al. (2015a,b, 2018). Asimismo, se define para la falla Sierra Silva un período de relativa quietud tectónica durante la depositación de la Formación Castillo. Por otro lado, la Formación Bajo Barreal muestra geometrías lenticulares y una cuña en los flancos de la sierra Silva (Fig. 4), lo cual sugiere reactivación extensional ciega de la falla Sierra Silva y actividad sincrónica extensional aflorada de la Falla A. Esta arquitectura tectonoestratigráfica representa un análogo tridimensional de fallas extensionales heredadas posteriormente exhumadas por el plegamiento.

El análisis integrado afloramiento-subsuelo en la sierra Silva permite identificar dos fases extensionales cretácicas. La primera, durante el Cretácico Inferior, coincidió con la depositación del Grupo Las Heras y la Formación Pozo-D-129 y el desarrollo de las fallas principales Sierra Silva y Cerro Chenques (Fig. 11a). La evidencia de esta fase consiste en una arquitectura de subsuelo caracterizada por cuñas extensionales asociadas a fallas principales que afectan al basamento (Allard et al. 2018, 2020). La segunda fase, en el Cretácico Tardío, ocurrió durante la depositación de la Formación Bajo Barreal. En esta fase, la falla Sierra Silva se reactivó de forma no-coaxial con cinemática dextral-normal, mientras que la falla Cerro Chenques lo hizo de manera coaxial y cinemá-



**Figura 11.** a) Mapa de estructuras tectónicas referidas al tope de la Formación Bajo Barreal en la sierra Silva. Notar que las trazas negras corresponden a estructuras híbridas, es decir, aquellas que involucran tanto el basamento como la cobertura sedimentaria, y originadas durante el Cretácico Temprano. Las trazas verdes corresponden a estructuras de cobertura, formadas durante el Cretácico Tardío. b) Modelo conceptual de la distribución del desplazamiento normal en las fallas del área de estudio durante el estadio extensional del Cretácico Tardío. No se incluye a las fallas Jerez, Kepi y las intra-Grupo Chubut de segundo orden para simplificar el esquema. La clasificación de colores responde a diferentes sistemas. c) Cartografía estructural del presente al nivel de la superficie topográfica actual. El recuadro superior derecho muestra la relación entre la orientación de la falla Cerro Chenques con el acortamiento andino E-O (Ramos 2015, Müller et al. 2016). d) Gráfico del desplazamiento normal e inverso de la falla Cerro Chenques a lo largo del rumbo.

tica normal. Además, se habrían originado de forma coaxial las estructuras de segundo orden E-O en la cobertura sedimentaria (Fig. 11a) (ver sección 5.2). Esta evolución tectonoestratigráfica sustenta que las formaciones Castillo y Bajo Barreal son sucesiones pre-inversión de la falla Sierra Silva, restringiendo el inicio del levantamiento tectónico a edades

posteriores al Coniaciano, según edades U/Pb disponibles (Allard et al. 2022).

### Fábrica extensional exhumada y geomorfología tectónica

La sierra Silva exhibe un marcado contraste de compe-

tencia entre la Formación Castillo, altamente resistente a la erosión, y la Formación Bajo Barreal, con abundantes niveles pelíticos friables. Esta arquitectura estratigráfica fue expuesta por una inversión tectónica desarrollada en múltiples pulsos, con un destacado evento contraccional Mioceno (Homovic et al. 1995, Peroni et al. 1995, Bilmes et al. 2013). La combinación de este marco estratigráfico y los procesos tectónicos favoreció un acople parcial entre el contacto Castillo–Bajo Barreal y la envolvente topográfica de la morfoestructura (Burbank y Pinter 1999, Burbank y Anderson 2013), la cual puede ser parcialmente utilizada como nivel de referencia estructural.

La topografía de la sierra distingue dos dominios bien diferenciados: el anticlinal Sierra Silva Norte, con las mayores alturas y sin una tendencia de alturas clara, y el anticlinal Sierra Silva Sur, que muestra una disminución general de elevación hacia el sur (Fig. 3). Esta asimetría sustenta un mayor relieve estructural en el sector norte, lo que en este contexto implica una mayor acumulación de rechazo inverso ciego (Figs. 7, 8, 10 y 11). Esta geomorfología tectónica se interpreta como el crecimiento lateral del pliegue de inversión hacia el sur (Fig. 11) (Keller et al. 1999, Burbank y Anderson 2013, Allard et al. 2020).

Entre los rasgos anatómicos más destacados de la sierra Silva están los cambios en el ancho aflorado del pliegue entre las fallas oblicuas que segmentan el eje de la sierra, definiendo geometrías triangulares en planta (Figs. 3 y 5). Estos patrones cartográficos se interpretan como consecuencia del buzamiento hacia el sur de los bloques estructurales, rotados durante la segunda fase extensional sobre ejes E-O (Fig. 11a). Estas fallas de segundo orden, con trazas <7 km permiten estimar rechazos máximos de hasta ~70 m (Kim y Sanderson 2005, Lathrop et al. 2022), lo cual indica estructuras de cobertura intra-Grupo Chubut sin conexión con el basamento. Los movimientos relativos entre bloques se habrían preservado durante los pulsos de exhumación, con leve recizallado oblicuo.

