



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



PEDECIBA
Geociencias

Facultad de Ciencias – Universidad de la República

Instituto de Ciencias Geológicas

PEDECIBA Geociencias

Tesis de Maestría

**ANÁLISIS DEFORMACIONAL Y GEOCRONOLOGÍA DE LA FASE
DEXTRAL DE LA ZONA DE CIZALLA SARANDÍ DEL YÍ EN EL TERRENO
PIEDRA ALTA**

Autor: Lic. Bruno Osta

Orientador: Prof. Agdo. Dr. Pedro Oyhançabal

Montevideo, Uruguay

Febrero 2026

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a Pedro por su compromiso y motivación en la orientación de esta tesis, así como por sus enseñanzas y apoyo en mi formación científica durante todos estos años.

Agradezco a la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República por disponer de sus recursos para mi formación académica y el desarrollo de este trabajo. A Daniel Picchi, por su buena voluntad en los trabajos del laboratorio.

Al Programa de Desarrollo de Ciencias Básicas (PEDECIBA), área Geociencias, por la oportunidad de continuar con mi formación de posgrado en Uruguay. A Analía Fein, por su disponibilidad y asistencia durante la realización de la maestría.

Agradezco al Dr. Klaus Wemmer de la *Georg-August University*, por la colaboración brindada en las determinaciones K-Ar.

Este trabajo no pudo ser posible sin el beneficio del programa de Becas de Apoyo a docentes para estudios de posgrado (Comisión Académica de Posgrados – Udelar) y la financiación recibida mediante el Programa de Iniciación a la Investigación (Comisión Sectorial de Investigación Científica – Udelar), edición 2023.

Finalmente, agradezco a Vero por su apoyo y acompañamiento durante todo este proceso.

RESUMEN

La Zona de Cizalla Sarandí del Yí es una de las estructuras principales del basamento precámbrico de Uruguay y de la región, ya que define el límite entre los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez. Su evolución tectónica registra al menos dos fases principales de deformación. La fase más antigua, de cinemática dextral, se manifiesta en la flexión del margen oriental del Terreno Piedra Alta, siendo la rotación del Haz de Diques de Florida el principal indicador pasivo de la deformación. Por su parte, la fase de reactivación es sinistral y se asocia al emplazamiento de granitos sincinemáticos. El objetivo de esta tesis es profundizar en el conocimiento de la fase de cizallamiento dextral, cuantificar la deformación asociada y restringir su marco temporal a partir de nuevas edades geocronológicas. El estudio integra el análisis de imágenes aerogeofísicas, datos estructurales de campo y microestructuras de deformación, junto con un análisis de *strain* mediante el desarrollo de un modelo geométrico-estadístico, y determinaciones U-Pb en circón y K-Ar en muscovita. Los resultados indican que la deformación en el margen flexionado ocurrió a baja temperatura y con relaciones de *strain* finito bajas a moderadas. La deformación se intensifica hacia el este, pasando de dominios miloníticos discretos y locales, que separan protolitos con texturas primarias preservadas, al desarrollo de una faja angosta de milonitas y ultramilonitas de temperatura moderada en el límite oriental. El modelado geométrico de la deformación es compatible con un régimen subsimple dominado por cizalla simple; sin embargo, el análisis de incertidumbre no permite descartar un régimen sin componente coaxial en gran parte del sector más externo de la zona de cizalla. Las nuevas edades de cristalización y enfriamiento obtenidas, integradas con el conjunto de edades previamente disponibles, confirman el comportamiento frío y cratonizado del Terreno Piedra Alta desde el Paleoproterozoico. Asimismo, permiten restringir el intervalo temporal de la fase sinistral entre ca. 620–590 Ma y proponer un posible registro de la actividad de la fase dextral hacia ca. 650 Ma. En conjunto, estos resultados sitúan la actividad de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí dentro del Ciclo Brasileño y respaldan la hipótesis de que el Terreno Piedra Alta constituye el único terreno que conforma el Cratón Río de la Plata en Uruguay.

Palabras clave: deformación finita, bootstrap, geocronología U-Pb, Ciclo Brasileño

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Área de estudio	1
2. MARCO GEOLÓGICO	3
2.1. Principales ciclos orogénicos	3
2.2. Unidades geotectónicas de Uruguay	3
2.2.1. Terreno Piedra Alta	4
2.2.2. Terreno Nico Pérez	6
2.3. Zona de Cizalla Sarandí del Yí	8
2.4. Geología del margen oriental del Terreno Piedra Alta	10
3. OBJETIVOS	11
4. METODOLOGÍA	12
4.1. Análisis de imágenes aerogeofísicas y relevamiento geológico	12
4.2. Análisis matemático de la deformación	13
4.3. Análisis geocronológico	20
4.3.1. Análisis U-Pb en circón (LA-ICP-MS)	21
4.3.2. Análisis K-Ar en muscovita	22
5. RESULTADOS	23
5.1. Registro geológico de la deformación	23
5.1.1. Sector Sur	25
5.1.2. Sector Centro	31
5.1.3. Sector Norte	37
5.2. Modelo de deformación	43
5.3. Geocronología	55
5.3.1. Edades U-Pb en circón	56
5.3.2. Edades K-Ar en muscovita	62
6. DISCUSIÓN	64
6.1. Sobre el registro geológico de la deformación	64
6.1.1. Sector Sur	64

6.1.2. Sector Centro	65
6.1.3. Sector Norte	66
6.2. Sobre el modelo de deformación	66
6.2.1. Construcción matemática del modelo: supuestos y limitantes	67
6.2.2. Implicancias del análisis numérico.....	68
6.3. Sobre la geocronología	70
6.3.1. Edades U-Pb en circón	70
6.3.2. Edades K-Ar en muscovita	71
6.3.3. Revisión de la evolución temporal de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí.....	72
7. CONCLUSIONES	77
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	79
Anexo A. Análisis de deformación: muestra de puntos espaciales	86
Anexo B. Análisis de deformación: implementación computacional del modelo	87
Anexo C. Metodología geocronológica: U-Pb en circón	93
Anexo D. Metodología geocronológica: K-Ar en muscovita	95
Anexo E. Resultados analíticos: U-Pb en circón	96
Anexo F. Resultados analíticos: K-Ar en muscovita	101

1. INTRODUCCIÓN

Las zonas de cizalla son dominios de deformación dúctil y alto *strain* localizado, que ocurren en una amplia variedad de escalas en la litósfera y que cumplen un rol importante en la acomodación de la deformación, el emplazamiento de magma y la circulación de fluidos en diversos ambientes tectónicos. El análisis geométrico de elementos deformados permite caracterizar y cuantificar el *strain* finito registrado en las rocas, principalmente en términos de direcciones y magnitudes del estiramiento y coaxialidad del flujo (ej. Ramsay y Graham, 1970; Means et al., 1980; Ramsay y Huber, 1983; Fossen y Tikoff, 1993). Por otro lado, el análisis petrográfico, microestructural y de orientación preferencial cristalográfica son herramientas fundamentales para la identificación de procesos metamórficos, metasomáticos y deformacionales en fases minerales (ej. Pennacchioni y Cesare, 1997; Hirth y Tullis, 1992; Stipp et al., 2002; Passchier y Trouw, 2005); siendo fundamentales para la estimación de las condiciones tectonotérmicas de la deformación y la interpretación conjunta de métodos geocronológicos en zonas de cizalla (Oriolo et al., 2018).

La Zona de Cizalla Sarandí del Yí es una de las zonas de cizalla de escala cortical de mayor relevancia del basamento precámbrico de Uruguay y la región, ya que representa el límite tectónico entre los terrenos Nico Pérez y Piedra Alta. Por este motivo, el conocimiento de su evolución, y en particular de su cronología, son aspectos claves para la construcción de modelos de evolución tectónica. La Zona de Cizalla Sarandí del Yí presenta una evolución polifásica, registrando dos fases principales de deformación, la primera de cinemática dextral y la segunda de cinemática sinistral (Oriolo et al., 2015, y referencias allí). La fase sinistral corresponde a una reactivación asociada a la intrusión de granitos sincinemáticos y ha sido bien estudiada en el sur del país (ej. Oyhançabal et al., 1993a, b; 2001; Oriolo et al., 2015; 2016a). Por su parte, el cizallamiento dextral es considerado como la fase de nucleación de la zona de cizalla (ej. Bossi & Cingolani, 2009; Gaucher et al., 2009; Oyhançabal et al., 2011; Oriolo et al., 2016a), y, por lo tanto, representa la acreción de los terrenos que limita. A pesar de su relevancia, la fase dextral no ha sido debidamente estudiada por la comunidad científica y la temporalidad de su actividad es uno de los grandes desacuerdos entre los investigadores abocados al Precámbrico (Osta et al., 2025). En vista de esto y con el fin de profundizar en el conocimiento de la naturaleza e implicancias tectónicas de la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, este trabajo intentará ampliar el conocimiento sobre el registro de la actividad de esta primera fase de deformación mediante la interpretación de imágenes aerogeofísicas y relevamiento de campo. Además, se estimarán condiciones de deformación a partir del análisis de microestructuras y se cuantificará el *strain* registrado en el margen flexionado mediante el desarrollo de un modelo matemático. Por último, la realización de nuevas dataciones U-Pb en circón y K-Ar en muscovita de rocas asociadas a la zona de cizalla busca seguir aumentando la disponibilidad de edades para avanzar en la comprensión de su evolución temporal.

1.1. Área de estudio

Este trabajo abarcó toda la extensión de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, cubriendo parte de los departamentos de Canelones, Lavalleja, Florida y Durazno. A grandes rasgos, el

área de estudio tiene aproximadamente 45 km de ancho en dirección este-oeste y se extiende casi 200 km en dirección norte-sur. El límite inferior es la Ruta Interbalnearia, al sur de Solís de Mataojo, mientras que el extremo septentrional es la Ruta 19, al norte de la localidad de Sarandí del Yí. Se puede acceder fácilmente por las rutas nacionales N° 9 Coronel Leonardo Olivera, N° 8 Brigadier General Juan Antonio Lavalleja, N° 108 Wilson Ferreira Aldunate, N° 7 General Aparicio Saravia, N° 6 Joaquín Suárez y N° 14 Brigadier General Venancio Flores, además de por diversos caminos departamentales ([Fig. 1.1](#)).

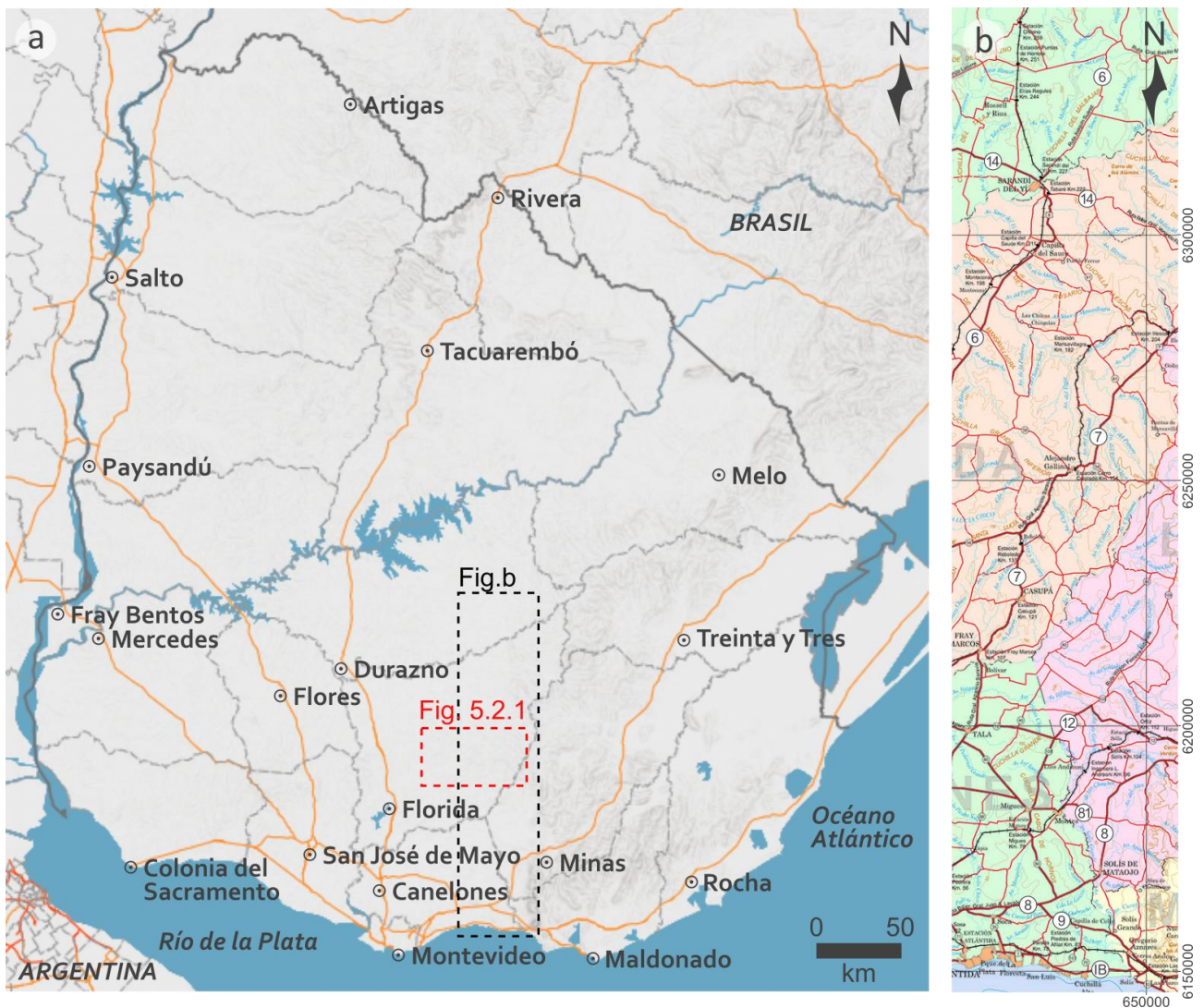


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio: (a) a una escala nacional y (b) a mayor detalle, con rutas de accesos principales (modificado de Instituto Geográfico Militar, 2014). *Nota: Coordenadas planas UTM zona 21S.*

La densidad de afloramientos es muy variable y depende del tipo de unidad geológica. Suele ser buena en cuerpos graníticos deformados, donde se desarrollan bochas graníticas de algunos metros de tamaño. Mientras que en litologías como milonitas y esquistos la densidad de afloramiento es considerablemente menor, dependiendo eventualmente de la ocurrencia de taludes de ruta, canteras o cunetas para su observación.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Principales ciclos orogénicos

El continente sudamericano está constituido por bloques arqueano-paleoproterozoicos que se encuentran separados por cinturones orogénicos desarrollados durante el Neoproterozoico. La actual configuración de estas unidades, así como su historia tectónica se debe al desarrollo de diversos procesos orogénicos, como el Ciclo Transamazónico y el Ciclo Brasileiro (ej. Almeida et al., 1973).

El Ciclo Transamazónico fue definido por Hurley et al. (1967) y situado en el intervalo de 2200–1800 Ma por Almeida et al. (1973). Estos autores buscaron agrupar diversas áreas cratónicas del continente, como los cratones Amazónico, San Francisco y Río de la Plata, que presentaran edades K-Ar en muscovita y Rb-Sr en roca total en el intervalo de tiempo antes mencionado. Estos cratones están constituidos principalmente de gneises, migmatitas, intrusiones graníticas y secuencias metavolcano-sedimentarias. Brito Neves (2022) en una revisión, desaconseja la utilización del término “Ciclo Transamazónico”. Según el autor, este representa únicamente una provincia de edades riásicas, careciendo de evidencias como correlaciones geográficas y tectónicas, paleogeográficas, sedimentarias, magmáticas y metamórficas, que permitan vincular la evolución paleoproterozoica de los diferentes bloques cratónicos a un mismo proceso orogénico. En este sentido, se ha propuesto el término “Transplatense” para referirse a la orogénesis riásica asociada a una nueva redefinición del Cratón Río de la Plata (Santos et al., 2019).

Por otro lado, un ciclo orogénico más moderno es reconocido en el margen oriental del continente sudamericano, así como su contraparte en el margen africano. El concepto de Ciclo Brasileiro, o Brasileiro/Pan-Africano, fue desarrollado por Almeida et al. (1973), entre otros, para agrupar varios cinturones orogénicos con edades entre 700–450 Ma que están vinculados a la conformación de Gondwana. La gran extensión geográfica de los cinturones, a un lado y otro del Océano Atlántico, así como los distintos basamentos que estuvieron vinculados, hacen que la reconstrucción de la evolución tectónica de este proceso orogénico sea sumamente compleja (Brito Neves et al., 2014).

Otro ciclo orogénico fue propuesto por Almeida et al. (1973) para el Mesoproterozoico. El ciclo Uruaçuano abarca el periodo de 1400–900 Ma y su definición está basada únicamente en escasas determinaciones geocronológicas dentro del cinturón plegado del Ciclo Brasileiro, en el noreste de Brasil. Sin embargo, su utilización ha caído en desuso con el tiempo en la literatura y su uso es actualmente desaconsejado (Brito Neves et al., 2014).

2.2. Unidades geotectónicas de Uruguay

Uruguay puede ser dividido en cuatro unidades tectónicas principales. De oeste a este se encuentran los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez, el Terreno Punta del Este y el Cinturón Dom Feliciano, este último, a su vez, comprende al Terreno Punta del Este y parte del Terreno Nico Pérez ([Fig. 2.1](#)), cuyas diferencias litológicas, estructurales, geocronológicas e isotópicas son el registro de los diversos procesos tectónicos que participaron en su

formación y posterior retrabajo. Mientras que el paleoproterozoico juvenil está representado en el Terreno Piedra Alta en Uruguay, el Ciclo Brasileiro se encuentra registrado en el retrabajo de rocas arqueanas, paleo- y mesoproterozoicas del Terreno Nico Pérez, en el desarrollo del Cinturón Dom Feliciano y en el origen y retrabajo del Terreno Punta del Este. A continuación, se desarrolla una síntesis sobre la naturaleza de los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez, terrenos limitados por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí.

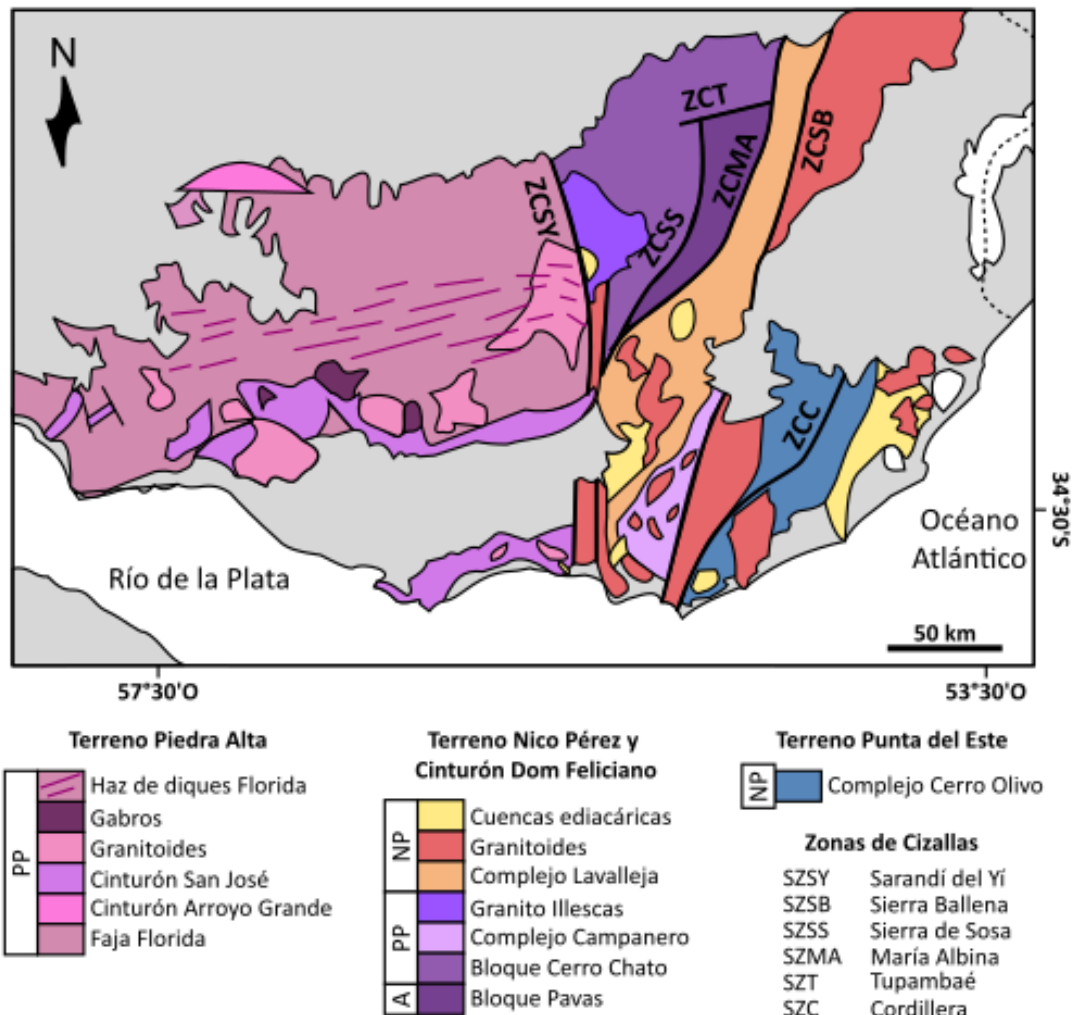


Figura 2.1. Esquema geológico del Precámbrico de Uruguay (modificado de Oyhantçabal et al., 2011, Masquelin et al., 2017, Oyhantçabal et al., 2018a, b)

2.2.1. Terreno Piedra Alta

El Terreno Piedra Alta aflora en la región suroeste de Uruguay, entre el Río Negro y la costa del Río de la Plata, desde Colonia a Florida. Es una unidad que se caracteriza por tener una evolución tectónica vinculada al Ciclo Transamazónico y por no presentar retrabajo durante el Ciclo Brasileiro. Este hecho, basado en evidencias litológicas y estructurales y sustentado por algunas de las primeras determinaciones radiocronológicas del continente, permitió la definición del Cratón Río de la Plata en Uruguay y Argentina (Almeida et al., 1973). Posteriormente, Bossi et al. (1993b) propusieron sustituir el término

“Cratón Río de la Plata” por el de Terreno Piedra Alta para el paleoproterozoico juvenil de Uruguay, con la intención de utilizar un concepto operacional y evitar implicancias geotectónicas. Sin embargo, este término ha seguido siendo utilizado en la literatura, aunque con diferencias en relación a su extensión, constitución y vinculación con los distintos ciclos orogénicos.

El Terreno Piedra Alta aflora en regiones que no fueron cubiertas por cuencas sedimentarias fanerozoicas como la Cuenca Norte y la Cuenca Santa Lucía. Está constituido principalmente por un basamento granito-gnéisico, tres secuencias metavolcano-sedimentarias y diversos cuerpos intrusivos ([Fig. 2.1](#); Bossi et al., 1993b; Oyhantçabal et al., 2011). El basamento, presentado en diversos trabajos como Complejo Basal (Preciozzi et al., 1985), Complejo Granito Gnéisico (Bossi et al., 1993b), Faja granito-gnéisica central de Florida (Oyhantçabal et al., 2011) o Complejo Casupá (Loureiro Olivet et al., 2023) ocupa la mayor porción del terreno y está constituido por gneises graníticos y granodioríticos, migmatitas y granitos, granodioritas y tonalitas deformadas, con direcciones estructurales N070 a N110. Las edades de cristalización indican un episodio de actividad magmática entre ca. 2.2–2.1 Ga (Basei et al., 2016). Las secuencias metavolcano-sedimentarias ocurren como xenolitos dentro del complejo granito-gnéisico o conformando cinturones con cierta continuidad espacial. Los cinturones Arroyo Grande, San José y Montevideo tienen una geometría alargada en dirección E-O y presentan formaciones metavolcano-sedimentarias con grado metamórfico que va de esquistos verdes (Fm. Arroyo Grande y Fm. Paso Severino) a anfíbolita (Fm. Montevideo) (Bossi et al., 1993b). Oyhantçabal et al. (2011) proponen que los cinturones San José y Montevideo forman parte de un mismo cinturón que es separado por la cuenca mesozoica Santa Lucía. Edades de rocas metavolcánicas y circones detríticos de las secuencias indican una depositación entre ca. 2.2–2.1 Ga (Santos et al., 2003; Basei et al., 2016; Basei et al., 2024). Además, cuerpos tardi- a posorogénicos intruyen tanto las secuencias supracorticales como el basamento granito-gnéisico. Los cuerpos presentan firmas geoquímicas principalmente calco-alcálinas de medio a alto potasio y edades de cristalización entre ca. 2.1–2.0 Ga, lo que sugiere una edad de ca. 2.1 Ga para el metamorfismo regional (Basei et al., 2024; referencias en Oyhantçabal et al., 2018a). Valores ϵ_{Nd} y ϵ_{Hf} positivos resultan en edades modelo menores a 2.5 Ga, lo que indica un área fuente juvenil para el magmatismo (Peel y Preciozzi, 2006; Basei et al., 2024). La actividad tectónica más joven en el terreno está representada por zonas de cizalla y el emplazamiento de diques máficos (Haz de Diques de Florida). Las zonas de cizalla son subverticales y conforman un sistema conjugado, donde estructuras sinestrasales de tendencia N060–N090 dominan sobre dextrales de dirección N340. Entre las sinestrasales se encuentran la Zona de Cizalla Colonia y la Zona de Cizalla Mosquitos, con edades de enfriamiento K-Ar en muscovita mínimas de entre ca. 2.0–1.8 Ga, respectivamente (Oyhantçabal et al., 2006; Gianotti et al., 2010). El Haz de Diques de Florida o Haz de Diques Máficos de Uruguay es un enjambre de diques subparalelos de al menos 120 km de ancho con diques de 0.5 a 80.0 m de potencia con dirección de rumbo N060–N080 y buzamiento subvertical, salvo algunas excepciones (Bossi y Campal, 1991). Su composición es toleítica, con variedades de alto y bajo titanio, y se clasifican como basaltos andesíticos o andesitas (Bossi et al., 1993a). La mejor estimación del momento

de su emplazamiento es la edad de cristalización de 1790 ± 5 Ma U-Pb intercepto superior en baddeleyita (Halls et al., 2001).

El Terreno Piedra Alta representa un evento paleoproterozoico de crecimiento cortical sucedido por un evento tectonometamórfico riásico-estatérico, lo que sugiere un ambiente de formación de arco de islas. Posteriormente, tras una etapa tectónica extensional, el terreno ha permanecido cratonizado, siendo afectado recién por otro evento extensional durante la apertura del Océano Atlántico en el Mesozoico. Durante el Ciclo Brasiliano, el Terreno Piedra Alta no sufrió un retrabajo tectonometamórfico importante, ni la apertura de sistemas K-Ar en muscovita (Oyhantçabal et al., 2011), siendo el granito La Paz de edad concordia U-Pb en circón de 587.1 ± 7.9 Ma (Cingolani et al., 2012) el único representante hasta el momento del magmatismo poscolisional ediacárico en este terreno. La resistencia a la orogénesis neoproterozoica, sumado a otras líneas de evidencia, fundamentó una redefinición del Cratón Río de la Plata, restringiéndolo al basamento paleoproterozoico juvenil riásico de Argentina y Uruguay (Oyhantçabal et al., 2011). Esta propuesta establece a la Zona de Cizalla Sarandí del Yí como el límite oriental del cratón y que la amalgamación con el Terreno Nico Pérez ocurrió durante el Ediacárico, lo que es apoyado por datos geocronológicos (Oriolo et al., 2016a, c). Sin embargo, no existe un consenso respecto al momento de la yuxtaposición de los terrenos, lo que permite la pluralidad de modelos tectónicos, e inevitablemente, de significados para el término “Cratón Río de la Plata”.

2.2.2. Terreno Nico Pérez

El Terreno Nico Pérez se localiza en la región centro y noreste de Uruguay, aflorando en los departamentos de Lavalleya, Treinta y Tres y Rivera. Fue definido por Bossi y Campal (1991; 1992) con el fin de quitar del Cratón Río de la Plata (sensu Almeida et al., 1973) un dominio de edad paleoproterozoica geológicamente distinto, que mostraba retrabajo Brasiliano. El límite entre estos dominios fue descrito por Preciozzi et al. (1979) y coincide, según los autores, con la redefinición de Cratón Río de la Plata de Ramos (1988). Tras su definición, se ha ido ampliando el conocimiento sobre las unidades que integran el terreno, dejando en evidencia una gran complejidad tanto de su arquitectura como de su evolución tectónica.

El Terreno Nico Pérez se encuentra limitado al oeste por el Terreno Piedra Alta a través de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, al este limita con el Cinturón Dom Feliciano, en el cual aflora conforma *basement inliers*, y al norte esta representado por la denominada “Isla Cristalina de Rivera” (Fig. 2.1). Por otra parte, este terreno es correlacionado con el Bloque Taquarembó, en el sur de Brasil (ver Oyhantçabal et al., 2018b). Puede ser dividido en dos bloques principales, que se encuentran separados por zonas de cizalla y se conforman de complejos metamórficos de basamento y de secuencias metavolcanosedimentarias como cobertura. El Bloque Pavas (Preciozzi et al., 1979) es el más antiguo y está conformado por los complejos La China y Las Tetras. El Complejo La China está constituido por ortogneises y rocas máficas a ultramáficas en facies anfibolita. Sin embargo, trabajos recientes sugieren que las rocas máficas podrían corresponder a protolitos mesoproterozoicos (Gaucher et al., 2021; Silva Lara, 2026) La edad de cristalización de ca. 3.4 Ga y de metamorfismo entre ca. 3.2–3.1, y entre 2.8–2.7 Ga

corresponden a determinaciones U-Pb en circón de ortogneises (Hartmann et al., 2001; Masquelin et al., 2021) Por su parte, el Complejo Las Tetas (reinterpretado como Complejo Cebollatí por Spoturno et al., 2019) representa una secuencia plataformal metamorfizada en grado medio a alto y con edad máxima de deposición de ca. 2.7 Ga (Oyhantçabal y Vaz, 1990; Hartmann et al., 2001). El Bloque Cerro Chato (Oyhantçabal et al., 2018b) se encuentra limitando al Bloque Pavas hacia el norte, a través de la Zona de Cizalla Sierra de Sosa (Hartmann et al., 2001; Oriolo et al., 2016c). Es un bloque amplio que está constituido por el Complejo Granulítico Valentines-Rivera y las formaciones Valentines y Vichadero (Oyhantçabal et al., 2011). El complejo de ortogneises granulíticos representa un evento de magmatismo multiepisódico entre ca. 2.2–2.1 Ga, que es sucedido por un evento de metamorfismo de grado alto entre ca. 2.1–2.0 Ga y por un retrometamorfismo hacia los ca. 1.8 Ga, en base a determinaciones U-Pb en circón y U-Th-Pb en monacita (Santos et al., 2003; Oyhantçabal et al., 2012; Oriolo et al., 2016b). Las formaciones Valentines y Vichadero representan cuerpos aislados y dispersos de una secuencia metavolcanosedimentaria plataformal en el complejo granulítico; incluyen BIFs, cuarcitas, gneises y granofels afectados por metamorfismo de grado alto (Oyhantçabal et al., 2018b, y referencias allí). Posteriormente, un evento magmático entre ca. 1.75–1.70 Ga es registrado en el Terreno Nico Pérez, donde el granito Illescas, que intruye al Bloque Cerro Chato, y la Unidad Campanero, como *basement inlier* del Cinturón Dom Feliciano, son los principales constituyentes. Ambos presentan una signature de ambiente poscolisional y reciclaje de corteza arqueana y paleoproterozoica del Terreno Nico Pérez (Oyhantçabal et al., 2018b, y referencias allí; Oriolo et al., 2019). El Complejo Zanja del Tigre (que incluye a las unidades más locales Grupo Parque UTE (Chiglini et al., 2010) y Grupo Mina Verdún (Poiré et al., 2003) es una secuencia metavolcano-sedimentaria con edades de sedimentación mesoproterozoicas, que se encuentra como cuerpos aislados y dispersos en el Cinturón Dom Feliciano, recientemente también identificados en el Bloque Cerro Chato (Silva Lara, 2026). Este complejo está conformado por metagabros, rocas metavolcánicas félsicas y máficas intercaladas con mármoles, metapelitas y metatobas, y presenta evidencias isotópicas de un ambiente de *rifting* continental debido a su signature geoquímica de elementos mayores y tierras raras (Sánchez Bettucci, 1998; Oriolo et al., 2019).

El Terreno Nico Pérez registra un proceso de crecimiento cortical y subsiguiente metamorfismo en el Arqueano, con eventos tectonometamórficos y magmatismo paleoproterozoico (ríásico y estatérico) y procesos tafrogénicos en el Mesoproterozoico, lo que ha llevado a proponerlo como un bloque con afinidad con el Cratón Congo (Oyhantçabal et al., 2011; Oriolo et al., 2016b). El Terreno Nico Pérez es ampliamente retrabajado durante el Ciclo Brasileño, conformando el antepaís cratónico del cinturón orogénico Dom Feliciano en Uruguay y ocurriendo también como *basement inliers*. Registra, en particular en su porción oriental, un metamorfismo neoproterozoico variable, de alto a bajo grado (ej. Percival et al., 2023), es afectado por importantes zonas de cizalla sinestrales de rumbo NE-SO (Oriolo et al. 2016a, c, y referencias allí) y por un importante magmatismo sin- a poscolisional de diversa composición entre los ca. 640–540 Ma (Oyhantçabal et al., 2007; Lara et al., 2021, y referencias allí).

2.3. Zona de Cizalla Sarandí del Yí

La Zona de Cizalla Sarandí del Yí es una discontinuidad cortical regional, con una extensión aflorante en dirección N-S de 190 km, desde la costa del Río de la Plata, en la localidad de Solís hasta los alrededores de la localidad de Sarandí del Yí, en Durazno, donde es cubierta por la Cuenca Norte. Su extensión debajo de la Cuenca Norte presenta una curvatura en dirección noroeste, como puede observarse a partir de datos gravimétricos (Oyhantçabal et al., 2011) y fue confirmado recientemente a partir de determinaciones radiométricas en muestras de testigos de perforación (Peel et al., 2024).

La Zona de Cizalla Sarandí del Yí fue definida por Preciozzi et al. (1979) como una estructura frágil de rumbo N350 que se extiende desde las Sierras de las Ánimas hasta la localidad de Sarandí del Yí, separando el Cratón Río de la Plata (sensu Almeida et al., 1973) en una región Sur-Centro–Occidental, consistente con las características juveniles paleoproterozoicas ya descritas, y una región Nor-oriental con retrabajo Brasileño. En una campaña enfocada en el Haz de Diques de Florida, Bossi y Navarro (1982) determinan una importante flexión regional que pliega estos diques. Bossi y Campal (1991) interpretan el pliegue de arrastre de los diques por la Falla Sarandí del Yí y su ausencia en la región Nororiental como una transcurrencia dúctil, describiéndola como una “megacizalla dextral” y remarcando la magnitud de su relevancia en el basamento. Posteriormente, Bossi y Campal (1992) proponen modificar su nombre a “lineación Sarandí del Yí – Piriápolis”, dándole mayor proyección hacia el norte y considerando su naturaleza dúctil. Por otro lado, algunos trabajos realizados en el sector sur de la zona de cizalla determinaron una reactivación sinistral, asociada a la intrusión de granitos sincinemáticos neoproterozoicos del Complejo Granítico Solís de Mataojo (Oyhantçabal et al., 1993a; 1993b). Luego de diversas modificaciones en su nombre, a partir de la década del 2000 se instauró en la comunidad científica el nombre actualmente utilizado: Zona de Cizalla Sarandí del Yí (ver Núñez Demarco et al., 2018).

La primera fase de deformación de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí está representada en una zona de cizalla heterogénea en el margen oriental del Terreno Piedra Alta. El registro de este cizallamiento se va incrementando de oeste a este, abarcando aproximadamente un total de 18 km de ancho. El principal indicador cinemático de esta fase de deformación es la curvatura del Haz de Diques de Florida (Bossi y Navarro, 1982; Bossi y Campal, 1991, 1992; Oriolo et al., 2015), mientras que el conocimiento de fajas de milonitas asociadas a esta fase es escaso (Oriolo et al., 2015). La fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí habría ocurrido en condiciones de facies anfíbolita media a superior (600 – 650 °C) en base a microestructuras y el patrón de orientación preferencial cristalográfica de cuarzo de una milonita granítica (Oriolo et al., 2015). A su vez, a partir de la relación geométrica entre el rumbo de un dique dentro y fuera de la zona de cizalla y la foliación milonítica desarrollada, se estimó un cambio de volumen de 41% y un *shear strain* de 2.03 (Oriolo et al., 2015). Estos valores se obtienen para una posición única dentro de la zona de cizalla en base a un modelo de cizalla simple con cambio de volumen.

La cronología de la fase dextral de la ZCSY es un tema de debate. Algunas propuestas la vinculan al paleoproterozoico juvenil (ej. Girelli et al., 2018; Basei et al., 2024) en base a similitudes litológicas y geocronológicas de los basamentos paleoproterozoicos de los

terrenos Piedra Alta y Nico Pérez/Bloque Taquarembó, pero sin evidencias geocronológicas vinculadas a la zona de cizalla. Otros investigadores asocian la nucleación de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí al Mesoproterozoico (Ectásico), en el marco del Ciclo Uruaçuano (Campal et al., 1995; Bossi et al., 1998a; Bossi y Navarro, 2001; Bossi y Gaucher, 2004; Bossi y Cingolani, 2009; Gaucher et al., 2009, 2011, 2021). Esta propuesta se basa en una determinación K-Ar en muscovita de 1253 ± 32 Ma de una pegmatita vinculada a un corrimiento en el Terreno Nico Pérez (Cingolani y Varela (1992) com. pers. en Campal et al., 1995). Además, suelen utilizarse las edades aparentes de entre ca. 1200–1400 Ma de *steps* iniciales $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y hornblenda de diques máficos y félsicos del Haz de Diques de Florida (Teixeira et al., 1999) y la edad de intercepto inferior U-Pb en circón de 1252 ± 900 Ma (Gaucher et al., 2011) para respaldar esta hipótesis. Por último, una propuesta más reciente vincula la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí con el Ciclo Brasileño, en el Ediacárico (Oyhantçabal et al., 2011). Esta propuesta fue respaldada por algunos autores (ej. Oriolo et al., 2016a, 2016c, 2017; Phillipp et al., 2016; Hueck et al., 2022) en base a evidencias geocronológicas como la edad de cristalización U-Pb concordia en circón de 596.0 ± 3.3 Ma y las de enfriamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau en hornblenda de 600.1 ± 3.4 Ma y U-Pb concordia en titanita de 602.7 ± 4.3 Ma de una milonita granítica afectada por el cizallamiento dextral (Oriolo et al., 2016a, c). La edad de cristalización U-Pb concordia en circón de 623.0 ± 5.1 Ma (Oriolo et al., 2016a) de una ultramilonita sinistral no indicaría el comienzo de la deformación en la zona de cizalla, según estos autores, ya que la interpretan como edad de un protolito de emplazamiento no sincinemático, y, por ende, anterior a la transurrencia sinistral.

La fase de cizalla sinistral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí se encuentra registrada en granitos sincinemáticos dentro de la estructura. Esta fase fue identificada en el sector austral, donde el Complejo Granítico Solís de Matajojo es el principal indicador del cizallamiento (Oyhantçabal et al., 1993a, 1993b, 2001, 2010). Según Oriolo et al. (2015), las condiciones de deformación corresponden a facies esquistos verdes superior - anfibolita inferior ($450\text{--}550$ °C), en base a microestructuras de deformación. A su vez, Osta y Oyhantçabal (2024) sugieren que la distribución de la temperatura/tasa de *strain* en estos granitos sincinemáticos está dada por la temperatura durante el emplazamiento y la localización de la deformación hacia sus márgenes. La cronología de la fase de reactivación sinistral esta acotada por las milonitas graníticas del Complejo Granítico Solís de Matajojo, en base a edades de cristalización U-Pb concordia en circón de 589.1 ± 1.5 Ma (Oriolo et al., 2016a), 593.0 ± 4.9 Ma (Will et al., 2023) y de enfriamiento como Pb-Pb isócrona en titanita de 584 ± 13 Ma (Oyhantçabal et al., 2007), $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ plateau en muscovita de 594.41 ± 0.98 Ma y 587.6 ± 1.5 Ma (Oriolo et al., 2016a); mientras que la edad U-Pb concordia en circón de 570.9 ± 11.0 Ma del granito Caperuza que intruye a milonitas graníticas marcaría el final de la fase sinistral (Oriolo et al., 2016a). Además, un magmatismo sincinemático hacia el norte estaría representado por el Granito Casupá Chico, en base a similitudes con el Complejo Granítico Solís de Matajojo (Osta y Oyhantçabal, 2024), con una edad concordia U-Pb en circón de 615.7 ± 3.4 Ma (Gilberg 2020). En el sector más septentrional de afloramiento de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, se han reportado edades de enfriamiento $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ plateau en hornblenda de 590.2 ± 2.6 Ma y de 600.21 ± 3.4 Ma (Oriolo et al., 2016a) y Pb-Pb en titanita de 602.7 ± 4.3 Ma y 588.0 ± 7.1 Ma (Oriolo et al., 2016c), en milonitas dextrales y sinestrales. Por otro lado,

se ha definido la Sienita de Malbajar (Bossi et al., 1998b), un cuerpo sienítico homogéneo y sin deformar, compuesto casi totalmente por feldespato potásico euedral, con anfíbol y cuarzo como principales accesorios, que marcaría el final de la deformación.

2.4. Geología del margen oriental del Terreno Piedra Alta

El sector sur del margen oriental de Terreno Piedra Alta está constituido principalmente por granitos y milonitas paleoproterozoicos. El Granito de Soca (Bossi et al., 1965) es un granito porfirítico, leucócrata y presenta ocasionalmente textura rapakivi (Oyhantçabal et al., 1998). Presenta edades concordia U-Pb en circón de 2056 ± 6 Ma (Santos et al., 2003) y 2079.1 ± 8.2 Ma (Basei et al., 2016). El Granito del Arroyo Coronilla (Jones, 1956) es un leucogranito de grano medio, equigranular a biotita y muscovita, que presenta una foliación de orientación N320–N330 y es cubierto por la Formación Piedras de Afilas (Preciozzi et al., 1985). El Granito Quebracho (Jones, 1956) es un granito a biotita isótropo, de grano grueso y equigranular; una edad K-Ar en muscovita de 1715.5 ± 18.1 fue obtenida para una pegmatita dentro del granito (Faraone, 2018). Por otro lado, una faja de milonitas graníticas (Milonitas graníticas de Cuchilla Cabo de Hornos) de tendencia N090 es flexionada por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, alcanzando una dirección estructural N330. Además, milonitas metasedimentarias a granate (Paragneises y Micaesquistos milonitizados de Sauce de Solís) están vinculadas a la misma faja milonítica, tratándose de protolitos metasedimentarios de la Formación Montevideo (ver Spoturno et al., 2004).

