

Doctorado en
Ciencias Geológicas



Facultad de Ciencias
Exactas, Físicas y Naturales



C I C T E R R A

Tesis Doctoral



***“Secuencias tectono-estratigráficas y reconstrucción de la
cuenca sinorogénica cenozoica de San Antonio de los Cobres,
Noroeste Argentino.”***

Doctorando: Jonathan Hernán Ledesma

Directora: Cecilia Eugenia del Papa (Universidad Nacional de Córdoba - CICTERRA)

Co-director: Patricio Augusto Payrola-Bosio (Universidad Nacional de Salta – IBIGEO)

~ 2023 ~



Doctorado en
Ciencias Geológicas



Facultad de Ciencias
Exactas, Físicas y Naturales

CONICET



Universidad
Nacional
de Córdoba

C I C T E R R A



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES
- UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA -

ACTA DE EXAMEN DE TESIS

DOCTORADO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

En la ciudad de Córdoba, a los 29 días del mes de junio de 2023, siendo las 14:00 hs., se reunió el Tribunal constituido por el Dr. Juan Franzese (Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata), la Dra. Romina Lucrecia López Steinmetz (INECOA – CONICET- Universidad Nacional de Jujuy) y el Dr. Miguel Ezpeleta (Departamento de Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de La Rioja) para recibir el examen de Tesis del Geól. Jonathan Hernán Ledesma quien presentó su trabajo "SECUENCIAS TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS Y RECONSTRUCCIÓN DE LA CUENCA SINOROGÉNICA CENOZOICA DE SAN ANTONIO DE LOS COBRES, NOROESTE ARGENTINO", bajo la dirección de la Dra. Cecilia del Papa (CICTERRA-CONICET, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba) y el Dr. Patricio Augusto Payrola Bosio (Universidad Nacional de Salta).

Se deja constancia que la presente defensa oral se realiza a través de plataformas virtuales ajustándose a las normativas establecida por la Resolución Rectoral N°432/2020.

El trabajo y su defensa oral se califican de la siguiente manera:

CALIFICACIÓN DE LA TESIS: 10 (diez).

Con lo que el Tribunal da por terminada su misión, firmando ante mí, Secretaria a cargo de la Secretaría de Postgrado de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba.....

Dr. Juan Franzese (Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata)

Dra. Romina Lucrecia López Steinmetz (INECOA – CONICET- Universidad Nacional de Jujuy)

Dr. Miguel Ezpeleta (Departamento de Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de La Rioja)

**Dra. Marcela Cioccale
Secretaría de Postgrado
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba**



Doctorado en
Ciencias Geológicas



Facultad de Ciencias
Exactas, Físicas y Naturales



C I C T E R R A

Agradecimientos

A mis directores, Dra. Cecilia del Papa y Dr. Patricio Payrola, por dedicarme su tiempo, compartir sus conocimientos y acompañarme a lo largo de este proceso, en el cual he aprendido mucho como profesional, pero mucho más como persona.

A los Miembros del Tribunal Evaluador, Dr. Miguel Ezpeleta, Dra. Romina Lopez Steinmetz y Dr. Juan Franzese. Sus contribuciones fueron cruciales para elevar el contenido y la calidad de esta Tesis Doctoral.

A la Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Físicas, Exactas y Naturales y al Doctorado en Ciencias Geológicas por brindarme las herramientas para realizar esta Tesis Doctoral.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por brindarme el apoyo económico durante estos años para realizar esta Tesis Doctoral, así como al Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA) por brindarme un cálido espacio de trabajo.

A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) y a los proyectos PICT 2016-N1276, Programa de Cooperación internacional Argentina-Alemania: SuRfAce processes, Tectonics and Georesources: the Andean foreland basin of Argentina (StRATEGY) y PIP CONICET N°1666 por el financiamiento para realizar esta investigación.