### Influencia de la extensión multifase en la inversión 3D

El análisis de la evolución espacio-temporal de fallas complejas multiepisódicas requiere reconstrucciones cartográficas que permitan evaluar la interacción de segmentos, donde su longitud es proporcional al tamaño de la estructura (Morley 1999, Jackson et al. 2002, Peacock 2002). Numerosos estudios utilizan los patrones de las trazas de falla para interpretar su evolución bajo un mismo régimen de esfuerzos (Cowie et al. 2000, Davis et al. 2005, Wu et al. 2020). En contextos de inversión tectónica, las geometrías son más complejas ya que

la relación entre el desplazamiento extensional y el contraccional define la posición del punto nulo y condiciona si la traza mantiene su longitud original, la disminuye o la incrementa (Reilly et al. 2017, Rodríguez-Salgado et al. 2020, Antonov et al. 2024). En particular, en la faja plegada de San Bernardo, la escasa rotación vertical de bloques permite reconstruir de forma simplificada la arquitectura extensional pre-inversión (Somoza y Zaffarana 2008, Allard et al. 2020).

La falla Sierra Silva presenta dos segmentos (Sierra Silva Norte y Sur) que exhiben curvaturas convexas hacia el oeste (Figs. 4 y 5). Esta geometría sugiere la unión de dos segmentos individuales que crecieron lateralmente hasta conectarse por una zona de transferencia *hard-link* (Fig. 11a). Durante la segunda fase extensional, la interacción entre la falla Sierra Silva y las estructuras oblicuas se habría desarrollado mediante conexiones de tipo *dip-link* y/o *dip overlap* (según Mansfield y Cartwright 2000), dando lugar a un plano complejo con múltiples máximos de desplazamiento (Figs. 11b y 11d). De manera contrastante, la falla Cerro Chenques presenta una curvatura sutil en el núcleo de la sierra Silva (Figs. 6 y 11) (Bueti 2019, Allard et al. 2020). Este patrón se interpreta como la unión dos segmentos de fallas sintéticos, paralelos y con desfase transversal de ~300 m, conectados mediante *soft-link* o *hard-link* durante la extensión (Morley et al. 1990) (Fig. 11b). El rumbo general de la falla Cerro Chenques implica inversión oblicua con componente sinistral y de inclinación inversa ante una dirección de acortamiento general O-E. En este marco, la curvatura del plano de falla descrita modifica la relación angular con la dirección de contracción E-O, de ~45° a ~75° (Fig. 11c); lo que implica un cambio local de régimen de transcurrencia a transpresión, manifestándose a través de flores positivas mesoscópicas y una falla inversa en atajo oblicua a la traza principal (Figs. 6 y 11b).

Las trazas de las fallas Sierra Silva y Cerro Chenques exponen una arquitectura extensional tridimensional pre-inversión. Esta arquitectura es el resultado de la actividad de fallas híbridas que involucran tanto al basamento como a la cobertura, con orientaciones NNE y NO (Figs. 11a). Posteriormente, sobre esta fábrica se superimpuso una fábrica extensional E-O de cobertura, verticalmente desacoplada del basamento (Fig. 11). La interacción entre las fallas principales define dos nodos Y; esta configuración se interpreta como un nodo X pre-inversión desplazado sinistralmente por la falla Cerro Chenques (Figs. 11a y 11c). La interacción entre las fallas de segundo orden y la falla Sierra Silva forma nodos Y y X (Sanderson y Nixon 2015), favoreciendo una distribución asimétrica del desplazamiento normal, mayor hacia los nodos de los bloques bajos. La herencia de los desplazamientos de la segunda fase de extensión facilitó un menor grado de in-

versión en los bloques de piso de las estructuras menores, en comparación con los bloques de techo (Figs. 11b y 11c) (Peacock et al. 2017). En síntesis, la historia evolutiva de la sierra Silva está marcada por un sistema extensional multifase no coaxial, el cual generó una arquitectura de fallas compleja con estructuras de diferentes órdenes. Esta configuración estructural fue heredada y reutilizada durante la inversión tectónica positiva, condicionando la forma en que se distribuyó el acortamiento. En especial la inversión oblicua favoreció la partición de la deformación que concentró los movimientos inversos principalmente en la falla principal, mientras que las estructuras de segundo orden tuvieron un rol secundario.

### Analogía con estructuras de subsuelo

El carácter análogo de la sierra Silva para la caracterización estructuras de subsuelo aborda aspectos geométricos y cinemáticos (Allard et al. 2018, Buetti 2019). Por ejemplo, tanto en el sector occidental del yacimiento Cerro Dragón, como el bloque Los Perales, se reconocen pliegues sub-meridionales apretados, buzantes o doblemente buzantes, limitados por fallas invertidas principales con vergencias opuestas (Cohen et al. 2021, Rojas Vera et al. 2024). En este contexto, los pliegues con cambios de rumbo axial o geometría tipo cajón se asocian a la conexión de inclinación de segmentos invertidos (Allard et al. 2025). Respecto de las dimensiones, los anticlinales del sector occidental del yacimiento Cerro Dragón son un poco más pequeños que en la sierra Silva, con un ancho de ~2,6 km y una geometría más suavizada (Cohen et al. 2021). Por su parte, el anticlinal Los Perales presenta mayor similitud en la escala, pero los rumbos son diferentes, con una rotación de 45° en sentido horario respecto de la sierra Silva. Un rasgo importante a destacar es que todas estas estructuras análogas presentan una falla antitética con orientación subparalela a la falla principal (Cohen et al. 2021, Rojas Vera et al. 2024), definiendo estructuras tipo pop-up en las zonas de solape. Por otro lado, la cartografía de alta resolución en sierra Silva revela una fábrica de basamento-cobertura 3D (fallas NNE y NO) y una fábrica de cobertura E-O (Figs. 4, 5 y 11). Estructuras análogas se reconocen a partir de información sísmica en el anticlinal Los Perales, donde fallas invertidas N-S y NNE (con desplazamientos de ~800 m en niveles de la Formación Pozo D-129) son sobreimpresas por fallas normales E-O y ENE, con desplazamientos decamétricos y control sinsedimentario en el Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal (Rojas Vera et al. 2024).