Al norte de la Cuenca Santa Lucía, el Terreno Piedra Alta está constituido por una unidad de tonalitas y granodioritas (Tonalita-Granodiorita de Arroyo Chamamé), la Formación Paso Severino (ver Spoturno et al., 2019) y el Granito Cerro Colorado. Este último es un granito porfirítico a biotita y presenta edades Rb-Sr roca total de 2071 ± 70 Ma (Cingolani et al., 1990) y concordia U-Pb en circón de 2078 ± 4.7 Ma (Oriolo et al., 2016b). Hacia el norte, no se han realizado trabajos cartográficos ni estudios de detalle que permitan distinguir unidades. Sin embargo, Oriolo et al. (2016a) reportan edades concordia U-Pb en circón de 2048.3 ± 11.0 Ma y 2068.9 ± 4.2 Ma en milonitas graníticas sinestrales dentro de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, cuyos protolitos podrían corresponder a granitos retrabajados tanto del Terreno Piedra Alta como del Terreno Nico Pérez, confirmando que las milonitas sinestrales representan dominios de alto *strain* finito que se desarrollan en emplazamientos sincinemáticos asociados al Ciclo Brasileño y a su vez, afectan en alguna medida a rocas paleoproterozoicas encajantes.

3. OBJETIVOS

El propósito de este trabajo es mejorar el conocimiento sobre la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí a partir de la estimación de las condiciones de deformación y determinaciones radiométricas, con el fin de contribuir a una mejor interpretación de la evolución de esta zona de cizalla y sus implicancias en relación a los distintos ciclos orogénicos registrados en Uruguay y la región.

Objetivos específicos

- Identificar nuevos sitios que registren la deformación de la fase de cizallamiento dextral en el Terreno Piedra Alta.
- Evaluar las condiciones tectonotérmicas de la deformación en rocas deformadas a lo largo de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí.
- Determinar parámetros de deformación durante el cizallamiento dextral a partir del desarrollo y aplicación de un modelo matemático de deformación
- Restringir con mayor precisión la cronología de la fase dextral mediante edades de enfriamiento y edades de cristalización en intrusivos asociados a la zona de cizalla.

4. METODOLOGÍA

Esta investigación tiene busca estudiar el registro de la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí en el margen oriental del Terreno Piedra Alta. En una primera etapa, se llevó a cabo un análisis de la estructura regional en base a imágenes aerogeofísicas, con el objetivo de reconocer patrones estructurales y definir áreas de interés para estudios más detallados. En la etapa de relevamiento de campo se realizaron observaciones a escala mesoscópica, junto con la recolección de muestras para su posterior análisis microestructural y geocronológico. Finalmente, se desarrolló un modelo matemático con el fin de cuantificar la heterogeneidad de la deformación en el margen flexionado del Terreno Piedra Alta, tomando como referencia la geometría y flexión del Haz de Diques de Florida.

4.1. Análisis de imágenes geofísicas y relevamiento geológico

El análisis de imágenes aeromagnéticas y aerorradiométricas de rayos gamma permite detectar patrones en las señales correspondientes a anomalías que son atribuibles a la geología cortical (ej. Isles y Rankin, 2013). Se analizaron imágenes de Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP), Primera Derivada Vertical de Campo Magnético Anómalo (1DV), Conteo Radiométrico Total y Ternario Radiométrico. Dichas imágenes son el resultado de una campaña de geofísica aeroportada realizada por *Sander Geophysics Limited* para la Dirección Nacional de Minería y Geología del Ministerio de Industria, Energía y Minería (Kaplon y Bates, 2015) y que se encuentran disponibles de forma libre en su sitio web (<https://visualizadorgeominero.dinamige.gub.uy/accesos/acceso.html>). Además, se utilizaron imágenes satelitales de Google Earth y mapas cartográficos departamentales (Spoturno et al., 2004; Spoturno et al., 2019) de manera complementaria. La interpretación y el análisis de imágenes se realizó mediante el software QGIS v. 3.30 (<http://www.qgis.org/>).

A partir del relevamiento de imágenes se realizaron 15 días de salidas de campo para recorrer diversos sitios de interés de la zona de cizalla, con el objetivo de reconocer el registro del cizallamiento dextral en las unidades que componen en Terreno Piedra Alta. Se tomaron datos geológicos a escala mesoscópica y muestras orientadas para realizar un análisis microestructural. Para el análisis microscópico, se confeccionaron 30 láminas delgadas en el Laboratorio de Corte y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias en el plano paralelo a la lineación y perpendicular a la foliación (plano XZ de *strain* finito). Las láminas delgadas se analizaron con un microscopio petrográfico Nikon Eclipse 50i POL. Las microfotografías se tomaron con una cámara Nikon DS-Fi1 montada en el microscopio y procesadas mediante el software NIS-Elements de Nikon. El azimut de los datos estructurales fue corregido al norte geográfico, considerando una declinación magnética de 12° al oeste. La declinación fue calculada mediante la calculadora en línea del *National Oceanic and Atmospheric Administration - U.S. Department of Commerce* (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml#declination>), según el *World Magnetic Model* para diciembre de 2024.

4.2. Análisis matemático de la deformación

Mediante el desarrollo de un modelo matemático bidimensional se analizó el *strain* finito de un sector del margen oriental del Terreno Piedra Alta, vinculado al cizallamiento dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. El modelo se basa en ajustes polinómicos que describen la geometría de dos diques del Haz de Diques de Florida afectados por el cizallamiento y en la estimación de una matriz de deformación subsimple (Tikoff y Fossen, 1993; Fossen y Tikoff, 1993) variable con la distancia, que explica la transformación geométrica continua en los diques y permite cuantificar el *strain* finito heterogéneo asociado. La incertidumbre del análisis numérico es analizada de manera no paramétrica, mediante un *Moving Block Bootstrap* basado en residuos (Lahiri, 2003), a partir de la muestra original. A continuación, se explican los fundamentos de la construcción del modelo.

I. Supuestos

Dado un sistema de coordenadas cartesiano (x, y, z) , donde el plano xy corresponde a la superficie de la Tierra y z es la dirección vertical, el modelo se basa en los siguientes supuestos:

- i. La deformación es bidimensional, sin componente según z (*plane strain* en plano xy).
- ii. La zona de cizalla se asume como un dominio de bordes rectos y paralelos, donde el plano de cizalla es paralelo al plano yz
- iii. El campo de deformación varía perpendicularmente al plano de cizalla, en dirección x
- iv. Los diques son estructuras verticales, de espesor despreciable y continuas a la escala de muestreo
- v. No se considera cambio de volumen dentro de la zona de cizalla.

II. Muestreo de puntos

Se muestrean n puntos por dique en un sistema de referencia proyectado (UTM). Los puntos muestreados para cada dique son aproximadamente equidistantes y cubren tanto la geometría de los diques fuera de la zona de cizalla como dentro de la misma.

III. Definición del sistema de referencia

El límite de cizalla se define geoméricamente como la recta que pasa por dos puntos, uno de cada dique, a partir de los cuales sus geometrías se ven afectadas por la flexión en la zona de cizalla. Definido este par de puntos, el sistema de referencia se redefine mediante una traslación del origen al punto del dique ubicado más al sur (*dique 1*) y una rotación de los ejes de coordenadas, de modo que el límite de cizalla quede vertical y coincida con $x = 0$. Esta transformación permite separar un dominio no deformado ($x \leq 0$) de un dominio deformado ($x > 0$).

IV. Ajuste geométrico de los diques

La geometría de los diques se estima mediante ajustes polinómicos por mínimos cuadrados. El ajuste se realiza por partes, utilizando expresiones lineales en el dominio

no deformado ($x \leq 0$) y expresiones cúbicas en el dominio deformado ($x > 0$) de forma independiente para las submuestras de cada dique.

Los coeficientes de los ajustes lineales se mantienen en las expresiones cúbicas, garantizando continuidad y derivabilidad de la geometría en el límite de cizalla. Adicionalmente, se impone que los polinomios cúbicos no presenten puntos de inflexión dentro del dominio deformado, con el fin de asegurar una curvatura geoméricamente compatible con una deformación monótona, con el fin de representar un gradiente de deformación sin cambios de signo dentro del dominio analizado.

Sea el ajuste geométrico de un dique dado por una función polinómica por partes:

$$y_1(x) = \begin{cases} \beta_0 + \beta_1 x, & x \leq 0 \\ \beta_0 + \beta_1 x + \beta_2 x^2 + \beta_3 x^3, & x > 0 \end{cases}$$

(ecuación 1)

El ajuste del segundo dique puede expresarse mediante incrementos en los coeficientes del primer dique:

$$y_2(x) = \begin{cases} \alpha_0 + \alpha_1 x \\ \alpha_0 + \alpha_1 x + \alpha_2 x^2 + \alpha_3 x^3 \end{cases} =$$

$$= \begin{cases} (\beta_0 + \gamma_0) + (\beta_1 + \gamma_1)x, & x \leq 0 \\ (\beta_0 + \gamma_0) + (\beta_1 + \gamma_1)x + (\beta_2 + \gamma_2)x^2 + (\beta_3 + \gamma_3)x^3, & x > 0 \end{cases}$$

(Ecuación 2)

De este modo, la diferencia entre los ajustes geométricos de ambos diques expresa la distancia entre ellos en y en función de x , a partir de los incrementos de los coeficientes:

$$t(x) = y_2(x) - y_1(x) = \begin{cases} \gamma_0 + \gamma_1 x, & x \leq 0 \\ \gamma_0 + \gamma_1 x + \gamma_2 x^2 + \gamma_3 x^3, & x > 0 \end{cases}$$

(Ecuación 3)

Representación unificada mediante variables indicadoras

El sistema de dos diques puede representarse mediante una única expresión polinómica utilizando dos variables indicadoras: h , que distingue entre dominios y d , que distingue entre diques ([Fig. 4.2.1a](#)):

$$y_{d+1}(x, h, d) = \beta_0 + \gamma_0 d + (\beta_1 + \gamma_1 d)x + (\beta_2 + \gamma_2 d)hx^2 + (\beta_3 + \gamma_3 d)hx^3$$

$$d = \begin{cases} 0, & \text{dique } y_1 \\ 1, & \text{dique } y_2 \end{cases} \quad h = \begin{cases} 0, & x \leq 0 \\ 1, & x > 0 \end{cases}$$

(Ecuación 4)

De forma análoga, la distancia entre diques t puede expresarse como:

$$t(x, h) = \gamma_0 + \gamma_1 x + \gamma_2 h x^2 + \gamma_3 h x^3$$

(Ecuación 5)

Estado no deformado

Asumiendo que la tendencia geométrica lineal del dominio no deformado ($x \leq 0$) representa la geometría original de los diques antes de la deformación, su extrapolación hacia el dominio deformado expresa la distancia entre diques antes de la deformación. De este modo, la distancia entre diques en el estado no deformado t_0 para todo el dominio de x está dado por:

$$t_0(x) = \gamma_0 + \gamma_1 x$$

(Ecuación 6)

V. Ajuste del modelo óptimo

Se exploran de forma sistemática todas las combinaciones posibles de pares de puntos entre ambos diques (n^2 combinaciones), utilizando cada par para definir un límite de cizalla candidato y, por ende, un posible sistema de referencia. Para cada sistema de referencia candidato, se ajusta la geometría de los diques y se calcula la suma de cuadrados de los residuos (RSS, por sus siglas en inglés). El modelo óptimo se define como aquel que minimiza el RSS total, proporcionando el mejor ajuste global a la geometría observada de los diques dado un determinado límite de cizalla ([Fig. 4.2.1b](#)).

Se descartan aquellas combinaciones de puntos que, tras la transformación del sistema de referencia, generan un número insuficiente de observaciones para realizar los ajustes polinómicos, requiriéndose al menos dos puntos en el dominio no deformado y tres puntos en el dominio deformado para cada dique.

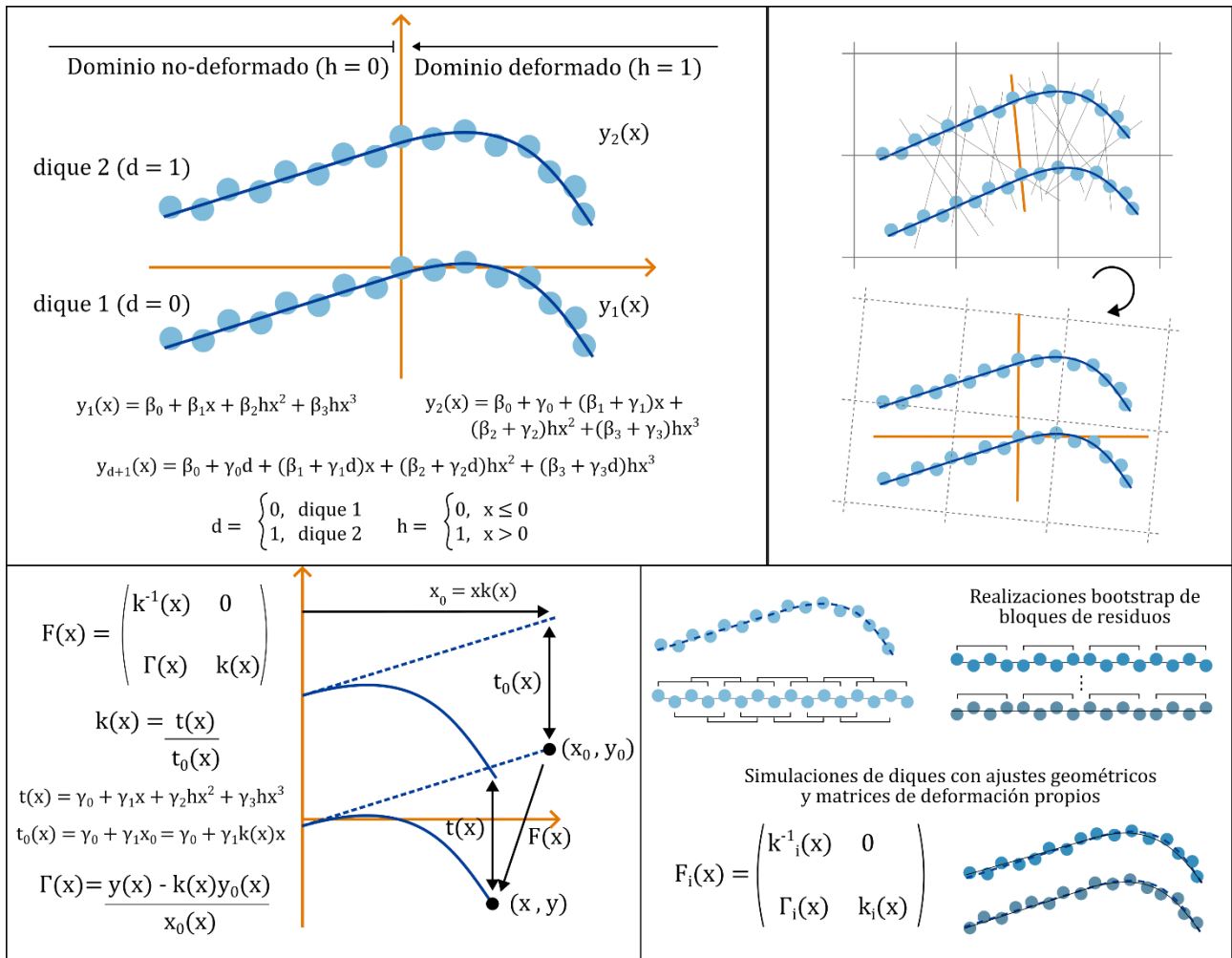


Figura 4.2.1. Esquema metodológico del modelo matemático. (a) Ajuste polinómico de la geometría del sistema de diques y expresión con variables indicadoras; (b) Modelo óptimo. (c) Construcción de matriz de deformación en base a relaciones geométricas; (d) Procedimiento de *Moving Block Bootstrap* basado en residuos.

VI. Matriz de deformación

A partir del sistema de referencia y el ajuste geométrico de los diques obtenido de la optimización (modelo óptimo), se calcula una matriz de deformación subsimple heterogénea dependiente de la distancia x (Fig. 4.2.1c):

$$F(x) = \begin{pmatrix} k^{-1}(x) & 0 \\ \Gamma(x) & k(x) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} k^{-1}(x) & 0 \\ \frac{\gamma(x)(k(x) - k^{-1}(x))}{2 \ln k} & k(x) \end{pmatrix}$$

(Ecuación 7)

donde k es la componente de cizalla pura, γ la componente de cizalla simple y Γ la cizalla simple efectiva, la componente rotacional que depende de la cizalla pura y la cizalla simple en una deformación subsimple (Tikoff y Fossen, 1993).

El parámetro de cizalla pura k se estima en el dominio deformado ($x > 0$) a partir de la razón entre el espaciado entre diques en el estado deformado y el espaciado correspondiente al estado no deformado (ej. Carreras, 1997):

$$k(x) = \frac{t(x, 1)}{t_0(x_0)} = \frac{\gamma_0 + \gamma_1 x + \gamma_2 x^2 + \gamma_3 x^3}{\gamma_0 + \gamma_1 x_0(x)} = \frac{\gamma_0 + \gamma_1 x + \gamma_2 x^2 + \gamma_3 x^3}{\gamma_0 + \gamma_1 x k(x)}$$

(Ecuación 8)

Con la condición $k(0) = 1$ y siendo $x_0(x)$ las posiciones de x actuales previo al acortamiento:

$$x_0(x) = x k(x)$$

(Ecuación 9)

De este modo, $k(x)$ satisface la siguiente expresión para cada x :

$$\gamma_1 x k(x)^2 + \gamma_0 k(x) - \gamma_0 + \gamma_1 x + \gamma_2 x^2 + \gamma_3 x^3 = 0$$

(Ecuación 10)

Esta expresión tiene dos posibles soluciones, de las cuales, una sola expresa el comportamiento físico de k en el modelo:

$$k(x) = \frac{-\gamma_0 + \sqrt{\gamma_0^2 - 4\gamma_1 x(-\gamma_0 + \gamma_1 x + \gamma_2 x^2 + \gamma_3 x^3)}}{2\gamma_1 x}$$

(Ecuación 11)

La estimación de la cizalla simple efectiva Γ no es independiente, sino que se obtiene de la aplicación de la matriz de deformación aplicada a la geometría de los diques en el estado no deformado (puntos x_0, y_0) que resultan en la geometría flexionada (x, y) , evaluándose en el dominio deformado ($x > 0$). Lo que se traduce como:

$$\begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} k^{-1}(x) & 0 \\ \Gamma(x) & k(x) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_0 \\ y_0 \end{pmatrix}, \text{ siendo:}$$

$$\Gamma(x, d + 1) = \frac{y_{d+1}(x, 1, d) - k(x)y_{0,d+1}(x, d)}{x_0(x)}$$

(Ecuación 12)

con la condición $\Gamma(0, d + 1) = 0$ y siendo $y_{0,d+1}(x, d)$ la expresión de la geometría de los diques en el estado no deformado:

$$y_{0,d+1}(x, d) = \beta_0 + \gamma_0 d + (\beta_1 + \gamma_1 d)x_0(x) \quad d = \begin{cases} 0, & \text{dique } y_1 \\ 1, & \text{dique } y_2 \end{cases}$$

(Ecuación 13)

Mientras que k es única para el sistema de dos diques, $\Gamma(x, d + 1)$ depende de la geometría de los diques y se obtiene una expresión por cada uno. Con el fin de definir una única matriz de deformación representativa del sistema, Γ^* se estima mediante una regresión cúbica conjunta de los pares $(x, \Gamma(x, d + 1))$, forzada a pasar por el origen:

$$\Gamma^*(x) = c_1x + c_2x^2 + c_3x^3$$

(Ecuación 14)

De este modo, la matriz de deformación subsimple heterogénea del sistema queda definida como:

$$F(x) = \begin{pmatrix} k^{-1}(x) & 0 \\ \Gamma^*(x) & k(x) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{2\gamma_1x}{-\gamma_0 + \sqrt{\gamma_0^2 + 4\gamma_1x(\gamma_0 + \gamma_1x + \gamma_2x^2 + \gamma_3x^3)}} & 0 \\ c_1x + c_2x^2 + c_3x^3 & \frac{-\gamma_0 + \sqrt{\gamma_0^2 + 4\gamma_1x(\gamma_0 + \gamma_1x + \gamma_2x^2 + \gamma_3x^3)}}{2\gamma_1x} \end{pmatrix}$$

(Ecuación 15)

VII. Parámetros de deformación

Los parámetros cinemáticos y de *strain* finito se derivan a partir de la matriz F .

Asumiendo un carácter estacionario del flujo, las apófisis de flujo son las direcciones materiales que no rotan durante la deformación, y corresponden a los vectores propios de F (Ramberg, 1975; Fossen y Tikoff, 1993; Tikoff y Fossen 1993):

$$AP_1 = \begin{pmatrix} 0 \\ 1 \end{pmatrix},$$

(Ecuación 16)

$$AP_2(x) = \begin{pmatrix} 1 \\ \frac{-\Gamma(x)}{k(x) - k^{-1}(x)} \end{pmatrix}$$

(Ecuación 17)

El ángulo agudo entre las apófisis (ángulo interapófisis) determina la coaxialidad de la deformación y se calcula como:

$$\alpha(x) = \tan^{-1} \frac{k(x) - k^{-1}(x)}{\Gamma(x)} = \tan^{-1} \frac{2 \ln k(x)}{\gamma(x)}$$

(Ecuación 18)

A partir del ángulo interapófisis, se calcula el número de vorticidad cinemática según (Tikoff y Fossen, 1993):

$$W_k(x) = \cos \left(\tan^{-1} \frac{2 \ln k(x)}{\gamma(x)} \right) = \cos \alpha(x)$$

(Ecuación 19)

La proporción de cizalla pura en una deformación por cizallamiento subsimple se expresa como porcentaje de cizalla pura (Tikoff com. pers. en Law, et al., 2004), según:

$$\%CP(x) = \frac{\alpha(x)}{90} \cdot 100$$

(Ecuación 20)

Las elipses de *strain* se obtienen a partir del tensor Cauchy-Green izquierdo C :

$$C(x) = F(x)F^t(x) = \begin{pmatrix} k^{-2}(x) & \frac{\Gamma(x)}{k(x)} \\ \frac{\Gamma(x)}{k(x)} & \Gamma(x)^2 + k(x)^2 \end{pmatrix}$$

(Ecuación 21)

cuyos valores propios λ_i y vectores propios e_i definen las magnitudes y orientaciones de los ejes principales de *strain* i , respectivamente (Fossen y Tikoff, 1993). Las magnitudes de los ejes corresponden a las proporciones de estiramiento en las direcciones de máximo y mínimo estiramiento del estado deformado, y están dadas por:

$$S_i(x) = \sqrt{\lambda_i(x)} = \sqrt{\frac{\Gamma^2(x) + k^2(x) + k^{-2}(x) \pm \sqrt{(\Gamma^2(x) + k^2(x) + k^{-2}(x))^2 - 4}}{2}}, \quad i = 1,2$$

(Ecuación 22)

mientras que las direcciones de los ejes representan las direcciones de estiramiento máximo y mínimo:

$$e_i(x) = \left(\frac{k(x)\lambda_i(x) - k^{-1}(x)}{\Gamma(x)} \right), \quad i = 1,2$$

(Ecuación 23)

que se expresan mediante el ángulo φ_S , medido en sentido horario respecto a la dirección +y del plano de cizalla.

La razón de *strain* o elipticidad R expresa la relación entre el estiramiento máximo y mínimo (Ramsay y Huber, 1983):

$$R(x) = \frac{S_1(x)}{S_2(x)}$$

(Ecuación 24)

VIII. Análisis de incertidumbre

La incertidumbre de los resultados del modelo (ajustes polinómicos, matriz de deformación y parámetros de deformación derivados) se evalúa mediante un procedimiento de remuestreo *Moving Block Bootstrap*, basado en residuos (Lahiri, 2003).

A diferencia del *bootstrap* clásico (Efron, 1979), este enfoque permite generar realizaciones a partir de un proceso de remuestreo, que preserva tanto la tendencia del modelo original como la estructura de dependencia espacial presente en los datos.

Los residuos correspondientes al ajuste geométrico óptimo de cada dique se consideran como una secuencia espacialmente ordenada. Para cada dique, los residuos se agrupan en bloques contiguos que preservan la dependencia local, asumiendo una independencia aproximada entre bloques durante el remuestreo. El tamaño del bloque h se estima a partir del análisis de autocorrelación de los residuos, seleccionando el menor retardo para el cual la autocorrelación de ambos diques es menor a $1,96/\sqrt{n}$, indicativo de ausencia de autocorrelación significativa (Shumway y Stoffer, 2017).

A continuación, se describe el procedimiento que genera una muestra *bootstrap*, el cual se itera B veces para construir intervalos de confianza del modelo ([Fig. 4.2.1d](#)):

- Se toman los residuos del modelo geométrico óptimo para cada dique, manteniendo su orden espacial original.
- Se construyen bloques solapados de tamaño h a partir de los residuos de cada dique.
- Los bloques se remuestrean de forma aleatoria y con reposición hasta generar una secuencia de residuos de igual longitud que la de la muestra original.
- Se suman las tendencias del modelo óptimo a la muestra *bootstrap*, generando simulaciones de muestras de la geometría de los diques.
- A la muestra simulada se le estima la geometría de los diques, la matriz de deformación y los parámetros de deformación derivados, siguiendo el mismo procedimiento aplicado a la muestra original.

Este procedimiento se repite para construir distribuciones empíricas de los parámetros del modelo, a partir de las cuales se calculan los intervalos de confianza del 95%. Dado que el modelo original presenta una separación aproximadamente constante entre puntos, los residuos se tratan como una secuencia espacial contigua y no en función de intervalos de distancia.

4.3. Análisis geocronológico

A partir de las determinaciones U-Pb en circón realizadas se pretende ampliar el conocimiento de las edades de cristalización de cuerpos graníticos asociados a la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, mientras que las edades K-Ar en muscovita buscan identificar la afectación térmica en el Terreno Piedra Alta durante la actividad de la zona de cizalla. Se realizaron cuatro determinaciones U-Pb en circón y cuatro K-Ar en muscovita. El procedimiento de separación mineral se realizó en los laboratorios de Corte y Molienda y Separación Mineral de la Facultad de Ciencias – Udelar, mientras que las determinaciones isotópicas para el cálculo de las edades se realizaron en laboratorios extranjeros.



Figura 4.3.1. Parte del equipamiento utilizado en el proceso de separación mineral. (a) Trituradora de mandíbulas de acero; (b) dispositivo para decantación de minerales pesados utilizando LST y (c) lupa binocular y placa Petri para separación manual de muscovita.

4.3.1. Análisis U-Pb en circón (LA-ICP-MS)

El concentrado de los circones se realizó mediante el siguiente procedimiento:

- Reducción del tamaño de la muestra de roca con martillo.
- Molienda de los fragmentos en una trituradora de mandíbulas de acero ([Fig. 4.3.1a](#)).
- Tamizado del material en mallas de 200 μm para separar las fracciones gruesas.
- Preconcentrado de minerales pesados en la fracción menor a 200 μm mediante el lavado y eliminación de minerales livianos y finos en suspensión utilizando un recipiente de 2 litros (3-4 repeticiones).
- Secado de 24 h a 40° C.
- Extracción de minerales ferromagnéticos mediante un imán de mano.

- Concentración de minerales diamagnéticos mediante un separador de laboratorio isodinámico modelo L-1 de Frantz S.G. a 140 A y 15° de inclinación.
- Concentración de minerales pesados de la muestra diamagnética por decantación en líquido denso LST de densidad 2.85 g/cm³ ([Fig. 4.3.1b](#)).
- Enjuague con agua y secado de 24 h a 40° C

Los concentrados de minerales pesados fueron enviados para su análisis al *Institute of Geology of the Czech Academy of Sciences* (Praga, República Checa). Los circones fueron montados en resina epoxi y pulidos hasta 0.05 µm para un análisis de catodoluminiscencia (CL) en una microsonda electrónica JEOL JXA-8530F en el *Institute of Petrology and Structural Geology, Charles University* (Praga, República Checa). Las mediciones isotópicas U–Pb se realizaron mediante un sistema de ablación láser ESI imageGEO193 (193 nm) acoplado a un espectrómetro de masas de alta resolución *Thermo Scientific Element 2* (HR-ICP-MS) en el *Institute of Geology of the Czech Academy of Sciences*. Más información sobre los procedimientos analíticos y de procesamiento de datos utilizados por el laboratorio pueden encontrarse en el [Anexo C](#).

El cálculo de las edades U-Pb en circón y sus diagramas se realizaron a partir de las razones isotópicas proporcionadas por el laboratorio, utilizando IsoplotR (Vermeesch, 2018). Las edades puntuales reportadas por el laboratorio fueron empleadas únicamente como referencia preliminar y como criterio de selección basado en la discordancia.

4.3.2. Análisis K-Ar en muscovita

La separación de muscovita se realizó mediante el siguiente procedimiento:

- Reducción con martillo y molienda en un molino de mandíbulas de acero.
- Concentrado de micas por flotabilidad mediante agitación y trasvasado con un recipiente de 2 L con agua (12-15 repeticiones).
- Secado de 24 h a 40° C.
- Concentración por efecto triboeléctrico en tubo de polipropileno.
- Separación manual a partir de los concentrados con espátula de acero inoxidable y el uso de una lupa binocular ([Fig. 4.3.1c](#)).

Las muestras de muscovita seleccionadas se enviaron para ser analizadas en el *Geoscience Center* de la *Georg-August Göttingen University* (Göttingen, Alemania), en colaboración del Dr. Klaus Wemmer. Allí fueron molidas en alcohol en un mortero de porcelana para remover los bordes alterados y tamizadas en un tamiz de 40 µm, siendo analizadas únicamente los núcleos frescos. El K fue determinado por medio de un fotómetro de llama BWB-XP™ tras la disolución de mica en una mezcla de HF y HNO₃. La composición isotópica de argón es medida en un espectrómetro de masas *Thermo Scientific ARGUS VI™*, utilizándose dilución isotópica con ³⁸Ar enriquecido para determinar la cantidad de ⁴⁰Ar radiogénico. Mas información sobre los procedimientos analíticos y de procesamiento de datos utilizados por el laboratorio pueden encontrarse en el [Anexo D](#) y [E](#).

5. RESULTADOS

5.1. Registro geológico de la deformación

En este capítulo se presentan los principales aspectos geológicos del margen oriental del Terreno Piedra Alta y del magmatismo asociado a la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. El área de estudio ha sido dividida en tres sectores en relación a su ubicación a lo largo de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí: Sur, Centro y Norte. El análisis de imágenes aeromagnéticas (Primera Derivada Vertical del Campo Magnético Anómalo (1DV), Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP)) y aeroradiométricas (Conteo Radiométrico Total (CRT) y Ternario Radiométrico (TR)), en conjunto con antecedentes cartográficos, permitió diferenciar las principales unidades geológicas en cada uno de los sectores. Para cada unidad, se presenta su principal respuesta aerogeofísica, sus relaciones geométricas y ubicación. Además, se caracterizan las principales características geológicas observadas de algunas unidades, en particular las que se encuentran en el extremo oriental del margen, así como algunos sitios representativos de las mismas.

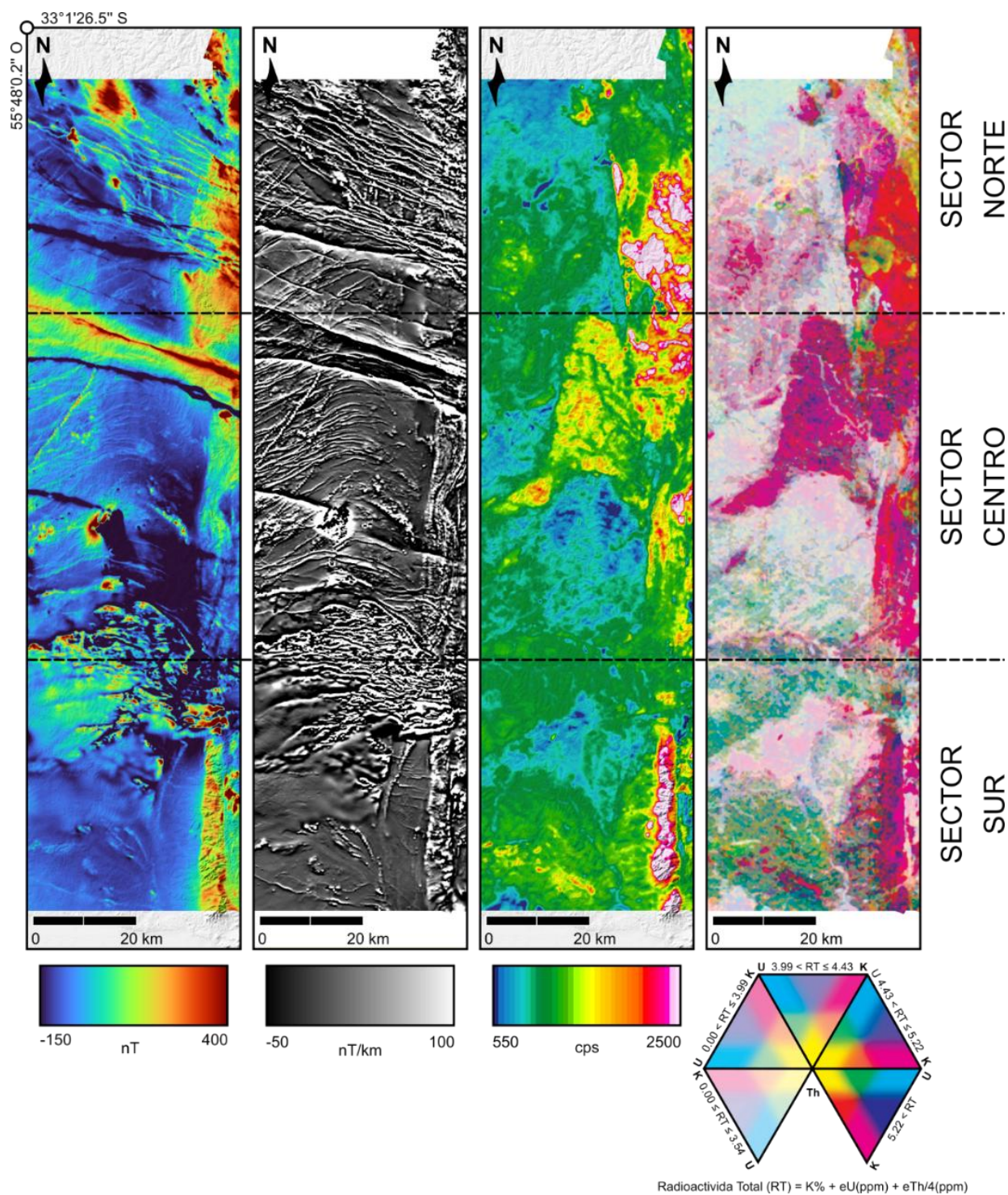


Figura 5.1.1. Mapas aeromagnéticos y aerorradiométricos del área de estudio (extraídos de <https://visualizadorgeominero.dinamige.gub.uy/accesos/acceso.html>). (a) Campo Magnético Reducido al Polo; (b) Primera Derivada Vertical del Campo Magnético Anómalo; (c) Conteo Radiométrico Total y (d) Ternario Radiométrico.

5.1.1. Sector Sur

Milonitas graníticas y esquistos miloníticos

Una faja de milonitas se ubica al norte del Sector Austral, contra los depósitos de la Cuenca Santa Lucía; estas corresponden a las unidades Milonitas Graníticas Cuchilla Cabo de Hornos, Micaesquistos Milonitizados De Sauce De Solís y milonitas graníticas y cuarzomilonitas de la Suite Granítica Mosquitos de Spoturno et al. (2004). La respuesta magnética y radiométrica de esta unidad es baja a moderada en general. Se observan algunos lineamientos de alta intensidad en 1DV y señales de mayor CRT vinculados a un alto contenido de potasio relativo, que indican variaciones composicionales de los protolitos involucrados. Las imágenes de CMRP indican una traza en dirección NE-SO que marca la geometría de la zona de cizalla ([Fig. 5.1.1](#)). La unidad está compuesta por milonitas graníticas y esquistos miloníticos; estos se observan principalmente en taludes de ruta y canteras, debido al poco desarrollo de afloramientos. La foliación milonítica presenta tendencia NO-SE con buzamiento subvertical al NE o SO y lineación de estiramiento subhorizontal, y los indicadores cinemáticos evidencian cizallamiento sinistral.

Las milonitas graníticas muestran un bandeo composicional dado por el desarrollo de *ribbons* de cuarzo, sistemas porfiroclásticos de feldespato con núcleos redondeados y mantos recrystalizados, y agregados planares de biotita que forman estructuras. Es común observar estructuras S-C y porfiroclastos tipo- σ que sugieren una cinemática sinistral. Dos afloramientos son representativos para los protolitos graníticos. El SY24-64 (34°36'0.07" S, 55°35'57.22" O) corresponde a una cantera y está en un dominio de bajo *strain* en relación a la flexión de la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, donde la foliación milonítica es N303/75°E. El sitio SY24-02 (34°36'32.39" S, 55°29'49.67" O) se encuentra en una zona de mayor *strain* finito con una foliación N156/84 SO. En lámina delgada las milonitas de este sitio presentan *ribbons* de cuarzo policristalinos y recrystalizados por migración de bordes de grano de alta temperatura (GBM), desarrollando cristales anedrales de entre 100 y 400 μm . Estos presentan bordes irregulares que evidencian un proceso de *bulging*, el desarrollo de bordes de subgranos, extinción ondulosa y cristales de entre 30 y 50 μm producto de una incipiente recrystalización por rotación de subgranos (SGR) (Fig 5.1.4c); ocasionalmente pueden presentar textura poligonal por procesos de recrystalización estática. Los feldespatos forman sistemas porfiroclásticos sinestrales, de tipo manto y núcleo o de clasto desnudo, con núcleos fracturados y sericitizados que alcanzan 1.5 mm de tamaño y mantos recrystalizados por *bulging* (BLG), con cristales de 20 μm aproximadamente. Agregados de biotita y eventualmente muscovita definen una foliación espaciada y estructuras S-C sinestrales.

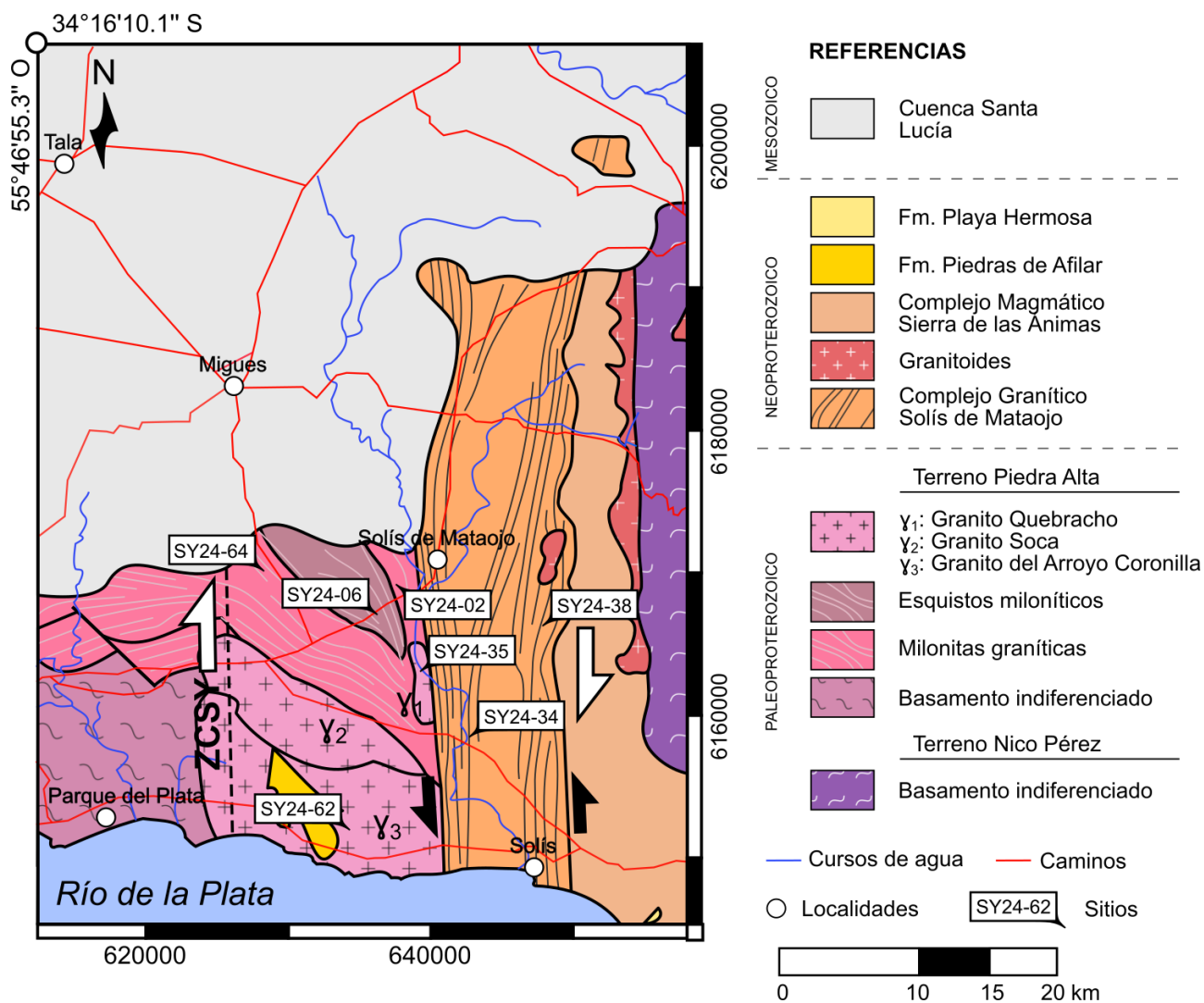


Figura 5.1.2. Esquema geológico del Sector Sur. Nota: Coordenadas planas UTM zona 21S; la cobertura parcial cenozoica no esta representada.

Los micaesquistos miloníticos presentan cierta heterogeneidad debido a un contenido de biotita variable. La foliación milonítica está dada por *ribbons* de cuarzo y mantos recrystalizados de feldespato. El granate presente actúa como porfiroclasto frente a la milonitización, se encuentra parcialmente transformado a biotita y presenta sombras de presión asimétricas que indican un cizallamiento sinistral. El sitio SY24-06 (34°37'36.93" S, 55°30'38.11" O) se encuentra en un talud en la Ruta N° 8 y constituye un buen ejemplo de esta unidad, donde se puede observar la heterogeneidad composicional y el desarrollo de una foliación milonítica N150/87 SO en los esquistos a granate. En lámina delgada, las milonitas de este sitio presentan recrystalización por migración de borde de grano de alta temperatura (GBM) en *ribbons* policristalinos de cuarzo, y sistemas porfiroclásticos tipo-σ de feldespato y granate. El feldespato desarrolla sistemas núcleo y manto, con núcleos fracturados y sericitizados y mantos recrystalizados por *bulging* (BLG), con cristales de aproximadamente 20 y 30 μm (Fig. 5.1.4b). El granate tiene inclusiones de plagioclasa y cuarzo, y se encuentra transformado parcialmente en biotita. Además, dominios de sericita y opacos finos acompañan la foliación milonítica. En dominios de deformación

más intensa, la transformación del granate a biotita, así como la sericitización en los feldespatos está más desarrollada ([Fig. 5.1.4a](#)).