Al Dr. Edward Sobel y a la Universität Potsdam, Institut für Erd- und Umweltwissenschaften por recibirme durante una estadía de dos meses, enriquecer mis conocimientos y permitirme utilizar sus instalaciones.

A mis compañeros y compañeras, amigos y amigas, de la facultad y del CICTERRA, por acompañarme a lo largo de este proceso.



Doctorado en
Ciencias Geológicas



Facultad de Ciencias
Exactas, Físicas y Naturales



C I C T E R R A

A los geólogos Manuel Delgado y Joel Jaeggi y a la geóloga Ayelén Lapiana, por la compañía en las campañas realizadas.

A las paleontólogas Dras. Virginia Deraco y Claudia Herrera y al Dr. Marcelo de la Fuente por las colaboraciones en la paleontología del área de estudio.

A la familia Colque – Cruz de San Antonio de los Cobres, por su hospitalidad y cariño durante las campañas.

A mi familia, especialmente a mi madre Miriam, y mis abuelos, Lelo y Lela, que siempre me apoyaron y brindaron lo mejor para poder estudiar. ¡Esto es gracias a ustedes!

A Paula, mi esposa, por acompañarme a lo largo de todo este proceso, pero por sobre todo, creer y confiar siempre en mí, y darme el regalo más lindo que me dio la vida, nuestro hijo Ignacio. Esta Tesis es para vos, hijo.

Jonathan Hernán Ledesma



Doctorado en
Ciencias Geológicas



Facultad de Ciencias
Exactas, Físicas y Naturales



C I C T E R R A

“Secuencias tectono-estratigráficas y reconstrucción de la cuenca sinorogénica cenozoica de San Antonio de los Cobres, Noroeste Argentino.”

RESUMEN:

La cuenca intermontana de San Antonio de los Cobres (SAC), se ubica en el límite entre la Puna y Cordillera Oriental, a los 24°S – 66°15'O, y a una altitud aproximada de 3600 m.s.n.m. Está limitada por bloques de basamento relacionados a sistemas de fallas inversas regionales. El límite sur de la misma lo constituye el lineamiento regional Calama-Olacapato-El Toro (COT), que a su vez marca la transición entre la Puna austral y septentrional.

Mediante el estudio de las sucesiones sedimentarias, se propuso un nuevo esquema estratigráfico Cenozoico. El relleno sedimentario de antepaís está compuesto por la Formación Geste (Eoceno Medio? – Oligoceno?) del Grupo Pastos Grandes, el Conglomerado Los Patos (Mioceno Medio), la Ignimbrita Vizcachayoc (Mioceno Medio) y la Formación San Antonio de los Cobres (Mioceno Superior – Plioceno?).

La Formación Geste se asienta en discordancia sobre el Subgrupo Santa Bárbara y representa la depositación en un ambiente fluvio-aluvial. El análisis de procedencia indica un aporte desde las rocas que componen el basamento en los bordes de cuenca, así como desde las unidades del Grupo Salta, especialmente desde la Formación Yacoraite.

La identificación de estructuras de deformación sin-sedimentaria, junto con la discordancia basal con el Subgrupo Santa Bárbara, permite interpretar que la sedimentación inicial de la Formación Geste fue sincrónica con períodos de deformación del Eoceno. Además, el hallazgo de restos fósiles de notoungulados en la sección basal de la Formación Geste serían correlacionables con los hallados en la Formación Quebrada de los Colorados en Cordillera Oriental, de edad Eocena media.



Doctorado en
Ciencias Geológicas



Facultad de Ciencias
Exactas, Físicas y Naturales

CONICET



UNC
Universidad
Nacional
de Córdoba

C I C T E R R A

Se interpreta al Conglomerado Los Patos como depositado en ambiente de abanicos aluviales, en una cuenca de tipo extensiva (*strike-slip*). Esta unidad se encuentra limitada en su techo por la Ignimbrita Vizcachayoc.