La segmentación en bloques estructurales buzantes de sierra Silva, que heredan resaltos extensionales, es comparable con geometrías sísmicas del yacimiento Cerro Dragón (Cohen et al. 2021), donde reflectores del tope de las forma-

ciones Castillo y Bajo Barreal Inferior se ven afectados por fallas normales rotacionales ONO-ESE que inclinan al norte. Este arreglo genera bloques buzantes hacia el sur, los cuales de exhumarse a nivel del tope Castillo, reproducirían geometrías triangulares similares a las de sierra Silva.

En el yacimiento Cerro Dragón, un sistema de fallas invertidas de rumbo N-S sin una vergencia dominante se vincula por medio de fallas y pliegues oblicuos de menor jerarquía, sobre los que se superponen fallas normales de alto ángulo agrupadas en tres grupos (Paredes et al. 2013, Cohen et al. 2021): i) fallas normales ENE-OSO o NE-SO, involucrando al basamento y responsables de la generación de los hemigrábenes neocomianos; ii) fallas ENE-OSO a E-O desarrolladas en la cobertura sedimentaria y sinsedimentarias a la base de la Formación Castillo; iii) fallas normales E-O a ESE-ONO, asociadas a extensión durante el Cretácico Tardío o Cenozoico. Fuera del ámbito afectado por la inversión tectónica, el Flanco Norte presenta una fábrica extensional análoga, la cual se caracteriza por sistemas de fallas normales como el de Manantiales Behr de rumbos E-O a ENE-OSO, los cuales afectan al basamento o se desarrollan en la cobertura sedimentaria confinados dentro del Grupo Chubut (Giampaoli 2019). Al mismo tiempo, estas fallas también se vinculan a estructuras de cobertura que crecieron mediante una conexión lateral temprana de segmentos de falla aislados, seguida de un desarrollo progresivo del desplazamiento (Giampaoli 2019).

La integración del análisis geométrico-cinemático de la sierra Silva con la arquitectura estructural de subsuelo en distintos sectores de la cuenca revela similitudes geométricas en las fallas de la cobertura, validando una fase de extensional regional durante el Cretácico Tardío. Desde una perspectiva aplicada, la anatomía del pliegue Sierra Silva sugiere estructuras de inversión híbridas con pliegues compartimentalizados por fallas de menor orden, con acuñamientos sinextensionales en unidades reservorios. Asimismo, se destaca el rol de los nodos de intersección tanto en el grado de inversión como en el *strain* localizado, lo cual podría influir en la migración y entrapamiento del hidrocarburo.

## CONCLUSIONES

La arquitectura estructural de alta resolución definida en esta contribución permite ajustar el análisis geométrico-cinemático de la sierra Silva y la evolución tectónica asociada. En particular se enumeran las siguientes conclusiones:

- La anatomía compleja de la sierra Silva es el resultado de la superposición de múltiples eventos de deformación,

condicionados por una fábrica tridimensional heredada de la extensión cretácica multifase.

- Se reconoció una fase extensional del Cretácico Tardío con dirección general de estiramiento N-S que dio origen a las fallas de segundo orden desarrolladas en la cobertura sedimentaria, con rumbos oblicuos al eje de la sierra. Este sistema de fallas es sinsedimentario con la Formación Bajo Barreal. Durante esta fase de extensión, la reactivación de la falla Sierra Silva es ciega y no coaxial, mientras que para la falla Cerro Chenques es coaxial.

- La inversión tectónica positiva define un acortamiento general O-E que se distribuye mediante partición de la deformación, afectando de manera selectiva las estructuras de distintos órdenes. En particular, las estructuras de segundo orden tuvieron un rol secundario en el acortamiento.

- La falla Cerro Chenques presenta inversión oblicua, incluyendo movimientos de inclinación inverso y de desplazamiento lateral sinistral. En este contexto, la escala del análisis condiciona el análisis cinemático, ya que la deformación de gran escala expone transcurrencia/transpresión suave ante el acortamiento E-O, mientras que la deformación localizada en el núcleo de la sierra cambia a transpresión/compresión debido a una curvatura antidilatante.

- La arquitectura tectonoestratigráfica de las formaciones Castillo y Bajo Barreal restringe el inicio de la inversión tectónica positiva en el borde oriental de la faja plegada de San Bernardo a edades posteriores al Coniaciano. Esta calibración permite definir a las formaciones Lago Coihué Huapi y Laguna Palacios como el registro sin-inversión cretácico en la Cuenca del Golfo San Jorge.

- La sierra Silva es un análogo estructural fundamental para ajustar la arquitectura y evolución cinemática de estructuras de subsuelo que constituyen trampas de hidrocarburos en la faja plegada de San Bernardo.