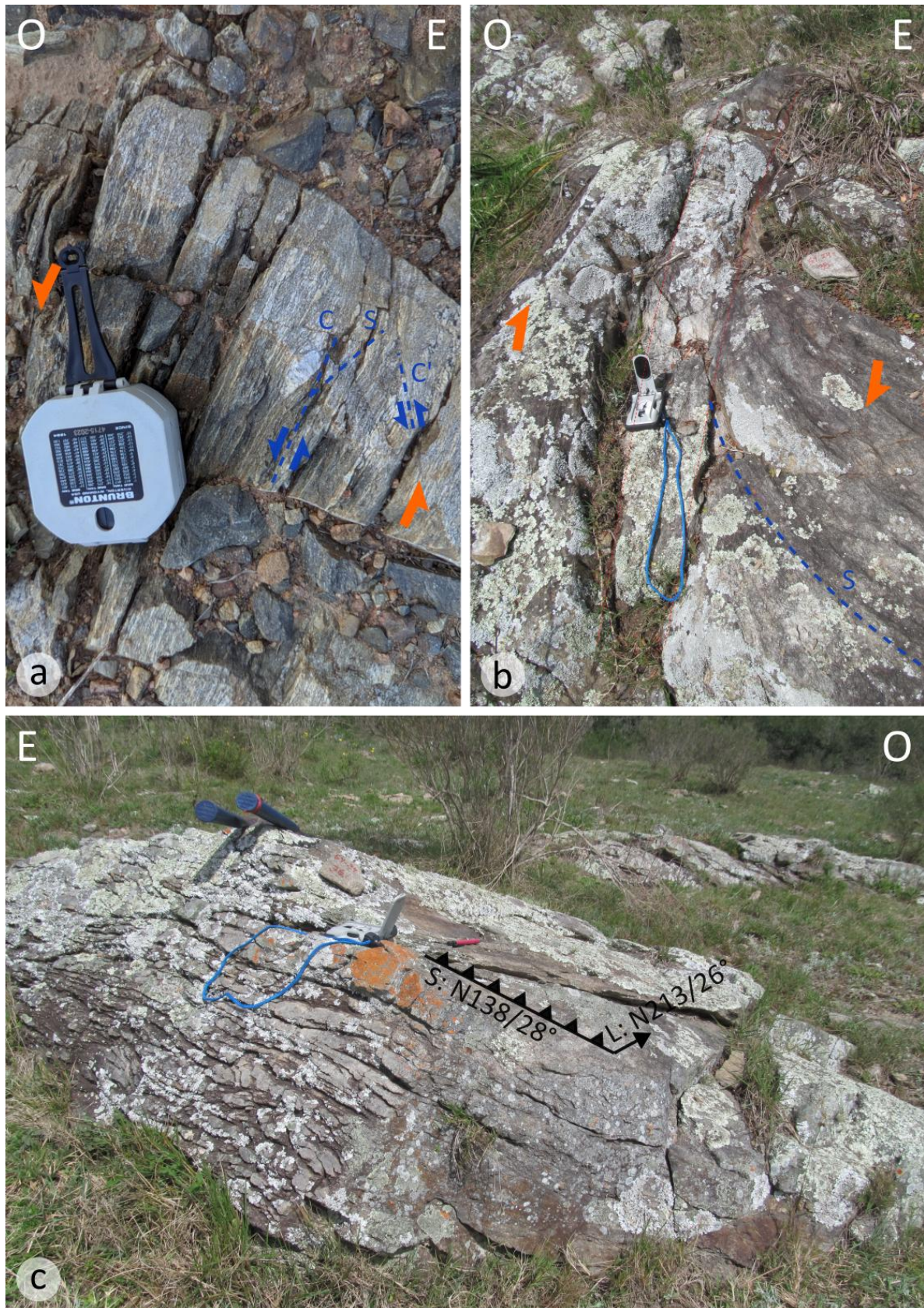


Figura 5.1.3. Estructuras en mesoescala del Sector Sur. (a) Porfiroclasto tipo- σ en una milonita granítica del Complejo Granítico Solís de Matajojo; (b) pliegue de arrastre en el Granito

Quebracho y (c) foliación de bajo ángulo de rumbo NO-SE y lineación de estiramiento NE-SO en el Granito Quebracho.

Granito del Arroyo Coronilla y Granito Quebracho

En el sector sur se encuentran varios cuerpos graníticos que presentan anomalías magnéticas, pero en general de baja intensidad. Los granitos del Arroyo Coronilla y Quebracho muestran anomalías positivas alargadas en dirección NO-SE, asociadas a alto contenido de potasio según el ternario radiométrico ([Fig. 5.1.1](#)). El Granito del Arroyo Coronilla tiene una baja densidad de afloramiento y ocupa buena parte del extremo sur de este sector, mientras que el Granito Quebracho corresponde a un cuerpo de escasa extensión ubicado contra el Complejo Granítico Solís de Matajojo ([Fig. 5.1.2](#)). Ambos granitos son leucócratas, de grano grueso y están compuestos principalmente por cuarzo, feldespato, biotita y muscovita. El Granito del Arroyo Coronilla se observó relativamente alejado de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, en el sitio SY24-62 (34°46'0.75" S, 55°31'44.27" O), donde presenta una intensa meteorización con neoformación de arcilla y muestra una foliación débil. El Granito Quebracho por su parte, se ubica en el interior del margen flexionado por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí ([Fig. 5.1.2](#)) y presenta una textura ígnea con desarrollo de una foliación muy débil y un estado de meteorización importante, que va adquiriendo un mayor grado de deformación de manera progresiva hacia el este. El sitio SY24-35 (34°39'45.50" S, 55°28'37.73" O) se ubica al este del Arroyo Solís Chico, donde el granito desarrolla una foliación protomilonítica subhorizontal de tendencia N213/30 NO. Se puede observar una zona de cizalla local intruída por un dique pegmatítico que desarrolla un arrastre de cinemática dextral y con un mayor desarrollo de foliación milonítica subvertical ([Fig. 5.1.3b](#)). Además, se puede observar una foliación subhorizontal N138/28 SO y una lineación de 26° al N213 que podría estar representando un corrimiento con vergencia NE ([Fig. 5.1.3c](#)). En lámina delgada, una milonita desarrollada al pliegue de arrastre dextral presenta *ribbons* de cuarzo policristalinos con cristales de 100 μm aproximadamente, recrystalizados por rotación de subgranos (SGR), con una orientación preferencial de forma que desarrolla una foliación oblicua de sentido sinistral ([Fig. 5.1.4e, f](#)). Estos *ribbons* se separan por bandas de cizalla C vinculadas a planos de biotita. Los feldespatos tienen núcleos fracturados y están transformados a sericita en ciertos dominios, sin desarrollar evidentes mantos de recrystalización. Muscovitas individuales están plegadas y conforman *mica fish* de sentido dextral ([Fig. 5.1.4f](#)), o se encuentran como agregados finos recrystalizados que acompañan las bandas de cizalla y desarrollan estructuras tipo- σ vinculadas a los feldespatos que también indican una cinemática dextral ([Fig. 5.1.4e](#)).

Complejo Granítico Solís de Matajojo

Los granitos milonitizados del Complejo Granítico Solís de Matajojo constituyen un dominio de geometría elongada en dirección N-S que es cubierto por la Cuenca Santa Lucía al norte ([Fig. 5.1.2](#)). Se puede distinguir de los granitos y milonitas por el cambio en la tendencia estructural de la respuesta magnética, mientras que su separación de Formación Sierra de Ánimas está basada en una menor intensidad de la señal magnética como de CRT ([Fig. 5.1.1](#)). El complejo está constituido por granitoides de colores grises a rosados que presentan un desarrollo variable de foliación milonítica de tendencia NE-

SO. Estos cuerpos presentan diversos grados de deformación, lo que da lugar a protomilonitas, milonitas, ultramilonitas y filonitas. Los indicadores cinemáticos observados son sinestrales, e incluyen principalmente porfiroclastos de feldespato tipo- σ y estructura S-C ([Fig. 5.1.3a](#)). El sitio SY24-38 (34°37'55.70" S, 55°22'53.95" O) corresponde a una cantera abandonada con buena exposición sobre Camino de las Ánimas, 16 km al norte de la Ruta Nacional N° 9. Se trata de una milonita granítica a muscovita que presenta una foliación milonítica N188/75 O dada por el desarrollo de *ribbons* de cuarzo, mantos recrystalizados de feldespatos y agregados planares de muscovita y una lineación de estiramiento de 02° al N017. En lámina delgada se puede observar que el cuarzo constituye *ribbons* policristalinos finos y que el feldespato presenta una recrystalización por migración de borde de grano de baja temperatura (BLG) avanzada, con cristales de entre 10 y 30 μm . La mica se encuentra como cristales individuales y conformando dominios finos recrystalizados. Indicadores cinemáticos como *mica fish*, estructuras S-C-C' y sistemas porfiroclásticos tipo- σ en feldespato indican un cizallamiento de sentido sinestral ([Fig. 5.1.3d](#)). Otro sitio de interés es el SY24-34 (34°42'21.87" S, 55°26'10.36" O), el cual corresponde a un afloramiento junto al Arroyo Navarro, al norte de Pueblo Solís. La barranca muestra diversas litologías, como milonitas graníticas, cuarzomilonitas y filonitas. Las milonitas presentan una foliación milonítica N188/85°O y una lineación de estiramiento de 13° al N183.

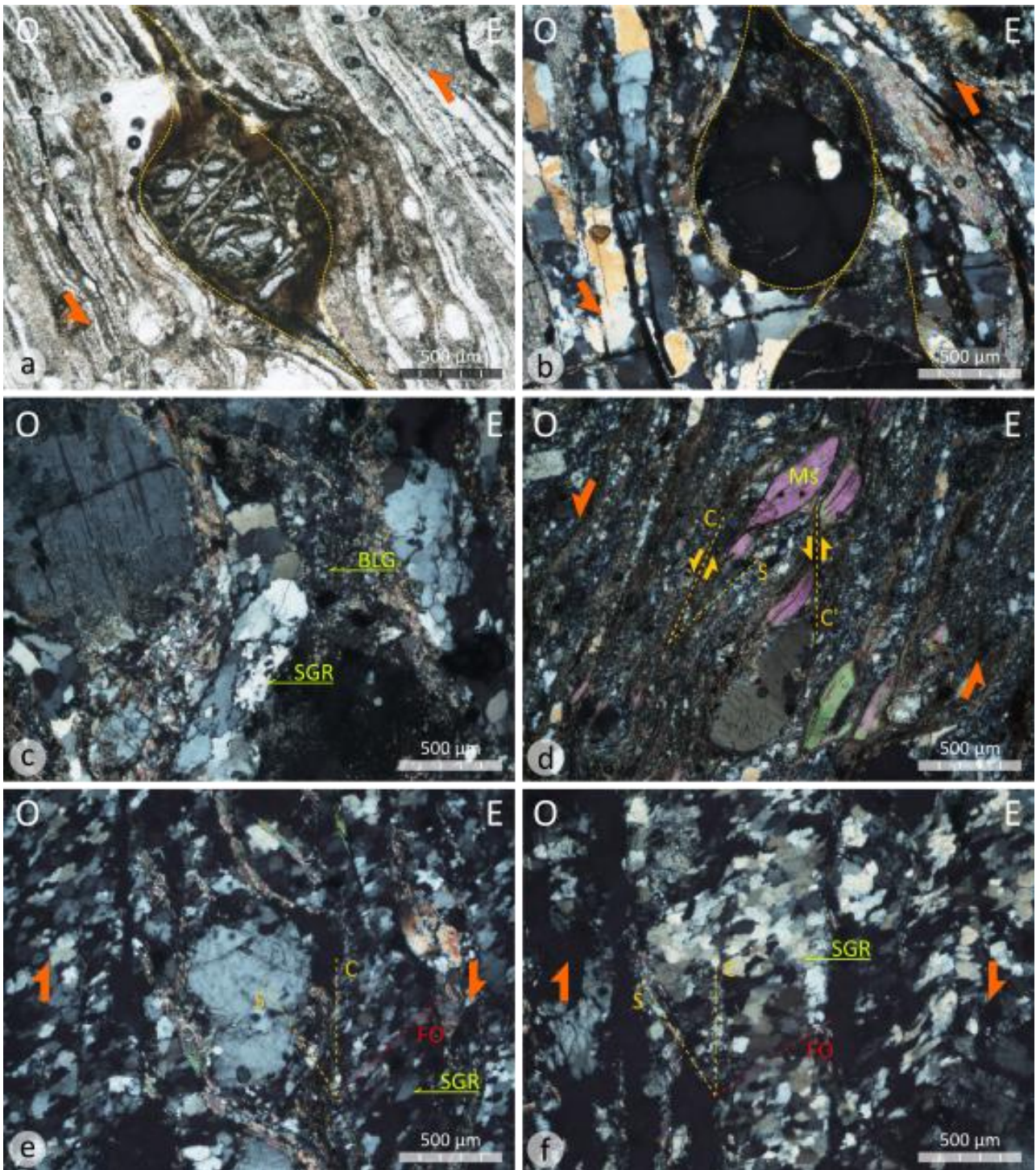


Figura 5.1.4. Petrografía y microestructuras de rocas del Sector Sur. a) Porfiroclasto de granate tipo- σ parcialmente transformado a biotita y *ribbons* finos de cuarzo de un dominio de alta deformación en esquisto milonítico; b) porfiroclasto de granate tipo- σ , *ribbons* de cuarzo y sericita en esquisto milonítico; c) recrystalización en cuarzo y feldespato en milonita granítica; d) estructuras S-C-C' y *mica fish* como indicadores sinestrales en milonita granítica del Complejo Granítico Solís de Mataojó; e) porfiroclasto tipo- σ y *mica fish* de sentido dextral, con recrystalización SGR en cuarzo que desarrolla una foliación oblicua sinistral, en milonita dextral del Granito Quebracho y f) estructuras S-C dextrales recrystalización SGR en cuarzo, que desarrolla una foliación oblicua sinistral en milonita dextral del Granito Quebracho.

5.1.2. Sector Centro

Granito Cerro Colorado

El Granito Cerro Colorado tiene una forma elongada en dirección N-S de 35 km de largo y 20 km de ancho, muestra una señal aeromagnética débil y se caracteriza por una alta anomalía radiométrica, particularmente debido a su proporción de potasio relativo ([Fig. 5.1.1](#), [5.1.5](#)). Es un granito rosado de grano grueso, equigranular y ocasionalmente porfirítico, compuesto principalmente por cuarzo, feldespato y biotita, con epidoto, clorita y esfeno como fases accesorias. En dominios de baja deformación, el granito preserva una textura ígnea y desarrolla fajas miloníticas locales. Hacia el este, va adquiriendo mayor deformación, lo que se registra como un aumento de matriz milonítica y de zonas de deformación localizada más extensas. En estos dominios de *strain* localizado, se pueden observar indicadores cinemáticos dextrales, principalmente estructuras S-C y sistemas porfiroclásticos tipo- σ ; además de venas de cuarzo *en-echelon* (*tension gashes*) dextrales ([Fig. 5.1.6c](#)). El incremento de la deformación hacia el este aumenta la reducción del tamaño de grano y los mecanismos de deformación, donde el cuarzo pasa de una recristalización por migración de borde de grano de baja temperatura (BLG) a recristalización por rotación de subgranos (SGR), y el feldespato alcanza a recristalizar por BLG.

El sitio SY24-07 (33°52'44.19" S, 55°24'11.03" O) corresponde a un granito protomilonítico de foliación N339/77 E. El granito presenta dominios de alto *strain* donde se observan estructuras S-C y porfiroclastos tipo- σ dextrales ([Fig. 5.1.6a](#)). En lámina delgada se observa cuarzo con extinción ondulosa, desarrollo de subgranos y recristalización por migración de borde de grano de baja temperatura (BLG), mientras que en algunos sitios muy localizados recristaliza por rotación de subgranos ([Fig. 5.1.7a](#)). El feldespato se encuentra fracturado y con transformación a sericita y epidoto incipiente. La biotita está intensamente cloritizada y se asocia a neoformación de importantes dominios con epidoto y esfeno euedral ([Fig. 5.1.7b](#)).

El sitio SY24-09 (33°53'4.99" S, 55°22'32.02" O) corresponde a una ultramilonita de foliación N174/45 O ubicada en un dominio de alta deformación en el extremo oriental del margen del Terreno Piedra Alta. Presenta *ribbons* de cuarzo policristalinos recristalizados por rotación de subgranos (20 – 30 μ m) con una orientación preferencial de forma que determina una foliación oblicua dextral. El feldespato conforma sistemas porfiroclásticos núcleo y manto de tipo- σ dextrales, con núcleos fracturados y sericitizados, y mantos recristalizados por migración de borde de grano de baja temperatura (BLG). También presenta bandas de cizalla que desarrollan estructuras S-C-C' dextrales y dominios de epidoto, clorita y esfeno paralelos a la fábrica ([Fig. 5.1.7d](#)). El sitio SY24-21 (33°58'43.21" S, 55°23'22.96" O) también corresponde a un afloramiento de ultramilonitas con indicadores cinemáticos dextrales, que representa unos de los sitios de mayor localización de *strain* observados. La foliación milonítica tiene rumbo N018/82 E y presenta estructuras S-C y pliegues asimétricos dextrales a escala de afloramiento, aunque más bien son escasos debido al tamaño de grano extremadamente fino. En lámina delgada muestra una matriz muy fina de cuarzo, feldespato, biotita y clorita. Los porfiroclastos de feldespato son escasos y alcanzan las 100 μ m. Los filosilicatos se encuentran diseminados, la clorita

forma agregados y se vincula a minerales opacos, y se observa algo de carbonato (Fig. 5.1.7e). Las estructuras S-C-C' dextrales son el único indicador cinemático de esta fase y confirman la cinemática dextral observada a mesoescala; también se observan bandas de cizalla sinestrales que podrían estar marcando un retrabajo durante la reactivación de la zona de cizalla (Fig. 5.1.7f). Asociado a esta ultramilonita se encuentra una pegmatita a muscovita milonitizada, con desarrollo de estructura S-C y porfiroclastos tipo- σ dextrales (Fig 5.1.6b).

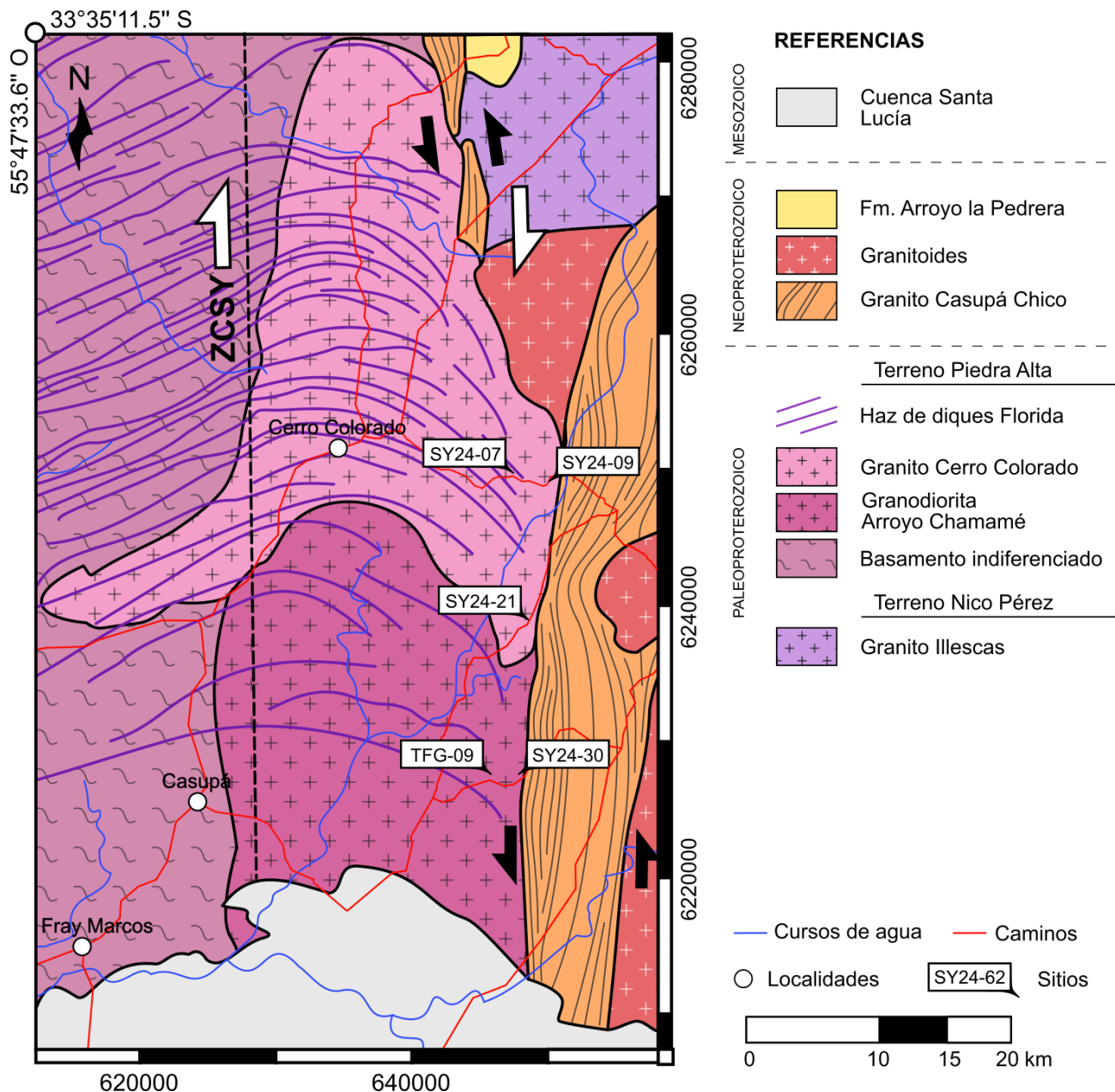


Figura 5.1.5. Esquema geológico del Sector Centro. *Nota: Coordenadas planas UTM zona 21S; la cobertura parcial cenozoica no esta representada.*

Granodiorita Arroyo Chamamé

Al sur del Granito Cerro Colorado y al este del Granito Casupá Chico se ubica un cuerpo granodiorítico que presenta señales aeromagnética y aerorradiométrica de baja

intensidad ([Fig. 5.1.1](#)). La única mención de esta unidad se encuentra como Granodiorita-Tonalita de Arroyo Chamamé en la Carta Geológica de Lavalleja (Spoturno et al., 2019), donde se mapea su extensión en dicho departamento. La granodiorita es una roca gris, de tamaño de grano grueso, que presenta textura ígnea con una foliación tectónica débil, desarrollando zonas de cizalla locales de espesor centimétrico con cinemática sinestral ([Fig. 5.1.6d](#)). La roca está constituida principalmente de cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato alcalino, conformando una foliación subvertical de rumbo NNO-SSE que tiende a una N-S hacia el este. El sitio TFG-09 (34° 5'3.15" S, 55°25'3.94" O) se encuentra en un dominio de bajo *strain*, en donde la roca presenta una foliación débil de rumbo aproximado N333/75 NE y escasa reducción de tamaño de grano. En lámina delgada, la granodiorita se caracteriza por presentar agregados poligonales a interlobulares de cuarzo. El cuarzo presenta extinción ondulosa y bordes de subgranos (SGB) ([Fig. 5.1.7c](#)), además de granos recrystalizados por migración de borde de grano de baja temperatura (BLG) de manera escasa y localizada. El feldespato, principalmente plagioclasa, presenta tamaño milimétrico y se encuentra transformado parcialmente a sericita, minerales arcillosos y epidoto. Las biotitas ocurren como cristales milimétricos que no se encuentran recrystalizados y que suelen formar grupos (*clustered*), sin una orientación preferencial bien desarrollada.

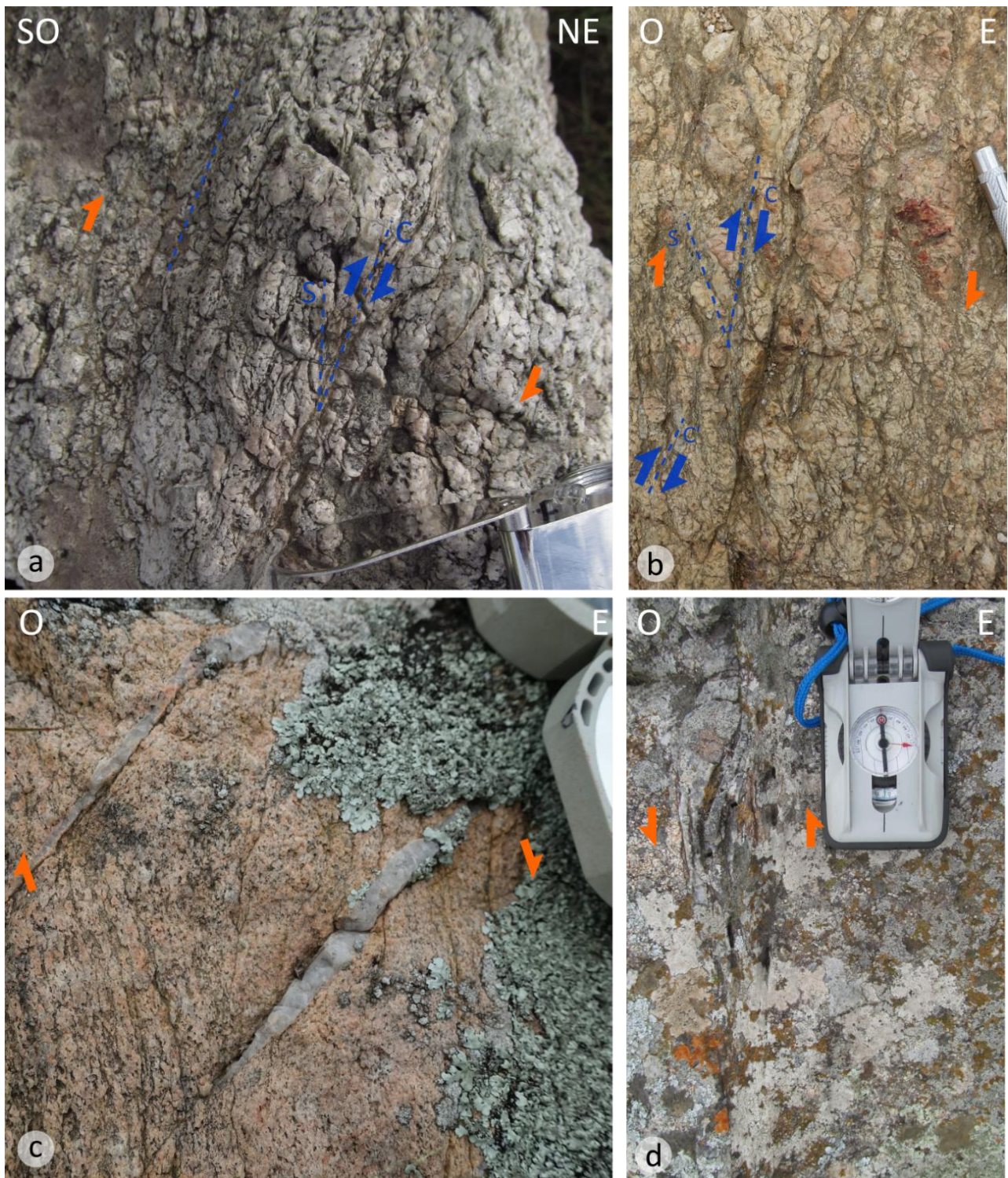


Figura 5.1.6. Estructuras en mesoescala del Sector Centro. (a) Bandas de cizalla conformando estructuras S-C dextrales en protomilonita de Granito Cerro Colorado; (b) estructuras S-C-C' dextrales en pegmatita milonitizada del Granito Cerro Colorado; (c) venas de cuarzo *en-echelon* de sentido dextral en protomilonita del Granito Cerro Colorado y (d) banda de cizalla sinistral discreta en Granodiorita Arroyo Chamamé.

Haz de Diques de Florida

Los diques máficos del Haz de Diques de Florida se pueden observar a partir de lineamientos aeromagnéticos intensos observables en la 1DV que se registran sobre el Granito Cerro Colorado como en la Granodiorita Arroyo Chamamé. En una faja de 1 km de potencia antes del Granito Casupá Chico disminuye el registro magnético; además, no presentan anomalías radiométricas ([Fig. 5.1.1](#)). Estos diques tienen dirección NE-SO que progresivamente rota a direcciones SE-NO hacia el este, debido al cizallamiento dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. Su afloramiento es muy escaso debido a la meteorización diferencial respecto a su roca caja, y se restringe principalmente a taludes de ruta o canteras. El sitio SY24-30 corresponde a una cantera pequeña donde se puede observar dique máfico milonitizado. El dique se encuentra fuertemente deformado y metamorfozado, tiene un color negro verdoso debido a la presencia de hornblenda y presenta finas capas claras que corresponden *ribbons* de cuarzo y feldespato recrystalizado. Presenta una foliación de rumbo N173/65 O y no muestra indicadores cinemáticos evidentes a escala mesoscópica.

Granito Casupá Chico

Cuerpo alargado en dirección N-S que limita con el Terreno Piedra Alta al oeste. Se caracteriza por poseer una respuesta radiométrica alta en el CRT, particularmente debido a una alta proporción relativa de potasio, y por presentar un patrón de dominios alargados en dirección N-S. A su vez, muestra mayor respuesta aeromagnética que el Granito Cerro Colorado y es posible diferenciar cuerpos, a partir de cambios en los patrones aerogeofísicos ([Fig. 5.1.1](#)). Tiene buena densidad de afloramiento, contrastando con el dominio de alto *strain* del Granito Cerro Colorado. Es un granito leucócrata de color rosado, compuesto principalmente por cuarzo, feldespato y biotita. En sectores cercanos a su margen occidental desarrolla una foliación milonítica subvertical de rumbo NE-SO y lineación subhorizontal N-S.

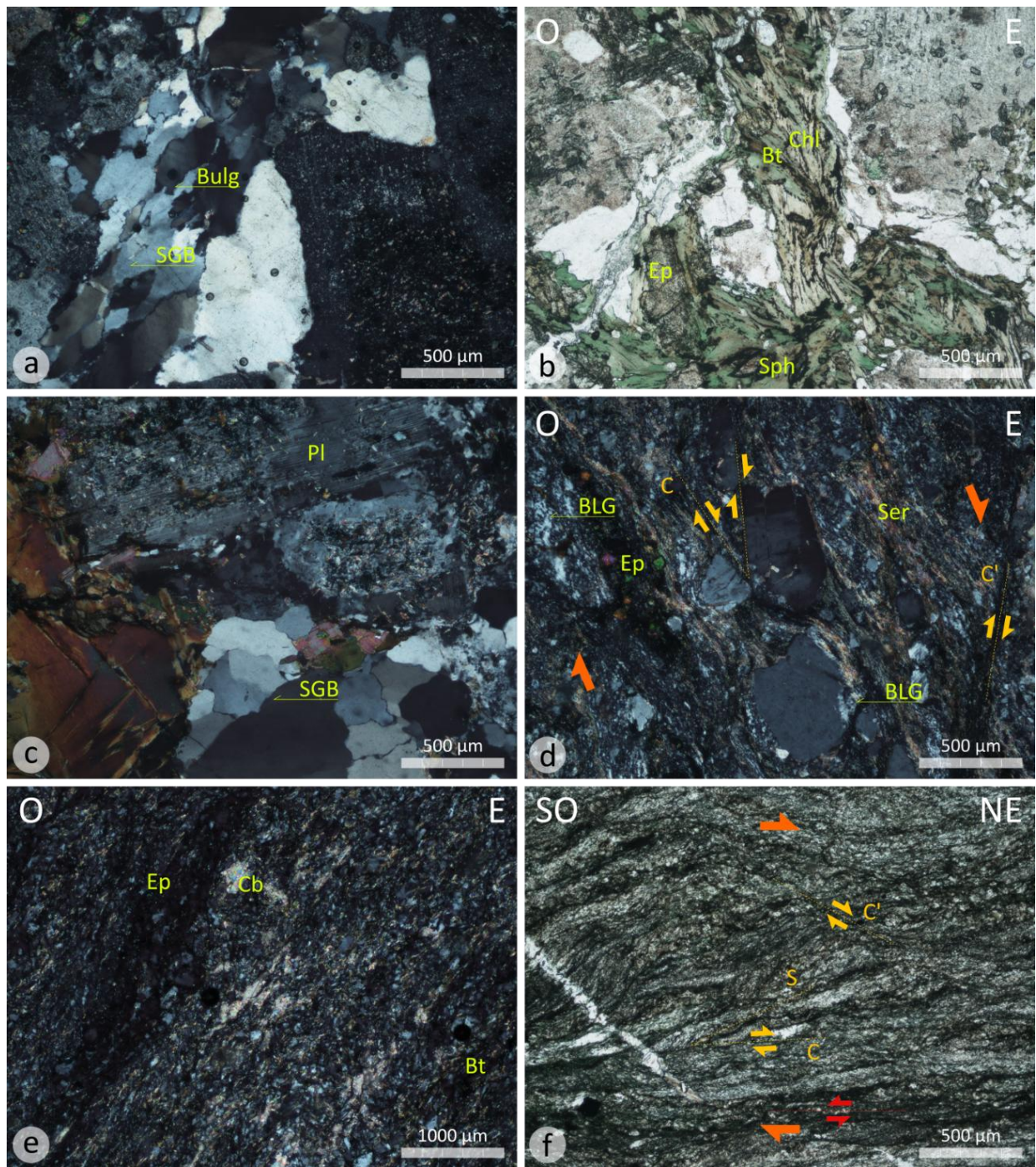


Figura 5.1.7. Petrografía y microestructuras de rocas del Sector Centro. a) bordes de grano y *bulging* como microestructura de recuperación en cuarzo de protomilonita, Granito Cerro Colorado; b) banda de biotita cloritizada asociada e epidoto y esfeno en protomilonita, Granito Cerro Colorado; c) bordes de subgrano como microestructura de recuperación en cuarzo poco deformado, biotitas magmáticas y plagioclasa sericitizada en granodiorita, Granodiorita-tonalita de Arroyo Chamamé; d) estructuras S-C-C', recrystalización BLG y sericita y epidoto asociados al feldespato en ultramilonita, Granito Cerro Colorado. e) sericita, epidoto y carbonato fino, ultramilonita en Granito Cerro Colorado; f) Estructuras S-C-C' dextrales y banda de cizalla sinestral en ultramilonita, Granito Cerro Colorado.

5.1.3. Sector Norte

Basamento indiferenciado (Terreno Piedra Alta)

Esta unidad incluye todo el basamento del Terreno Piedra Alta en el Sector Norte. El basamento presenta una respuesta magnética y conteo radiométrico total de intensidad baja, y es recortado por el Haz de Diques de Florida al igual que en el Sector Central, como puede observarse a partir de lineamientos aeromagnéticos de alta intensidad ([Fig. 5.1.1](#)). Se observaron litologías comúnmente reportadas en el Terreno Piedra Alta, como granitos y gneises, que no muestran una evidente deformación milonítica.

El sitio SY24-43 (33°17'37.43" S, 55°34'58.88" O) corresponde a una cantera de granito sobre la Ruta Nacional N° 6, a 6,5 km de Sarandí del Yí. El granito es de color gris, equigranular y de tamaño de grano medio. Presenta enclaves máficos de grano fino de formas irregulares, sin una clara orientación preferencial ([Fig. 5.1.9a](#)). Por otro lado, el sitio SY24-55 (33°15'31.00" S, 55°32'38.19" O) se encuentra más al este que el anterior y corresponde a una metatexita estromática que aflora de manera escasa sobre la Ruta Nacional N° 6. El bandeo composicional de leucosomas y melanosomas presenta una tendencia estructural subvertical de dirección NO-SE a NE-SO ([Fig. 5.1.9b](#)), con pliegues de plano axial N020, y no muestra una evidente afectación por procesos de milonitización. Diques pegmatíticos muscovíticos discontinuos y diques máficos intruyen la migmatita.

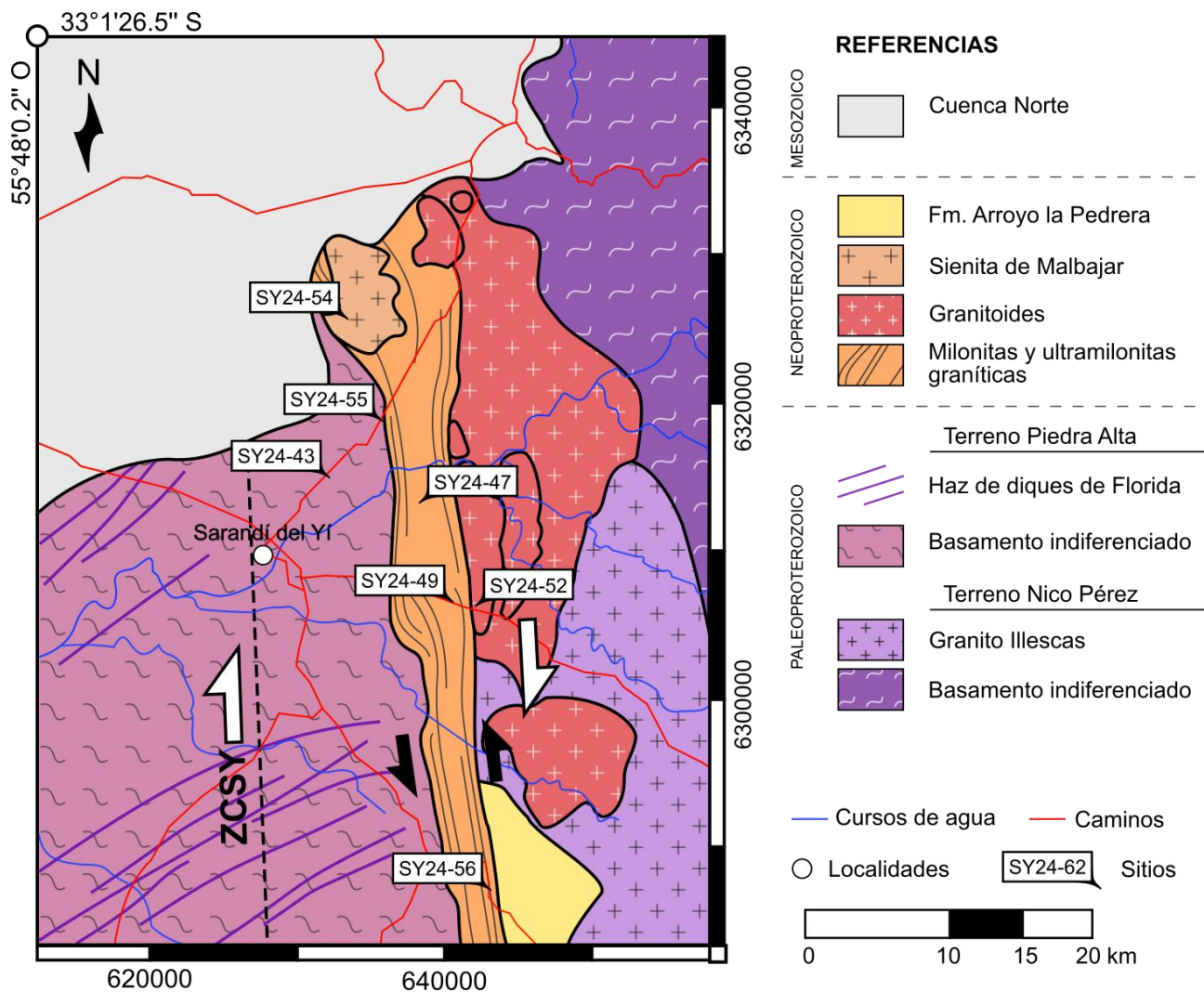


Figura 5.1.8. Esquema geológico del Sector Norte. *Nota: Coordenadas planas UTM zona 21S; la cobertura parcial cenozoica no esta representada.*

Milonitas y ultramilonitas graníticas

Las milonitas graníticas se desarrollan en una faja angosta de dirección N-S que tiende a NNO-SSE hacia el norte (Fig. 5.1.8). Esta faja se caracteriza por una señal de CRT y respuesta aeromagnética baja; además, el ternario radiométrico sugiere una composición U-Th-K de proporciones equivalentes (Fig. 5.1.1). A pesar de mostrar señales similares a las del basamento, es posible separarla de éste mediante diferencias en los patrones de las señales. Hacia el este, limitan con cuerpos graníticos de CRT alto, que ocurren sobre el Terreno Nico Pérez. Las milonitas se caracterizan por ser rocas leucócratas a mesócratas, con composiciones granodioríticas a graníticas. La deformación se intensifica hacia el este, donde milonitas de foliación N-S subvertical pasan a ultramilonitas de foliación NE-SO. Los indicadores cinemáticos como porfiroclastos tipo- σ y estructuras S-C sugieren un sentido de cizalla sinistral (Fig. 5.1.9c).

El sitio SY24-49 (33°22'13.35" S, 55°29'22.01" O) en la Ruta Nacional N° 14, corresponde a una milonita granítica que pasa a ultramilonita hacia el este. En lámina delgada (Fig. 5.1.10a), la milonita presenta *ribbons* policristalinos de cuarzo recrystalizado por rotación

de subgranos (SGR), que presentan cristales de 40 μm , ocasionalmente formando agregados poligonales. El feldespato conforma sistemas porfiroclásticos núcleo y manto, con núcleos que alcanzan los 4 mm de tamaño. Estos núcleos están deformados plásticamente, mostrando extinción ondulosa y bordes de subgranos (SGB), y están reemplazados parcialmente por minerales arcillosos y sericita. Los mantos de recristalización son muy finos (5 μm) y podrían ser el producto de recristalización por migración de borde de grano de baja temperatura (BLG). Hornblenda y esfeno subedral presentan una orientación preferencial paralela a la foliación milonítica y se encuentran fracturados perpendicularmente al flujo, con fracturas rellenas de cuarzo. Las hornblendas se encuentran parcialmente cloritizadas. Indicadores cinemáticos en los sistemas porfiroclásticos tipo- σ y estructuras S-C indican un cizallamiento sinistral. En la ultramilonita, hay mayor desarrollo de mantos de recristalización en feldespato, que muestra una incipiente recristalización por rotación de subgranos (SGR), los núcleos tienen tamaños menores de entre 100 y 400 μm , debido al desarrollo de bordes de subgranos (SGB), los procesos de alteración a minerales arcillosos, clorita y epidoto están más desarrollados y los indicadores cinemáticos son más evidentes ([Fig. 5.1.10b](#)).