Se describe formalmente a la Formación San Antonio de los Cobres, compuesta por dos miembros. El Miembro basal (Miembro Corte Blanco) se caracteriza por una sucesión de areniscas eólicas, limitadas en su base y techo por dos unidades ignimbríticas. Tanto la ignimbrita inferior (Ignimbrita Corte Blanco), como la ignimbrita superior (Ignimbrita Ramadas), limitan la edad del Miembro al Mioceno Superior (7,4 – 6,4 Ma respectivamente).

El análisis de procedencia indica detritos derivados a partir de la disección del arco magmático y del basamento metamórfico. Además, el estudio de paleovientos sugiere un flujo predominantemente desde el noroeste y una velocidad máxima calculada de aproximadamente 70 km/h. Estos datos son coincidentes con el patrón de circulación y régimen de los vientos actuales en la región de la Puna.

El Miembro superior (Miembro Muñano) se caracteriza por una sucesión grano-creciente areno-conglomerádica. Presenta evidencias de estratos de crecimiento en el área de Corte Blanco que acompañan un anticlinal, lo que documenta la depositación sintectónica desde el Mioceno Superior.

El relleno sedimentario Cenozoico de la cuenca de SAC presenta múltiples evidencias sobre la estructuración del antepaís del NOA. El hallazgo de discordancias, estructuras de crecimiento y deformación sinsedimentaria en las distintas unidades litoestratigráficas, sugiere una evolución relacionada a los eventos de deformación e inversión tectónica que ocurrieron durante el Eoceno en el NOA.



Doctorado en
Ciencias Geológicas



Facultad de Ciencias
Exactas, Físicas y Naturales



C I C T E R R A

“Tectono-stratigraphic sequences and reconstruction of the Cenozoic synorogenic basin of San Antonio de los Cobres, Northwestern Argentina.”

ABSTRACT:

The intermontane basin of San Antonio de los Cobres (SAC) is located on the limit between the Puna and the Eastern Cordillera, at 24°S - 66°15'W, and at an approximated altitude of 3600 m.s.n.m. It is bounded by basement blocks related to regional reverse-fault systems. Its southern limit is constituted by the Calama-Olapato-El Toro (COT) regional lineament, which marks the transition between the southern and northern Puna.

Through the study of sedimentary successions, a new Cenozoic stratigraphic scheme was proposed. The foreland sedimentary fill is composed by the Geste Formation (Middle Eocene? – Oligocene?) from the Pastos Grandes Group, the Conglomerado Los Patos (Middle Miocene), the Vizcachayoc Ignimbrite (Middle Miocene) and the San Antonio de los Cobres Formation (Late Miocene – Pliocene?).

The Geste Formation rests unconformably on the Santa Barbara Subgroup and represents the deposit in a fluvial-alluvial fan environment. The provenance analysis indicates a contribution from the rocks that make up the basement at the basin borders, as well as from the units of the Salta Group, especially from the Yacoraite Formation.

The identification of syn-sedimentary deformation structures, together with the basal unconformity with the Santa Bárbara Subgroup, allows us to interpret that the initial sedimentation of the Geste Formation was synchronous with periods of Eocene deformation. In addition, the discovery of notoungulate fossil remains in the basal section of the Geste Formation would be correlated with those found in the Quebrada de los Colorados Formation in the Eastern Cordillera, of middle Eocene age.



Doctorado en
Ciencias Geológicas



Facultad de Ciencias
Exactas, Físicas y Naturales

CONICET



UNC
Universidad
Nacional
de Córdoba

C I C T E R R A

The Conglomerado Los Patos is interpreted as being deposited in an alluvial fan environment, in an strike-slip basin. This unit is limited by the Vizcachayoc Ignimbrite.

The San Antonio de los Cobres Formation is formally described as consisting of two members. The basal Member (Corte Blanco Member) is characterized by a succession of aeolian and fluvio-eolian sandstones, limited at its base and top by two ignimbritic units. Both the lower ignimbrite (Corte Blanco Ignimbrite) and the upper ignimbrite (Ramadas Ignimbrite) limit the age of the Member to the Late Miocene (7.4 – 6.4 Ma respectively).