## AGRADECIMIENTOS

A los revisores José Mescua, Fernando Hongn y anónimo quienes con sus valiosos comentarios contribuyeron a mejorar el manuscrito original. Este trabajo fue posible gracias a la beca doctoral otorgada a S.B. por el CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas) y el II-DEPyS-GSJ (Instituto Multidisciplinario para la Investigación y el Desarrollo Productivo y Social de la Cuenca del Golfo San Jorge). Agradecemos al PI CIUNPAT 1323 (UNPSJB) por su financiamiento parcial, así como al Departamento de Geología de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco por el valioso apoyo logístico en las actividades de campo.

Extendemos un especial reconocimiento a la familia Jerez por facilitar el acceso al área de estudio.

## REFERENCIAS

- Antonov, I., Scarselli, N., Costantino, D., Adam, J., Lenge, D. y Gutierrez, R. 2024. Kinematic evolution of the Huincul High, Neuquén basin (Argentina)-Sequential restoration and analysis of inversion structures. *Journal of Structural Geology*, 187: 105223.
- Allard, J.O. y Casal, G. 2013. Arquitectura aluvial de los afloramientos del Grupo Chubut en el sector sureste del Codo del Senguerr: implicancias tectono-estratigráficas. Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Resúmenes: 15-16, Comodoro Rivadavia.
- Allard, J.O., Foix, N., Bueti, S.A., Ferreira Pittau, M.L. y Atencio, M. 2018. Analogías entre la sierra Silva y el Anticlinal Perales: impacto en el análisis estructural de la Faja Plegada de San Bernardo. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas SG: 531-552, Mendoza. A
- Allard, J.O., Foix, N., Bueti, S.A., Sánchez, F.M., Ferreira, L. y Atencio, M. 2020. Comparative structural analysis of inverted structures in the San Bernardo fold belt (Golfo San Jorge basin, Argentina): Inversion controls and tecto-sedimentary context of the Chubut Group. *Journal of South American Earth Sciences* 97: 102405.
- Allard, J.O., Foix, N., Paredes, J.M., Bueti, S.A. y Sánchez, F.M. 2021. Estructura y tectónica de las cuencas de Cañadón Asfalto y Golfo San Jorge. En: Giacosa, R.E. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 1238-1292, Puerto Madryn.
- Allard, J.O., Foix, N., Urrez, N. y Cuello, M.J. 2022. Edades U-Pb del Grupo Chubut en el codo del río Senguerr, Cuenca del Golfo San Jorge (Patagonia extraandina): calibración cronoestratigráfica e impacto en el análisis del sistema petrolero. 11° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Estratigrafía y Análisis de Cuencas, Actas: 215-243, Mendoza.
- Allard J.O., Foix, N., Paredes J.M., Giacosa R.E., Bueti S.A., Oporto Romero F. E. y Rodríguez R.A. 2025. Structural framework and evolution of the Golfo San Jorge basin: A synthesis. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. En prensa.
- Aller, J., Bastida, F., Toimil, N.C. y Bobillo-Ares, N.C. 2004. The use of conic sections for the geometrical analysis of folded surface profiles. *Tectonophysics* 379: 239-254.
- Allmendinger, R.W., 2023. Stereonet 11. <https://www.rickallmendinger.net/stereonet>
- Bally, A.W. 1983. Seismic expression of structural styles. *Studies in Geology, American Association of Petroleum Geologists* 15(3).
- Bally, A.W. 1984. Tectogenese et sismique reflexion. *Bulletin Societe Geologique de France* 7(2): 279-285.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevestic, V.A., Stach, N.H. y Zucchi, H.E. 1984. Geología de la región comprendida entre los Lagos Musters-Colhué