Más al sur, el sitio SY24-56 (33°32'55.61" S, 55°27'33.01" O) también es representativo de estas milonitas graníticas. La milonita es rosada y presenta una foliación milonítica N018/75 E. El cuarzo desarrolla *ribbons*, el feldespato ocurre formando porfiroclastos tipo- σ y la biotita presenta una orientación preferencial que conforma la foliación. Los indicadores cinemáticos como porfiroclastos tipo- σ y estructuras S-C muestran un sentido sinistral para el cizallamiento. Los feldespatos tienen una orientación preferencial que sugiere una deformación en estado submagmático. En lámina delgada ([Fig. 5.1.10d](#)) se observa el desarrollo de *ribbons* de cuarzo policristalinos, recristalizados por rotación de subgranos (SGR), con cristales de 40 μm aproximadamente. Los feldespatos forman sistemas porfiroclásticos núcleo y manto, con núcleos de 100 a 200 μm , que alcanzan los 2 a 3 mm de tamaño. Los mantos están recristalizados por migración de borde de grano de baja temperatura (BLG), desarrollando cristales de 5 μm , y una incipiente recristalización por rotación de subgranos. La biotita define la foliación y se encuentra cloritizada. Cristales subedrales de hornblenda y esfeno tienen una orientación preferencial coherente con la foliación y es común observar fracturas perpendiculares a ésta que están selladas por cuarzo de la matriz. Al este, la milonita va reduciendo su tamaño de grano, desarrollando una ultramilonita con foliación de rumbo N159/70 O y lineación de estiramiento 30/N169. En este dominio, las hornblendas y biotitas se encuentran cloritizadas y asociadas a epidoto. El feldespato presenta alteración a minerales arcillosos y albitización, con neoformación de albita y epidoto. El cuarzo recristalizado por SGR desarrolla una foliación oblicua de cinemática sinistral.

Por otro lado, el sitio SY24-47 (33°18'34.59" S, 55°31'1.51" O) corresponde a una granodiorita protomilonítica. Es una roca mesócrata, compuesta de cuarzo, feldespato, biotita y hornblenda que presenta una foliación milonítica de dirección N353/85 E. Se observan variaciones composicionales, con rocas rosadas de composición granítica. En lámina delgada la plagioclasa no presenta una evidente orientación preferencial, mientras que el cuarzo es anedral, intersticial y presenta poca deformación, desarrollando bordes de subgranos y extinción ondulosa ([Fig. 5.1.10c](#)). La biotita forma agregados subparalelos con cristales de aproximadamente 500 μm que definen una foliación espaciada. La

hornblenda ocurre como cristales subedrales de 1 mm que contienen inclusiones de cuarzo y feldespato, se encuentran fracturadas y parcialmente cloritizadas. Se observan dominios de deformación localizada, donde el cuarzo desarrolla bordes de subgranos y recrystalización por migración de borde de grano de baja temperatura (BLG), el feldespato se encuentra rotado sin desarrollo de mantos de recrystalización y la biotita recrystalizada y asociada a epidoto. Los indicadores cinemáticos son dextrales, con estructuras S-C definidas por los planos de biotita y porfiroclastos de feldespato tipo- σ y una foliación oblicua desarrollada en *ribbons* de cuarzo ([Fig. 5.1.10c](#)).

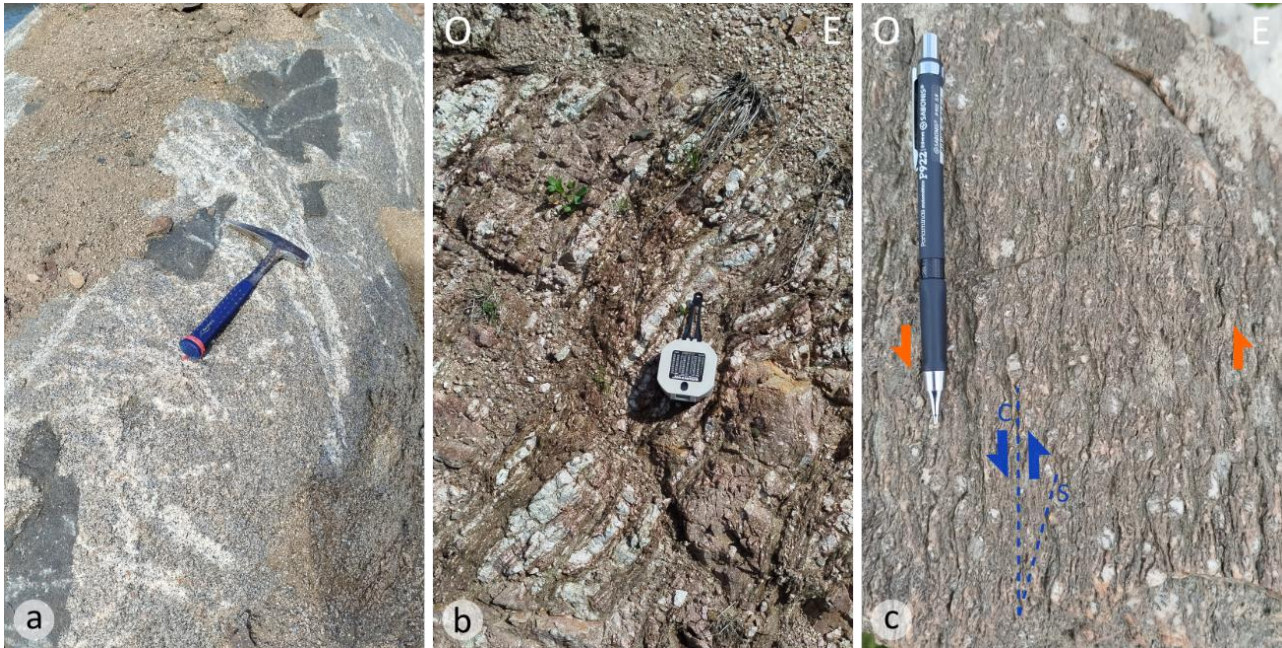


Figura 5.1.9. Estructuras en mesoescala del Sector Norte. (a) Enclaves en granito del Basamento Indiferenciado; (b) migmatitas en el Basamento Indiferenciado y (c) estructuras S-C y porfiroclastos tipo- σ sinestrales en milonita granítica.

Granitoides

Al este de la faja de milonitas y ultramilonitas se distingue una exposición de cuerpos graníticos, algunos elongados en dirección N-S de alta señal radiométrica en un dominio de una relativamente baja señal. Estos se ubicarían sobre el Terreno Nico Pérez, aunque su geometría y diferencias radiométricas con relación al Granito de Illescas lleva a caracterizarlos como una unidad diferente ([Fig. 5.1.1](#), [5.1.8](#)). En general tienen señales radiométricas moderadas a altas, sugiriendo cuerpos de diferente composición. En general tienen buena densidad de afloramiento, son leucócratas, isótopos a levemente anisótopos, con una foliación débil subvertical de tendencia N-S.

El sitio SY24-52 (33°22'25.99" S, 55°28'29.34"O) corresponde a un granito grisáceo, de grano grueso y compuesto esencialmente por feldespato y cuarzo en menor medida. No presenta una estructura milonítica, aunque se encuentra muy fracturado. En lámina delgada ([Fig. 5.1.10f](#)) presenta cristales de feldespato potásico que están parcialmente reemplazados por albita. La albita puede desarrollar dominios de cristales pequeños bien definidos y mostrar texturas de intercrecimiento, lo que permite definirlo como un granito

metasomatizado. El cuarzo presenta texturas de recuperación como bordes de subgranos y extinción ondulosa, sin presentar evidencias de recristalización dinámica.

Sienita de Malbajar

La Sienita de Malbajar se ubica en el sector norte e intruye en las milonitas y ultramilonitas graníticas. Presenta un CRT de alta intensidad dado por una alta proporción de potasio en relación con sus encajantes ([Fig. 5.1.1](#)). Es una roca isótropa, leucócrata, equigranular y de tamaño de grano medio, que presenta color rosado, con tonalidades anaranjadas por un proceso de hematitización. En el sitio SY24-54 (33°11'46.89" S, 55°34'12.68" O) se puede observar que está constituida por feldespato potásico, cuarzo y opacos. El feldespato potásico es el mineral dominante y ocurre como cristales euedrales a subedrales de entre 1 – 2 mm. En lámina delgada ([Fig. 5.1.10e](#)) se observa que el cuarzo es muy escaso y se ubica principalmente en los intersticios de los cristales de feldespato, sin mostrar microestructuras de deformación. El feldespato potásico se encuentra parcialmente reemplazado por arcillas y albita, desarrollando bordes de intercrecimiento en bordes de grano. Los opacos son fases redondeadas y se encuentran hematitizados. Fracturas finas rellenas de limonita afectan a todos los minerales de la roca.

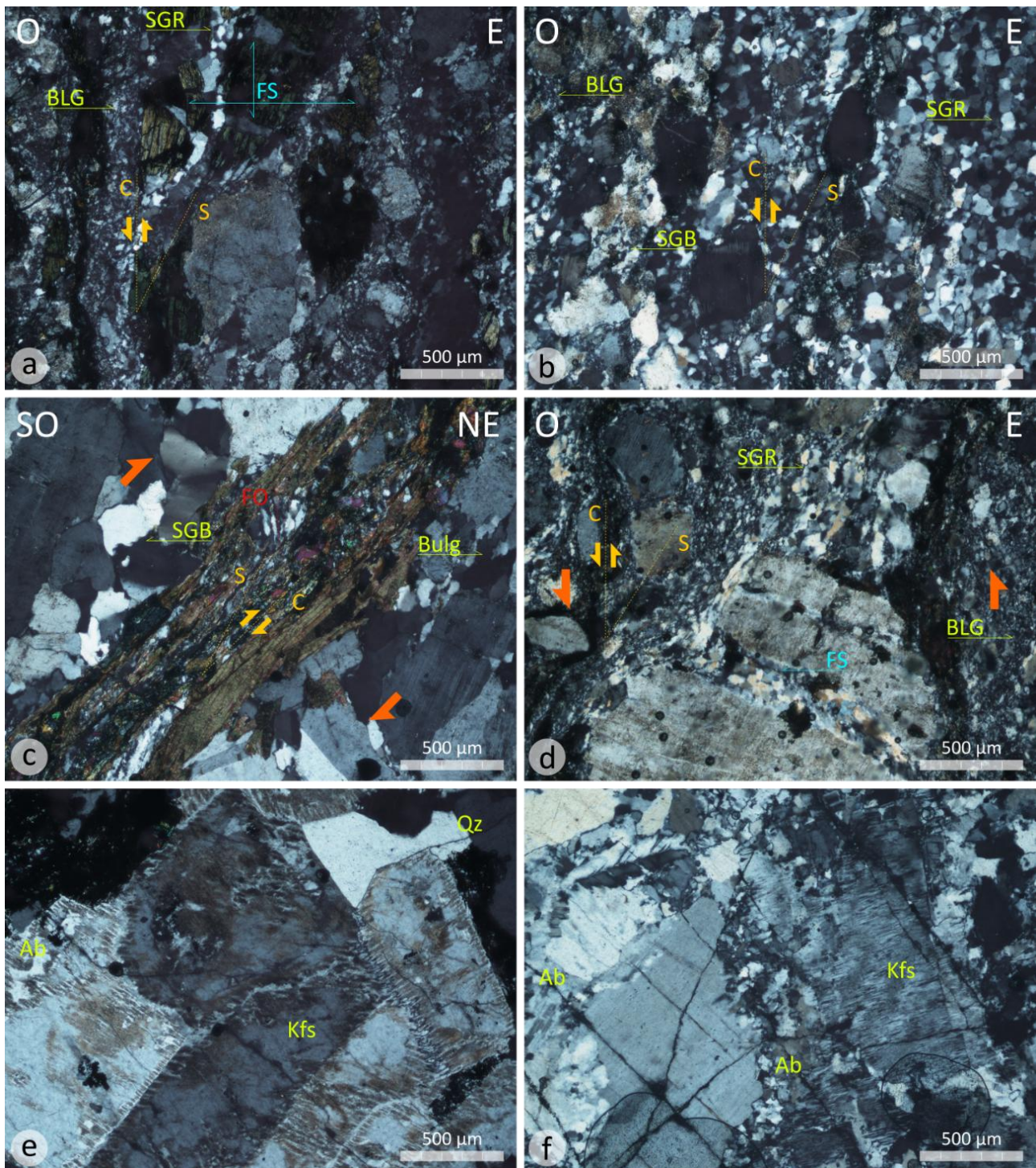


Figura 5.1.10 – Petrografía y microestructuras de rocas del Sector Norte. (a) Recristalización SGR en cuarzo y BLG en feldespato, estructuras S-C sinestrales y hornblendas con orientación preferencial y fracturas perpendiculares selladas (FS) por cuarzo en milonita granítica; (b) recristalización SGR en cuarzo, SGB y BLG en feldespato y estructuras S-C y porfiroclastos tipo- σ sinestrales en ultramilonita granítica; (c) dominio discreto de alta deformación con indicadores dextrales como estructuras S-C y foliación oblicua en milonita granítica; (d) cuarzo recristalizado por SGR, feldespato recristalizado por BLG, fracturas selladas por cuarzo en porfiroclasto de feldespato tipo- σ sinestral y estructuras S-C sinestrales en milonita granítica; (e) albitización de cristales subedrales de feldespato potásico y cuarzo intersticial en Sienita de Malbajar y (f) albitización y texturas de reemplazo en bordes de grano entre feldespato potásico, en granito metasomatizado.

5.2. Análisis matemático de la deformación

El desarrollo y aplicación del modelo matemático de deformación permitió la estimación de matrices de deformación y la caracterización de la deformación a partir de parámetros cinemáticos y de *strain* finito del margen del Terreno Piedra Alta afectado por el cizallamiento dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. A continuación, se presentan los resultados obtenidos tras la aplicación del modelo.

I. Ajuste del sistema de dos diques

Se realizó un muestreo de puntos espaciales a partir de la señal aeromagnética de dos diques. El sitio de muestreo se encuentra en el Sector Centro del área de estudio, donde la respuesta aeromagnética de los diques contrasta con su roca caja y permite visualizar su geometría. En particular, se utilizó la imagen del Campo Magnético Anómalo Reducido al Polo y la Primera Derivada Vertical del Campo Magnético Anómalo, de modo de extraer puntos basados en un buen posicionamiento de la anomalía magnética en relación a su fuente, mejorando la identificación de la señal. Se eligieron dos diques representativos de la tendencia general del Haz de Diques de Florida y que presentaran una señal aeromagnética con buena continuidad. El dique ubicado más al sur se denomina *dique 1* y el otro *dique 2*. Para cada dique, se muestrearon 70 puntos espaciales de forma manual y con relativa equidistancia, abarcando tanto el dominio deformado por la zona de cizalla, como el no deformado ([Fig. 5.2.1](#); [Anexo A](#)). La falta de señal aeromagnética en el sector más interno de la zona de cizalla, no permitió la cuantificación de la deformación para el dominio de alto *strain*.

A partir de los 70 puntos muestreados por dique, el algoritmo de optimización analizó un total de 4900 combinaciones de pares de puntos y descartó 398 combinaciones por insuficiencia de puntos para ajustar alguno de los dominios. La combinación del punto P_1 ($X = 630978$ m, $Y = 6252954$ m) perteneciente al *dique 1* y el punto P_2 ($X = 630389$, $Y = 6256910$ m) del *dique 2* definió el límite de cizalla del modelo, el cual tiene un rumbo $N351.5^\circ$. De esta forma, el nuevo sistema de referencia se define por la traslación del origen a P_1 y por una rotación horaria de 8.5° del sistema de ejes cartesianos. El ajuste geométrico realizado para el muestreo de puntos transformados según el nuevo sistema de referencia se caracteriza por ser el candidato de menor suma de cuadrados de residuos (RSS, por sus siglas en inglés), con un valor de 12.055 km^2 , y una raíz del error cuadrático medio (RMSE, por sus siglas en inglés) de 0.293 km ([Tabla 5.2.1](#)).

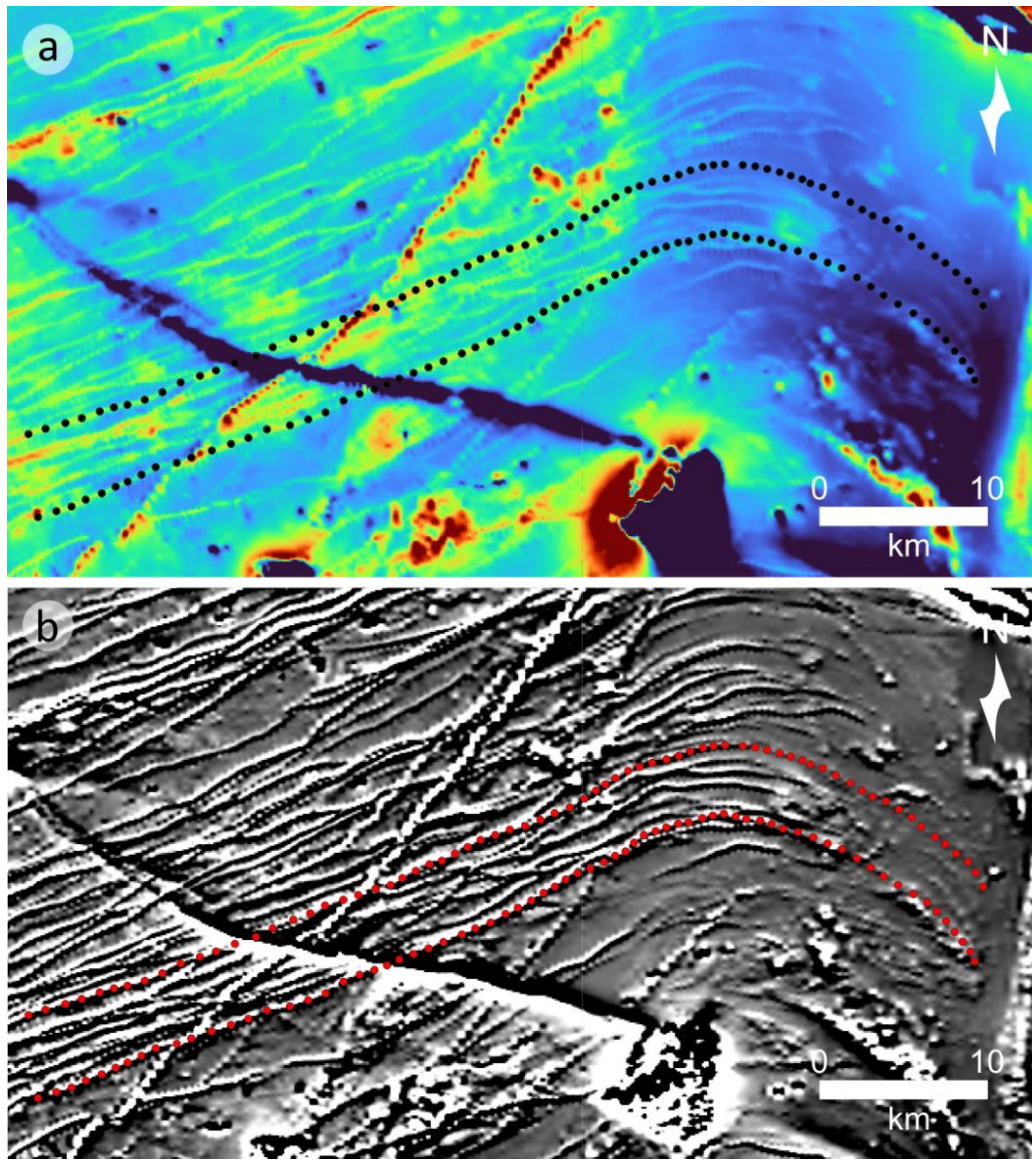


Figura 5.2.1. Distribución espacial del muestreo de geométrico de los diques. (a) Campo Magnético Reducido al Polo y (b) Primera Derivada Vertical del Campo Magnético Anómalo. Nota: ubicación en [Fig. 1.1](#).

Los puntos transformados para $d = 0$ presentan coordenadas x en el rango de $[-40.64, 15.58]$, mientras que para $d = 1$ las coordenadas x se encuentran en $[-40.47, 16.73]$. El ajuste polinómico por partes del muestreo realizado, tras la transformación del sistema de referencia, se expresa con variables indicadoras ([Ecuación 4](#)) como:

$$y_{d+1}(x, h, d) = -0.352 + 4.16d + (0.262 - 0.0152d) + (-0.0700 + 9.66 \times 10^{-3}d)hx^2 + (8.54 \times 10^{-4} - 1.85 \times 10^{-4}d)hx^3,$$

$$h = \begin{cases} 0, & x \leq 0 \\ 1, & x > 0 \end{cases} \quad d = \begin{cases} 0, & \text{dique 1} \\ 1, & \text{dique 2} \end{cases}$$

Los coeficientes del polinomio se encuentran resumidos en la [Tabla 5.2.1](#) y la representación gráfica se presenta en la [Fig. 5.2.2](#), donde se observa el muestreo transformado identificado según las variables indicadoras de grupo (d) y dominio (h).

Tabla 5.2.1 – Resultados del modelo óptimo

Combinaciones		Límite de cizalla					
Totales	Válidas	X_1 (m)	Y_1 (m)	X_2 (m)	Y_2 (m)	Rumbo	RSS (km ²)
4900	4449	630978	6252954	630389	6256910	N351.5	12.055
Ajuste polinómico							
β_0	β_1	β_2	β_3	γ_0	γ_1	γ_2	γ_3
-0.352	0.262	-0.0700	8.54×10^{-4}	4.16	-0.0152	9.66×10^{-3}	-1.85×10^{-4}

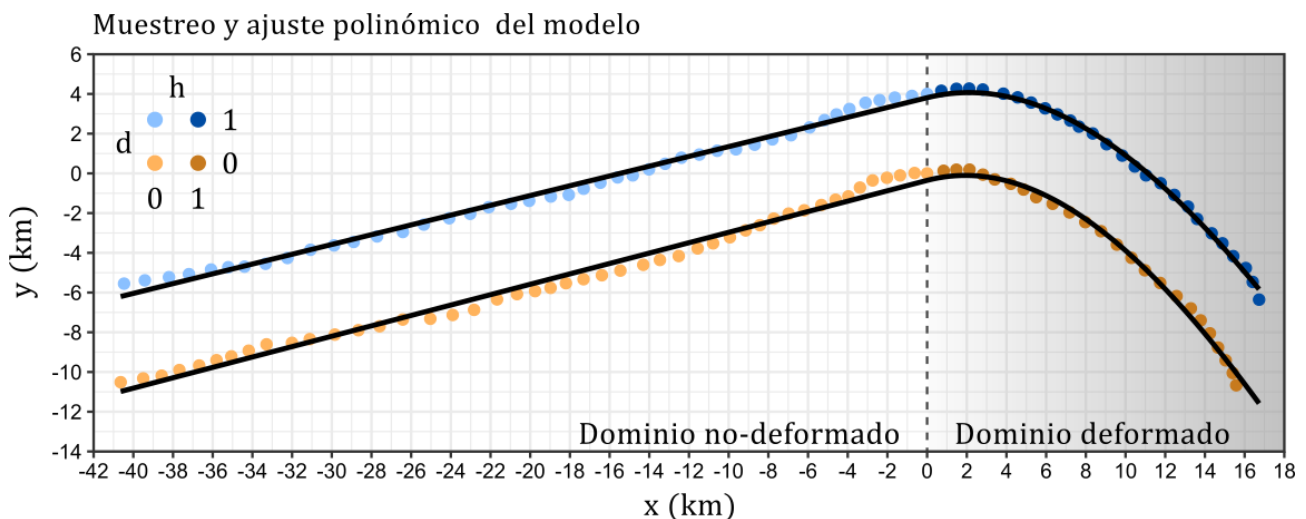


Figura 5.2.2. Ajuste polinómico por partes del sistema de dos diques $y_{d+1}(x, h, d)$. Los puntos espaciales están identificados según su pertenencia de grupo y dominio mediante las variables indicadoras d y h , respectivamente.

II. Matriz de deformación

A partir del ajuste geométrico de los diques obtenido, se calcularon las expresiones de las componentes de cizalla pura y cizalla simple efectiva que definen la matriz de deformación heterogénea ([Ecuación 7](#); [Fig. 5.2.3](#)). Mientras que la cizalla pura se expresa a partir de los incrementos de los coeficientes de los ajustes polinómicos ([Ecuación 8](#) y [11](#)), la cizalla simple efectiva se estima mediante un ajuste cúbico por mínimos cuadrados a partir de los pares $(x, \Gamma(x))$ de cada dique ([Ecuación 12](#) y [14](#); [Fig. 5.2.3b](#)). Estas componentes conforman la matriz de deformación subsimple $F(x)$ ([Ecuación 15](#)), que explica el cambio

geométrico sufrido en el dominio deformado durante el cizallamiento que flexiona el sistema de dos diques expresado según $y_{d+1}(x, h, d)$, cuya expresión es:

$$F(x) = \begin{pmatrix} k^{-1}(x) & 0 \\ \Gamma(x) & k(x) \end{pmatrix}, \text{ con:}$$

$$k(x) = \frac{-4.16 + \sqrt{4.16^2 + 4(-0.0152)x(4.16 - 0.0152x + 9.66 \times 10^{-3}x^2x^2 - 1.85 \times 10^{-4}x^3)}}{2(-0.0152)x}$$

$$k^{-1}(x) = \frac{2(-0.0152)x}{-4.16 + \sqrt{4.16^2 + 4(-0.0152)x(4.16 - 0.0152x + 9.66 \times 10^{-3}x^2x^2 - 1.85 \times 10^{-4}x^3)}}$$

$$\Gamma(x) = -0.0733x + 1.16 \times 10^{-3}x^2 + 1.61 \times 10^{-5}x^3$$

La componente de cizalla pura k presenta valores de $k > 1$ en todo el dominio. Mientras que en los primeros 4 km de distancia los valores de k incrementan suavemente hasta alcanzar un valor de 1.04, en los restantes 12 km incrementan a una tasa mayor y relativamente constante, alcanzando un valor de 1.54 a los 17 km del límite de cizalla ([Fig. 5.2.3a](#); [Tabla 5.2.2](#)). La cizalla simple efectiva ajustada Γ^* presenta únicamente valores negativos entre 0 y -0,833, con un incremento de magnitud relativamente constante en toda la zona de cizalla y una tasa menor en x altos, alcanzando el valor mínimo a los 17 km ([Fig. 5.2.3b](#); [Tabla 5.2.2](#)).

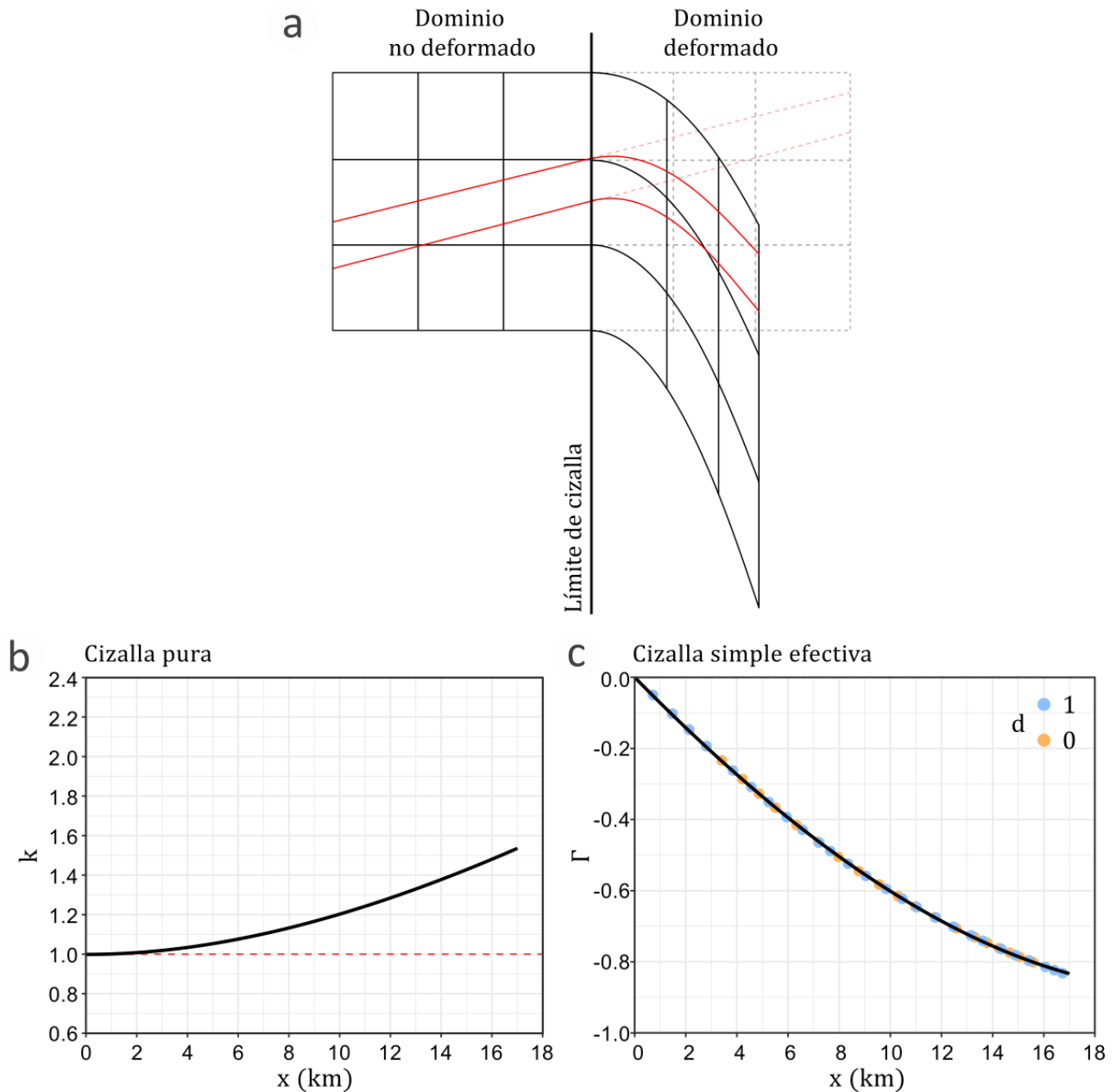


Figura 5.2.3. Campo de deformación según el modelo óptimo. (a) Esquema de la transformación geométrica; (b) componente variable de cizalla pura y (c) componente variable de cizalla simple efectiva ajustada.

III. Parámetros de deformación

Con la matriz de deformación del modelo, se calcularon diversos parámetros de deformación que permiten caracterizar la cinemática y el *strain* finito del cizallamiento a través de la zona de cizalla ([Tabla 5.2.2](#)). En lo que respecta a la cinemática, se puede caracterizar la coaxialidad del flujo a partir del ángulo entre las apófisis de flujo α , ([Ecuación 16](#), [17](#) y [18](#)). Mientras que una apófisis se mantiene fija en el plano de cizalla en todo el dominio, la otra se encuentra en los cuadrantes I-III e incrementa desde 0° (dirección $+y$) hasta 46.8° a los 17 km del límite ([Fig 5.2.4a](#)). El número de vorticidad W_k ([Ecuación 19](#)) presenta una disminución de tasa relativamente constante, pasando de un valor de 1 a 0.685 a los 17 km ([Fig. 5.2.4b](#)). El porcentaje de cizalla pura refleja la

proporción del ángulo interapófisis respecto al que caracteriza a un modelo de cizalla pura ([Ecuación 20](#)), mostrando un valor que va aumentando progresivamente desde 0 a 52.0 % hacia el interior de la zona de cizalla ([Fig. 5.2.4c](#)).

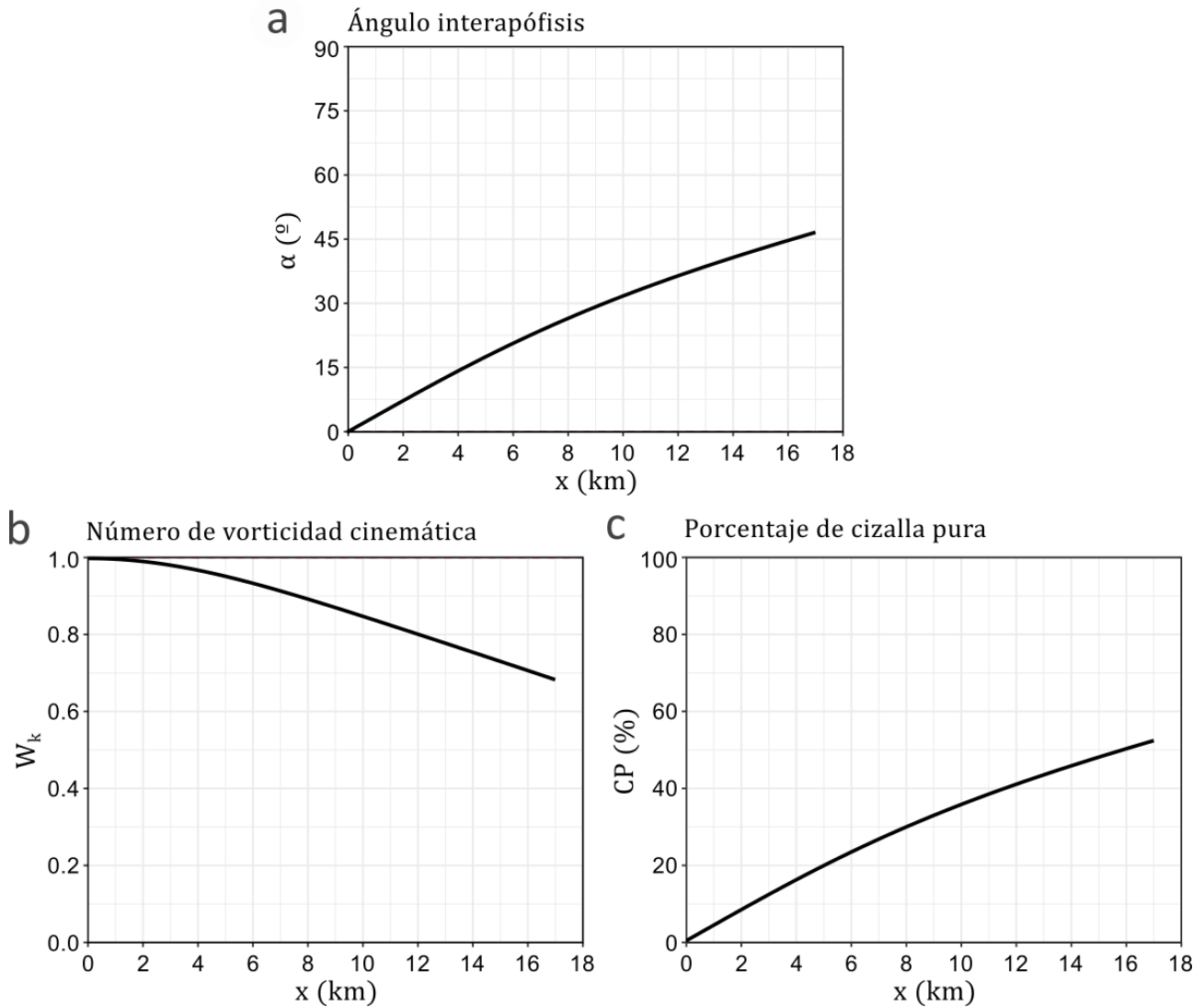


Figura 5.2.4. Parámetros cinemáticos variables del campo de deformación. (a) Ángulo entre las apófisis de flujo; (b) número de vorticidad cinemática y (c) porcentaje de cizalla pura.

La cuantificación del *strain* finito se basa en la orientación y magnitud de los vectores propios de la matriz $C = FF^t$ ([Ecuación 21](#) y [22](#)). La deformación finita aumenta hacia el interior de la zona de cizalla, como puede verse en la variación de la magnitud de los ejes principales de estiramiento ([Fig. 5.2.5a](#)), así como en su rotación horaria desde la dirección $+y$ (ángulo φ_s entre 0 y 180°; [Fig. 5.2.2.b](#)). El eje principal de estiramiento máximo S_1 pasa de una magnitud de 1 a $\varphi_{S1} = 135^\circ$ a una de 1.78 a $\varphi_{S1} = 169^\circ$ a los 17 km de distancia. El eje principal de estiramiento mínimo S_2 disminuye su magnitud desde 1 a $\varphi_{S2} = 45^\circ$ a 0.562 a $\varphi_{S2} = 78.8^\circ$. Estos cambios también se observan en el aumento de la razón de *strain* o elipticidad R ([Ecuación 24](#)), que alcanza un valor máximo de 3.16, así como la disminución del ángulo entre el eje principal de estiramiento máximo y el plano

de cizalla (θ'), que pasa de 45° a 11° (Fig. 5.2.5b). Finalmente, la magnitud y orientación de los ejes principales de estiramiento que caracterizan el estado de *strain* finito en función de la distancia se resume en la construcción de elipses de deformación (Fig. 5.2.5c).

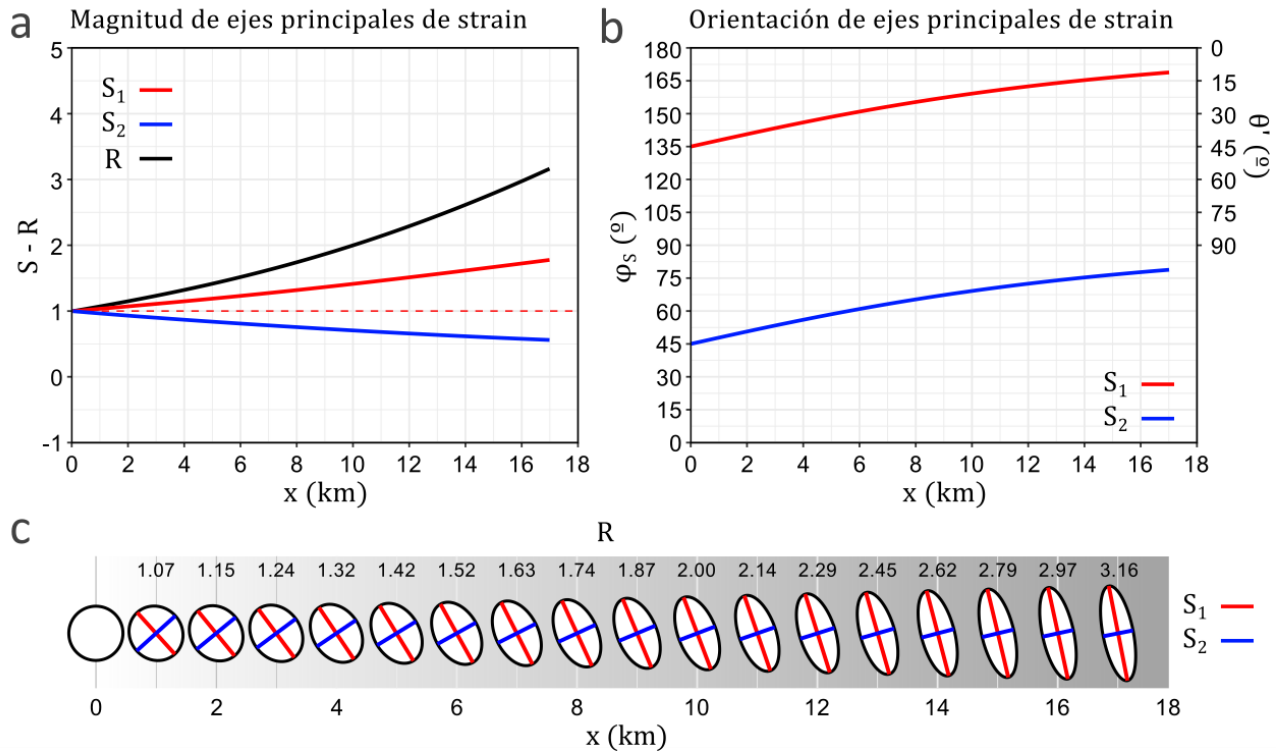


Figura 5.2.5. Parámetros de *strain* finito variables del campo de deformación modelado. (a) Magnitud de los ejes principales de *strain* y razón de *strain* (elipticidad); (b) orientación de los ejes principales de *strain* y (c) elipses de *strain* finito y razón de *strain* por km.

IV. Análisis de incertidumbre

El análisis de los residuos del ajuste polinómico muestra una distribución de residuos aproximadamente equidistante para los dos diques, cuyos valores ocupan principalmente el rango $[-0.5, 0.5]$ kilómetros. El *dique* 1 muestra un valor promedio de 0.002 con desvío estándar de 0.347, mientras que el *dique* 2 tiene un valor promedio de 0.009 y un desvío estándar de 0.233. También puede observarse una distribución con cierta oscilación debido a la estructura de autocorrelación entre las variables espaciales (Fig. 5.2.6a).

La autocorrelación se evaluó mediante correlogramas (Fig. 5.2.6b). El *dique* 1 presenta una pérdida de autocorrelación significativa a partir de un retardo de 7, mientras que el *dique* 2 a partir de un retardo de 6. Los correlogramas muestran una autocorrelación negativa en retardos altos. El retardo mínimo común a partir del cual los residuos de ambos diques tienen una autocorrelación no significativa determina el tamaño de los bloques de remuestreo. Esto determina la construcción de 64 bloques de tamaño 7 por dique para los residuos del ajuste. Se realizó un *Moving Block Bootstrap* (MBB) de $B = 5000$ iteraciones, donde cada muestra se obtuvo por el remuestreo de 10 bloques de residuos por dique, de manera aleatoria y con reposición, a los que se le sumó la tendencia del modelo original.

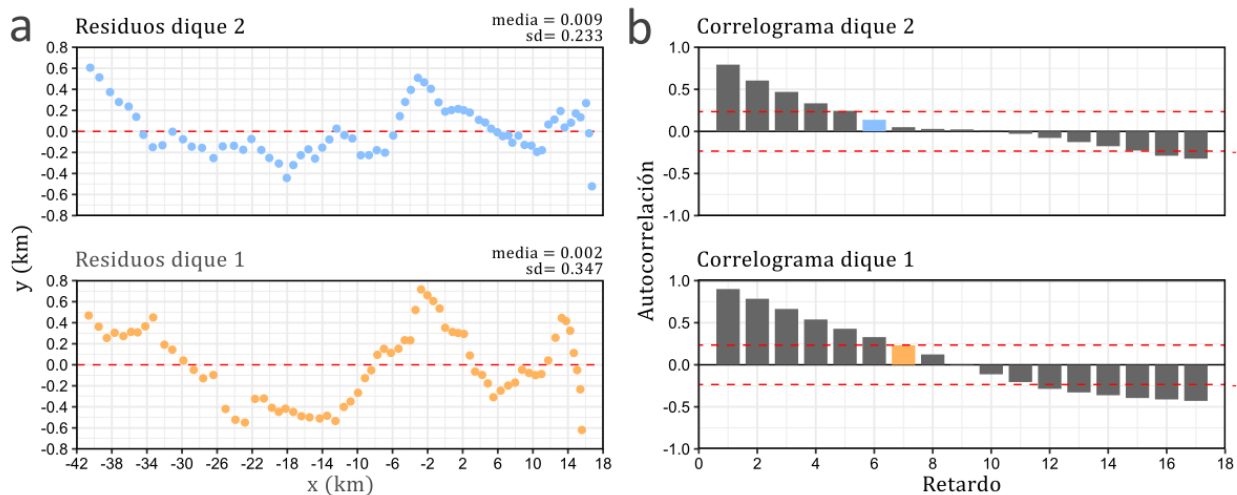


Figura 5.2.6. Análisis de residuos del ajuste geométrico del modelo óptimo. (a) Distribución de residuos por dique y (b) correlogramas de residuos por dique. Los retardos coloreados son los primeros en tener una autocorrelación débil.