- Huapi y la Sierra Cuadrada, Departamentos Sarmiento y Paso de Indios, Provincia del Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 263-282, San Carlos de Bariloche.
- Bell, A.M. 1981. Vergence: an evaluation. *Journal of Structural Geology*, 3(3): 197–202.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J.R., Veiga, G.D., Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.
- Bueti, S.A. 2019. Análisis Estructural de la Sierra Silva, Faja Plegada de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge: Integración de información de subsuelo, sensores remotos y afloramiento. Tesis final de Grado, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inédita), 128 p., Comodoro Rivadavia.
- Bueti, S.A., Allard, J.O. y Foix, N. 2017. Arquitectura estructural de la Sierra Silva, Faja Plegada de San Bernardo (Cuenca del Golfo San Jorge): implicancias para el timing del broken foreland Andino-Patagónico. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas Simposio 12: 48-53, San Miguel de Tucumán.
- Bueti, S.A., Allard, J.O., Sánchez, F.M. y Foix, N. 2022a. Fotogrametría digital de la Formación Laguna Palacios en la Faja Plegada de San Bernardo (Cuenca del Golfo San Jorge): implicancias tectono-estratigráficas. 21° Congreso Geológico Argentino, actas digitales STII: 101-102, Puerto Madryn.
- Bueti, S.A., Allard, J.O., Sánchez, F.M. y Foix, N. 2022b. Cuñas exhumadas de la Formación Bajo Barreal en el anticlinal Sierra Silva (Cuenca del Golfo San Jorge): implicancias tectono-estratigráficas. 21° Congreso Geológico Argentino, actas digitales STII: 101–102, Puerto Madryn.
- Burbank, D. W., y Anderson, R. S. 2013. *Tectonic geomorphology* (2nd ed.). Chichester, U.K.: Wiley-Blackwell.
- Burbank, D. W. y Pinter, N. 1999. Landscape evolution: the interactions of tectonics and surface processes. *Basin Research* 11: 1-6.
- Carrivick, J.L., Smith, M.W. y Quincey, D.J. 2016. Structure from Motion in the Geosciences. John Wiley & Sons. p. 123
- Casal, G.A., Allard, J.O. y Foix, N. 2015. Análisis estratigráfico y paleontológico del Cretácico superior en la cuenca del Golfo San Jorge: nueva unidad litoestratigráfica para el Grupo Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 81-99.
- Cayo, E.L., Crovetto, C.B., Plazibat, S.G., Stein, J.E., Díaz, M.T. y Paredes, J.M. 2011. Control tectónico sobre la sedimentación de la Formación Mina del Carmen (Albiano) en el yacimiento Cerro Dragón, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 397-418, Mar del Plata.
- Chelotti, L. y Homocv, J. 1998. Estilos estructurales en la zona marginal de la Faja Plegada de San Bernardo y su relación con los sistemas petroleros, Sarmiento, Chubut, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 81-86, Buenos Aires.
- Clavijo, R. 1986. Estratigrafía del cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras* 9: 15-32, Buenos Aires.
- Coe, A.L. 2010. *Geological field techniques*. John Wiley & Sons. 323 p., Chichester.
- Cohen, K., Harper, D., Gibbard, P. y Car, N. 2025. The ICS international chronostratigraphic chart this decade. *Episodes Journal of International Geoscience* 48(1): 105-115.
- Cohen, M., Castillo, V., Fernández, S., Galarza, B., García Torrejón, M., Lucena, L., Millo, L., Plazibat, S., Poveda, L., Scasso, J. y Vernengo, L. 2021. Exploración y desarrollo de hidrocarburos en Cerro Dragón, cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. En: Giacosa, R.E. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 1463-1494, Puerto Madryn.
- Coward, M. 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology* 5: 113-123.
- Cowie P.A., Gupta S. y Dawers N.H. 2000. Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. *Basin Research* 12: 241-261.
- Davis, K., Burbank, D. W., Fisher, D., Wallace, S. y Nobes, D. 2005. Thrust-fault growth and segment linkage in the active Ostler fault zone, New Zealand. *Journal of Structural Geology* 27(8): 1528-1546.
- Del Ventisette, C., Montanari, D., Sani, F. y Bonini, M. 2006. Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments. *Journal of Structural Geology* 28: 2067–2083.
- Di Persia, C.A. 1953. Informe sobre el levantamiento geológico efectuado en la parte norte de la estructura del Anticlinal II de Feruglio y en el cierre sud de la estructura del Cerro Cachetamán, Sierra de San Bernardo, G.M.C.R., escala 1:10.000. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Comodoro Rivadavia.
- Dichiarante, A.M., Holdsworth, R.E., Dempsey, E., McCaffrey, K.J.W. y Utley, T.A.G. 2020. The outcrop-scale manifestations of reactivation during multiple superimposed rifting and basin inversion events: the Devonian Orcadian Basin, northern Scotland. *Journal of the Geological Society* 178(1): jgs2020-089.
- Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T. y Fabre, R. 2002. Analogue modelling of fault reactivation: tectonic inversion and oblique remobilisation of grabens. *Journal of Structural Geology* 24: 1741–1752.
- Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41–44 S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics* 677: 99-114.
- Etheridge, M.A., 1986. On the reactivation of extensional fault systems. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 317(1539): 179–194.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales 1: 1-334. Buenos Aires.

- Figari, E.G. y Courtade, S.F. 1993. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 22° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 66-77, Mendoza.
- Figari, E., Strelkov, E.E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar, H. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 197-237, Mar del Plata.
- Fitzgerald, M.G., Mitchum, R.M., Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74(6): 879-920.
- Fluty, M.J. 1964. The description of folds. *Proceedings of the Geologists' Association* 75: 461-492.
- Foix, N., Allard, J.O. y Paredes, J.M. 2021a. La cuenca liásica de Pampa de Agnia. En: Giacosa, R.E. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 267-290, Puerto Madryn.
- Foix, N., Krause, J.M., Bellosi, E. y Raigemborn, M.S. 2021b. Sedimentitas paleógenas y neógenas del margen atlántico. En: Giacosa, R.E. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 489-521, Puerto Madryn.
- Fossen, H. 2010. *Structural geology*, segunda edición. Cambridge University Press.
- Galeazzi, J.S. 1989. Análisis de facies y paleocorrientes de la Formación Matasiete en la sección Sur del Cañadón homónimo: Sierra de San Bernardo, Chubut, Argentina. Tesis Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédita), 182 p., Buenos Aires.
- Genge, M.C., Zattin, M., Savignano, E., Franchini, M., Gautheron, C., Ramos, V.A. y Mazzoli, S. 2021. The role of slab geometry in the exhumation of cordilleran-type orogens and their forelands: insights from northern Patagonia. *GSA Bulletin, Geological Society of America*. 133(11-12): 2535-2548.
- Genise, J.F., Scitutto, J.C., Laza, J.H., González, M.G. y Bellosi, E.S. 2002. Fossil bee nests, coleopteran pupal chambers and tuffaceous paleosols from the Late Cretaceous Laguna Palacios Formation, Central Patagonia (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177: 215-235.
- Ghassemi, M.R., Schmalholz, S.M. y Ghassemi, A.R. 2010. Kinematics of constant arc length folding for different fold shapes. *Journal of Structural Geology* 32: 755-765.
- Giampaoli, P. 2019. Cretaceous extensional systems of the Golfo San Jorge basin: insights from the analysis of fault length and displacement data. *Journal of South American Earth Sciences* 92: 298-309.
- Gianni, G.M., Likerman, J., Navarrete, C., Echaurren, A., Butler, K., Folguera, A., 2021. Antepaís fragmentado patagónico: Control estructural previo, mecanismos de deformación y sedimentación sin tectónica. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 1293-1314, Puerto Madryn.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015a. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: the origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.
- Gianni, G.M., Navarrete, C., Echaurren, A., Dal Mollin, C. y Folguera, A. 2015b. Patagonia central: orogénesis de intraplaca, rifting de antepaís y colisión de dorsales oceánicas. 14° Congreso Geológico de Chile, Actas digitales 30: 134-150, Coquimbo.
- Gianni, G., Folguera, A., Navarrete, C., Encinas, A. y Echaurren, A. 2015c. The North Patagonian orogen: Meso-Cenozoic evolution from the Andes to the foreland area. En: Folguera, A. et al. (eds.), *Growth of the Southern Andes*, Springer International Publishing: 173-200.
- Gianni, G.M., Dávila, F.M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C. y Giménez, M. 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth-Science Reviews* 185: 426-462.
- Giacosa, R.E., González, S.N. y Greco, G.A. 2021. Regiones geológicas. En: Giacosa, R.E. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 34-44, Puerto Madryn.
- Glennie, K.W. y Boegner, P.L.E. 1981. Sole Fit inversion tectonics. En: Illing, L.V. y Hobson, G.D. (eds.), *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe*. Institute of Petroleum: 110-120, Londres.
- González, P.D. y Giacosa, R.E. 2021. Rocas metamórficas e ígneas del Paleozoico. En: Giacosa, R.E. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 47-104, Puerto Madryn.
- Haller, M.J., Masferro, G.I., Alric, V.I., Navarrete, C.R. y Menegatti, N. 2021. Magmatismo básico cenozoico del centro sur del Chubut. En: Giacosa, R.E. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 457-488, Puerto Madryn.
- Hechem, J.J. y Strelkov, E.E. 2002. Secuencia sedimentaria mesozoica del Golfo San Jorge. En: Haller, J.M. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 129-147. Buenos Aires.
- Hergarten, S., Robl, J. y Stüwe, K. 2014. Extracting topographic swath profiles across curved geomorphic features. *Earth Surface Dynamics* 2(1): 97-104.
- Homocv, J.F., Conforto, G.A. y Lafourcade, P.A. 1993. Faja Plegada en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge. Ejemplo de inversión tectónica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 233-240, Mendoza.
- Homocv, J.F., Conforto, G.A. y Lacourcade, P.A. 1994. Faja Plegada en el subsuelo de la Cuenca del Golfo San Jorge. Ejemplo de inversión tectónica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 10(37): 64-72, Buenos Aires.