El resultado del MBB es la obtención de 5000 simulaciones de muestras con tendencias que difieren de la de la muestra original debido a la variabilidad de los residuos (Fig. 5.2.7). Al igual que el ajuste polinómico realizado a la muestra de puntos original, cada uno de los realizados a las muestras *bootstrap* permiten la estimación de las componentes de las matrices de deformación en función de la distancia en x y el cálculo de parámetros de deformación derivados de estas. De esta manera, la incertidumbre del modelo se evalúa mediante la construcción de intervalos de confianza del 95% (IC95) de dichos parámetros lo que permite interpretarla como rangos empíricos de parámetros geoméricamente posibles, dada la tendencia de los diques muestreados y su variabilidad residual.

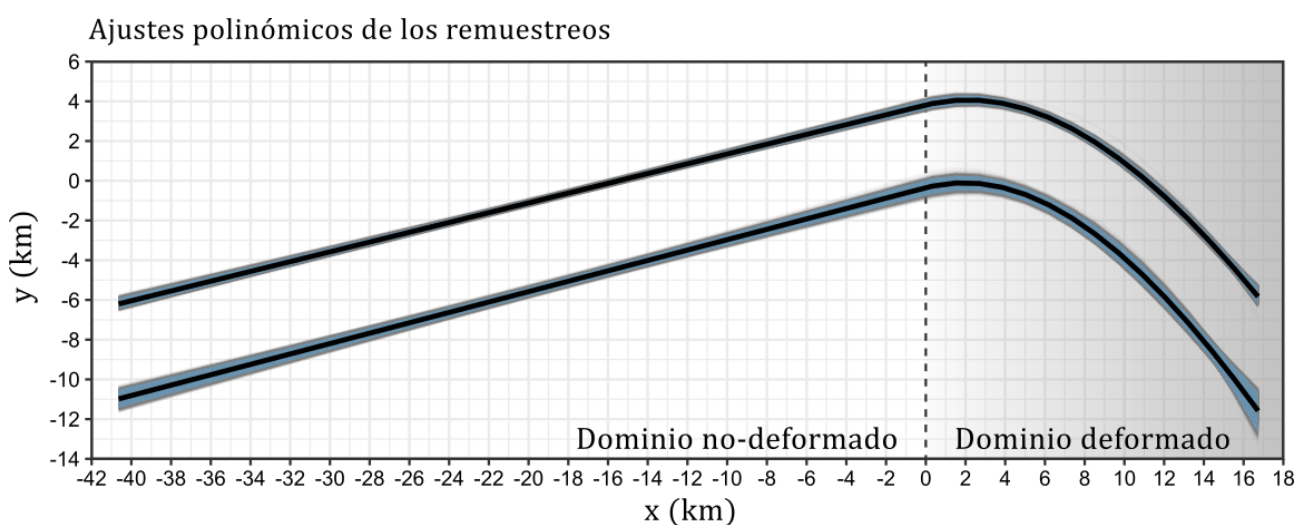


Figura 5.2.7. Ajustes polinómicos de realizaciones del *Moving Block Bootstrap* basado en residuos. Se observa el ajuste del modelo óptimo (línea negra), de las realizaciones (líneas grises) y sus IC95 (área azul).

Las componentes de cizalla pura y cizalla simple efectiva muestran una variabilidad creciente hacia el interior de la zona de cizalla. El IC95 de la cizalla pura incluye valores de $k < 1$ en los primeros 11-12 km. El rango de valores abarcados por el IC95 incrementa progresivamente con la distancia, pasando de un rango aproximado de ± 0.05 respecto a los valores del modelo, en los primeros kilómetros, a aproximadamente ± 0.5 a los 17 km (Fig. 5.2.8a; Tabla 5.2.2). La componente de cizalla simple efectiva presenta un IC95 relativamente constante en toda la zona de cizalla, con valores dentro de un intervalo aproximado de ± 0.07 de los valores del modelo (Fig. 5.2.8b; Tabla 5.2.2).

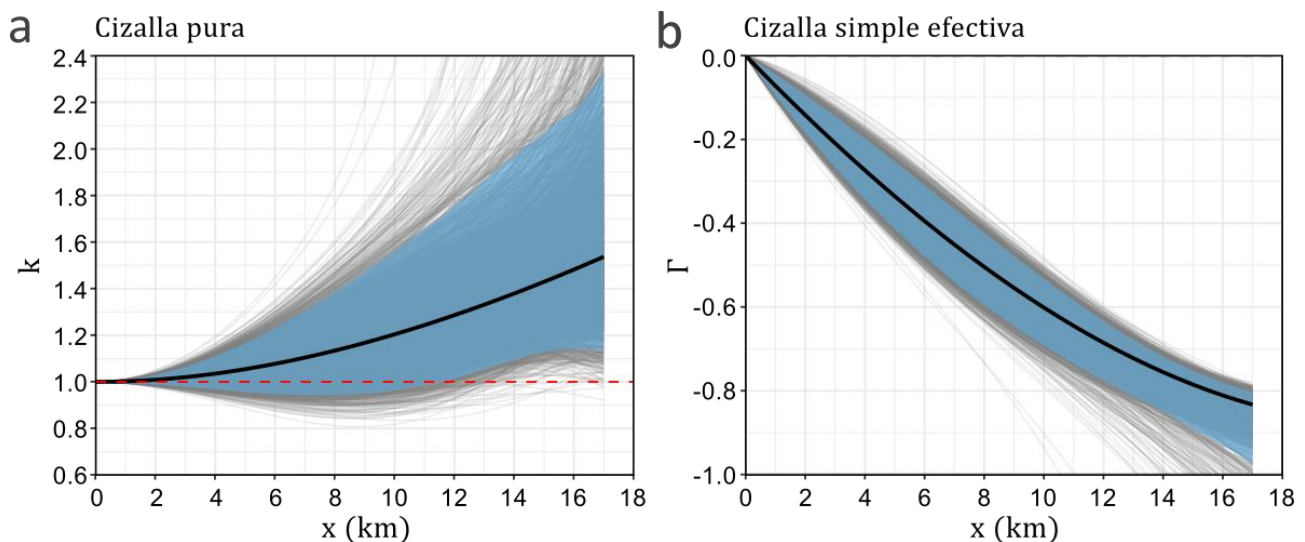


Figura 5.2.8. Incertidumbre de las componentes de la matriz de deformación heterogénea. (a) Cizalla pura y (b) cizalla simple efectiva. Se observan las componentes del modelo óptimo (línea negra), de las realizaciones (líneas grises) y sus IC95 (área azul).

El intervalo de confianza de las apófisis de flujo se basa en una única apófisis, ya que la otra se mantiene fija en orientación paralela al plano de cizalla. Los ángulos interapófisis negativos corresponden al cuadrante III (270° – 360°) y son compatibles con un acortamiento en la dirección del eje y ($k < 1$). El IC95 del ángulo interapófisis incluye estos valores hasta los 11 – 12 km, desde el límite de cizalla. El intervalo de confianza tiene una forma asimétrica, sesgado hacia valores menores en los primeros kilómetros y tiende a la simetría a una distancia mayor, donde los rangos son de aproximadamente ± 15 - 25° respecto a los valores del modelo (Fig. 5.2.9; Tabla 5.2.2). La vorticidad muestra un comportamiento similar, con valores de $W_k < 1$ correspondientes a un acortamiento en y ($k < 1$) hasta los 11 – 12 km. Para este parámetro, los rangos del IC95 son relativamente constantes en ± 0.20 respecto a los valores del modelo, salvo en distancias muy cortas donde es notablemente menor (Fig. 5.2.9b; Tabla 5.2.2). El IC95 del porcentaje de cizalla pura también capta valores correspondientes tanto a un modelo con acortamiento según x como según y ($k > 1$ y $k < 1$, respectivamente) hasta los 11 – 12 km. A distancias mayores, el IC95 del porcentaje de cizalla pura es compatible solo con modelos de $k > 1$, es simétrico y alcanza un rango aproximado de $\pm 20\%$ (Fig. 5.2.9c; Tabla 5.2.2).

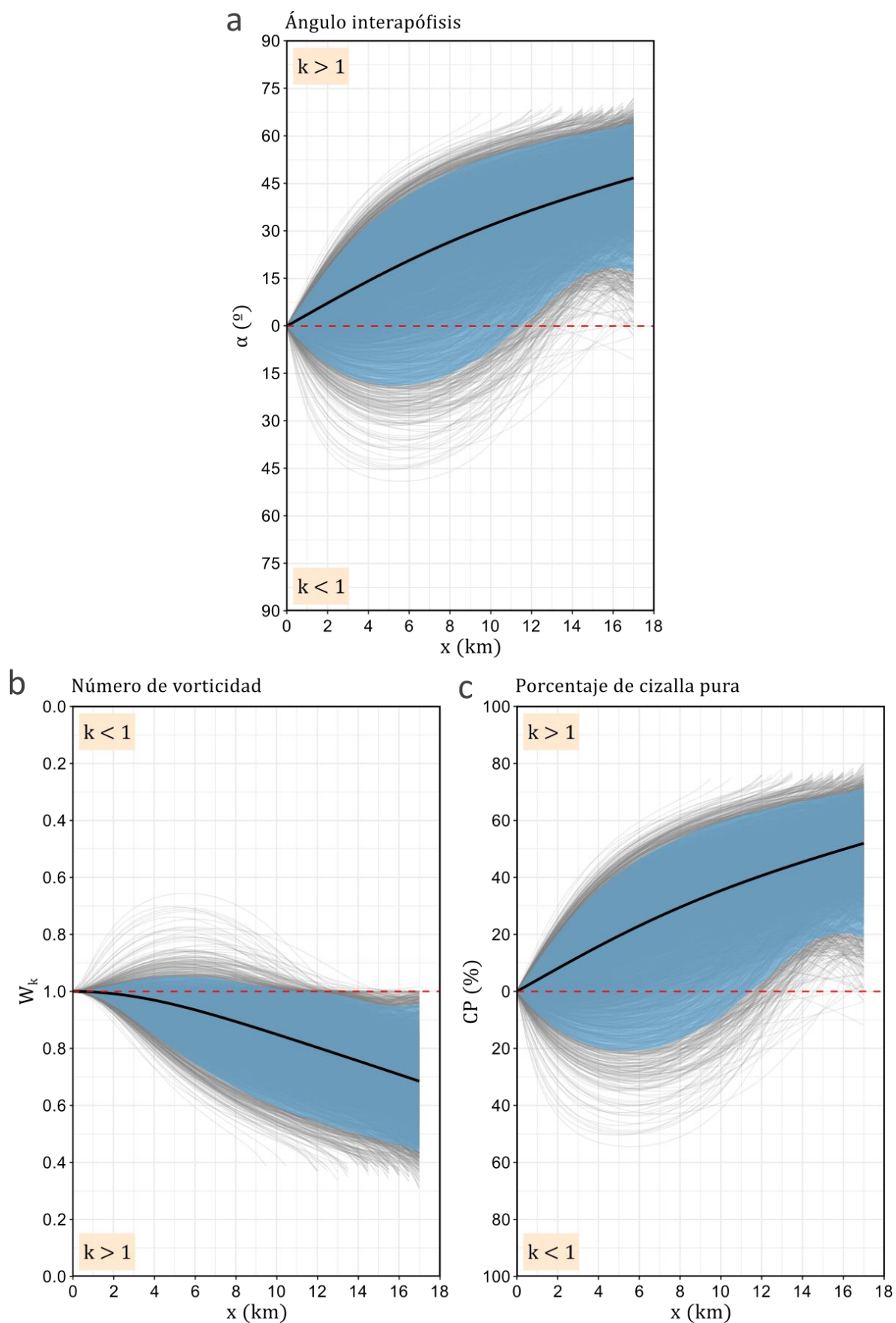


Figura 5.2.9 – Incertidumbre de los parámetros cinemáticos de deformación en función de la distancia. (a) Ángulo entre las apófisis de flujo; (b) número de vorticidad cinemática y (c) porcentaje de cizalla pura. Se observan los parámetros del modelo óptimo (línea negra), de las realizaciones (líneas grises) y sus IC95 (área azul).

Los intervalos de confianza 95% obtenidos para la magnitud de los ejes principales de estiramiento se mantienen relativamente constante a través de la zona de cizalla. La magnitud de S_1 tiene un IC asimétrico respecto a los valores del modelo, con un incremento en valores mayores, mientras que S_2 tiene un rango mas constante de ± 0.05 -0.1. La razón de *strain* presenta un IC95 creciente y asimétrico con sesgo hacia valores mayores, alcanzando un rango de aproximadamente [2.3, 6.3] para un valor obtenido por el modelo de ca. 3.2 a los 17 km de distancia (Fig. 5.2.10a; Tabla 5.2.2). La orientación de la elipse de deformación presenta intervalos de confianza del 95% relativamente constantes a través de la zona de cizalla, con rangos de aproximadamente ± 10 -15° respecto a las orientaciones del modelo. Hasta los 9 km el IC95 de la orientación de las direcciones principales de *strain* incluye ángulos compatibles con un acortamiento según la dirección del eje y , lo que se puede observar en valores de θ' superiores a 45° (Fig. 5.2.10b; Tabla 5.2.2).

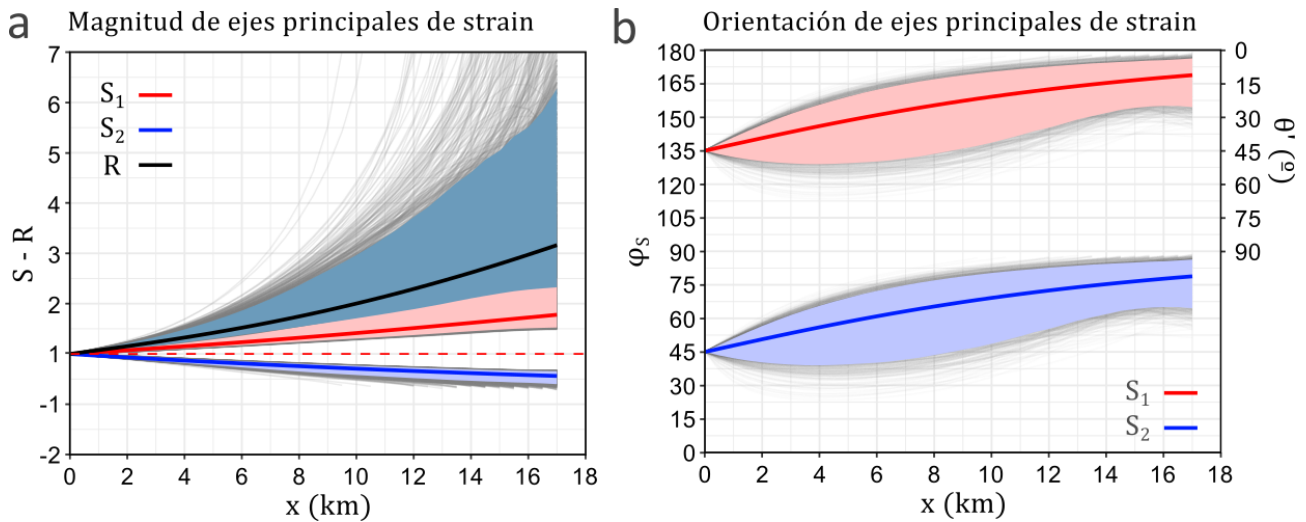


Figura 5.2.10. Incertidumbre de parámetros de *strain* finito en función de la distancia. (a) Magnitud de los ejes principales de *strain* y razón de *strain* (elipticidad) y (b) orientación de los ejes principales de *strain*. Se observan los parámetros del modelo óptimo (línea negra), de las realizaciones (líneas grises) y sus IC95 (área azul y anaranjada).

Tabla 5.2.2 – Parámetros de deformación del modelo y sus percentiles 2.5% y 97.5 % obtenidos a partir del *Moving Block Bootstrap*

Parámetro	1 km	2 km	3 km	4 km	5 km	6 km	7 km	8 km	9 km	10 km	11 km	12 km	13 km	14 km	15 km	16 km	17 km
k	1.00	1.01	1.02	1.04	1.05	1.08	1.10	1.13	1.17	1.20	1.24	1.29	1.33	1.38	1.43	1.48	1.54
k [2.5–97.5]	0.997 - 1.01	0.990 - 1.03	0.979 - 1.06	0.968 - 1.11	0.957 - 1.17	0.947 - 1.23	0.942 - 1.30	0.943 - 1.38	0.950 - 1.47	0.963 - 1.56	0.987 - 1.65	1.01 - 1.75	1.05 - 1.86	1.09 - 1.97	1.13 - 2.06	1.14 - 2.16	1.13 - 2.33
Γ	-0.0722	-0.142	-0.209	-0.274	-0.336	-0.395	-0.451	-0.504	-0.555	-0.602	-0.645	-0.686	-0.722	-0.756	-0.785	-0.811	-0.833
Γ [2.5–97.5]	-0.0951 - -0.0447	-0.184 - -0.0932	-0.266 - -0.144	-0.343 - -0.197	-0.414 - -0.252	-0.479 - -0.309	-0.540 - -0.366	-0.595 - -0.423	-0.646 - -0.478	-0.692 - -0.532	-0.736 - -0.584	-0.775 - -0.633	-0.813 - -0.678	-0.849 - -0.718	-0.890 - -0.753	-0.930 - -0.781	-0.975 - -0.803
α	3.63	7.24	10.8	14.2	17.6	20.7	23.7	26.6	29.3	31.8	34.3	36.6	38.8	40.9	42.9	44.9	46.8
α [2.5–97.5]	-7.08 - 9.42	-12.1 - 18.1	-15.7 - 25.8	-17.8 - 32.2	-18.7 - 37.3	-18.5 - 41.7	-17.6 - 45.4	-15.1 - 48.5	-11.6 - 51.3	-8.01 - 53.5	-2.49 - 55.6	2.60 - 57.1	8.77 - 58.6	13.6 - 60.0	17.3 - 61.3	18.4 - 62.4	16.7 - 64.2
W_k	0.998	0.992	0.982	0.969	0.953	0.935	0.915	0.894	0.872	0.850	0.826	0.803	0.780	0.756	0.733	0.709	0.685
W_k [2.5–97.5]	0.987 - 1.01	0.950 - 1.02	0.900 - 1.04	0.847 - 1.05	0.796 - 1.05	0.747 - 1.05	0.702 - 1.05	0.662 - 1.03	0.625 - 1.02	0.595 - 1.01	0.566 - 1.00	0.543 - 0.999	0.520 - 0.988	0.499 - 0.972	0.481 - 0.955	0.463 - 0.949	0.435 - 0.958
CP	4.04	8.05	12.0	15.8	19.5	23.0	26.4	29.5	32.5	35.4	38.1	40.6	43.1	45.4	47.7	49.8	52.0
CP [2.5–97.5]	-7.86 - 10.5	-13.5 - 20.2	-17.5 - 28.7	-19.8 - 35.7	-20.8 - 41.4	-20.6 - 46.3	-19.6 - 50.5	-16.7 - 53.9	-12.8 - 57.0	-8.90 - 59.4	-2.77 - 61.7	2.89 - 63.4	9.74 - 65.2	15.2 - 66.7	19.2 - 68.1	20.5 - 69.4	18.6 - 71.4
S_1	1.04	1.07	1.11	1.15	1.19	1.23	1.28	1.32	1.37	1.41	1.46	1.51	1.57	1.62	1.67	1.72	1.78
S_1 [2.5–97.5]	1.02 - 1.05	1.05 - 1.10	1.08 - 1.16	1.11 - 1.22	1.14 - 1.29	1.17 - 1.36	1.21 - 1.45	1.24 - 1.54	1.27 - 1.63	1.31 - 1.72	1.34 - 1.82	1.37 - 1.93	1.41 - 2.04	1.45 - 2.15	1.48 - 2.25	1.51 - 2.35	1.53 - 2.51
φ_{S1}	138	141	143	146	149	151	153	155	157	159	161	162	164	165	167	168	169
φ_{S1} [2.5–97.5]	132 - 141	130 - 147	129 - 151	129 - 156	129 - 159	130 - 162	132 - 165	134 - 167	136 - 169	139 - 170	142 - 172	145 - 173	149 - 174	152 - 174	154 - 175	155 - 176	155 - 176
S_2	0.965	0.931	0.899	0.869	0.839	0.811	0.784	0.757	0.731	0.707	0.683	0.661	0.639	0.618	0.599	0.580	0.562
S_2 [2.5–97.5]	0.953 - 0.978	0.909 - 0.954	0.865 - 0.928	0.820 - 0.902	0.776 - 0.876	0.733 - 0.852	0.691 - 0.828	0.650 - 0.806	0.613 - 0.785	0.581 - 0.765	0.549 - 0.746	0.518 - 0.727	0.490 - 0.708	0.466 - 0.689	0.445 - 0.674	0.426 - 0.662	0.399 - 0.656
φ_{S2}	47.8	50.7	53.4	56.0	58.5	60.9	63.2	65.3	67.3	69.2	70.9	72.5	73.9	75.3	76.6	77.7	78.8
φ_{S2} [2.5–97.5]	42.1 - 51.0	40.3 - 56.6	39.3 - 61.5	39.0 - 65.6	39.4 - 69.2	40.2 - 72.3	41.6 - 74.9	43.6 - 77.0	46.0 - 78.8	48.6 - 80.3	52.0 - 81.6	55.3 - 82.7	59.0 - 83.6	61.9 - 84.4	64.2 - 85.0	65.1 - 85.5	64.5 - 86.3
Θ'	42	39	37	34	31	29	27	25	23	21	19	18	16	15	13	12	11
Θ' [2.5–97.5]	39 - 48	33 - 50	29 - 51	24 - 51	21 - 51	18 - 50	15 - 48	13 - 46	11 - 44	10 - 41	8 - 38	7 - 35	6 - 31	6 - 28	5 - 26	4 - 25	4 - 25
R	1.07	1.15	1.24	1.33	1.42	1.52	1.63	1.74	1.87	2.00	2.14	2.29	2.45	2.62	2.79	2.97	3.16
R [2.5–97.5]	1.05 - 1.10	1.10 - 1.21	1.16 - 1.34	1.23 - 1.49	1.30 - 1.66	1.38 - 1.86	1.46 - 2.10	1.54 - 2.36	1.62 - 2.66	1.71 - 2.97	1.80 - 3.32	1.89 - 3.72	1.99 - 4.16	2.10 - 4.61	2.20 - 5.04	2.28 - 5.51	2.33 - 6.28

Valores de $\alpha < 0$, $W_k > 1$ y $CP < 0$ corresponden a un régimen de deformación con acortamiento en dirección al eje y ($k < 1$).

5.3. Geocronología

En este capítulo se presentan los resultados geocronológicos obtenidos para 4 muestras de circones y 6 muestras de muscovita analizadas. Se presenta su distribución espacial en el marco geológico del área de estudio junto a las principales edades vinculadas a la Zona de Cizalla Sarandí del Yí o sus alrededores.

Para los circones, se analizaron los contenidos de U y Pb, así como sus relaciones isotópicas. Se calcularon edades concordia utilizando las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en diagramas Wetherill para los circones o sobrecrecimientos ediacáricos, mientras que se utilizaron las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ en un diagrama Tera-Wasserburg para los paleoproterozoicos. Para cada muestra, se describe brevemente el tipo de roca de donde proviene la muestra de circones y la textura dominante de estos. Además, se presenta una síntesis de los resultados analíticos obtenidos, como la ocurrencia de distintas poblaciones de circones, sus contenidos en uranio, relaciones Th/U y la concordancia respecto a los sistemas isotópicos utilizados. Los resultados isotópicos de las determinaciones LA-ICP-MS se encuentran en el [Anexo E](#).

Las edades de las muscovitas fueron calculadas por el laboratorio en base a la determinación de ^{40}K y ^{40}Ar radiogénico y las constantes de decaimiento involucradas en el método. Para cada muestra se describe el tipo de roca analizado y se presentan las edades calculadas. Los resultados analíticos se encuentran en el [Anexo F](#).

Tabla 5.3.1. Ubicación de muestras analizadas y método de datación empleado

Sitio	Latitud	Longitud	Método de datación
SY24-35	34° 39' 45.50" S	55° 28' 37.73" O	U-Pb circón
SY24-49	33° 22' 13.35" S	55° 29' 22.01" O	U-Pb circón
SY24-52	33° 22' 25.99" S	55° 28' 29.34" O	U-Pb circón
SY24-54	33° 11' 46.89" S	55° 34' 12.68" O	U-Pb circón
SY24-35B	34° 39' 45.50" S	55° 28' 37.73" O	K-Ar muscovita
SY24-62	34° 46' 00.75" S	55° 31' 44.27" O	K-Ar muscovita
SY24-17	33° 58' 39.11" S	55° 23' 13.99" O	K-Ar muscovita
SY24-38	34° 37' 55.70" S	55° 22' 53.95" O	K-Ar muscovita
SY24-34	34° 42' 21.87" S	55° 26' 10.36" O	K-Ar muscovita
SY24-55	33° 15' 31.00" S	55° 32' 38.19" O	K-Ar muscovita

5.3.1. Edades U-Pb en circón

SY24-35

Milonita granítica ubicada en el extremo oriental del Terreno Piedra Alta. La roca es leucócrata y está constituida principalmente por cuarzo, feldespato, biotita y muscovita; mientras que el cuarzo recrystalizado registra una foliación oblicua sinistral, indicadores cinemáticos como *mica fish* evidencian un cizallamiento dextral ([Fig. 5.1.4e](#)). Los circones analizados tienen un hábito prismático, son euedrales a subedrales y presentan tamaños de 50 a 200 μm . En general, muestran patrones de zonación oscilatoria, en algunos casos con núcleos homogéneos ([Fig. 5.3.1c](#)). Se realizaron 28 análisis puntuales en un total de 25 circones, encontrándose una población importante con edades riásicas y algunos cristales heredados; además, un único cristal reporta edad de ca. 600 Ma, y es considerado como contaminación durante el procesamiento de la muestra ([Fig. 5.3.1a](#)). El contenido de uranio medido no supera los 350 ppm y las relaciones Th/U se encuentran en el rango de 0.1 – 1.1 salvo en un spot donde es menor. Se obtuvo una edad concordia (diagrama Tera-Wasserburg) de 2146.7 ± 4.7 Ma (2σ) con un $n = 16$ (MSWD = 0,73 y probabilidad de concordancia = 39 %) para la población de edades riásicas ([Fig. 5.3.1b](#)), excluyendo algunos análisis puntuales debido a discordancia por pérdida o leve aumento de plomo no radiogénico. Esta edad se interpreta como la de cristalización magmática del protolito de la milonita. Tres cristales presentan edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de elevada concordancia entre 2300 y 2450 Ma, uno de ellos con sobrecrecimiento riásico y Th/U = 0.04.

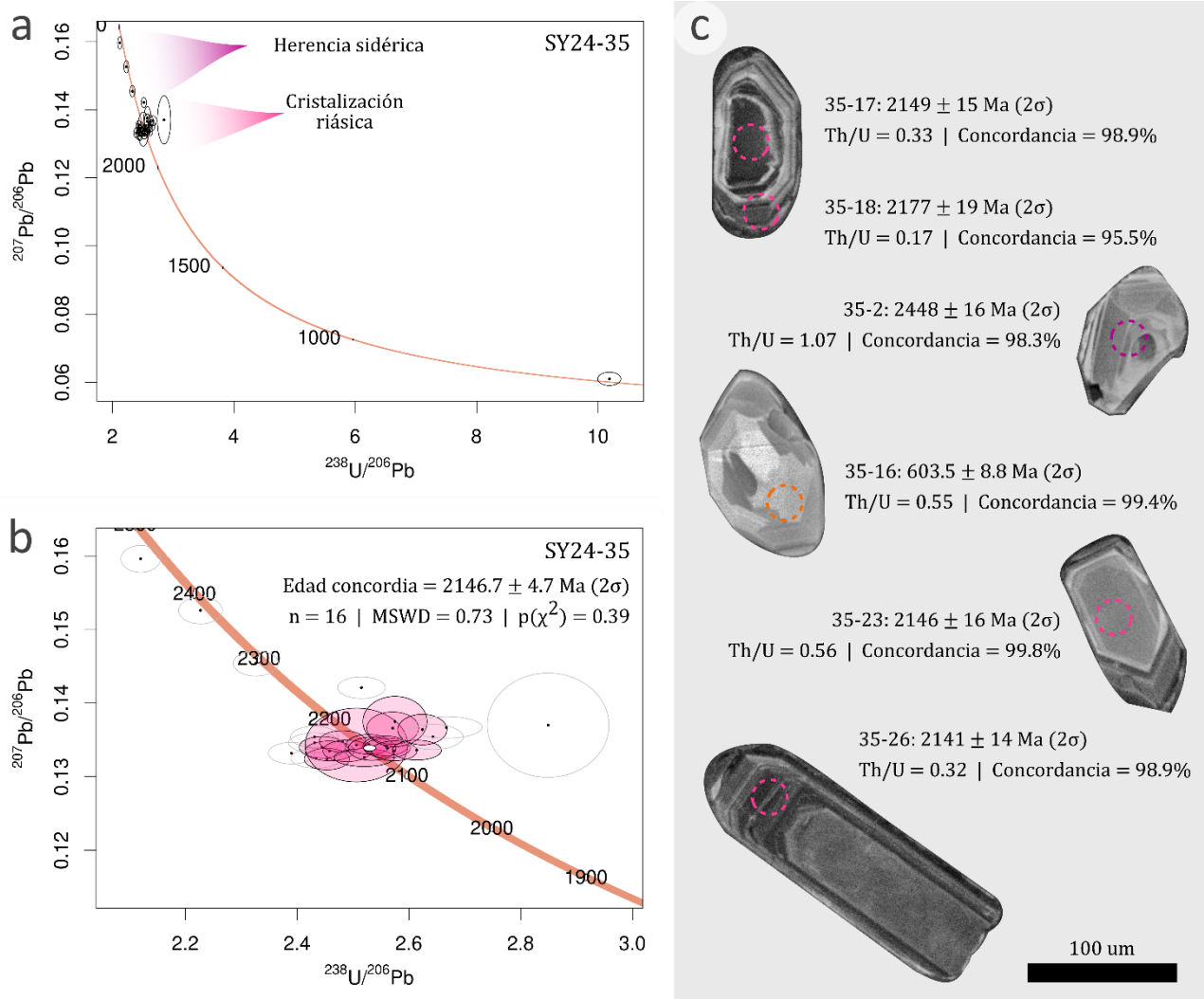


Figura 5.3.1 – Resultados geocronológicos de SY24-35. (a) Diagrama Tera-Wasserburg con la distribución de los circones analizados; (b) diagrama Tera-Wasserburg con el cálculo de la edad concordia según las relaciones $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y (c) imágenes de catodoluminiscencia de algunos circones analizados con resultados puntuales. Los círculos punteados indican la ubicación de las edades reportadas por el laboratorio. La edad neoproterozoica corresponde a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y las paleoproterozoicas a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, con concordancias respecto a $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, respectivamente.

SY24-49

Milonita granítica dentro de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. La milonita presenta estructuras de deformación submagmática y de estado-sólido, con indicadores cinemáticos sugieren un cizallamiento sinistral (Fig. 5.1.10a). Los circones ocurren como cristales o fragmentos de cristales con hábito prismático, subedrales y de tamaños entre 50 y 200 μm , presentando en su mayoría patrones de zonación oscilatoria. Además, se observan núcleos xenocrísticos con reabsorción y sobrecrecimientos zoneados, y algunos cristales fracturados (Fig. 5.3.2c). Se realizaron 50 análisis puntuales en un total de 41 circones, encontrándose una población ediacárica poco dispersa y varios cristales con edades paleoproterozoicas (Fig. 5.3.2a). Los contenidos en uranio no superan las 500 ppm y las relaciones Th/U se encuentran entre ca. 0.05 y 1.0. Los núcleos y cristales

paleoproterozoicos representan la mitad de la muestra, mientras que la otra mitad está representada por cristales y sobrecrecimientos ediacáricos. Los circones paleoproterozoicos muestran en general un menor contenido en uranio y mayor relación Th/U que los ediacáricos. Las relaciones Th/U menores a 0,1 corresponden a dominios de zonación oscilatoria. Se obtuvo una edad concordia de 618.2 ± 1.8 Ma (2σ) con un $n = 17$ (MSWD = 0.5 y probabilidad de concordancia = 48 %) para la población de circones ediacáricos (Fig. 5.3.2b). Esta edad se interpreta como de cristalización magmática para el protolito de la milonita. Para el cálculo de la edad se tuvo en cuenta las determinaciones con concordancia mayor al 99%, descartándose aquellos con pérdida de Pb o leve incorporación de Pb común. De los 22 análisis con edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ paleoproterozoicas, 16 tienen una concordancia superior al 95% respecto a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y están distribuidas entre ca. 2300 y 1700 Ma.

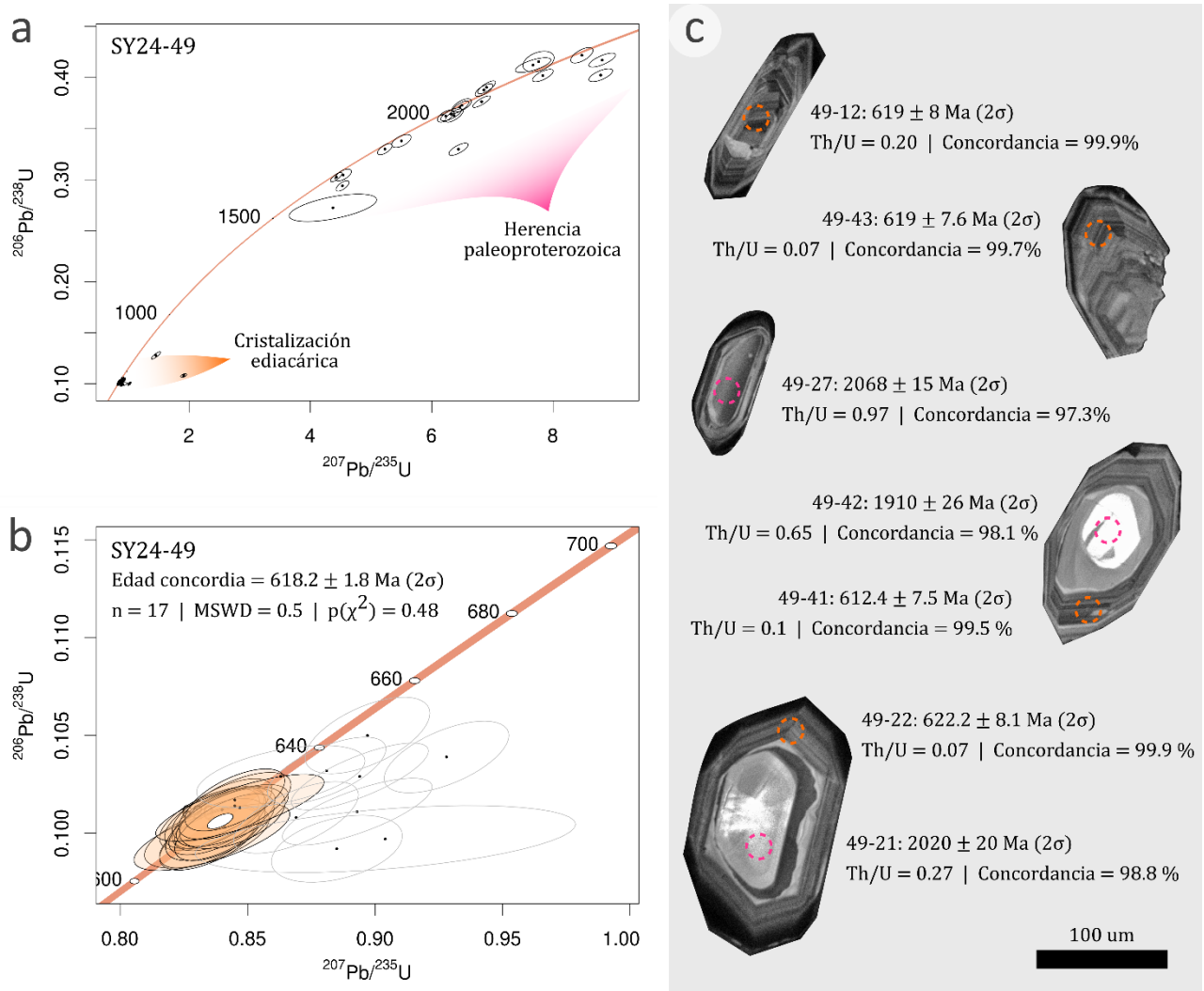


Figura 5.3.2. Resultados geocronológicos de SY24-49. (a) Diagrama Wetherill con la distribución de los circones analizados; (b) diagrama Wetherill con el cálculo de la edad concordia según las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y (c) imágenes de catodoluminiscencia de algunos circones analizados, con resultados puntuales. Los círculos punteados indican la ubicación de las edades reportadas por el laboratorio. Las edades neoproterozoicas corresponden a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y las paleoproterozoicas a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, con concordancias respecto a $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, respectivamente.

SY24-52

Granito deformado frágilmente y con alteración metasomática en la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. La roca se caracteriza por tener una deformación frágil, reemplazo del feldespato potásico albita y no presentar foliación milonítica ([Fig. 5.1.10f](#)). Los circones tienen hábito prismático, son subedrales a anedrales y tienen tamaños de 50 a 250 μm . Los cristales muestran en su mayoría una textura homogénea de baja luminiscencia, mientras que algunos granos muestran patrones de zonación oscilatoria ([Fig. 5.3.3c](#)). Se realizaron 28 análisis puntuales de un total de 23 circones. El contenido de uranio medido es inferior a 750 ppm, salvo en un cristal de elevada discordancia, donde alcanza los 2000 ppm. Las relaciones Th/U se encuentran entre 0.2 y 1.6. Se obtuvo una edad concordia de $592.3 \pm 2.4 \text{ Ma}$ (2σ) con un $n = 9$ (MSWD de 0.38 y probabilidad de concordancia de 54 %) para la población ediacárica ([Fig. 5.3.3b](#)). Esta edad se interpreta como de cristalización del granito. Para el cálculo de la edad concordia se tuvieron en cuenta los análisis de edades con concordancia mayor al 99%. Se analizó un único cristal heredado, con edades de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en el entorno de 1750 Ma y concordancias superior al 95% respecto a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Muchos de los análisis mostraron una discordancia muy alta y no fueron considerados en la interpretación de los resultados ([Fig 5.3.3a](#)).

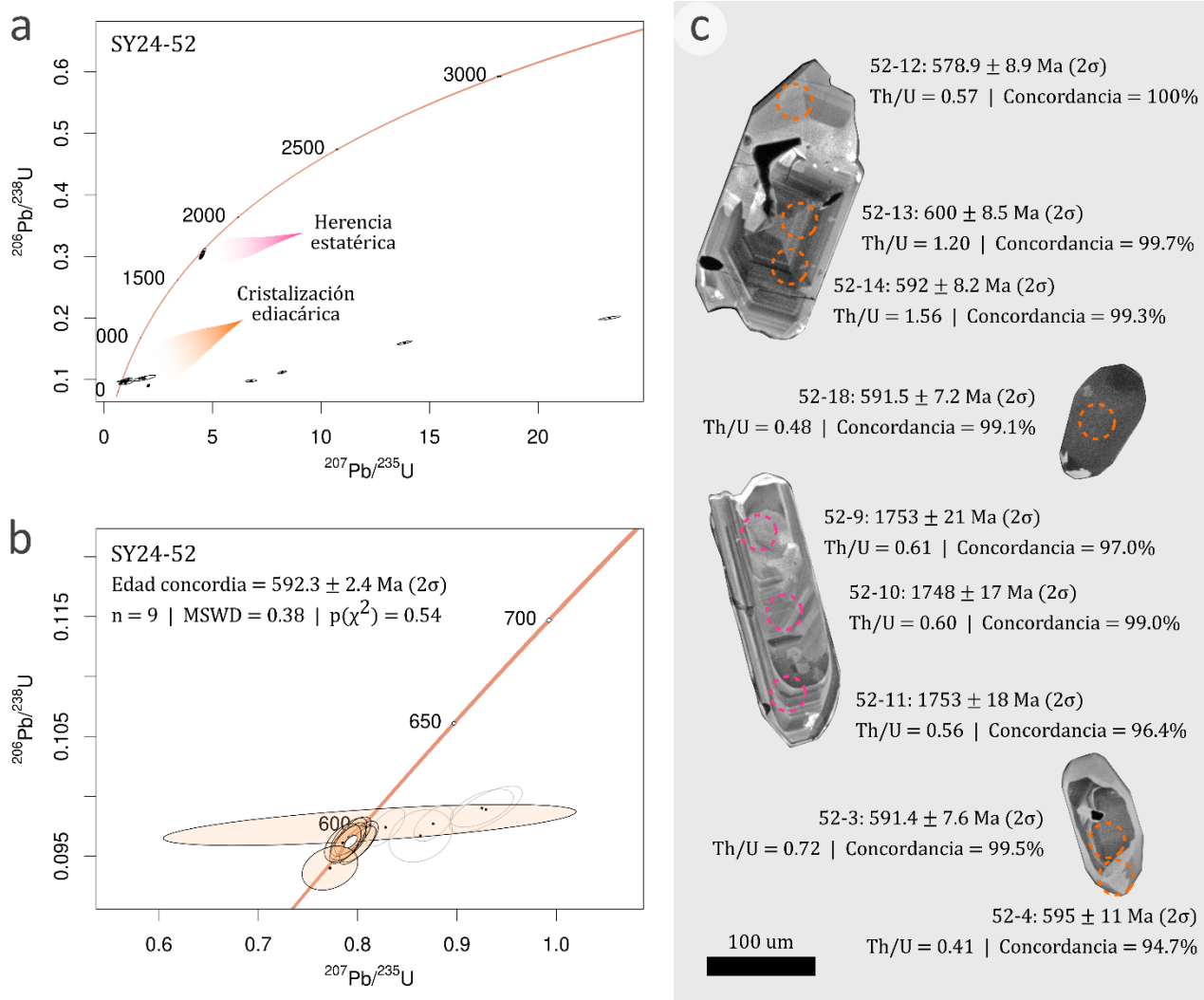


Figura 5.3.3. Resultados geocronológicos de SY24-52. (a) Diagrama Wetherill con la distribución de los circones analizados; (b) diagrama Wetherill con el cálculo de la edad concordia según las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y (c) imágenes de catodoluminiscencia de algunos circones analizados, con resultados puntuales. Los círculos punteados indican la ubicación de las edades reportadas por el laboratorio. Las edades neoproterozoicas corresponden a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y las paleoproterozoicas a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, con concordancias respecto a $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, respectivamente.

SY24-54

Sienita poco deformada y con alteración metasomática de la Sienita de Malbajar, en el Sector Norte de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. La roca se caracteriza por tener una deformación frágil y reemplazo del feldespato potásico por albita (Fig. 5.1.10e). Los circones muestreados presentan un hábito prismático, son euedrales a subedrales y tienen dimensiones de 100 a 200 μm , correspondiendo tanto a cristales enteros como a fragmentos. En general, los circones muestran zonación oscilatoria, con algunos núcleos homogéneos. Se pueden ver algunos bordes redondeados y algunos cristales con pequeñas inclusiones de baja intensidad en las imágenes de catodoluminiscencia (Fig. 5.3.4c). Se realizaron 28 análisis puntuales de un total de 36 circones. Los análisis corresponden a una única población de edad ediacárica (Fig. 5.3.4a), presentan contenido

de uranio que no supera las 400 ppm y relaciones Th/U de entre 0.4 y 2.1. Se obtuvo una edad concordia de 583.2 ± 1.5 Ma (2σ) con un $n = 27$ (MSWD = 0.81 y probabilidad de concordancia = 37%) (Fig. 5.3.4b). Esta edad se interpreta como de cristalización para la sienita. Para el cálculo se tuvieron en cuenta todos los análisis debido a su concordancia superior al 98% y se descartó el uso de un único spot con concordancia inferior al 95%.

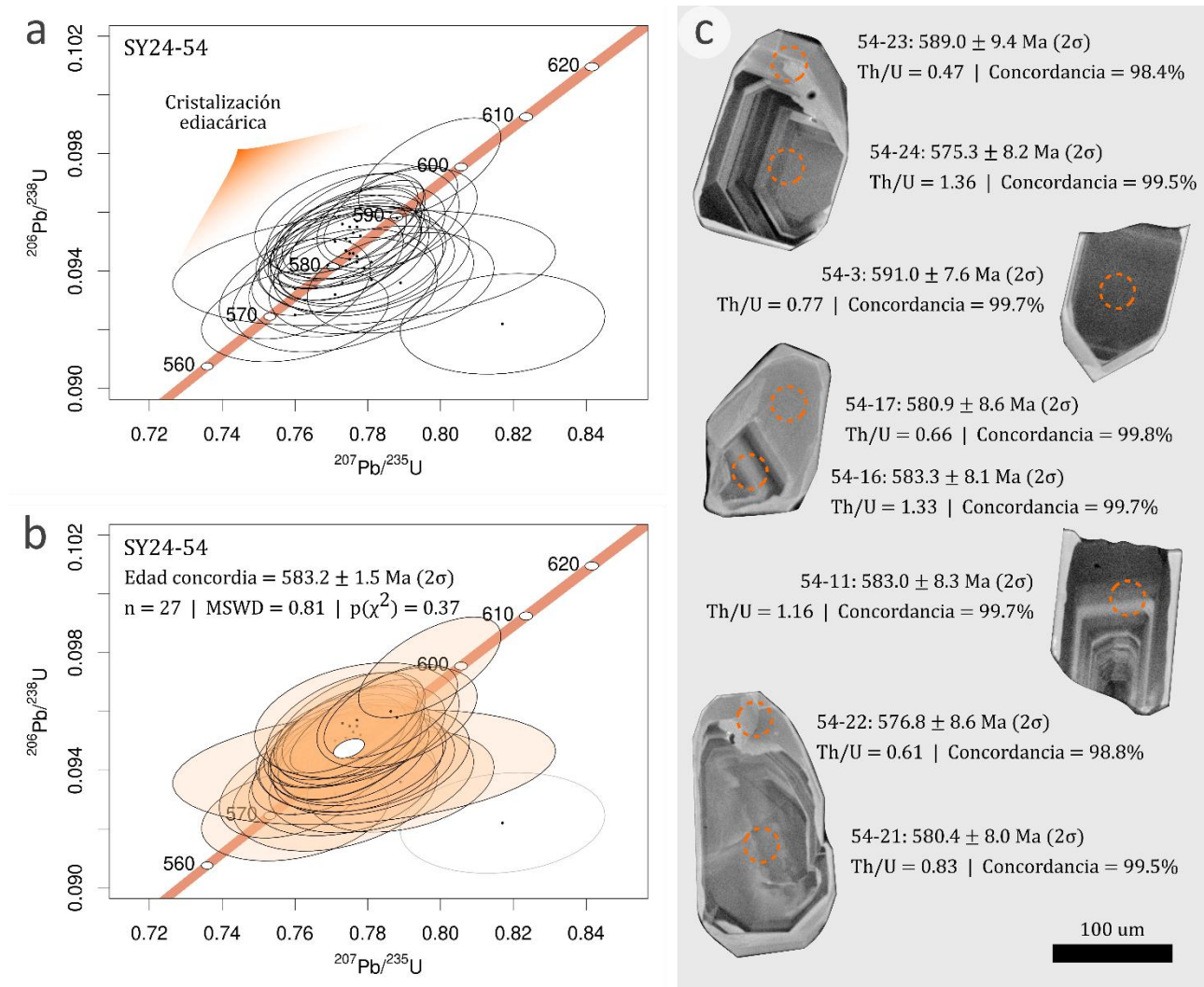


Figura 5.3.4. Resultados geocronológicos de SY24-54. (a) Diagrama Wetherill con la distribución de los circones analizados; (b) diagrama Wetherill con el cálculo de la edad concordia según las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y (c) imágenes de catodoluminiscencia de algunos circones analizados, con resultados puntuales. Los círculos punteados indican la ubicación de las edades reportadas por el laboratorio. Las edades puntuales corresponden a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

5.3.2. Edades K-Ar en muscovita

Tabla 5.3.2. Determinaciones K-Ar en muscovita

Muestra	Litología	Sentido de cizalla	Edad (Ma)	Error (2 σ)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)
SY24-35B	Pegmatita	-	1997,2	11,4	99,31
SY24-35B	Pegmatita	-	2005,8	11,5	98,53
SY24-62	Granito	-	2069,5	12,2	99,86
SY24-17	Milonita granítica	Dextral	652,5	5,3	91,28
SY24-17	Milonita granítica	Dextral	648,5	5,6	95,43
SY24-38	Milonita granítica	Sinestral	601,3	8,9	99,79
SY24-34	Filonita	Sinestral	607,8	8,5	99,37
SY24-55	Pegmatita	-	625,6	11,1	99,67

El valor de $^{40}\text{Ar}^*$ corresponde a la proporción del isótopo radiogénico de argón respecto al argón total liberado en cada determinación.

La muestra SY24-35B consiste en muscovita de una pegmatita ubicada en el Granito de Quebracho ([Fig. 5.1.2](#)). La pegmatita y el granito no muestran estructuras relacionadas a un proceso de milonitización evidentes. Se calcularon dos edades para esta muestra, con valores de 1997.2 ± 11.4 Ma y 2005.8 ± 11.5 Ma ([Tabla 5.3.2](#)). Estas edades se interpretan como de enfriamiento para la pegmatita, cercana a la edad de cristalización magmática.

SY24-62 es una muestra de muscovita del Granito del Arroyo Coronilla ([Fig. 5.1.2](#)). El granito es de grano medio, presenta una meteorización avanzada y una foliación débil. Las muscovitas son milimétricas y se encuentran distribuidas homogéneamente en la matriz. Se calculó una edad de 2069.5 ± 12.2 Ma ([Tabla 5.3.2](#)). Esta edad se interpreta como de enfriamiento cercana a la edad de cristalización del granito.

La muestra SY24-17 corresponde a muscovita de una pegmatita presente en un dominio de alto *strain*, en el extremo oriental del Terreno Piedra Alta ([Fig. 5.1.5](#)). Esta milonita tiene rumbo N000 a N010 y presenta indicadores cinemáticos dextrales como estructuras S-C y sistemas porfiroclásticos de feldespato tipo- σ ([Fig. 5.1.6b](#)). Los cristales de muscovita son de tamaño milimétrico a centimétrico y conforman agregados planares que definen la foliación milonítica. Se calcularon dos edades para esta muestra, con valores de 652.5 ± 5.3 Ma y 648.5 ± 5.6 Ma ([Tabla 5.3.2](#)). Estas edades se interpretan como de retrabajo térmico por encima de la temperatura de cierre de la muscovita, debido a la fase de cizalla dextral.

Las muestras SY24-38 y SY24-34 son del Complejo Graníticos Solís de Matajojo ([Fig. 5.1.2](#)). SY24-38 corresponde a una muestra de muscovitas de una milonita granítica. La milonita presenta claros indicadores cinemáticos sinestrales como sistemas

porfiroclásticos de feldespatos tipo- σ y *mica fish* ([Fig. 5.1.4d](#)). Se calculó una edad de 601.3 ± 8.9 Ma ([Tabla 5.3.2](#)). Esta edad se interpreta como de retrabajo térmico por la fase de cizalla sinistral. Por su parte, la muestra SY24-34 corresponde a una filonita. Las muscovitas datadas tienen tamaños milimétricos y se separaron de las biotitas, descartándose aquellos cristales con un intercrecimiento complejo. La edad calculada para la muestra de muscovitas es de 607.8 ± 8.5 Ma ([Tabla 5.3.2](#)). Esta edad se interpreta como de formación de la filonita durante el cizallamiento sinistral.

Por último, una edad de 625.6 ± 11.1 Ma fue calculada para la muestra SY24-55 ([Tabla 5.3.2](#)). Esta corresponde a muscovita de una pegmatita del Sector Norte del Terreno Piedra Alta ([Fig. 5.1.8](#)). La pegmatita se encuentra vinculada a migmatitas estromáticas y no presenta una clara evidencia de milonitización ([Fig. 5.1.9b](#)). Esta edad se interpreta como una edad de enfriamiento de una pegmatita, sin poder ser vinculada a ninguna fase de cizalla ni edad de protolito en particular.

6. DISCUSIÓN

6.1. Sobre el registro geológico de la deformación

La interpretación de imágenes aeromagnéticas y aerogeofísicas permite distinguir unidades en relación a sus diferencias en composición, geometría y fábrica. En general, se observa menor contraste en zonas con baja densidad de afloramiento, desarrollo de manto de meteorización y presencia de cuerpos de agua o humedad, por lo que se debe ser cuidadoso con la interpretación sin considerar los aspectos geomorfológicos. Las imágenes aeromagnéticas y aeroradiométricas, junto a los mapas geológicos y datos radiométricos disponibles, permitieron una interpretación tentativa de la geología del margen deformado del Terreno Piedra Alta, que en parte se corrobora en el relevamiento geológico realizado. Sin embargo, no fue objetivo de esta investigación la sistematización necesaria de un trabajo cartográfico.

6.1.1. Sector Sur

En el Sector Sur se desarrolla una faja de milonitas con foliación de tendencia NO-SE que cambian a direcciones NE-SO hacia el este, como se observa claramente en las imágenes aeromagnéticas. A raíz de la continuidad entre las milonitas de la Suite Granítica Mosquitos, las Milonitas Graníticas de Cuchilla Cabo de Hornos y los Micaesquistos miloníticos de Sauce de Solís, las zonas de cizalla Mosquitos y Cuchilla Cabo de Hornos podrían corresponder a una única zona de cizalla; sin embargo, este aspecto debe estudiarse con mayor detalle. Las milonitas observadas presentan indicadores cinemáticos sinestrales y microestructuras de deformación de alta temperatura que son sobreimpresas por otras de menor temperatura. La recrystalización por migración de borde grano de alta temperatura (GBM) en cuarzo y migración de borde de grano de baja temperatura (BLG) en feldespato sugieren una temperatura de deformación que ocurre entre los 500 y 600 °C, y que continúa en condiciones de menor temperatura (Passchier y Trouw, 2005, y referencias allí). Estas condiciones coinciden con el campo de estabilidad del granate, que empieza a ser estable en condiciones de facies esquistos verdes superior (450 °C) considerando un sistema KFMASH y composiciones *bulk* típicas en rocas metapelíticas (Bucher, 2023); lo que permitiría su preservación durante la deformación, aunque su blastesis haya ocurrido durante el metamorfismo regional que afecta a la Formación Montevideo. A su vez, la transformación de granate en biotita en algunos dominios indica un retrometamorfismo local producto del cizallamiento, que coincide con dominios de mayor *strain* finito asociados a la sobreimpresión de microestructuras de deformación de menor temperatura o mayor tasa de *strain*.

Por otro lado, la ocurrencia de granitos a muscovita foliados que no desarrollan una fábrica milonítica, como el Granito Quebracho y Granito del Arroyo Coronilla, sugiere que la fase dextral no tiene un registro milonítico muy extenso en el margen flexionado. En particular, el Granito Quebracho empieza a desarrollar una foliación más marcada de forma progresiva y hacia el extremo más alejado del límite de cizalla, donde se pudo observar una zona de cizalla y un posible corrimiento a mesoescala que son consistentes con el campo de deformación de la fase dextral.

Vinculando las milonitas de las zonas de cizalla Mosquitos y Cuchilla Cabo de Hornos dada su relativa continuidad espacial, la fábrica milonítica sinistral de moderada a alta temperatura habría ocurrido en el Paleoproterozoico (ej. Oyhançabal et al., 2006) y la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí sería responsable de la rotación hacia el sureste de la foliación milonítica, como fue ya fue puntualizado por Oyhançabal et al. (1993b). Esta interpretación es consistente con la ausencia de fábrica milonítica en el Granito Quebracho y las edades obtenidas en este, de ca. 1.8 y 2.0 Ga (Faraone, 2018 y este trabajo, respectivamente), lo que confirma que la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí ocurrió en condiciones relativamente frías en el Terreno Piedra Alta. En este sentido, la ausencia de deformación atribuible a la fase dextral en el Terreno Nico Pérez se podría explicar tanto por el fuerte retrabajo que sufre en el Ciclo Brasiliano, como por una localización de la deformación sumamente importante debido a un marcado contraste de viscosidad, y, por lo tanto, de resistencia frente a la deformación (ej. Dayem et al., 2009). Esto último explicaría el rol de la zona de cizalla como una debilidad estructural que permite el emplazamiento magmático durante el Ciclo Brasiliano y su ausencia en el Terreno Piedra Alta.

Las milonitas dextrales en el Sector Sur podrían haberse desarrollado en dominios de alto *strain*, más orientales, que hayan sido retrabajados durante el evento sinistral y el emplazamiento del Complejo Granítico Solís de Mataojo. Una milonita de la zona de cizalla dextral de mesoescala muestra una fábrica ambigua, donde *ribbons* de cuarzo recrystalizado desarrollan una foliación oblicua consistente con un cizallamiento sinistral, pero con planos de biotitas en estructura S-C dextrales. La recrystalización de cuarzo de cinemática sinistral no puede interpretarse robustamente con la información disponible, dado el desarrollo de milonitas sinestrales paleoproterozoicas y la reactivación sinistral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí.

6.1.2. Sector Centro

El Sector Centro está representado por el Granito Cerro Colorado y la Granodiorita Arroyo Chamamé. La geometría del Granito Cerro Colorado es consistente con el cizallamiento dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, particularmente en las imágenes aerorradiométricas, y es acompañada por la flexión del Haz de Diques de Florida. El desarrollo de una foliación NO-SE a N-S y estructuras como zonas de cizalla centimétricas y venas de cuarzo en arreglo *en-echelon*, de cinemática dextral, en protomilonitas sugiere una deformación en un régimen frágil-dúctil. Las protomilonitas presentan feldespatos sin deformación plástica y sericitizados, mientras que el cuarzo presenta recuperación y *bulging*, evidenciando una temperatura de deformación de entre 300 y 400 °C (Passchier y Trouw, 2005, y referencias ahí). Hacia el este, con el desarrollo de milonitas y ultramilonitas, el cuarzo desarrolla una recrystalización total por BLG y la sericitización del feldespato es mucho más avanzada. Además de la neoformación de sericita, se observan dominios ricos en epidoto y clorita, lo que indicaría que la deformación estuvo asociada a la actividad de fluidos acuosos. La descomposición de feldespato potásico en sericita, y de plagioclasa en sericita y epidoto es un mecanismo de *strain softening* comúnmente observado en zonas de cizalla frágil-dúctiles que alcanzan condiciones de facies esquistos verdes, lo que favorece la localización de la deformación (ej. Fitz Gerald y Stünitz, 1993;

Hippertt y Hongn, 1998; Wibberley, 1999). En este sentido y sumado a la edad K-Ar obtenida de 650 Ma, se interpreta que la deformación asociada a las ultramilonitas alcanza a superar la temperatura de cierre de la muscovita de 350 – 425 °C (Oriolo et al., 2018, y referencias allí), condiciones menores a las antes reportadas (Oriolo et al., 2015). En el mismo sentido, la Granodiorita Arroyo Chamamé preserva textura magmática con zonas de cizalla discretas y centimétricas, y presenta evidencias de recuperación y recristalización BLG incipiente en cuarzo, lo que, sumado a la sericitización de los núcleos de la plagioclasa, indica que la deformación ocurre a baja temperatura en el dominio curvado y está asociada a la actividad de fluidos.

6.1.3. Sector Norte

Las rocas del margen oriental del Terreno Piedra Alta observadas en el Sector Norte están representadas principalmente por granitoides y migmatitas, en las que no se reconoce un desarrollo claro de fábrica ni de estructuras atribuibles a la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. Por otro lado, hacia el este se define un dominio bien desarrollado de milonitas y ultramilonitas con indicadores cinemáticos sinestrales como estructuras S-C y porfiroclastos tipo- σ . Estas milonitas graníticas presentan evidencias de un emplazamiento sincinemático del protolito granítico, como microfracturas selladas por cuarzo en cristales de feldespato, hornblenda y esfeno con orientación preferencial de forma, que indican deformación en estado submagmático (Bouchez et al., 1992; Passchier y Trouw, 2005, y referencias allí) y recristalización por rotación de subgranos (SGR) en cuarzo y por migración de borde de grano de baja temperatura (BLG) en feldespato, que están asociadas a deformación en estado sólido de entre 400 – 500 °C (Passchier y Trouw, 2005, y referencias allí). Además, se observaron cuerpos sieníticos sin deformación milonítica, como un granito metasomatizado adyacente a ultramilonitas y la Sienita de Malbajar. La albitización de feldespato potásico y un proceso de hematitización asociado, como se observa en la Sienita de Malbajar, son evidencias de un metasomatismo sódico (Rong y Wang, 2016) que probablemente esté vinculado a la circulación de fluidos en un dominio permeable vinculado a planos de debilidad producto de la milonitización y/o cataclasis.

La ocurrencia de granitoides sincinemáticos sinestrales a poscinemáticos que intruyen en una faja angosta asociada al dominio de alta deformación de la fase dextral, sugiere que esta actuó como una discontinuidad preferencial para la reactivación sinistral y el emplazamiento de magmatismo sincinemático asociado, lo que probablemente afectó la preservación del registro milonítico del cizallamiento dextral, de manera análoga a lo observado en el sur del país.

6.2. Sobre el modelo de deformación

El análisis numérico de la deformación desarrollado en este trabajo permite cuantificar el *strain* finito asociado al cizallamiento del margen oriental del Terreno Piedra Alta a partir de un modelo geométrico, incorporando además una evaluación no paramétrica de su incertidumbre. La discusión de estos resultados requiere considerar no solo el significado geológico de los parámetros de deformación obtenidos, sino también los supuestos

conceptuales en los que se basó la construcción del modelo y las limitaciones que estos imponen a su interpretación.

6.2.1. Construcción matemática del modelo: supuestos y limitantes

El modelo matemático se interpreta dentro de un marco euleriano, en el cual el *strain* finito se describe a partir de la geometría observada de un estado ya deformado (ver Ramsay y Graham, 1970). En este contexto, la representación de la geometría de los diques mediante expresiones polinómicas, a partir de las cuales se estima una matriz de deformación heterogénea, describe un campo de deformación continuo y espacialmente variable. Por su parte, aunque el análisis geométrico no impone un régimen de flujo estacionario, la cuantificación y discusión de los parámetros cinemáticos se realiza bajo esta hipótesis. La simplificación del modelo a dos dimensiones está basada en la tendencia subvertical de los diques y la zona de cizalla.

La suposición de que el Haz de Diques de Florida este constituido por diques verticales se basa en las tendencias estructurales reportadas por Bossi y Campal (1991) y Morales Demarco et al. (2011), quienes indican buzamientos subverticales, con escasas excepciones que alcanzan los 70° al sur. A su vez, la respuesta aeromagnética lineal que presentan los diques es compatible con estructuras tabulares subverticales. Por otro lado, se asume que los diques muestreados son continuos para la escala de análisis, ignorando geometrías más complejas tipo *step-over*, *branching* y la coalescencia entre cuerpos (ej. Hoek, 1991).

La descripción geométrica de los diques mediante ajustes polinómicos por partes responde a la necesidad de representar la deformación heterogénea que aumenta progresivamente hacia el interior de la zona de cizalla. En particular, el uso de expresiones cúbicas en el dominio deformado, que heredan los coeficientes lineales del dominio no deformado, permite estimar geometrías de forma más flexible que con expresiones cuadráticas y construir un campo de deformación continuo y derivable. La restricción de soluciones con puntos de inflexión dentro del dominio deformado garantiza una geometría monótona compatible con un régimen de deformación estacionario.

La obtención del límite de cizalla mediante un proceso que evalúa el mejor ajuste para los diques a partir todas las combinaciones posibles de pares de puntos asegura que no hay ningún tipo de sesgo en la elección del marco de referencia. Sin embargo, el muestreo de puntos no se encuentra libre de sesgo, ya que la geometría observada de los diques es continua y la elección de cantidad de puntos y su posición es arbitraria. Por lo tanto, el límite de cizalla obtenido es el que define el mejor ajuste de la geometría de los diques para el muestreo analizado.

El modelo asume un cambio de volumen insignificante durante la deformación, lo que se fundamenta en el comportamiento relativamente frío (< 300 °C) del margen flexionado del Terreno Piedra Alta, evidenciado por la no perturbación de los sistemas isotópicos K-Ar en muscovita, así como en la preservación de fábricas magmáticas y el escaso desarrollo de milonitas.

Los enfoques basados en la descomposición de la deformación en componentes de cizalla simple y cizalla pura han sido históricamente cuestionados por presentar

incompatibilidades de *strain* cuando se asumen muros rígidos no deformados, particularmente debido a la extrusión paralela al plano de cizalla asociada a la componente coaxial, conocida como *cream cake effect* (Ramsay y Huber, 1987, p. 611; Ramsay y Lisle, 2000, p. 869). En este trabajo, la formulación de cizalla subsimple (Tikoff y Fossen, 1993) se emplea como una descripción del estado de *strain* finito observado localmente, válida dentro del sistema de referencia adoptado y del dominio analizado. El modelo no pretende ser extrapolable de manera global a toda la zona de cizalla, sino describir un sector específico del campo de deformación, evitando la imposición de discontinuidades mediante una componente coaxial que es nula en el límite de cizalla y crece hacia el interior (lo que implica una extrusión a lo largo del plano de cizalla incremental hacia el este). Se entiende que el supuesto de no cambio de volumen debería ser puesto a prueba en futuras investigaciones.

La estimación de la componente de cizalla pura k presenta limitaciones inherentes a su formulación, entre ellas su comportamiento monótono con la distancia y la necesidad de extrapolar la geometría del estado no deformado para estimar la separación predeformacional de los diques. Estas limitaciones no constituyen un error del modelo, sino una consecuencia directa de cómo fue construido, que supuestos incluyó, y condicionan el tipo de interpretaciones que pueden extraerse a partir de los parámetros de deformación obtenidos. Por su parte, la cizalla simple efectiva Γ no es un parámetro independiente, sino que se obtiene a partir de la comparación entre la geometría deformada de los diques, la geometría extrapolada del estado no deformado y la componente de cizalla pura estimada, reflejando el cizallamiento simple necesario para explicar el estado de *strain* finito observado bajo el modelo adoptado.

Los ajustes polinómicos empleados describen de manera adecuada la tendencia geométrica general de los diques, pero no representan explícitamente la variabilidad local asociada a su sinuosidad natural. En este sentido, la incertidumbre del modelo se interpreta como una expresión de la variabilidad geométrica inherente a la forma real de los diques que no es capturada por las expresiones analíticas utilizadas para su tendencia global. El análisis *bootstrap* basado en los residuos del ajuste geométrico permite generar realizaciones alternativas de sistemas de diques que preservan la tendencia geométrica del modelo, pero incorporan variaciones locales compatibles con la sinuosidad observada. Dado que los residuos presentan dependencia espacial, derivada de la continuidad material de los diques, se utilizó un remuestreo de tipo *Moving Block Bootstrap* que permite respetar dicha estructura correlacionada y explorar de forma realista la incertidumbre del modelo. En este contexto, los intervalos de confianza del 95% obtenidos para las componentes de la matriz de deformación y los parámetros de deformación derivados deben ser interpretados como rangos empíricos de soluciones geoméricamente posibles, compatibles tanto con la tendencia estimada como con la variabilidad local de la geometría muestreada.

6.2.2. Implicancias del análisis numérico

El modelo de deformación define un límite de cizalla de tendencia N351.5, en concordancia con el rumbo N010W propuesto para la Zona de Cizalla Sarandí del Yí durante su definición (Preciozzi et al., 1979). Asimismo, el ajuste geométrico de los diques

en el dominio no deformado indica un rumbo aproximado de N066, compatible con la distribución N060-N080 reportada para el Haz de Diques de Florida (Bossi y Campal, 1991; Morales Demarco et al., 2011).

El análisis se extiende a lo largo de un dominio de aproximadamente 17 km desde el límite de cizalla, cuantificando la deformación heterogénea desde el límite de cizalla hacia el interior del margen flexionado.

El aumento de *strain* finito resulta de la contribución conjunta de las componentes de cizalla pura y cizalla simple efectiva, que definen el régimen de cizalla subsimple. En la porción externa y menos deformada de la zona de cizalla domina la cizalla simple efectiva, mientras que hacia el interior se observa un incremento progresivo de la componente coaxial de la deformación. Este cambio cinemático se refleja en el aumento del ángulo interapófisis, acompañado por una disminución del número de vorticidad desde valores cercanos a 1 hasta ca. 0.7, y por un porcentaje de cizalla pura que varía desde valores nulos en el límite de cizalla hasta un máximo de 52%. Estos parámetros constituyen distintas formas de describir la variación espacial del carácter del flujo, que, en el marco de un régimen de deformación heterogénea en estado estacionario, depende únicamente de la distancia al límite de cizalla y no de la acumulación temporal de la deformación (Ramberg, 1975).

Los intervalos de confianza del 95% representan un conjunto de soluciones posibles de los parámetros de deformación basadas en la variabilidad local de los diques. Si bien los valores del modelo describen una transición progresiva desde una deformación dominada por cizalla simple hacia un régimen subsimple con incremento de la componente coaxial, los IC95 indican la existencia de rangos de comportamiento alternativos al del modelo que no pueden ser descartados a partir de la muestra analizada.

La orientación y magnitud de los ejes principales de *strain* describen el aumento de la deformación con la distancia debido a un cizallamiento de sentido dextral. La razón de *strain* o elipticidad (S_1/S_2) y su incertidumbre crecen hacia el interior de la zona de cizalla, alcanzando un rango máximo de ca. [2.3, 6.3] que se asocia a un *strain* finito bajo a moderado, cuya distribución progresiva en un dominio de 17 km indica que la deformación fue mayormente no localizada, localizándose apenas en un dominio de alta deformación de aproximadamente 1 km. Esto coincide con aspectos observados en campo, donde las milonitas se desarrollan en el dominio de alta deformación, mientras que fuera de este se preservan las texturas magmáticas y se desarrollan bandas de cizalla, centimétricas a métricas, que separan dominios de escasa deformación.

En términos cinemáticos, el intervalo de confianza de la componente de cizalla pura incluye modelos tanto con acortamiento perpendicular como paralelo al plano de cizalla ($k > 1$ o $k < 1$, respectivamente) en los aproximadamente 12 kilómetros más externos de la zona de cizalla. Esto indica que no se puede descartar un modelo de cizalla simple para la deformación en el sector menos deformado, mientras que un régimen de cizalla subsimple es estadísticamente significativo en los 5 km más internos. Esta transición queda reflejada también en el número de vorticidad y el porcentaje de cizalla pura, cuyos IC95 incluyen rangos de valores de W_k de 1 y %CP de 0% coinciden con los 12 kilómetros más externos. Por su parte, el IC95 de la orientación de los principales ejes de *strain* también refleja el acortamiento paralelo al plano de cizalla en algunos de los modelos

alternativos, cuyas direcciones principales de estiramiento máximas tienen ángulos agudos obtusos con el plano de cizalla ($\theta' > 45^\circ$) en aproximadamente la mitad externa de la zona de cizalla.

Este comportamiento de cizalla subsimple dominado por cizalla simple en la región externa de la zona de cizalla, es compatible con la preservación de texturas magmáticas primarias en los granitoides y el desarrollo de discontinuidades que acomodan la deformación mediante deslizamientos, manteniendo la continuidad geométrica a mayor escala. Por otro lado, la deformación plástica del cuarzo y la transformación de feldespato en fases hidratadas en milonitas, podría permitir la componente coaxial más significativa hacia el interior de la zona de cizalla.

Los resultados obtenidos no pueden ser contrastados con el análisis realizado por Oriolo et al. (2015), donde asume un modelo sin componente coaxial y con cambio de volumen, que es realizado para una ubicación puntual y no para todo el dominio deformado.

6.3. Sobre la geocronología

6.3.1. Edades U-Pb en circón

Todas las edades concordia obtenidas de las determinaciones U-Pb en circón son interpretadas como edades de cristalización dado el patrón de zonación oscilatoria que domina en los núcleos de los cristales, así como en sobrecrecimientos de núcleos heredados. Además, las relaciones Th/U de los análisis puntuales presentan valores superiores a 0.1 en su gran mayoría, lo que es esperado para circones magmáticos (Hoskin y Schaltegger, 2003).

La muestra SY24-35 corresponde a una milonita granítica a muscovita del Granito Quebracho, ubicado en el extremo del margen oriental del Terreno Piedra Alta ([Fig. 6.1a](#)). Su edad concordia de 2146.7 ± 4.7 Ma coincide con edades de otros granitoides y gneises graníticos, situándolo como parte del primer evento magmático registrado en el terreno (Oyhantçabal et al., 2018a, y referencias allí; Basei et al., 2024); mientras que sus circones heredados concordantes de hasta ca. 2450 Ma indicarían una herencia del primer crecimiento cortical, coincidiendo con las edades modelo de Hf en circón disponibles (Basei et al., 2024). Las otras rocas datadas en este trabajo se ubican en el Sector Norte y corresponden al magmatismo del Ciclo Brasileño.

La edad de cristalización magmática de 618.2 ± 1.8 Ma de la muestra SY24-49 ubicada en el Sector Norte ([Fig. 6.1a](#)) corresponde a una milonita sinistral. Dadas las microestructuras de deformación submagmática que presenta, esta edad interpretada como una edad de deformación para el cizallamiento sinistral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, y la roca representaría una intrusión sincinemática. La presencia de circones paleoproterozoicos heredados, distribuidos entre ca. 1.7–2.4 Ga, sugiere que el retrabajo cortical del Terreno Nico Pérez es la fuente más probable para el magmatismo.

La muestra SY24-52 corresponde al granito metasomatizado del Sector Norte ([Fig. 6.1a](#)), a la cual se le calculó una edad concordia de 592.3 ± 2.4 Ma. Debido a las evidencias de reemplazo metasomático y deformación frágil, con ausencia de deformación plástica en

cuarzo, esta edad estaría indicando una etapa de menor actividad en la zona de cizalla, dominada por una deformación frágil y presencia de fluidos.

La muestra SY24-54 corresponde a la Sienita de Malbajar, ubicada en el Sector Norte ([Fig. 6.1a](#)). La edad de cristalización magmática obtenida de 583.2 ± 1.5 Ma, asociada a la geometría subcircular del plutón y la ausencia de deformación, estaría indicando el momento de una etapa posdeformacional de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí.

6.3.2. Edades K-Ar en muscovita

Todas las edades K-Ar obtenidas en muscovita presentan un porcentaje de argón radiogénico superior al 90%, y en general cercano al 99% ([Tabla 5.3.2](#)), por lo que son consideradas edades analíticamente precisas.

Las dos edades realizadas en muscovita de una pegmatita del Granito Quebracho (SY24-35B), de 1997 ± 11.4 Ma y 2005.8 ± 11.5 Ma, podrían indicar una edad de enfriamiento cercana a la cristalización del dique, vinculado a la etapa del magmatismo tardi- a poscolisional del Terreno Piedra Alta. Estas edades son una evidencia indiscutible de las bajas condiciones térmicas en las que se desarrolló la flexión dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí y del comportamiento sumamente frío del Terreno Piedra Alta, ya cratonizado y exhumado durante el Ciclo Brasiliano.

La muestra SY24-62 de edad K-Ar en muscovita 2069.5 ± 12.2 Ma corresponde al Granito del Arroyo Coronilla. Esta edad coincide con el magmatismo tardi-poscolisional, y representa una edad de enfriamiento. Al igual que las edades de la muestra SY24-35B, esta edad indica la falta de retrabajo térmico Brasiliano en el margen del Terreno Piedra Alta.

La muestra SY24-17 corresponde a una pegmatita a muscovita, milonítica, del dominio de alto *strain* de la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí ([Fig. 6.1a](#)), con edades de 652.5 ± 5.3 Ma y 648.5 ± 5.6 Ma. Aunque no se tiene una edad de cristalización para la pegmatita, la ausencia de magmatismo conocido de edad en el entorno de los 650 Ma en la región, sugiere que se trata de una pegmatita paleoproterozoica afectada por el cizallamiento dextral. Esta edad indica que el retrabajo térmico en este dominio de deformación localizada fue importante y contrasta con el estimado para el de bajo *strain* (sitios SY24-62 y SY24-35).

Las edades K-Ar de las muestras de muscovita SY24-38 y SY24-34 pertenecen a rocas deformadas del Complejo Granítico Solís de Mataojo ([Fig. 6.1a](#)). La muestra SY24-38 corresponde a una milonita granítica que presenta *mica fish* sinestrales y cuya edad de 601.3 ± 8.9 representa una edad de enfriamiento tras la deformación. Por su parte, la muestra SY24-34 de una filonita, vinculada a milonitas sinestrales, presenta una edad de 607.8 ± 8.5 Ma que también estaría indicando una edad de enfriamiento para la deformación del Complejo Granítico Solís de Mataojo.

La muestra SY24-55, de edad 625.6 ± 11.1 Ma, de una pegmatita a muscovita del Sector Norte, se interpreta como una edad de enfriamiento vinculada a una perturbación térmica del Terreno Piedra Alta. La ausencia de evidencias de deformación milonítica en las

migmatitas donde se encuentra la pegmatita no permite vincular esta determinación con alguna de las fases de deformación de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí.

6.3.3. Revisión de la cronología de la evolución de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí

El momento de actividad de la fase de cizallamiento dextral no encuentra consenso entre los investigadores, siendo situada en al menos tres momentos diferentes. A continuación, se presenta una revisión de estas propuestas cronológicas, donde se discuten en base a las evidencias comúnmente utilizadas para cada una, así como los resultados obtenidos en este trabajo.

Un primer acercamiento a la temporalidad de esta fase de deformación debe realizarse en términos relativos, donde la deformación debe posdatar la edad de la unidad precámbrica más joven afectada por el cizallamiento. Como la deformación asociada a la Zona de Cizalla Sarandí del Yí es posterior al Haz de Diques de Florida, a quienes deforma, su edad de cristalización acota superiormente la transcurrencia dextral. Tras las primeras dataciones realizadas por los métodos K-Ar y Rb-Sr en roca total (Gómez Rifas, 1988; Bossi et al., 1993a) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y hornblenda, tanto de los diques como de sus encajantes y diques félsicos asociados (Teixeira et al., 1999), la mejor aproximación de la cristalización está dada por la edad de intercepto superior U-Pb en baddeleyita de 1790 ± 5 Ma (Halls et al., 2001), lo que sugiere que la fase dextral no estuvo vinculada al Ciclo Transamazónico. Por lo tanto, las edades de enfriamiento K-Ar en muscovita de ca. 2.0 Ga obtenidas en SY24-62 y SY2435B indican que el dominio de bajo *strain* de la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí ocurrió por debajo de la temperatura de cierre del sistema K-Ar en muscovita ($< 350\text{--}425$ °C; Oriolo et al., 2018, y referencias allí), contribuyendo a una de las evidencias planteadas por Oyhantçabal et al. (2011) sobre el escaso retrabajo del Terreno Piedra Alta durante el Ciclo Brasileño. Por lo contrario, si ignoráramos la cota máxima dada por la edad de cristalización del Haz de Diques Florida, la propuesta de acreción entre los terrenos durante el Riásico debería ser capaz de explicar cómo podría ocurrir un contraste magmático y tectonometamórfico tan marcado entre los terrenos, Piedra Alta y Nico Pérez, en respuesta al Ciclo Brasileño (ca. 600 Ma), si ambas unidades conformaban un mismo bloque desde hace aproximadamente 2.0 Ga; o explicar la ausencia del haz de diques en el Terreno Nico Pérez, en el caso hipotético de que el cizallamiento dextral no corresponda a la fase de nucleación de la zona de cizalla.

Por otro lado, una de las propuestas más sostenidas sobre la nucleación de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí la ubican en el Ectásico (ej. Campal et al., 1995; Bossi et al., 1998a; Bossi y Navarro, 2001; Bossi y Gaucher, 2004; Bossi y Cingolani, 2009; Gaucher et al., 2009, 2011, 2021), en el marco del Ciclo Uruaçuano. Las edades utilizadas como evidencia para esta propuesta presentan ciertas dificultades en relación a la calidad de los datos y la asignación de significado geológico a los mismos. La edad K-Ar en muscovita de 1253 ± 32 Ma obtenida de una pegmatita vinculada al Corrimiento Zapicán, en el Terreno Nico Pérez (Cingolani y Varela (1992) com. pers. en Campal et al., 1995), es la más utilizada para citar esta propuesta. Bossi et al. (1998a) la citan como Cingolani (1993) com. pers., presentando algunos datos analíticos que resultan ser insuficientes para ser recalculada. Por otro lado, no se presenta una ubicación precisa ni evidencias

petrográficas, estructurales y cinemáticas que vinculen genéticamente dicho corrimiento con la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, además de que la orientación del corrimiento (rumbo NE-SO) no es geométricamente compatible con un cizallamiento dextral dada la orientación de la zona de cizalla (rumbo N-S). Otras edades utilizadas son las edades aparentes de los primeros *steps* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y hornblenda de ca. 1170 y ca. 1400, junto a una edad isócrona Rb-Sr en base a submuestras magnéticas de ca. 1400 Ma, obtenidas para diques máficos y félsicos del Haz de Diques de Florida (Teixeira et al., 1999). La interpretación de las edades aparentes de los *steps* iniciales puede no tener un significado geológico, debido a que estas pueden reflejar la pérdida parcial de argón radiogénico en sitios favorables como microfallas y bordes de grano en las micas (ej. Kramar et al., 2001; Cosca et al., 2011), siendo solo las edades *plateau* las que pueden ser asociadas con confiabilidad a procesos geológicos (Baksi, 2006). Además, y de manera aún más concluyente para descartar la interpretación de estas dataciones, los sitios de muestreo no se encuentran en el área afectada por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, ubicándose a más de 100 km al oeste de esta, como puede corroborarse en la figura 1 de Teixeira et al. (1999). Otra edad utilizada es una datación U-Pb en circón intercepto inferior de 1252 ± 900 Ma (Gaucher et al., 2011), la cual se suele interpretar como una edad metamórfica, que, dada su similitud con las anteriormente descritas, reforzaría la existencia del Ciclo Uruaçuano. La magnitud del error se debe a la utilización de un *cluster* de datos cercanos al intercepto superior de la concordia, algo que no es usual para determinar edades de intercepto inferior. Además, las edades discordia de intercepto inferior pueden no tener un significado geológico (Mezger y Krogstad, 1997), y en particular con un error de tal magnitud. Además de los problemas en la interpretación de las edades antes mencionadas, la falta de evidencias a nivel regional y, por lo tanto, el desuso progresivo del Ciclo Uruaçuano en los últimos años (ver Brito Neves et al., 2014; Brito Neves, 2022) lleva a que esta propuesta no tenga el respaldo suficiente para su consideración.

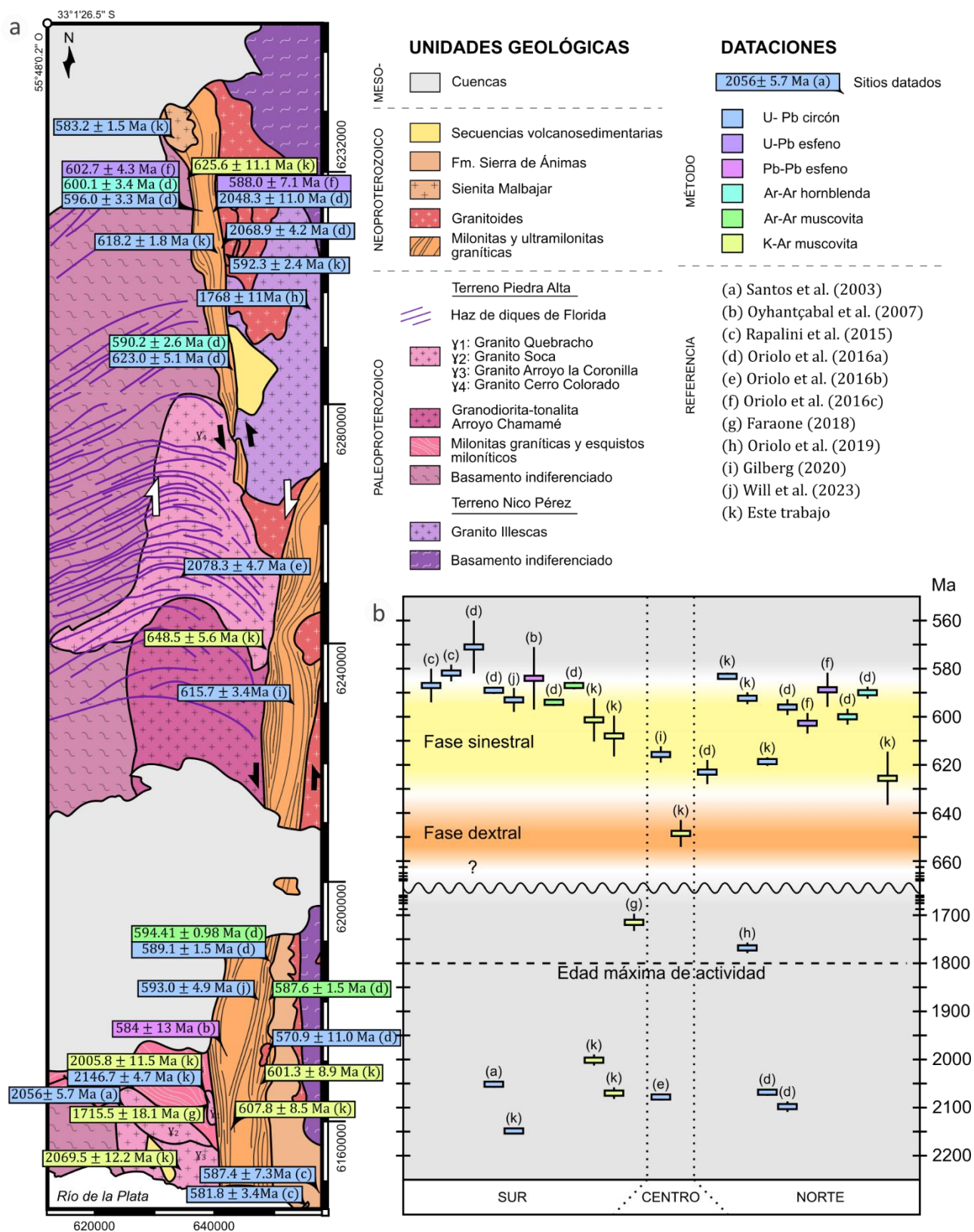


Figura 6.1. Conjunto de edades disponibles asociadas a la Zona de Cizalla Sarandí del Yí. (a) Distribución espacial de las principales determinaciones geocronológicas y (b) distribución temporal e interpretación de las mismas. *Nota: Coordenadas planas UTM zona 21S; la cobertura parcial cenozoica no esta representada.*

A partir de diversas evidencias en el comportamiento de los terrenos de un lado y otro de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí durante el Ciclo Brasiliano, Oyhantçabal et al. (2011) sugieren que la acreción entre los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez ocurrió durante el Neoproterozoico. Esta consideración fue respaldada posteriormente por edades geo- y termocronológicas obtenidas en una milonita de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí con indicadores cinemáticos dextrales (Oriolo et al., 2016a, 2016c): i) U-Pb concordia en circón de 596.0 ± 3.3 Ma, ii) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *plateau* en hornblenda de 600.1 ± 3.4 Ma y iii) U-Pb concordia en esfeno de 602.7 ± 4.3 Ma. Estas dataciones son las evidencias utilizadas para sugerir que la fase dextral finaliza a los 595 Ma aproximadamente. Sin embargo, esta interpretación presenta algunos conflictos de compatibilidad con algunos otros datos radiométricos, que serán desarrollados a continuación.