- Homocv, J.F., Conforto, G.A., Lafourcade, P.A. y Chelotti, L.A. 1995. Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion. En: Buchanan, J.G. y Buchanan, P.G. (eds.), Basin Inversion, Geological Society Special Publication, 88: 235-248.
- Horton, B.K. 2018. Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes: Responses to Variations in Plate Coupling During Subduction. *Tectonics* 37: 402-429.
- Hudleston, P.J. 1973. Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics* 16: 1-46.
- Iglesias, M., Arustizia Ramírez, A.M., Allard, J. y Foix, N. 2023. Análisis tectonoestratigráfico de la Formación Lago Colhué Huapi en el subsuelo de la Faja Plegada de San Bernardo, cuenca del Golfo San Jorge. 18° Reunión Argentina de Sedimentología: 9° Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Actas digitales 1: 52-53, La Plata.
- Instituto Geográfico Nacional 2023. <https://www.ign.gov.ar/>
- Jackson, C., Gawthorpe, R. y Sharp, I. 2002. Growth and linkage of the East Tanka fault zone, Suez rift: structural style and syn-rift stratigraphic response. *Journal of the Geological Society* 159(2): 175-187.
- Jackson, C.A.L., Chua, S.T., Bell, R.E. y Magee, C. 2013. Structural style and early stage growth of inversion structures: 3D seismic insights from the Egersund Basin, offshore Norway. *Journal of Structural Geology* 46: 167-185.
- Keller, E.A., Gurrola, L. y Tierney, T.E. 1999. Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding. *Geology* 27(6): 515-518.
- Kelly, P.G., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J. y McGurk, A.C. 1999. Selective reverse-reactivation of normal faults, and deformation around reverse-reactivated faults in the Mesozoic of the Somerset coast. *Journal of Structural Geology* 21: 493-509.
- Kim, Y.S. y Sanderson, D. 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Review* 68(3-4): 317-334.
- Kley, J., Rossello, E.A., Monaldi, C.R. y Habighorst, B. 2005. Seismic and field evidence for selective inversion of Cretaceous normal faults, Salta rift, northwest Argentina. *Tectonophysics* 399: 155-172.
- Lathrop, B.A., Jackson, C.A.L., Bell, R.E. y Rotevatn, A. 2022. Displacement/Length Scaling Relationships for Normal Faults; a Review, Critique, and Revised Compilation. *Frontiers in Earth Science* 10: 907543.
- Leeder, M.R. 1999. Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics. Blackwell, Oxford. 592 p.
- Lesta, P. 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 251-280, Buenos Aires.
- Lesta, P.J. y Ferello, R. 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 602-687, Córdoba.
- Lesta, P., Ferello, R. y Chebli, G. 1980. Chubut extraandino. En: Turner, J.C. (ed.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1307-1387, Córdoba.
- Limarino, C.O., Ciccioli, P.L., Taboada, A.C. y Vizán, H. 2021. Sucesiones sedimentarias de la cuenca neopaleozoica de Tepuel-Genoa. En: Giacosa, R.E. (ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 105-128, Puerto Madryn.
- Mansfield C.S. y Cartwright J.A. 2000. Stratal fold patterns adjacent to normal faults: observations from the Gulf of Mexico. En: Cosgrove, J. W. & Ameen, M. S. (eds.). Forced Folds and Fractures. Geological Society, Special Publications, 169: 115-128, London.
- McClay, K.R. 1987. The mapping of geological structures. En: John Wiley & Sons (eds). Geological Society of London Handbook: 61p., United Kingdom.
- Miller, M. y Marino, J. 2019. New insights from the Neocomian basins in the West of Chubut and Santa Cruz provinces, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 96: 102295.
- Morley C.K. 1999. Boundary Fault Angle with Particular Reference to the Lokichar Fault, Turkana Region, Kenya. En C.K. Morley (ed.), Geoscience of Rift Systems-Evolution of East Africa: AAPG Studies in Geology 44: 115-129.
- Morley, C.K., Nelson, R.A., Patton, T.L. y Munn, S.G. 1990. Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bulletin* 74(8): 1234-1253.
- Müller R.D., Seton M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hoesenipour, M., Bower, D.J. y Cannon, J. 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 44: 38-107.
- Nabavi, S.T. y Fossen, H. 2021. Fold geometry and folding—a review. *Earth-Science Reviews* 222: 103812.
- Navarrete, C.R. 2025. An overview of the Late Triassic-Pleistocene magmatism in the Golfo San Jorge Basin. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. En prensa.
- Navarrete, C., Gianni, G., Tassara, S., Zaffarana, C., Likerman, J., Márquez, M., Wostbrock, J., Planavsky, N., Tardani, D. y Perez Frasette, M. 2024. Massive Jurassic slab break-off revealed by a multidisciplinary reappraisal of the Chon Aike silicic large igneous province. *Earth-Science Review* 249, 104651.
- Novakova, L., y Pavlis, T. L. 2019. Modern methods in structural geology of twenty-first century: Digital mapping and digital devices for the field geology. *Teaching methodologies in structural geology and tectonics* 43-54.
- Panien, M., Schreurs, G. y Pfiffner, A. 2005. Sandbox experiments on basin inversion: testing the influence of basin orientation and basin fill. *Journal of Structural Geology* 27: 433-445.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. y Riley, T.R. 1998. The Chon-Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in Antarctica: a silicic LIP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113-136.
- Paredes, J.M. 2009. Sedimentary evolution of the Golfo San Jorge Basin, central Patagonia, Argentina. En: Ibáñez, L.M. et al. (eds.), Argentinean Fluvial Basins: Ancient and Present Day Examples. 9° Internatio-