La edad U-Pb en circón de 618.2 ± 1.8 Ma en una milonita granítica en el Sector Norte (SY24-49) se considera como una edad de emplazamiento sincinemático debido a la ocurrencia de microestructuras de deformación en estado submagmático. A esta edad se le suma la de U-Pb en circón de 623.0 ± 5.1 Ma obtenida para una milonita sinistral (Oriolo et al. 2016a), edad que los autores interpretan como la primera evidencia de magmatismo en la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, pero sin vincularla a ninguna fase de deformación. El sitio de esta datación corresponde al SY24-56, donde se pudo corroborar la ausencia de fábrica relacionada al cizallamiento dextral y además se observaron microestructuras de deformación de estado submagmático, lo permite relacionar ambas edades de cristalización a un mismo intrusivo sincinemático que indica que la fase de cizallamiento sinistral es más temprana de lo que se consideraba. A su vez, la edad de cristalización U-Pb en circón de 615.7 ± 3.4 (Gilberg, 2020) también ha sido interpretada como la edad de un granito sincinemático de la fase sinistral (Osta, 2022; Osta y Oyhantçabal, 2024), apoyando esta consideración. El sitio SY24-47 corresponde a la milonita granítica reportada por Oriolo et al. (2016a) como afectada por el cizallamiento dextral. A diferencia de las milonitas graníticas sinestrales de ca. 620 Ma, esta no presenta microestructuras de deformación submagmática y se observa que el desarrollo de los indicadores cinemáticos dextrales se restringen a bandas de cizalla que separan dominios levemente deformados. Los indicadores inversos son comúnmente desarrollados en zonas de cizalla de bajo grado, pudiendo corresponder a bandas de cizalla con orientación oblicua al plano de cizalla (Grasemann et al., 2003) o desarrolladas entre dominios con viscosidades o tasas de *strain* contrastantes (Hippertt y Thover, 1999). A pesar de no haber explorado estas hipótesis, estas edades no tienen un sustento estadístico suficiente para acotar el cizallamiento dextral, dada la ausencia de otras evidencias estructurales sobre el cizallamiento dextral en granitoides de ca. 600 Ma. Además, esta propuesta se superpone con el intervalo de edades vinculadas a intrusivos sincinemáticos de la reactivación sinistral, lo que permite no estimarla como una edad actualmente robusta para determinar la extensión temporal de la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí.

Las edades K-Ar de los sitios SY24-34 y SY24-38 de ca. 600 Ma, ubicadas en el Complejo Granítico Solís de Mataojo, confirman otras edades de enfriamiento y cristalización de ca. 585–595 Ma (ej. Oyhantçabal et al., 2007; Oriolo et al., 2016a; Will et al., 2023), realizadas en milonitas y granitoides deformados de dicho complejo, que marcan el registro temporal de la fase sinistral en el Sector Sur.

La ocurrencia de un magmatismo más joven con deformación frágil y metasomatismo en el Sector Norte (SY24-52) indica la culminación progresiva del cizallamiento sinistral a los 592.3 ± 2.4 Ma y cuya finalización queda acotada por la edad de cristalización de 583.2 ± 1.5 Ma de la no-deformada Sienita de Malbajar ([Fig. 6.1b](#)). Este magmatismo sienítico posdeformacional también se encuentra representado en el Sector Sur, donde la Sienita Pan de Azúcar de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *plateau* en hornbleda de 579 ± 1.5 Ma (Oyhantçabal et al., 2007) y U-Pb intercepto superior en circón de 587.4 ± 7.3 Ma (Rapalini et al., 2015) se emplaza en el Complejo Sierra de las Ánimas, al este del Complejo Granítico Solís de Mataojo.

Las edades K-Ar en muscovita de la muestra SY24-17 de 652.5 ± 5.3 Ma y 648.5 ± 5.6 Ma son interesantes porque corresponden a una pegmatita milonítica probablemente paleoproterozoica ubicada en la zona de alto *strain* del margen del Terreno Piedra Alta y que muestra afectación por un cizallamiento dextral. Los valores obtenidos son mayores a todas las edades consideradas para la reactivación sinistral ([Fig. 6.1b](#)) y coincide con edades del pico metamórfico del Ciclo Brasiliano reportadas en el Terreno Nico Pérez (Oyhantçabal et al., 2009; Percival et al., 2023; Silva Lara, 2026). Sin embargo, estas edades deben considerarse con cierta precaución debido a las limitantes del método K-Ar, en el cual se considera todo el argón radiogénico disponible para el cálculo de la edad. Si el reinicio no es total, la edad calculada puede corresponder a un valor entre la edad del protolito y el momento del evento que abre el sistema isotópico (Kramar et al., 2001). Sin embargo, no deja de ser un mojón relevante en el conjunto de edades disponibles y su significado geológico podría ser confirmado mediante métodos geocronológicos analíticamente más exactos y de mayor precisión espacial.

En síntesis, la revisión cuidadosa de los datos provenientes de trabajos previos, junto con los nuevos resultados presentados en esta investigación, permite descartar las propuestas cronológicas que plantean una fase dextral durante el Riásico o el Ectásico y proponer el siguiente esquema evolutivo para la Zona de Cizalla Sarandí del Yí: i) una fase dextral relativamente acotada a ca. 650 Ma, que coincide con la etapa colisional principal del Ciclo Brasiliano en Uruguay; y ii) una fase sinistral de mejor restricción cronológica, entre ca. 630–590 Ma, asociada a la etapa poscolisional del mismo ciclo ([Fig. 6.2b](#)).

7. CONCLUSIONES

- La fase de cizallamiento dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí afecta aproximadamente 17 km del margen oriental del Terreno Piedra Alta, produciendo la rotación hacia el sureste de la foliación de las zonas de cizalla Mosquitos y Cuchilla Cabo de Hornos, así como del Haz de Diques de Florida. Además, deforma parcialmente el Granito Quebracho, el Granito Cerro Colorado y la Granodiorita Arroyo Chamamé, sin desarrollar una foliación milonítica bien definida. Hacia el extremo oriental, la localización de la deformación da lugar a un dominio de ultramilonitas de aproximadamente 1 kilómetro de ancho, particularmente preservado en el Granito Cerro Colorado.
- La fase dextral no generó una fábrica milonítica extensa en la mayor parte de la zona de cizalla, y la que generó, se localiza en el extremo oriental. El desarrollo de bandas de cizalla discretas, centimétricas a métricas, habría sido el principal mecanismo mediante el cual se alcanzó el estado de *strain* finito responsable de la deformación dúctil observada a escala regional (ej. flexión del Haz de Diques de Florida). Las milonitas y ultramilonitas asociadas a esta fase ubicadas hacia el interior de la zona de cizalla, se desarrollaron en facies esquistos verdes inferior a media, en presencia de fluidos y fueron parcialmente retrabajadas durante la reactivación sinistral y el emplazamiento de granitos sincinemáticos, afectando su preservación a lo largo de la zona de cizalla.
- El análisis numérico de deformación realizado para el Sector Centro indica que la fase dextral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí se desarrolló bajo un régimen de cizalla subsimple heterogénea, dominado por cizalla simple. El margen cizallado está caracterizado por *strain* finito bajo a moderado que incrementa hacia el este. Considerando el análisis de incertidumbre, no puede descartarse un régimen de cizalla simple en los 2/3 más externos de la flexión, mientras que hacia el interior de la zona de cizalla la componente coaxial de la deformación resulta significativa, implicando un régimen subsimple.
- La determinación de emplazamientos sincinemáticos y poscinemáticos en el Sector Norte, junto con las edades geocronológicas previamente disponibles, indica que la reactivación sinistral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí habría ocurrido entre ca. 620–590 Ma, lo que permite descartar una transición entre las fases dextral y sinistral alrededor de ca. 600 Ma. Por su parte, la edad de enfriamiento K-Ar en muscovita de ca. 650 Ma, obtenida a partir de una milonita dextral del dominio de alta deformación, podría representar un primer mojón temporal para la fase dextral, en concordancia con la base de datos geocronológica actualmente disponible.
- Las nuevas edades de enfriamiento K–Ar en muscovita, de ca. 2000 Ma, amplían el registro de las condiciones de baja temperatura a las que estuvo sometido el margen deformado del Terreno Piedra Alta desde el Paleoproterozoico. Este resultado, junto con la evidencia de una deformación tan distribuida y de bajo a

moderado *strain* finito, confirma el escaso retrabajo tectonotérmico que afectó al Terreno Piedra Alta durante el Ciclo Brasileño. Este comportamiento contrasta con el observado en el Terreno Nico Pérez, lo que sugiere que la Zona de Cizalla Sarandí del Yí habría actuado como una zona de desplazamiento entre dos bloques con reologías contrastantes, más que como una sutura orogénica. En este contexto, los resultados respaldan la hipótesis de que el Terreno Piedra Alta constituye el único terreno que conforma el Cratón Río de la Plata en Uruguay.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. En: Nairn, A.C.M., Kanes, W.H., Stehli, F.G. (eds.). *The South Atlantic*. Springer, Boston, MA, 411–446.
- Baksi A.K., 2006. Guidelines for assessing the reliability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages: Application to ages relevant to hotspot tracks. Disponible en: <http://www.mantleplumes.org/ArAr.html>
- Basei, M.A.S., Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Preciozzi, F., 2016. LAICPMS U-Pb zircon ages from basement and metamorphic cover of Piedra Alta Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. En: *Actas del VIII Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo, Uruguay. 117.
- Basei, M.A.S., Sánchez Bettucci, L., Peel, E., Franceschinis, P., Rapalini, A., Loureiro Olivet, J., Núñez Demarco, P., Fort, S., Lino, L., Passarelli, C.R., Cordani, U.G., Dopico, C., Preciozzi, F., 2024. Combined geochronological U-Pb, Hf isotopes and trace element zircon studies from Piedra Alta Terrane, Rio de la Plata Craton (West Uruguay, South America): A geodynamic model. *Precambrian Research*, 410, 107470.
- Bossi, J., Fernández, A., Elizalde, G., 1965. *Predevoniano en el Uruguay*. Facultad de Agronomía – Universidad de la República, Montevideo, Uruguay, 84 pp.
- Bossi, J., Navarro, R., 1982. Los granitos negros del Eocambriano del Uruguay. En: *Actas del 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, Tomo II, Buenos Aires, Argentina, 23–35.
- Bossi, J., Campal, N., 1991. *Granitos negros filonianos del Uruguay: resultados de las investigaciones*. Montevideo, Facultad de Agronomía – Universidad de la República, Montevideo, Uruguay, 72 pp.
- Bossi, J., Campal, N., 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. En: Gutiérrez, J., Saavedra, J., Rábano, I. (eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, 343–356.
- Bossi, J., Campal, N., Civetta, L., Demarchi, G., Girardi, V.AV., Mazzucchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G., Fragoso Cesar, A.R.S., Sinigoi, S., Teixeira, W., Piccirillo, E.M., Molesini, M., 1993a. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, 106, 263–277.
- Bossi, J., Preciozzi, F., Campal, N., 1993b. *Predevoniano en el Uruguay*. Tomo 1: Terreno Piedra Alta. Montevideo. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, Uruguay, 50 pp.
- Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeiro, D., Sprechmann, P., 1998a. Carta Geológica del Uruguay: escala 1/500.000, Facultad de Agronomía – Universidad de la República, Montevideo, Uruguay [CD-ROM].
- Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Sprechmann, P., Gaucher, C., Montaña, J., 1998b. *Evolución paleogeográfica del nudo tectónico de puntas del Arroyo Mansavillagra durante el proceso de formación del Supercontinente Gondwana (1500 a 500 millones de años)*, Volumen 1. Facultad de Agronomía – Universidad de la República, Montevideo, Uruguay, 92 pp.
- Bossi J., Navarro, R., 2001. Grupo Carapé: su reivindicación. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, 8, 2–12.
- Bossi, J., Gaucher, C., 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: An Allochthonous Block Accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Precambrian Research*, 6(3), 661–674.
- Bossi, J., Cingolani, C., 2009. Extension and general evolution of the Río de la Plata Craton. En: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (eds), *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Developments in Precambrian Geology, Elsevier, 16, 73–85.

- Bouchez J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20, 35–38.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3), 493–518.
- Brito Neves, B.B., 2022. Conceito de ciclo tectônico e questionamento do “Ciclo Transamazônico”. *Terrae Didactica*, 18, 1–24.
- Bucher, K., 2023. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (9na ed.). Springer, 467 pp.
- Campal, N., Gaucher, C., Schipilov, A., Bossi, J., 1995. El Uruaçuano en el Uruguay: evidencias geológicas, paleontológicas y radimétricas. En: *Anais do VI Simposio Sul-Brasileiro de Geología 1º Encontro de Geología do Cono Sul*, Porto Alegre, Brasil, 97-100.
- Carreras, J., 1997. Shear Zones in foliated rocks: geometry and kinematics. En: Sengupta S. (ed.) *Evolution of Geological Structures in Micro- to Macro-scales*. Chapman & Hall, Londres, UK, 185–201.
- Chiglini L., Gaucher, C., Sial, A.N., Bossi, J., Ferreira, V.P., Pimentel, M.M., 2010. Chemostratigraphy and Neoproterozoic carbonates of the Nico Pérez Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay. *Precambrian Research*, 182, 313336.
- Cingolani C., Bossi, J., Varela, R., Navarro, R., 1990. Nuevos datos geológicos y geocronológicos del macizo gráfitico Cerro Colorado, Florida, Uruguay. En: *Actas de I Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo, Uruguay, 101–106.
- Cingolani, C., Basei, M., Bossi, J., Piñeyro D., Uriz, N., 2012. U-Pb (LA-ICP-MS) zircón age of the La Paz Granite (Pando Beld, Uruguay): An upper Neoproterozoic magmatic event in the Río de la Plata Craton. En: *Actas del VIII Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, Medellín, Colombia, 139.
- Cosca, M., Stunitz, H., Bourgeix, A-L, Lee, J.P., 2011. $^{40}\text{Ar}^*$ loss in experimentally deformed muscovite and biotite with implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of naturally deformed rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 7759–7778.
- Dayem K.E., Houseman, G.A., Molnar, P., 2009. Localization of shear along a lithospheric strength discontinuity: Application of a continuous deformation model to the boundary between Tibet and the Tarim Basin. *Tectonics*, 28(3)
- Efron, B., 1979. Bootstrap methods: another look at the Jackknife. *The Annals of Statistics*, 7(1), 1–26.
- Faraone M., 2018. *Geología, petrografía y aspectos estructurales del extremo sur-occidental de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (área SW de Solís de Mataojo)*. Tesis de grado, Facultad de Ciencias – Universidad de la República, Montevideo, Uruguay, 98 pp. Disponible en: <https://hdl.handle.net/20.500.12008/19181>
- Fitz Gerald, J.D., Stünitz, H., 1993. Deformation in granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, 221, 269–297.
- Fossen, H., Tikoff, B., 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15, 413–422.
- Gaucher, C., Bossi, J., Blanco, G., 2009. Palaeogeography. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. En: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (eds.), *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Elsevier, 16, 131–141.
- Gaucher, C., Frei, R., Chemale Jr.F., Frei, D., Bossi, J., Martínez, G., Chiglini, L., Cernuschi F., 2011. Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia? *International Journal of Earth Science*, 100, 273–288.

- Gaucher, C., Frei, R., Samaniego, L., Will, T.M., Chemale, F., Gargiulo, M.F., Poiré, D.G., Ling, X., Li, X-H., Li, Q-L., 2021. The Tapes Complex (Nico Pérez Terrane, Uruguay): Constraining the Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton. *Journal of South American Earth Science*, 105, 102906.
- Gianotti, V., Oyhançabal, P., Spoturno, J., Wemmer, K., 2010. Caracterización geológico-estructural y estudio microtectónico de las Zonas de Cizalla de Colonia. En: *Actas del VI Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo, Uruguay, 293–298.
- Gilberg, I., 2020. *Connecting the late Neoproterozoic flysch sedimentation in the Gariep Belt (Namibia) with its potential source region in southern Dom Feliciano Belt (Uruguay) – a U-Pb detrital and protolith zircon study*. Tesis de Maestría, UiT The Arctic University of Norway, Tromsø, Noruega, 55 pp. Disponible en: <https://hdl.handle.net/10037/18976>
- Girelli, T.J., Chemale Jr., F., Lavina, E.L.C., Laux, J.H., Bongiorno, E.M., Lana, C., 2018. Granulite accretion to Rio de la Plata Craton, based on zircon U-Pb-Hf isotopes: Tectonic implications for Columbia Supercontinent reconstruction. *Gondwana Research*, 56, 105–118.
- Gómez Rifas, C., 1988. La edad de los microgabros negros del Proterozoico medio del Uruguay. En: *Actas Primera Reunión de geología del Uruguay*, Salto, Uruguay, 106–107.
- Grasemann B., Stüwe, K., Vannay, J-C., 2003. Sense and non-sense of shear in flanking structures. *Journal of Structural Geology*, 25, 19–34.
- Halls, H.C., Campal, N., Davis, D.W., Bossi, J., 2001. Magnetic studies and U-Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Rio de la Plata craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. *Journal of South American Earth Science*, 14, 349–361.
- Hartmann L.A., Campal, N., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Bossi, J., Schipilov, A., Lafon, J-M., 2001. Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay – SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Science*, 14, 557–570.
- Hippertt, J.F., Hongn, F.D., 1998. Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition. *Journal of Structural Geology*, 20(11), 1435–1448.
- Hippertt J., Thover, E., 1999. On the development of zones of reverse shearing in mylonitic rocks. *Journal of Structural Geology*, 21, 1603–1614.
- Hirth G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14(2), 145–159.
- Hoek, 1991. A classification of dyke-fracture geometry with examples from Precambrian dyke swarms in the Vestfold Hills, Antarctica. *Geologische Rundschau*, 80(2), 233–248.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 27–62.
- Hueck, M., Oriolo, S., Basei, M.A.S., Oyhançabal, P., Heller, B.M., Wemmer, K., Siegesmund S., 2022. Archean to early Neoproterozoic crustal growth of the southern South American Platform and its wide-reaching “African” origins. *Precambrian Research*, 369, 106532.
- Hurley, P.M., Almeida, F.F.M., Melcher, G.C., Cordani, U.G., Rand, J.R., Kawashita, K., Vidoros, P., Pinson W.H., Jr., Fairbairn, H.W., 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, 157, 495–500.
- Isles D.J., Rankin, L.R., 2013. Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. CSIRO Publishing, Collingwood, Australia, 357 pp.
- Instituto Geográfico Militar, 2014. *Mapa República Oriental del Uruguay – División política, escala 1:500.000*. Montevideo, Uruguay. <https://igm.gub.uy/geoportall/cartografia/>

- Jones, G., 1956. Memoria Explicativa y Mapa Geológico de la Región Oriental del Departamento de Canelones. Instituto Geológico del Uruguay, Montevideo, Uruguay, 34, 1–193.
- Kaplon R., Bates, M., 2015. *Relevamiento Geofísico aeroportado del territorio nacional del Uruguay*. Informe técnico, Sander Geophysics Limited, para Dirección de Minería y Geología, Montevideo, Uruguay, 52 pp.
- Kramar, N., Cosca, M.A., Hunziker, J.C., 2001. Heterogeneous $^{40}\text{Ar}^*$ distributions in naturally deformed muscovite: in situ UV-lase ablation evidence for microstructurally controlled intragrain diffusion. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 377–388.
- Lahiri, S.N., 2003. Resampling Methods for Dependent Data. Springer, Nueva York, 374 pp.
- Lara P., Oyhantçabal P., Belousova, E., Hueck M., 2021. Source diversity of Late Neoproterozoic granitoid magmatism across an orogen-scale lineament in southern Brazil and Uruguay: Whole-rock geochemistry, zircon geochronology and Sr-Nd-Hf isotope evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103597.
- Law, R.D., Searle, M.P., Simpson, R.L., 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet. *Journal of Geological Society, London*, 161, 305–320.
- Loureiro Olivet, J., Sánchez Bettucci, L., Núñez Demarco P., Peel, E., Fort, S., Preciozzi, F., 2023. Actualización de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. *Revista Investigaciones*, 5(1), 1–13.
- Masquelin H., Silva Lara, H., Sánchez Bettucci, L., Núñez Demarco P., Pascual, S., Muzio, R., Peel, E., Scaglia F., 2017. Lithologies structure and basement-cover relationships in the schist belt of the Dom Feliciano Belt in Uruguay. *Brazilian Journal of Geology*, 47(1), 21-42.
- Masquelin H., Aífa T., Scaglia, F., Basei, M.A.S., 2021. The Archean Pavas Block in Uruguay: Extension and tectonic evolution based on LA-ICP-MS U-Pb ages and airborne geophysics. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103364.
- Means W.D., Hobbs, B.E., Lister, G.S., Williams, P.F., 1980. Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations. *Journal of Structural Geology*, 2(3), 371–378.
- Mezger, K., Krogstad, E.J., 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 127–140.
- Morales Demarco M., Oyhantçabal, P., Stein, K-J., Siegesmund, S., 2011. Black dimensional stones: geology, technical properties and deposit characterization of the dolerites from Uruguay. *Environmental Earth Science*, 63, 1879–1909.
- Núñez Demarco P., Masquelin, H., Sánchez Bettucci, L., 2018. Historia de la geología precámbrica de Uruguay: revisión de las divisiones estructurales, tectonoestratigráficas, sus límites y nomenclaturas. *Revista Investigaciones*, 1(2), 1–16.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Heidelberg, F., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2015. Structural evolution of the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: kinematics, deformation conditions and tectonic significance. *International Journal of Earth Science*, 104, 1759–1777.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Basei, M.A.S., Benowitz, J., Pfänder, J., Hannich, F., Siegesmund, S., 2016a. Timing of deformation in the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: Implications for the amalgamation of western Gondwana during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African Orogeny. *Tectonics*, 35, 754–771.
- Oriolo S., Oyhantçabal P., Basei, M.A.S., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2016b. The Nico Pérez Terrane (Uruguay): From Archean crustal growth and connections with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Rio de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 280, 147–160.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Heidelberg, F., Pfänder, J., Basei, M.A.S., Hueck, M., Hannich, F., Sperner, B., Siegesmund, S., 2016c. Shear zone evolution and timing of deformation in the

- Neoproterozoic transpressional Dom Feliciano Belt, Uruguay. *Journal of Structural Geology*, 92, 59–78.
- Oriolo, S., Oyhançabal, P., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2017. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers*, 8(6), 1431–1445.
- Oriolo S., Wemmer, K., Oyhançabal, P., Fossen H., Schulz, B., Siegesmund, S., 2018. Geochronology of shear zones – A review. *Earth-Science Reviews*, 185, 665–683.
- Oriolo S., Oyhançabal P., Konopásek J., Basei, M.A.S., Frei, R., Sláma, J., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2019. Late Paleoproterozoic and Mesoproterozoic magmatism of the Nico Pérez Terrane (Uruguay): Tightening up correlations in southwestern Gondwana. *Precambrian Research*, 327, 296–313.
- Osta, B., 2022. *Evolución tectonotérmica del sector central de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí: aspectos estructurales, petrográficos y microtectónicos (Gaetán, Lavalleja, Uruguay)*. Tesis de grado, Facultad de Ciencias – Universidad de la República, Montevideo, Uruguay. Disponible en: <https://hdl.handle.net/20.500.12008/35731>
- Osta, B., Oyhançabal P., 2024. Una reevaluación del magmatismo ediacárico asociado a la reactivación sinistral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí (Uruguay). *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, 26, 1-15.
- Osta, B., Oyhançabal, P., Oriolo, S., 2025. Zona de Cizalla Sarandí del Yí: una revisión crítica de las diferentes propuestas geocronológicas. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, 27, 1-10.
- Oyhançabal P., Vaz, N., 1990. Una asociación de cuarcitas y rocas máficas y ultramáficas en los alrededores de Isla Patrulla (Departamento de Treinta y Tres). En: *Actas del I Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo, Uruguay, 137-144.
- Oyhançabal, P., Derrégibus, M., Muzio, R., de Souza, S., Peel, E., 1993a. Complejo Granítico Solís de Mataojo: evidencias de magmatismo sincolisional relacionado a subducción. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3), 242–247.
- Oyhançabal P., Muzio, R., de Souza, S., 1993b. Geología y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del Cinturón Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3), 296–300.
- Oyhançabal P., Derrégibus, M.T., Muzio, R., Nardi, L.V.S., 1998. The Soca intrusion: a rapakivi granite of Uruguay. *Journal of South Earth Science*, 11(2), 169-178.
- Oyhançabal, P., Heimann, A., Miranda, S., 2001. Measurement and interpretation of strain in the syntectonic Solís de Mataojo Granitic Complex, Uruguay. *Journal of Structural Geology*, 23, 807–817.
- Oyhançabal P., Wemmer, K., Siegesmund, S., Spoturno J., 2006. K/Ar Geochronology of the Mosquitos Shear Zone (Piedra Alta Terrane – Río de la Plata Craton – Uruguay). En: *Actas del V South American Symposium on Isotope Geology*, Punta del Este, Uruguay, 231.
- Oyhançabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., Layer, P., 2007. Post-collisional transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98, 141–159.
- Oyhançabal P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of Geological Society, London*, 166, 1075–1084.
- Oyhançabal, P., Suárez, I., Seluchi, N., Martínez, X., 2010. Análisis microtectónico de las milonitas del extremo sur de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí: cinemática y condiciones de deformación. En: *Actas del VI Congreso Uruguayo de Geología*. Montevideo, Uruguay, 146-151.
- Oyhançabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Science*, 100, 201–220.

- Oyhantçabal, P., Wagner-Eimer, M., Wemmer, K., Schulz, B., Frei, R., Siegesmund, S., 2012. Paleo- and Neoproterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Isla Cristalina de Rivera (Nico Pérez Terrane, Uruguay). *International Journal of Earth Science*, 101, 1745–1762.
- Oyhantçabal P., Cingolani, C.A., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2018a. The Río de la Plata Craton of Argentina and Uruguay. En: Siegesmund S., Basei, M.A.S., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (eds.). *Geology of Southwest Gondwana*, Springer, 688 pp.
- Oyhantçabal P., Oriolo, S., Philipp R.P., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2018b. The Nico Pérez Terrane of Uruguay and Brazil. En: Siegesmund S., Basei, M.A.S., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (eds.). *Geology of Southwest Gondwana*, Springer, 688 pp.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics* (2da ed.). Springer, Berlin, 366 pp.
- Peel E., Preciozzi, F., 2006. Geochronologic Synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay. En: *Actas del V South American Symposium of Isotope Geology*, Punta del Este, Uruguay 234–237.
- Peel E., Muzion, R., Fort, S., Olivera, L., 2024. Precambrian basement rocks of the southernmost tip of the Paraná basin (Northern Uruguay): Petrologic assessment from deep borehole data. *Precambrian Research*, 404, 107323.
- Pennacchioni G., Cesare B., 1997. Ductile-brittle transition in pre-Alpine amphibolite facies mylonites during evolution from water-present to water-deficient conditions (Mont Mary nappe, Italian Western Alps). *Journal of metamorphic Geology*, 15, 777–791.
- Percival J.J., Konopásek J., Oyhantçabal, P., Sláma J., Anczkiewicz, R., 2023. Garnet growth and mineral geochronology constrain the diachronous Neoproterozoic convergent evolution of the southern Dom Feliciano Belt, Uruguay. *Journal of Metamorphic Geology*, 41(7), 997–1030
- Phillipp R.P., Pimentel, M.M., Chemale Jr.F., 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 83–104.
- Poiré, D.G., González., P.D., Canalicchio, J.M., García Repetto, F., 2003. Litoestratigrafía y estromatolitos de la sucesión sedimentaria precámbrica de la cantera Mina Verdún, Minas, Uruguay. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*. Publicación Especial N° 1, 108–123.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., 1979. *Carta geo-estructural del Uruguay*. Ministerio de Industria y Energía, Instituto Geológico “Ing. Terra Arocena”, Montevideo, Uruguay.
- Preciozzi F., Spoturno J., Heinzen, W., Rossi, P., 1985. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Ministerio de Industria y Energía – Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, Uruguay.
- Ramberg, H., 1975. Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics*, 28, 1-37.
- Ramos, V. (1988). Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes*, 11(3), 168-174.
- Ramsay, J.G., Graham, R.H., 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7, 786–813.
- Ramsay J.G., Huber M.I., 1983. *The techniques of modern structural geology*. Volume 1: Strain Analysis. Academic Press, Londres, UK, 309 pp.
- Ramsay J.G., Huber M.I., 1987. *The techniques of modern structural geology*. Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press, Londres, UK, 386 pp.
- Ramsay J.G., Lisle, R., 2000. *The techniques of modern structural geology*. Volume 3: Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology. Academic Press, Londres, UK, 360 pp.
- Rapalini, A.E., Tohver, E., Sánchez Bettucci, L., Lossada, A.C., Barcelona, H., Pérez C., 2015. The late Neoproterozoic Sierra de las Ánimas Magmatic Complex and Playa Hermosa Formation, southern

- Uruguay, revisited: Paleogeographic implications of new paleomagnetic and precise geochronologic data. *Precambrian Research*, 259, 143–155.
- Rong, K., Wang, F., 2016. *Metasomatic Textures in Granites – Evidence from Petrographic Observation*. Springer, Singapore, 144 pp.
- Sánchez Bettucci, 1998. *Evolución tectónica del cinturón DOM feliciano en la región minas – Piriápolis, República Oriental del Uruguay*. Tesis de doctorado, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina, 344 pp.
- Santos J.O.S., Hartmann, L., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., McNaughton N.J., 2003. Duration of the Tranz-Amazonian Cycle and Its Correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, 45, 27–48.
- Shumway, R. H., Stoffer, D. S., 2017. *Time series analysis and its applications: With R examples (4th ed.)*. Springer, 462 pp.
- Silva Lara, 2026. *Basement-Cover Relationships in the Dom Feliciano Belt*. Tesis de doctorado, Universidad Georg-August, Göttingen, Alemania, 193 pp. Disponible en: <http://dx.doi.org/10.53846/goediss-11730>
- Spoturno J., Oyhançabal, P., Goso, C., Cazaux, S., Aubet, N., Huelmo, S., Morales, E., Piñeiro, A., Martínez G., 2004. *Mapa Geológico del Departamento de Canelones a escala 1:100.000*. Proyecto CONICYT 6019, Ministerio de Educación y Cultura, Montevideo, Uruguay.
- Spoturno J., Oyhançabal P., Faraone M., 2019. *Mapa Geológico del Departamento de Lavalleja a escala 1:100.000*. Ministerio de Industria, Energía y Minería – Facultad de Ciencias UDELAR, Montevideo, Uruguay.
- Stipp M., Stünitz H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861–1884.
- Teixeira, W., Renne, P.R., Bossi, J., Campal, N., D’Agrella Filho, M.S., 1999. 40Ar-39Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research*, 93, 153–180.
- Tikoff B., Fossen, H., 1993. Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix. *Tectonophysics*, 217, 267–283.
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479–1493.
- Wibberley, C., 1999. Are feldspar-to-mica reactions necessarily reaction-softening processes in fault zones? *Journal of Structural Geology*, 21, 1219–1227
- Will, T.M., Gaucher, C., Frimmel, H.E., Ling, X.-X., Shi, W., Lo, X.-H., L, Q.-L., 2023. Ediacaran to Cambrian tectonomagmatic events in the Southern Dom Feliciano Belt, Uruguay: From a plate margin to an intraplate setting and the assembly of SW Gondwana. *Gondwana Research*, 115, 155–182.

Anexo A. Análisis de deformación: muestra de puntos espaciales

Tabla A1 – Coordenadas planas del muestreo de diques

DIQUE 1				DIQUE 2			
X (m)	Y (m)	X (m)	Y (m)	X (m)	Y (m)	X (m)	Y (m)
625127	6250204	645125	6248188	591770	6241504	624783	6254371
625943	6250594	645701	6247664	592781	6241822	625469	6254846
629646	6252652	646259	6247088	593960	6242159	626023	6255215
630350	6252879	646770	6246441	594933	6242459	626630	6255584
630978	6252954	647245	6245860	596000	6242852	627382	6256013
631782	6253205	647693	6245280	596842	6243095	628068	6256250
632410	6253356	647957	6244699	597647	6243245	628806	6256488
633064	6253456	626611	6250965	598676	6243544	629650	6256699
633767	6253306	627224	6251225	599724	6243993	630389	6256910
634395	6253155	627737	6251748	600810	6244574	631075	6257174
635225	6253054	628315	6252200	601952	6244967	631814	6257385
635905	6252865	629007	6252437	602906	6245285	632447	6257490
636593	6252579	613060	6244461	604029	6245734	633133	6257543
624374	6249923	612312	6244182	605283	6246146	634188	6257490
623671	6249563	613791	6244805	606275	6246670	634927	6257411
623030	6249135	611432	6243900	607492	6247175	635639	6257253
622358	6248769	610477	6243488	608503	6247550	636378	6257068
621625	6248310	609410	6242796	609382	6248018	637038	6256857
620831	6247883	608381	6242384	610468	6248354	637724	6256646
620098	6247516	607295	6242028	611347	6248635	638199	6256409
619212	6246997	605929	6241785	612396	6249010	638937	6256171
618303	6246661	604825	6241280	613277	6249227	639708	6255737
637461	6252372	603795	6240924	613972	6249641	640574	6255288
638369	6252067	602654	6240531	614764	6250064	641279	6254839
639224	6251701	601437	6240119	615582	6250459	641905	6254480
640077	6251364	600576	6239801	616321	6250670	642690	6254198
640965	6250815	599322	6239539	617086	6251093	643460	6253717
641790	6250265	598480	6239090	617851	6251488	644229	6253236
614638	6245134	597656	6238678	618616	6251910	644775	6252690
615524	6245470	596945	6238379	619486	6252201	645608	6252081
616410	6245837	596121	6237985	620351	6252524	646218	6251664
617509	6246295	595167	6237611	621274	6252735	646851	6251104
642553	6249746	594325	6237199	622171	6253104	647565	6250606
643408	6249227	593426	6236928	623015	6253500	648013	6249965
644322	6248694	592331	6236572	623912	6253843	648462	6249131

Nota: Coordenadas expresadas en el sistema de referencia UTM, zona 21S, datum WGS84 (EPSG: 32721).

Anexo B. Análisis de deformación: implementación computacional del modelo

Este anexo describe la implementación computacional del modelo de deformación desarrollado en la Metodología. El objetivo no es proporcionar un script ejecutable completo, sino presentar una guía de implementación en lenguaje R, mostrando cómo la formulación conceptual del modelo se traduce en una secuencia computacional reproducible. Los fragmentos de código son esquemáticos y omiten detalles numéricos, pero contienen todos los pasos esenciales necesarios para reimplementar el modelo.

El procedimiento se aplica a una tabla de datos con coordenadas geométricas y una variable indicadora de dique, y consta de cinco etapas:

- (i) transformación de los datos a un sistema de referencia dado y el ajuste geométrico por partes
- (ii) selección del sistema de referencia óptimo
- (iii) construcción de matriz de deformación para el ajuste óptimo
- (iv) cálculo de parámetros de deformación finita y cinemática, y
- (v) análisis de incertidumbre mediante un *bootstrap* de bloques basado en residuos.

I. Ajuste geométrico por partes

El procedimiento parte de una tabla `df` con columnas `x`, `y`, y `d`, donde `x` e `y` representan las coordenadas planas de los puntos muestreados y `d` identifica el dique al que pertenece cada punto (`d = 0, 1`).

Dado un sistema de referencia candidato, definido por un origen (x_0, y_0) y un ángulo de rotación α , las coordenadas se transforman mediante una traslación al nuevo origen, una rotación de los ejes y una conversión de metros a kilómetros, generando la tabla `df_tr`.

```
transformar <- function(df, x0, y0, alfa) {  
  df_tr <- df  
  tx <- (df_tr$x - x0) / 1000  
  ty <- (df_tr$y - y0) / 1000  
  df_tr$x <- tx * cos(alfa) - ty * sin(alfa)  
  df_tr$y <- tx * sin(alfa) + ty * cos(alfa)  
  df_tr  
}
```

Para implementar el modelo por partes se define la variable indicadora de dominio h , con $h = 0$ para el dominio no deformado ($x \leq 0$) y $h = 1$ para el dominio deformado ($x > 0$). La partición se realiza simultáneamente por dominio y por dique.

El ajuste geométrico por partes se implementa en una función `f_ajuste()`, que:

- ajusta modelos lineales en $h = 0$ por dique
- optimiza los términos cuadrático y cúbico en $h = 1$ manteniendo fijos los coeficientes lineales
- impone la restricción de que el punto de inflexión del polinomio cúbico no se ubique dentro del dominio deformado
- devuelve los coeficientes del modelo y la suma de los residuos al cuadrado (RSS)

```

f_ajuste <- function(df_tr) {

  df_tr <- df_tr %>% mutate(h = ifelse(x <= 0, 0, 1))

  lin_0 <- df_tr %>% filter(h == 0, d == 0)
  lin_1 <- df_tr %>% filter(h == 0, d == 1)
  cub_0 <- df_tr %>% filter(h == 1, d == 0)
  cub_1 <- df_tr %>% filter(h == 1, d == 1)

  if (nrow(lin_0) < 2 || nrow(lin_1) < 2 ||
      nrow(cub_0) < 3 || nrow(cub_1) < 3)
    return(list(ok = FALSE))

  m0 <- lm(y ~ x, data = lin_0); b0 <- coef(m0)[1]; b1 <- coef(m0)[2]
  m1 <- lm(y ~ x, data = lin_1); a0 <- coef(m1)[1]; a1 <- coef(m1)[2]

  c0 <- a0 - b0
  c1 <- a1 - b1

  x_max0 <- max(cub_0$x)

  rss_b <- function(par) {
    b2 <- par[1]; b3 <- par[2]
    x_inf <- -b2 / (3 * b3)
    if (is.finite(x_inf) && x_inf > 0 && x_inf < x_max0) return(Inf)
    yhat <- b0 + b1*cub_0$x + b2*cub_0$x^2 + b3*cub_0$x^3
    sum((cub_0$y - yhat)^2)
  }

  b2 <- optim(c(0,0), rss_b)$par[1] #esquemático
  b3 <- optim(c(0,0), rss_b)$par[2] #esquemático

  # análogo para (a2,a3) y cálculo de c2, c3
  # ...

  coef <- list(b0=b0,b1=b1,b2=b2,b3=b3,
              c0=c0,c1=c1,c2=c2,c3=c3)

  df_tr <- df_tr %>%
    mutate(
      y_est = case_when(
        h == 0 & d == 0 ~ b0 + b1*x,
        h == 0 & d == 1 ~ (b0 + c0) + (b1 + c1)*x,
        h == 1 & d == 0 ~ b0 + b1*x + b2*x^2 + b3*x^3,
        h == 1 & d == 1 ~ (b0 + c0) + (b1 + c1)*x +
          (b2 + c2)*x^2 + (b3 + c3)*x^3
      ),
      resid = y - y_est
    )
  rss <- sum(df_tr$resid^2)
  list(ok = TRUE, coef = coef, rss = rss, df_tr = df_tr)
}

```

II. Selección del sistema de referencia óptimo

El sistema de referencia se determina evaluando combinaciones de pares de puntos entre ambos diques. Para cada combinación, el punto del dique 1 define el origen (x_0, y_0), y el vector hacia el punto del dique 2 define el ángulo α para alinear el límite de cizalla con la vertical. Tras transformar los datos, se aplica el ajuste geométrico por partes y se retiene la combinación con menor RSS, definiendo `df_tr_op` como la tabla transformada del ajuste óptimo.

```

comb <- expand.grid(idx1 = 1:nrow(d1), idx2 = 1:nrow(d2))

rss_min <- Inf
df_tr_op <- NULL
coef_op <- NULL

for (i in 1:nrow(comb)) {

  x0 <- d1$x[comb$idx1[i]]
  y0 <- d1$y[comb$idx1[i]]

  dx <- (d2$x[comb$idx2[i]] - x0) / 1000
  dy <- (d2$y[comb$idx2[i]] - y0) / 1000
  alfa <- pi/2 - atan2(dy, dx)

  d1_tr <- transformar(d1, x0, y0, alfa) %>% mutate(d = 0)
  d2_tr <- transformar(d2, x0, y0, alfa) %>% mutate(d = 1)
  df_tr <- bind_rows(d1_tr, d2_tr) %>% select(x, y, d)

  df_tr <- df_tr %>% mutate(h = ifelse(x <= 0, 0, 1))
  if (sum(df_tr$h==0 & df_tr$d==0) < 2) next
  if (sum(df_tr$h==0 & df_tr$d==1) < 2) next
  if (sum(df_tr$h==1 & df_tr$d==0) < 3) next
  if (sum(df_tr$h==1 & df_tr$d==1) < 3) next

  ajuste <- f_ajuste(df_tr)
  if (!isTRUE(ajuste$ok) || !is.finite(ajuste$rss)) next

  if (ajuste$rss < rss_min) {
    rss_min <- ajuste$rss
    df_tr_op <- ajuste$df_tr
    coef_op <- ajuste$coef
  }
}

```

III. Armado de la matriz de deformación $F(x)$

A partir de df_tr_op y sus coeficientes $b_0, b_1, b_2, b_3, c_0, c_1, c_2, c_3$ se definen las componentes de cizalla pura k y de cizalla simple efectiva G en el dominio deformado.

```

f_matriz <- function(df_tr_op, coef) {

  b0 <- coef[["b0"]]; b1 <- coef[["b1"]]
  c0 <- coef[["c0"]]; c1 <- coef[["c1"]]
  c2 <- coef[["c2"]]; c3 <- coef[["c3"]]

  t0 <- function(x) c0 + c1*x
  t <- function(x) t0(x) + c2*pmax(x,0)^2 + c3*pmax(x,0)^3
  kx <- function(x) {
    tx <- t(x)
    k_val <- rep(NA_real_, length(x))
    valid <- x > 0 & disc >= 0 & (2*c1*x != 0)
    k_val[valid] <- (-c0 + sqrt(c0^2 + 4*c1*x[valid]*tx[valid])) / (2*c1*x[valid])

    k_val[!is.finite(k_val) | k_val <= 0] <- NA_real_
    k_val[x <= 0] <- 1

    return(k_val)
  }
  y0_d0 <- function(x0) b0 + b1*x0

```

```

y0_d1 <- function(x0) (b0 + c0) + (b1 + c1)*x0

df_M <- df_tr_op %>%
  mutate(
    k = k(x),
    x0 = if_else(x > 0, x * k, x),
    y0 = case_when(d == 0 ~ y0_d0(x0),
                   d == 1 ~ y0_d1(x0)),
    G = if_else(x > 0, (y_est - k * y0) / x0, 0)
  )

G_ajuste <- lm(G ~ 0 + x + I(x^2) + I(x^3),
               data = df_M %>% filter(x > 0))

list(k_op = k, G_op = G_ajuste)
}

```

IV. Cálculo de parámetros derivados

Los parámetros se calculan evaluando las componentes de la matriz de deformación sobre una secuencia finita de posiciones $x \in (0, L)$. A partir de $F(x)$ se calcula $C(x) = F(x)F(x)^T$ para parámetros de deformación finita, y los parámetros cinemáticos se obtienen a partir del ángulo interapófisis α , asociado a los autovectores de $F(x)$.

```

f_deformacion <- function(k_op, G_op, L = 17, n_field = ...) {

  x <- seq(0, L, length.out = n_field)
  k <- k_op(x)
  G <- predict(G_op, newdata = data.frame(x = x))

  S1 <- S2 <- R <- dir_S1 <- dir_S2 <- numeric(length(x))
  dir_apof1 <- dir_apof2 <- alpha <- alpha_k <- Wk <- CP <- numeric(length(x))

  for (i in seq_along(x)) {

    F <- matrix(c(1/k[i], 0,
                  G[i], k[i]), nrow = 2, byrow = TRUE)

    C <- F %*% t(F)
    eig_C <- eigen(C)
    idx <- order(eig_C$values, decreasing = TRUE)

    S1[i] <- sqrt(eig_C$values[idx[1]])
    S2[i] <- sqrt(eig_C$values[idx[2]])
    R[i] <- S1[i] / S2[i]

    v1 <- eig_C$vectors[, idx[1]]
    v2 <- eig_C$vectors[, idx[2]]
    dir_S1[i] <- (atan2(v1[1], v1[2]) * 180 / pi) %% 180
    dir_S2[i] <- (atan2(v2[1], v2[2]) * 180 / pi) %% 180

    eig_F <- eigen(F)
    u1 <- eig_F$vectors[, 1]
    u2 <- eig_F$vectors[, 2]
    if (u1[2] < 0) u1 <- -u1
    if (u2[2] < 0) u2 <- -u2

    a1 <- atan2(u1[1], u1[2]) * 180 / pi
    a2 <- atan2(u2[1], u2[2]) * 180 / pi
    if (abs(a2) < abs(a1)) { tmp <- a1; a1 <- a2; a2 <- tmp }
  }
}

```

```

ang2 <- a2
if (ang2 > 90) ang2 <- ang2 - 180
if (ang2 < -90) ang2 <- ang2 + 180
dir_apof1[i] <- 0
dir_apof2[i] <- ifelse(k[i] > 1, abs(ang2),
                      ifelse(k[i] < 1, -abs(ang2), 0))

alfa[i] <- abs(dir_apof1[i] - dir_apof2[i])
if (alfa[i] > 90) alfa[i] <- 180 - alfa[i]
alfa_k[i] <- ifelse(k[i] >= 1, alfa[i], -alfa[i])

Wk[i] <- cos(alfa[i] * pi / 180)
CP[i] <- alfa[i] / 90 * 100
}

data.frame(x = x, k = k, G = G, ...)
}

```

V. *Bootstrap* e incertidumbre

El *bootstrap* se aplica sobre `df_tr_op`, que contiene las coordenadas transformadas, la geometría ajustada y los residuos del modelo. Los residuos se ordenan por `x` dentro de cada dique y se agrupan en bloques de longitud `h_bloque`, definida como el primer retardo común a ambos diques para el cual la autocorrelación cae dentro de $\pm 1.96/\sqrt{n}$.

```

d0 <- df_tr_op %>% filter(d == 0) %>% arrange(x)
d1 <- df_tr_op %>% filter(d == 1) %>% arrange(x)

calculo_h <- function(resid) {
  n <- length(resid)
  a <- acf(resid, plot = FALSE)
  lim <- 1.96 / sqrt(n)
  which(abs(a$acf[-1]) <= lim)[1]
}

h_bloque <- max(calculo_h(d0$resid), calculo_h(d1$resid))

```

En cada iteración se remuestran bloques con reemplazo y se construye una muestra simulada sumando los residuos remuestreados a la geometría ajustada del ajuste óptimo `y_est`. La tabla resultante `df_sim` se utiliza para re-ajustar la geometría con `f_ajuste()`, obteniendo un nuevo conjunto de coeficientes. Para cada realización, se calcula la matriz de deformación y los parámetros de deformación derivados mediante `f_matriz()` y `f_deformacion()`, evaluándose sobre una grilla común de `n_field` puntos. Los coeficientes de cada simulación y los valores de los parámetros se almacenan y resumen por cuantiles empíricos.

```

armar_bloques <- function(resid, h_bloque) {
  lapply(1:(length(resid) - h_bloque + 1), function(i) resid[i:(i+h_bloque-1)])
}

bloques_d0 <- armar_bloques(d0$resid, h_bloque)
bloques_d1 <- armar_bloques(d1$resid, h_bloque)

remuestrear <- function(df_d, bloques, h_bloque) {
  n_target <- nrow(df_d)

```

```

n_bloques <- ceiling(n_target / h_bloque)

elegidos <- sample(seq_along(bloques), n_bloques, replace = TRUE)
resid_sim <- unlist(bloques[elegidos])[1:n_target]

df_d %>% transmute(x = x, d = d, y_sim = y_est + resid_sim)
}

vars_perfil <- c("k", "G", "Wk", "CP", ...)

aceptadas <- 0
coef_sims <- vector("list", n_sims)
perfiles_sims <- vector("list", n_sims)

while (aceptadas < n_sims) {

sim0 <- remuestrear(d0, bloques_d0, h_bloque)
sim1 <- remuestrear(d1, bloques_d1, h_bloque)
df_sim <- bind_rows(sim0, sim1) %>% rename(y = y_sim)

ajuste_sim <- f_ajuste(df_sim)
if (!ajuste_sim$ok) next
if (!is.finite(ajuste_sim$rss) || ajuste_sim$rss > rss_max) next

  aceptadas <- aceptadas + 1

  coef_sims[[aceptadas]] <- data.frame(sim_id = aceptadas, ajuste_sim$coef)

  M_sim <- f_matriz(df_tr_op = ajuste_sim$df_tr, coef = ajuste_sim$coef)
  def_sim <- f_deformacion(k_op = M_sim$k_op, G_op = M_sim$G_op, L = L,
                          n_field = n_field)

  perfiles_sims[[aceptadas]] <- def_sim %>%
    mutate(sim_id = aceptadas) %>%
    select(sim_id, x, all_of(vars_perfil))
}

df_coef_all <- bind_rows(coef_sims)

df_perfiles_long <- bind_rows(perfiles_sims) %>%
  pivot_longer(cols = all_of(vars_perfil),
               names_to = "variable", values_to = "valor")

df_perfiles_q <- df_perfiles_long %>%
  group_by(variable, x) %>%
  summarise(q_low = quantile(valor, probs[1], na.rm = TRUE),
            q_med = quantile(valor, probs[2], na.rm = TRUE),
            q_high = quantile(valor, probs[3], na.rm = TRUE),
            .groups = "drop")

```

Anexo C. Metodología geocronológica: U–Pb en circón

I. Preparación de muestras y caracterización previa

Los circones fueron preparados en el *Institute of Geology of the Czech Academy of Sciences* (Praga, República Checa). Los granos se montaron en pastillas de resina epoxi y se pulieron hasta exponer secciones internas. La selección de los sitios de análisis se realizó a partir de imágenes de catodoluminiscencia (CL) obtenidas mediante microsonda electrónica JEOL JXA-8530 Field Emission EPMA en la *Charles University* (Praga).

II. Medición isotópica U–Pb por LA-ICP-MS

Los análisis U–Pb en circón se llevaron a cabo en el *Institute of Geology of the Czech Academy of Sciences* mediante ablación láser acoplada a espectrometría de masas (LA-ICP-MS), utilizando un sistema Teledyne CETAC Analyte Excite (193 nm) con celda HeEx II, acoplado a un Thermo Scientific Element 2 HR-ICP-MS. Las ablaciones se realizaron en modo puntual estático, con un diámetro de spot de 25 µm. El aerosol generado fue transportado mediante He, con adición de N₂, y mezclado con Ar para ingresar al plasma.

III. Procesamiento de datos y control de calidad

Los datos isotópicos fueron preprocesados mediante una rutina en Python (Hartman et al., 2017), complementada con una macro interna en Excel. En los casos en que ²³⁸U fue adquirido en modo analógico, sus intensidades se recalcularon a partir de ²³⁵U, utilizando la razón natural ²³⁸U/²³⁵U = 137.818.

El procesamiento de datos se realizó con Lolite v3.5, empleando el módulo VizualAge. Se utilizó Plešovice como material de referencia primario, y los estándares 91500 y GJ-1 como controles secundarios. Las edades de referencia utilizadas fueron las reportadas por Sláma et al. (2008), Wiedenbeck et al. (1995) y Jackson et al. (2004).

No se aplicó corrección por Pb común. Las incertidumbres se reportan a 2σ absolutas e incluyen la reproducibilidad de los materiales de referencia y una incertidumbre sistemática del 2% (Horstwood et al., 2016). El control de calidad arrojó edades concordantes para los estándares analizados, con valores de MSWD cercanos a la unidad.

IV. Referencias

Hartman, J., Franks, R., Gehrels, G., Hourigan, J., Wenig, P., 2017. Decoding dat files from a Thermo Element™ ICP Mass Spectrometer. Manual available online at <https://github.com/jhh67/extractdat.git>

Horstwood, M.S.A., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J., Schoene, B., 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb geochronology: uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40, 311–332.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47–69.

- Ludwig, K.R., 2008. User's manual for Isoplot. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 4, 1–76.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012. VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U–Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36, 247–270.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249, 1–35.
- Tunheng, A., Hirata, T., 2004. Development of signal smoothing device for precise elemental analysis using laser ablation–ICP–mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 19, 932.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace-element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19, 1–23.

Anexo D. Metodología geocronológica: K–Ar en muscovita

I. Preparación de muestras

Los preparados de mica y las dataciones fueron realizadas en el Geowissenschaftliches Zentrum de la Georg-August-Universität Göttingen, Departamento de Isotopengeologie (Göttingen, Alemania) por el Dr. Klaus Wemmer.

Las micas previamente concentradas fueron molidas en alcohol puro con el fin de remover bordes alterados potencialmente afectados por pérdida de Ar o K. Estos fragmentos fueron eliminados mediante tamizado con una malla de 40 μm , analizándose únicamente los núcleos frescos de muscovita.

II. Medición isotópica y determinación de Ar

La composición isotópica del argón fue medida en una línea de extracción y purificación de acero inoxidable, acoplada a un espectrómetro de masas de gases nobles Thermo Scientific ARGUS VI™, operado en modo estático. La cantidad de ^{40}Ar radiogénico ($^{40}\text{Ar}^*$) fue determinada mediante el método de dilución isotópica, utilizando un *spike* altamente enriquecido en ^{38}Ar (Schumacher, 1975). El *spike* fue calibrado contra el estándar de biotita HD-B1 (Fuhrmann et al., 1987).

III. Determinación de K

El contenido de potasio fue determinado por duplicado mediante fotometría de llama, utilizando un fotómetro BWB-XP™. Para este análisis, las muestras fueron disueltas en una mezcla de HF y HNO_3 , siguiendo el procedimiento analítico descrito por Heinrichs y Herrmann (1990).

IV. Procesamiento de datos

Los cálculos de edades K–Ar se realizaron utilizando las constantes de decaimiento recomendadas por la IUGS para el sistema ^{40}K – ^{40}Ar (Steiger y Jäger, 1977). Las incertidumbres analíticas de las edades K–Ar se reportan a un nivel de confianza del 95 % (2σ). No se aplicaron correcciones por Ar atmosférico distintas de las inherentes al procedimiento analítico.

V. Referencias

Fuhrmann, U., Lippolt, H.J., Hess, J.C., 1987. Examination of some proposed K–Ar standards: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses and conventional K–Ar data. *Chemical Geology*, 66, 41–51.

Heinrichs, H., Herrmann, A.G., 1990. *Praktikum der Analytischen Geochemie*. Springer Verlag, 669 pp.

Schumacher, E., 1975. Herstellung von 99,9997 % ^{38}Ar für die $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ Geochronologie. *Geochronometria Chimica*, 24, 441–442.

Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359–362.

Anexo E. Resultados analíticos: U-Pb en circón

Tabla E.1. Datos analíticos de SY24-35

Análisis					Relaciones isotópicas										Edades						Discordancia			
Nro. SY24-35-	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²³⁸ U/ ²³⁵ U	Disc. selec.	Cálculo conc.
1	36	35	92	0,38	800000	7,425	0,140	0,402	0,006	0,75946	0,1335	0,0012	2,4888	0,0347	2161	16	2175	26	2140	16	-1,6	-0,6	-1,6	*
2	87	72	68	1,07	390000	10,420	0,190	0,472	0,006	0,69958	0,1596	0,0015	2,1195	0,0288	2470	17	2489	28	2448	16	-1,7	-0,8	-1,7	
3	216	200	240	0,83	-1300000	7,663	0,150	0,411	0,006	0,86906	0,1346	0,0011	2,4313	0,0378	2189	17	2218	29	2156	14	-2,9	-1,3	-2,9	
4	144	142	195	0,73	50000	7,820	0,140	0,398	0,006	0,80246	0,1421	0,0012	2,5151	0,0348	2210	16	2156	25	2250	15	4,2	2,4	4,2	
5	42	40	171	0,24	540000	7,352	0,130	0,396	0,005	0,73566	0,1344	0,0011	2,5284	0,0332	2154	16	2147	24	2153	15	0,3	0,3	0,3	*
6	113	112	342	0,33	5000000	7,075	0,130	0,383	0,005	0,79968	0,1336	0,0011	2,6137	0,0355	2119	15	2088	25	2142	15	2,5	1,5	2,5	*
7	27	25	64	0,39	-430000	7,593	0,140	0,409	0,006	0,76601	0,1340	0,0012	2,4450	0,0341	2181	16	2208	26	2148	15	-2,8	-1,2	-2,8	*
8	73	63	112	0,57	-110000	7,720	0,150	0,411	0,006	0,82013	0,1354	0,0012	2,4313	0,0355	2195	18	2218	28	2165	15	-2,4	-1,0	-2,4	
9	82	75	140	0,53	-230000	7,496	0,130	0,408	0,006	0,78259	0,1324	0,0012	2,4528	0,0331	2170	16	2202	26	2129	15	-3,4	-1,5	-3,4	*
10	70	64	195	0,33	-12000000	7,510	0,140	0,403	0,006	0,8054	0,1348	0,0012	2,4814	0,0339	2173	16	2184	25	2157	16	-1,3	-0,5	-1,3	*
11	44	38	335	0,11	7000000	7,100	0,140	0,378	0,006	0,85757	0,1354	0,0014	2,6434	0,0440	2123	18	2066	30	2165	17	4,6	2,7	4,6	
12	48	46	209	0,22	-600000	7,420	0,180	0,399	0,012	0,728	0,1343	0,0041	2,5063	0,0754	2161	26	2162	62	2150	40	-0,6	0,0	-0,6	*
13	106	101	239	0,42	-720000	7,244	0,130	0,390	0,005	0,81843	0,1339	0,0011	2,5615	0,0341	2140	16	2123	24	2148	14	1,2	0,8	1,2	*
14	69	61	65	0,95	330000	9,470	0,180	0,449	0,007	0,77185	0,1526	0,0015	2,2272	0,0322	2384	18	2388	29	2372	16	-0,7	-0,2	-0,7	
15	40	38	266	0,14	1200000	7,540	0,140	0,411	0,006	0,83874	0,1325	0,0011	2,4343	0,0367	2176	17	2216	28	2127	14	-4,2	-1,8	-4,2	
16	4	15	26	0,55	-70000	0,826	0,024	0,098	0,002	0,22897	0,0610	0,0016	10,1833	0,1555	607	13	604	9	590	55	-2,3	0,6	0,6	
17	56	55	166	0,33	-160000	7,272	0,130	0,391	0,005	0,76206	0,1342	0,0011	2,5582	0,0334	2143	16	2125	24	2149	15	1,1	0,8	1,1	*
18	47	42	250	0,17	-1000000	7,180	0,150	0,381	0,005	0,79215	0,1364	0,0017	2,6240	0,0365	2131	18	2079	24	2177	19	4,5	2,4	4,5	*
19	71	70	198	0,35	-4000000	7,390	0,130	0,388	0,007	0,77928	0,1375	0,0028	2,5747	0,0471	2157	16	2114	34	2195	30	3,7	2,0	3,7	*
20	88	85	284	0,30	-2000000	6,640	0,150	0,351	0,011	0,8359	0,1370	0,0058	2,8490	0,0893	2062	22	1938	59	2185	51	11,3	6,0	11,3	
21	42	40	173	0,23	290000	7,505	0,140	0,407	0,006	0,84262	0,1335	0,0011	2,4582	0,0357	2170	17	2197	27	2140	15	-2,7	-1,2	-2,7	*
22	154	147	275	0,54	50000	7,280	0,150	0,397	0,007	0,88242	0,1326	0,0010	2,5202	0,0438	2143	21	2152	33	2129	14	-1,1	-0,4	-1,1	*
23	44	42	74	0,56	160000	7,320	0,130	0,395	0,006	0,73481	0,1338	0,0013	2,5342	0,0353	2149	16	2142	26	2146	16	0,2	0,3	0,2	*
24	24	19	67	0,28	270000	7,712	0,140	0,418	0,006	0,74811	0,1332	0,0012	2,3901	0,0337	2196	16	2251	27	2135	16	-5,4	-2,5	-5,4	
25	5	4	16	0,27	24000	7,319	0,150	0,389	0,006	0,52907	0,1366	0,0018	2,5707	0,0377	2149	18	2117	26	2175	23	2,7	1,5	2,7	*
26	111	106	333	0,32	680000	7,197	0,130	0,389	0,005	0,78998	0,1335	0,0011	2,5740	0,0331	2135	16	2118	24	2141	14	1,1	0,8	1,1	*
27	67	58	60	0,97	-500000	8,657	0,160	0,430	0,006	0,70615	0,1454	0,0014	2,3256	0,0330	2300	17	2306	28	2289	16	-0,7	-0,3	-0,7	
28	23	11	250	0,04	100000	7,100	0,160	0,375	0,007	0,8646	0,1367	0,0012	2,6667	0,0519	2118	21	2049	35	2182	15	6,1	3,3	6,1	

Tabla E.2. Datos analíticos de SY24-49

Análisis					Relaciones isotópicas										Edades						Discordancia			
Nro. SY24-49-	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$	Disc. selec.	Cálculo conc.
1	38	26	66	0,38	240000	8,474	0,150	0,422	0,006	0,63039	0,1463	0,0016	2,3708	0,0348	2280	16	2266	28	2301	19	1,5	0,6	1,5	
2	13	41	266	0,16	600000	0,881	0,019	0,103	0,001	0,64937	0,0621	0,0010	9,6899	0,1315	641	10	633	8	669	30	5,4	1,2	1,2	
3	9	29	185	0,16	17000	0,863	0,027	0,103	0,001	0,50168	0,0609	0,0015	9,7182	0,1228	631	13	631	8	630	44	-0,2	0,0	0,0	
4	12	12	30	0,40	40000	6,495	0,130	0,373	0,005	0,63354	0,1272	0,0014	2,6831	0,0382	2043	18	2040	24	2052	20	0,6	0,1	0,6	
5	8	28	208	0,13	-80000	0,839	0,015	0,101	0,001	0,5709	0,0606	0,0007	9,9315	0,1282	618	8	618	8	614	24	-0,7	-0,1	-0,1	*
6	224	131	263	0,50	182000	8,810	0,180	0,417	0,006	0,72905	0,1537	0,0020	2,3975	0,0322	2317	21	2246	26	2385	24	5,8	3,1	5,8	
7	19	33	288	0,11	-9000000	1,453	0,062	0,128	0,003	0,84888	0,0824	0,0019	7,8247	0,1776	908	23	775	17	1249	37	38,0	14,6	14,6	
8	8	27	225	0,12	-170000	0,840	0,016	0,101	0,001	0,66098	0,0603	0,0006	9,8814	0,1269	619	9	621	8	610	23	-1,9	-0,4	-0,4	*
9	22	18	44	0,42	-300000	7,670	0,240	0,412	0,006	0,69231	0,1348	0,0027	2,4260	0,0347	2191	24	2224	27	2157	30	-3,1	-1,5	-3,1	
10	6	19	162	0,12	-32000	0,835	0,016	0,101	0,001	0,59867	0,0602	0,0007	9,9305	0,1282	615	9	618	8	602	24	-2,7	-0,5	-0,5	*
11	5	16	170	0,09	80000	0,840	0,017	0,101	0,001	0,65699	0,0606	0,0007	9,9404	0,1383	618	9	618	8	613	25	-0,8	0,1	0,1	*
12	19	66	326	0,20	-200000	0,840	0,015	0,101	0,001	0,68717	0,0602	0,0006	9,9206	0,1279	618	8	619	8	608	21	-1,8	-0,1	-0,1	*
13	12	39	52	0,74	100000	0,885	0,021	0,099	0,001	0,38629	0,0652	0,0011	10,0806	0,1423	643	11	609	8	756	38	19,4	5,3	5,3	
14	83	56	369	0,15	84000	1,910	0,041	0,108	0,001	0,49919	0,1282	0,0019	9,2507	0,1198	1082	14	661	8	2060	25	67,9	38,9	38,9	
15	7	21	148	0,14	-16000	0,928	0,020	0,104	0,002	0,60065	0,0649	0,0011	9,6246	0,1390	665	11	637	9	758	35	16,0	4,2	4,2	
16	22	21	34	0,63	-6000000	6,320	0,140	0,364	0,005	0,71195	0,1256	0,0015	2,7480	0,0393	2016	19	1999	25	2029	21	1,5	0,8	1,5	
17	1	1	3	0,19	-17000	7,760	0,210	0,416	0,008	0,3722	0,1368	0,0032	2,4062	0,0481	2192	25	2238	38	2152	42	-4,0	-2,1	-4,0	
18	1	1	11	0,13	-32000	4,370	0,590	0,272	0,011	0,58452	0,1156	0,0120	3,6711	0,1482	1694	78	1550	57	1880	100	17,6	8,5	17,6	
19	32	33	104	0,31	-110000	6,860	0,120	0,388	0,005	0,7021	0,1286	0,0011	2,5786	0,0332	2091	16	2111	23	2073	15	-1,8	-1,0	-1,8	
20	14	16	50	0,32	-100000	4,529	0,088	0,294	0,004	0,66789	0,1121	0,0012	3,4025	0,0486	1736	17	1660	21	1827	20	9,1	4,4	9,1	
21	7	7	26	0,27	-63000	6,229	0,110	0,362	0,005	0,57583	0,1250	0,0014	2,7609	0,0366	2007	16	1991	22	2020	20	1,4	0,8	1,4	
22	5	16	219	0,07	200000	0,845	0,018	0,101	0,001	0,63318	0,0603	0,0007	9,8619	0,1362	621	10	622	8	605	25	-2,8	-0,1	-0,1	*
23	43	38	249	0,15	-180000	6,821	0,120	0,376	0,005	0,82059	0,1313	0,0010	2,6567	0,0332	2086	16	2058	22	2112	13	2,6	1,3	2,6	
24	18	65	348	0,19	-1000000	0,847	0,027	0,101	0,001	0,76318	0,0604	0,0013	9,8717	0,1364	622	14	622	8	610	37	-2,0	0,0	0,0	*
25	9	33	256	0,13	-5000	0,834	0,020	0,100	0,001	0,58182	0,0604	0,0011	10,0200	0,1305	615	11	613	7	617	33	0,6	0,3	0,3	*
26	138	94	274	0,34	253000	6,440	0,130	0,330	0,005	0,72295	0,1417	0,0013	3,0321	0,0450	2035	20	1836	24	2243	17	18,1	9,8	18,1	
27	91	88	91	0,97	-28000000	6,903	0,120	0,390	0,005	0,76326	0,1281	0,0011	2,5615	0,0341	2096	16	2123	24	2068	15	-2,7	-1,3	-2,7	
28	50	62	146	0,42	-220000	4,426	0,078	0,303	0,004	0,78722	0,1058	0,0009	3,3058	0,0415	1716	14	1703	19	1728	15	1,4	0,8	1,4	

Tabla E.2 – Datos analíticos de SY24-49 (continuación)

Análisis					Relaciones isotópicas										Edades						Discordancia			
Nro. SY24-49-	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$	Disc. selec.	Cálculo conc.
29	22	68	369	0,19	-730000	0,894	0,022	0,103	0,001	0,76355	0,0627	0,0012	9,7182	0,1322	647	11	631	8	691	35	8,7	2,5	2,5	
30	19	66	315	0,21	-150000	0,836	0,025	0,100	0,001	0,68607	0,0608	0,0013	10,0200	0,1406	617	13	613	8	621	39	1,3	0,7	0,7	*
31	9	28	486	0,06	-480000	0,897	0,020	0,105	0,002	0,58281	0,0620	0,0009	9,5238	0,1451	649	10	643	9	666	27	3,4	1,0	1,0	
32	14	14	43	0,34	-220000	6,370	0,120	0,363	0,005	0,69704	0,1270	0,0016	2,7563	0,0403	2025	17	1994	25	2051	22	2,8	1,5	2,8	
33	18	47	456	0,10	390000	0,893	0,024	0,101	0,001	0,74331	0,0639	0,0012	9,8912	0,1370	646	13	620	8	728	36	14,8	4,0	4,0	
34	5	14	146	0,09	-800000	0,869	0,020	0,101	0,002	0,63333	0,0622	0,0008	9,9206	0,1476	633	11	619	9	670	28	7,6	2,2	2,2	
35	3	11	169	0,06	-80000	0,837	0,016	0,101	0,001	0,62278	0,0601	0,0007	9,9206	0,1279	616	9	619	8	600	24	-3,2	-0,4	-0,4	*
36	55	36	54	0,67	154000	8,785	0,160	0,402	0,005	0,67205	0,1581	0,0015	2,4857	0,0321	2316	16	2178	24	2432	16	10,4	5,9	10,4	
37	43	43	113	0,38	580000	6,464	0,120	0,371	0,005	0,76516	0,1260	0,0011	2,6961	0,0371	2039	17	2032	24	2039	16	0,3	0,3	0,3	
38	7	23	194	0,12	400000	0,844	0,018	0,101	0,001	0,64685	0,0604	0,0008	9,9108	0,1277	620	10	620	8	614	26	-1,0	0,0	0,0	*
39	9	33	258	0,13	4900000	0,841	0,016	0,100	0,001	0,64326	0,0606	0,0007	9,9701	0,1392	619	9	616	8	614	23	-0,3	0,6	0,6	*
40	9	10	41	0,25	-80000	5,227	0,098	0,330	0,005	0,64148	0,1148	0,0012	3,0312	0,0413	1854	17	1836	22	1870	20	1,8	1,0	1,8	
41	5	20	203	0,10	-190000	0,835	0,016	0,100	0,001	0,6184	0,0606	0,0007	10,0301	0,1308	615	9	612	8	618	25	0,9	0,5	0,5	*
42	8	9	14	0,65	20000	5,500	0,130	0,338	0,005	0,56965	0,1183	0,0017	2,9595	0,0455	1894	20	1874	25	1910	26	1,9	1,1	1,9	
43	3	12	177	0,07	-3000	0,844	0,017	0,101	0,001	0,4895	0,0606	0,0007	9,9206	0,1279	621	9	619	8	615	25	-0,7	0,3	0,3	*
44	9	32	164	0,20	-43000	0,837	0,016	0,100	0,001	0,56684	0,0604	0,0007	9,9820	0,1295	617	9	615	8	612	24	-0,5	0,3	0,3	*
45	7	27	221	0,12	-290000	0,835	0,016	0,100	0,001	0,62939	0,0606	0,0007	10,0200	0,1305	615	9	613	8	622	23	1,4	0,4	0,4	*
46	8	30	218	0,14	-100000	0,845	0,016	0,102	0,001	0,62108	0,0601	0,0007	9,8328	0,1257	621	9	624	8	597	23	-4,5	-0,5	-0,5	*
47	13	35	211	0,17	120000	0,904	0,061	0,100	0,001	0,44083	0,0657	0,0035	10,0301	0,1408	653	26	613	9	785	71	22,0	6,2	6,2	
48	67	49	134	0,36	360000	7,831	0,140	0,402	0,005	0,70514	0,1403	0,0013	2,4876	0,0309	2211	15	2177	23	2228	16	2,3	1,5	2,3	
49	14	29	200	0,15	155000	1,013	0,025	0,100	0,001	0,6737	0,0733	0,0012	9,9900	0,1297	709	12	615	8	1014	30	39,4	13,3	13,3	
50	1	1	14	0,10	-21000	4,540	0,110	0,305	0,005	0,58272	0,1078	0,0017	3,2830	0,0507	1732	19	1712	23	1745	29	1,9	1,2	1,9	

Tabla E.3 – Datos analíticos de SY24-52

Análisis					Relaciones isotópicas										Edades						Discordancia			
Nro. SY24-52-	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$	Disc. selec.	Cálculo conc.
1	132	227	434	0,52	64000	1,860	0,420	0,102	0,004	0,79447	0,1260	0,0160	9,7656	0,3815	1005	81	628	23	1800	140	65,1	37,5	37,5	
2	59	194	336	0,58	120000	0,876	0,016	0,098	0,001	0,56617	0,0648	0,0008	10,2354	0,1257	640	9	601	7	758	24	20,8	6,1	6,1	
3	26	92	128	0,72	-62000	0,785	0,015	0,096	0,001	0,49346	0,0592	0,0008	10,4058	0,1408	589	9	591	8	563	29	-5,0	-0,5	-0,5	*
4	4	13	31	0,41	62000	0,863	0,026	0,097	0,002	0,23449	0,0647	0,0019	10,3413	0,1925	628	14	595	11	707	56	15,8	5,3	5,3	
5	60	217	390	0,56	-230000	0,800	0,015	0,096	0,001	0,76959	0,0600	0,0006	10,4275	0,1414	596	9	590	8	597	21	1,1	0,9	0,9	*
6	712	435	535	0,81	21400	6,770	0,210	0,098	0,002	0,37186	0,5000	0,0120	10,1937	0,1559	2080	28	604	9	4247	37	85,8	71,0	71,0	
7	1476	441	649	0,68	15380	13,840	0,280	0,160	0,003	0,87322	0,6230	0,0054	6,2539	0,0978	2733	20	956	14	4560	13	79,0	65,0	65,0	
8	197	1120	2008	0,56	11018	23,290	0,410	0,200	0,003	0,86517	0,8399	0,0063	4,9975	0,0699	3237	17	1175	15	5052	14	76,7	63,7	76,7	
9	19	23	38	0,61	-200000	4,506	0,085	0,302	0,004	0,59	0,1078	0,0012	3,3113	0,0450	1730	16	1700	20	1753	21	3,0	1,7	3,0	
10	35	42	70	0,60	-120000	4,574	0,084	0,308	0,004	0,74345	0,1071	0,0010	3,2457	0,0442	1743	15	1730	21	1748	17	1,0	0,8	1,0	
11	47	59	105	0,56	170000	4,470	0,081	0,300	0,004	0,68219	0,1074	0,0010	3,3344	0,0423	1725	15	1690	19	1753	18	3,6	2,0	3,6	
12	4	15	26	0,57	70000	0,772	0,023	0,094	0,002	0,27279	0,0597	0,0016	10,6383	0,1698	579	13	579	9	538	58	-7,6	0,0	0,0	*
13	58	206	172	1,20	-240000	0,812	0,170	0,098	0,001	0,64867	0,0602	0,0110	10,2459	0,1470	602	54	600	9	599	140	-0,2	0,3	0,3	*
14	106	399	256	1,56	210000	0,801	0,016	0,096	0,001	0,69877	0,0601	0,0007	10,3950	0,1513	596	9	592	8	604	24	2,0	0,7	0,7	*
15	50	174	333	0,52	570000	0,828	0,016	0,097	0,001	0,66399	0,0614	0,0007	10,2669	0,1370	612	9	599	8	645	24	7,1	2,1	2,1	
16	1016	476	734	0,65	24960	8,200	0,170	0,112	0,002	0,72231	0,5300	0,0066	8,9366	0,1517	2249	19	683	11	4319	18	84,2	69,6	69,6	
17	53	194	363	0,53	310000	0,795	0,015	0,097	0,001	0,66678	0,0595	0,0006	10,3413	0,1390	593	9	595	8	579	23	-2,7	-0,3	-0,3	*
18	33	121	251	0,48	-300000	0,790	0,015	0,096	0,001	0,61562	0,0594	0,0006	10,4026	0,1299	591	8	592	7	575	23	-2,9	-0,1	-0,1	*
19	51	143	213	0,67	100000	1,110	0,160	0,101	0,001	0,47564	0,0795	0,0120	9,9010	0,1372	757	49	620	8	1178	120	47,4	18,1	18,1	
20	54	197	353	0,56	860000	0,790	0,015	0,096	0,001	0,72193	0,0593	0,0006	10,4058	0,1516	590	8	592	8	576	22	-2,7	-0,2	-0,2	*
21	72	199	480	0,41	350000	0,991	0,270	0,095	0,003	0,66686	0,0757	0,0130	10,5597	0,2788	699	66	583	14	1081	130	46,1	16,6	16,6	
22	56	205	387	0,53	-350000	0,791	0,015	0,097	0,001	0,65516	0,0591	0,0006	10,3520	0,1393	591	9	594	8	565	23	-5,2	-0,5	-0,5	*
23	41	120	401	0,30	310000	0,929	0,030	0,099	0,002	0,71476	0,0672	0,0014	10,1112	0,1636	666	14	608	10	837	35	27,4	8,7	8,7	
24	175	150	714	0,21	143000	2,032	0,044	0,090	0,002	0,67906	0,1643	0,0025	11,0865	0,2335	1123	15	556	11	2486	26	77,6	50,5	50,5	
25	110	211	335	0,63	302000	1,788	0,063	0,103	0,002	0,24343	0,1269	0,0041	9,7466	0,1425	1037	23	629	9	2005	53	68,6	39,3	39,3	
26	46	145	263	0,55	340000	0,925	0,026	0,099	0,001	0,57333	0,0675	0,0016	10,1010	0,1326	663	13	608	8	837	40	27,3	8,3	8,3	
27	58	168	315	0,53	450000	1,049	0,021	0,097	0,001	0,62335	0,0777	0,0010	10,2669	0,1370	727	11	599	8	1130	24	47,0	17,5	17,5	
28	92	188	324	0,58	370000	1,617	0,030	0,102	0,001	0,68592	0,1151	0,0011	9,8522	0,1359	976	12	623	8	1878	18	66,8	36,2	36,2	

Tabla E.4 – Datos analíticos de SY24-54

Análisis					Relaciones isotópicas										Edades						Discordancia			
Nro. SY24-54-	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²³⁸ U/ ²³⁵ U	Disc. selec.	Cálculo conc.
1	32	118	83	1,41	41000	0,788	0,018	0,096	0,001	0,41845	0,0599	0,0010	10,4384	0,1525	588	10	590	8	574	36	-2,8	-0,3	-0,3	*
2	67	236	157	1,51	-12000	0,797	0,016	0,098	0,001	0,61993	0,0592	0,0008	10,2564	0,1473	594	9	599	8	569	28	-5,3	-0,8	-0,8	*
3	42	150	194	0,77	-80000	0,786	0,015	0,096	0,001	0,57093	0,0595	0,0007	10,4167	0,1411	589	9	591	8	580	25	-1,9	-0,3	-0,3	*
4	29	103	149	0,69	32000	0,776	0,016	0,095	0,001	0,43093	0,0592	0,0009	10,4932	0,1431	583	9	587	8	559	32	-4,9	-0,7	-0,7	*
5	6	21	32	0,67	8600	0,779	0,043	0,094	0,002	0,28083	0,0604	0,0031	10,6270	0,1807	580	22	579	9	554	84	-4,5	0,2	0,2	*
6	107	385	402	0,96	170000	0,777	0,015	0,096	0,001	0,70078	0,0594	0,0006	10,4712	0,1425	584	9	588	8	574	23	-2,4	-0,7	-0,7	*
7	17	62	110	0,56	-70000	0,774	0,017	0,095	0,001	0,49692	0,0591	0,0008	10,5152	0,1548	581	10	586	8	554	31	-5,7	-0,8	-0,8	*
8	49	185	138	1,35	16000	0,775	0,016	0,095	0,001	0,49454	0,0594	0,0008	10,5708	0,1453	581	9	582	8	570	31	-2,2	-0,2	-0,2	*
9	6	25	32	0,79	3700	0,777	0,022	0,094	0,001	0,22873	0,0603	0,0015	10,6045	0,1574	580	13	581	8	557	55	-4,3	-0,1	-0,1	*
10	22	82	71	1,16	-20000	0,778	0,019	0,095	0,001	0,4317	0,0596	0,0011	10,5042	0,1545	582	11	586	8	576	37	-1,7	-0,6	-0,6	*
11	22	80	69	1,16	30000	0,776	0,017	0,095	0,001	0,36109	0,0596	0,0010	10,5708	0,1564	582	10	583	8	571	37	-2,1	-0,3	-0,3	*
12	11	46	44	1,03	-1200	0,781	0,022	0,094	0,002	0,34935	0,0605	0,0013	10,6045	0,1687	583	12	581	9	579	49	-0,3	0,4	0,4	*
13	5	21	32	0,65	-2600	0,771	0,023	0,093	0,002	0,29576	0,0601	0,0015	10,7296	0,1842	576	13	574	9	562	55	-2,2	0,3	0,3	*
14	5	19	29	0,65	2200	0,817	0,023	0,092	0,001	0,14943	0,0650	0,0017	10,8460	0,1647	602	13	568	8	711	57	20,1	5,6	5,6	
15	4	15	28	0,53	7800	0,773	0,021	0,094	0,002	0,27788	0,0607	0,0015	10,6838	0,1712	579	12	577	9	579	55	0,4	0,4	0,4	*
16	30	107	83	1,30	20000	0,774	0,017	0,095	0,001	0,43554	0,0596	0,0010	10,5597	0,1561	581	10	583	8	571	35	-2,2	-0,3	-0,3	*
17	6	21	32	0,66	-1600	0,775	0,021	0,094	0,002	0,19349	0,0599	0,0014	10,5932	0,1683	580	12	581	9	559	53	-3,9	-0,2	-0,2	*
18	64	235	129	1,82	55000	0,775	0,017	0,096	0,002	0,52402	0,0590	0,0009	10,4712	0,1645	581	10	588	9	560	32	-4,9	-1,1	-1,1	*
19	7	30	39	0,77	-6000	0,760	0,021	0,093	0,001	0,3045	0,0598	0,0014	10,8108	0,1519	571	12	570	8	550	49	-3,6	0,2	0,2	*
20	55	191	91	2,09	24000	0,773	0,017	0,096	0,001	0,51178	0,0590	0,0009	10,4603	0,1532	580	10	588	8	554	32	-6,2	-1,3	-1,3	*
21	25	91	110	0,83	-14000	0,769	0,017	0,094	0,001	0,48311	0,0594	0,0009	10,6157	0,1578	577	10	580	8	565	33	-2,7	-0,5	-0,5	*
22	5	19	31	0,61	-1900	0,781	0,023	0,094	0,002	0,32036	0,0612	0,0016	10,6724	0,1708	584	13	577	9	591	55	2,4	1,2	1,2	*
23	4	17	36	0,47	16000	0,777	0,023	0,096	0,002	0,29255	0,0595	0,0014	10,4493	0,1747	580	13	589	9	535	54	-10,1	-1,6	-1,6	*
24	30	111	82	1,36	-30000	0,760	0,017	0,093	0,001	0,3916	0,0593	0,0010	10,7066	0,1605	572	10	575	8	551	39	-4,4	-0,5	-0,5	*
25	6	23	39	0,59	4500	0,777	0,020	0,095	0,001	0,2653	0,0600	0,0013	10,5820	0,1568	581	11	582	9	563	48	-3,4	-0,2	-0,2	*
26	27	97	79	1,23	20000	0,775	0,018	0,095	0,001	0,46148	0,0594	0,0010	10,5263	0,1440	582	10	585	8	563	35	-3,9	-0,5	-0,5	*
27	36	133	112	1,19	30000	0,771	0,016	0,095	0,001	0,46978	0,0592	0,0009	10,5263	0,1440	579	9	585	8	559	32	-4,6	-1,0	-1,0	*
28	8	32	43	0,75	1000	0,789	0,021	0,094	0,001	0,28898	0,0613	0,0014	10,6838	0,1598	587	12	576	8	603	50	4,5	1,9	1,9	*

Anexo F. Resultados analíticos: K-Ar en muscovita

Tabla F.1. Datos analíticos de determinaciones K-Ar

Abundancias isotópicas Ar		Composición isotópica spike		Constantes de decaimiento		Potasio	
⁴⁰ Ar	-	⁴⁰ Ar	0.0099980%	Ie	5.810E-11	⁴⁰ K	0.011670%
³⁸ Ar	0.0630%	³⁸ Ar	99.9890000%	Ib	4.962E-10	K ₂ O/K	0.8302
³⁶ Ar	0.3370%	³⁶ Ar	0.0009998%	Itot	5.543E-10	Peso atómico [g/mol]	
Standard Tempearture Pressure (STP)				Volumen molar		Total Ar	39.9477
0 °C		760 mm Hg		[ml]	22413.8	⁴⁰ Ar	39.9624
Normal Atmosphere (DIN 1343)						Total K	39.1027
273.15 K		1013.25 mbar					

	Análisis				Edades		
Muestra	Spike [Nro.]	K ₂ O [wt. %]	⁴⁰ Ar* [nl/g] STP	⁴⁰ Ar* [%]	Edad [Ma]	2σ [Ma]	2σ [%]
SY24-17	6793	9.54	241.81	91.28	652.5	5.3	0.8
SY24-17	6795	9.54	240.03	95.43	648.5	5.6	0.9
SY24-35B	6794	9.68	1141.08	99.31	1997.2	11.4	0.6
SY24-35B	6796	9.68	1149.19	98.53	2005.8	11.5	0.6
SY24-34	6849	9.52	221.94	99.37	607.8	8.5	1.4
SY24-38	6850	10.13	238.97	99.79	601.3	8.9	1.5
SY24-55	6851	10.38	244.24	99.67	625.6	11.1	1.8
SY24-62	6852	10.11	1264.23	99.86	2069.5	12.2	0.6