- nal Conference on Fluvial Sedimentology: 187-275, Tucumán.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo, F., Allard, J.O. y Marquillas, R.A. 2007. Volcanic and climatic controls on fluvial style in a high-energy system: the Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 202: 96123.
- Paredes, J.M., Plazibat, S., Crovetto, C., Stein, J., Cayo, E. y Schiuma, A. 2013. Fault kinematics and depocenter evolution of oil-bearing, continental successions of the Mina del Carmen Formation (Albian) in the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 46: 63-79.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo, F., Allard, J.O. y Tunik, M.A. 2015. Alluvial architecture of reworked pyroclastic deposits in peri-volcanic basins: Castillo Formation (Albian) of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(1): 38-58.
- Paredes, J.M., Foix, N. y Allard, J.O. 2016. Sedimentology and alluvial architecture of the Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous) in the Golfo San Jorge Basin: Outcrop analogues of the richest oil-bearing fluvial succession in Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 72: 317-335.
- Paredes, J.M., Aguiar, M., Ansa, A., Giordano, S.R., Ledesma, M. y Tejada, S. 2018. Inherited discontinuities and fault kinematics of a multiphase, non-colinear extensional setting: subsurface observations from the south flank of the Golfo San Jorge basin, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 81: 87-107.
- Paredes, J.M., Foix, N. y Allard, J.O. 2021. Estratigrafía cretácica de la cuenca del Golfo San Jorge En: Giacosa, R.E. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 142-186, Puerto Madryn.
- Peacock, D.C.P. 2002. Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews* 58: 121-142.
- Peacock, D.C.P., Nixon, C.W., Rotevatn, A., Sanderson, D.J. y Zuluaga, L.F. 2017. Interacting faults. *Journal of Structural Geology* 97: 1-22.
- Perez Loinaze, V.S. 2025. A synthesis of palynological data recovered from "Neocomian" deposits of Golfo San Jorge Basin. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. En prensa.
- Peroni, G., Hegedus, A., Cerdan, J., Legarreta, L., Uliana, M. y Laffite, G. 1995. Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central Patagonia. En: Tankard, A. et al. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memories 62: 403-419, Tulsa.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*, Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales 29(3): p. 4196, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2015. Evolución de la cuenca Golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(1): 12-20.
- Ramos, V. 2021. La evolución tectónica de la provincia del Chubut. En: Giacosa, R.E. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. 21° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 1372-1397, Puerto Madryn.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill Book, New York.
- Reilly, C., Nicol, A. y Walsh, J. 2017. Importance of pre-existing fault size for the evolution of an inverted fault system. *Geological Society, Special Publications* 439: 447-463, London.
- Renda, E. M., Alvarez, D., Prezzi, C., Oriolo, S. y Vizán, H. 2019. Inherited basement structures and their influence in foreland evolution: a case study in Central Patagonia, Argentina. *Tectonophysics* 772: 228232.
- Rodríguez-Salgado, P., Childs, C., Shannon, P.M. y Walsh, J.J. 2020. Structural evolution and the partitioning of deformation during basin growth and inversion: A case study from the Mizen Basin Celtic Sea, offshore Ireland. *Basin Research* 32(5): 830-853.
- Rodríguez-Salgado, P., Childs, C., Shannon, P.M. y Walsh, J.J., 2022. Influence of basement fabrics on fault reactivation during rifting and inversion: a case study from the Celtic Sea basins, offshore Ireland. *Journal of the Geological Society* 180(1): jgs2022-024, London.
- Rojas Vera, E.A., Acevedo N., Elizondo M., Corona, G., Späth, F.G., López, R.G. y Mortaloni, M. 2024. Structure and kinematics of Southern San Bernardo fold belt and this influence on depositional systems, Los Perales Oil field, Golfo de San Jorge Basin. *Journal of South American Earth Sciences*. 105296.
- Sanderson, D.J. y Nixon, C.W. 2015. The use of topology in fracture network characterization. *Journal of Structural Geology* 72: 55-66.
- Sciutto, J.C. 1981. *Geología del Codo del Río Senguerr*, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 544-568, San Luis.
- Sciutto, J.C., Césari, O. y Iantanos, N. 2008. Hoja Geológica 4569-IV, Escalante, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 351: 76 p., Buenos Aires.
- Sibson, R.H. 2017. The edge of failure: critical stress overpressure states in different tectonic regimes. En: J P, Turner, D., Healy, R.R., Hillis, M J, Welch (eds.), *Geomechanics and Geology*. Geological Society, Special Publications, 458: 131-141, London.
- Somoza, R. y Zaffarana, C.B. 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planet Science Letters* 271(1-4): 267-277.
- Stach, N.H. 1986. Fotointerpretación de la zona comprendida entre cerro Ferrarotti - Cañadón Grande y el codo del Senguerr. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), 40 p., Comodoro Rivadavia.
- Suárez, M. y Márquez, M. 2007. A Toarcian retro-arc basin of Central Patagonia (Chubut), Argentina: Middle Jurassic closure, arc migration and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 34: 63-79.
- Sylwan, C., Villar, H. y Dow, W. 1998. Neocomian source beds, future exploration play in the South Flank of the Golfo San Jorge Basin. American Association of Petroleum Geologists. International Conference and Exhibition, 456-457 p., Río de Janeiro.
- Sylwan, C.A., Rodríguez, J.F. y Strelkov, E.E. 2008: *Petroleum systems of*

- the Golfo San Jorge Basin, Argentina. En: Cruz, C.E., Rodríguez, J.F., Hechem, J.J., Villar, H.J. (eds.) *Sistemas petroleros de las Cuencas Andinas*. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 53-77.
- Sylwan, C., Droeven, C., Iñigo, J., Mussel, F. y Padva, D. 2011. Cuenca del Golfo San Jorge. 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas, 139-183, Mar del Plata.
- Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B. y Szabó, J. 2013. Topographic swath profile analysis: a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Zeitschrift für Geomorphologie* 57(4): 485-513.
- Turner, J.P. y Williams, G.A. 2004. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science Reviews* 65(3-4): 277-304.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M. 2007. *Structural Geology*, Freeman, 2: 736 p., New York.
- Vallati, P., Casal, G., Foix, N., Allard, J., De Sosa Tomas, A. y Calo, M. 2016. First report of a Maastrichtian palynoflora from the Golfo San Jorge Basin, central Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 53(4): 495-505.
- Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localization of ma in straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 221-250.
- Weert, A., Camanni, G., Mercuri, M., Ogata, K., Vinci, F. y Tavani, S. 2025. Displacement analysis of basin-scale reactivated normal faults: insights from the West Netherlands Basin. *Journal of Structural Geology*, 105356.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J. y Reynolds, J.M. 2012. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179: 300-314.
- Williams G.D. 1993. Tectonics and seismic sequence stratigraphy: an introduction. En: Williams, G.D. y Dobb, A. (eds.) *Tectonic and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society, Special Publication, 71: 1-13, London.
- Withjack, M.O., Baum, M.S. y Schlische, R.W. 2010. Influence of preexisting fault fabric on inversion-related deformation: a case study of the inverted Fundy rift basin, southeastern Canada. *Tectonics* 29(6): 0-22.
- Wu, G., Kim, Y.S., Su, Z., Yang, P., Ma, D. y Zheng, D. 2020. Segment interaction and linkage evolution in a conjugate strike-slip fault system from the Tarim Basin, NW China. *Marine and Petroleum Geology* 112, 104054.