Provenance analysis indicates detritus derived from dissection of the magmatic arc and metamorphic basement. In addition, the paleowind study suggests a flow predominantly from the northwest and a calculated maximum speed of approximately 70 km/h. These data is coincident with the current circulation pattern and wind regime in the Puna region.

The upper Member (Muñano Member) is characterized by a upward-coarsening sandy-to-conglomeradic succession. It presents evidence of growth strata in the central basin area that accompanies an anticline, which documents syntectonic deposition from the Late Miocene.

The Cenozoic sedimentary fill of the SAC basin presents multiple evidences about the structuring foreland in NW-Argentina. The finding of unconformities, growth structures and synsedimentary deformation structures in the different lithostratigraphic units suggests an evolution related to deformation and tectonic inversion events that occurred during the Eocene in NW-Argentina.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN	7
1.1 – Introducción.....	7
1.2 – Objetivos.....	13
1.3 – Ubicación geográfica y vías de acceso.....	14
1.4 – Marco Geológico	15
1.4.1 – Marco geológico regional.....	15
1.4.2 – Marco geológico local.....	17
1.5 – Antecedentes y estado actual del conocimiento de las unidades litoestratigráficas de interés.....	18
1.6 – Metodologías utilizadas y técnicas de estudio.....	21
1.6.1 – Relevamiento Estratigráfico de la cuenca de San Antonio de los Cobres	21
1.6.2 – Mapeo Estructural de alta resolución.....	22
1.6.3 – Análisis litofacial, arquitectura fluvial e interpretación paleoambiental	22
1.6.4 – Petrografía y Análisis de Procedencia	22
1.6.5 – Análisis de tamaño de partículas y velocidad del viento en areniscas eólicas	23
1.6.6 – Modelado estructural.....	24
CAPÍTULO 2 - ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS DE SAN ANTONIO DE LOS COBRES	26
2.1 – Estratigrafía de la Cuenca de San Antonio de los Cobres (SAC).....	26

2.1.1 – Basamento Precámbrico - Paleozoico.....	26
2.1.2 – Cuenca de Rift: Grupo Salta.....	28
2.1.3 – Cuenca de Antepaís (Eoceno – Plioceno)	34
2.2 – Formación Geste: Sedimentología y Estratigrafía	37
2.2.1 – Análisis de Facies, Asociaciones de Facies y Elementos Arquitecturales	37
Asociación de facies I (AF-I): Llanura de inundación y paleosuelos (FF).....	37
Asociación de facies II (AF-II): Depósitos y canales de desborde (CR, CS)	43
Asociación de facies III (AF-III): Barras arenosas/areno-gravosas (SB).....	46
Asociación de facies IV (AF-IV): Barras gravosas (GB).....	48
Asociación de facies V (AF-V): Canales (CH).....	50
Asociación de facies VI (AF-VI): Mantos y lóbulos de grava gruesa	52
Relaciones estratigráficas	55
Estratigrafía e interpretación paleoambiental	56
Edad.....	64
2.2.2 – Contenido fosilífero de la Formación Geste.....	64
<i>Gestemys powelli</i> sp. nov.	66
2.3 – Conglomerado Los Patos: Sedimentología y Estratigrafía	70
2.3.1 – Análisis de Facies y Asociaciones de Facies	70
Asociación de facies I (AFI)	70
Asociación de facies II (AFII)	71
Interpretación paleoambiental.....	71
Edad.....	72

2.4 – Unidad Eruptiva Ignimbrita Vizcachayoc:.....	72
2.5 – Formación San Antonio de los Cobres: Sedimentología y Estratigrafía	73
2.5.1 – Miembro Corte Blanco	73
Asociación de facies I (AFI)	75
Asociación de facies II (AFII)	77
Asociación de facies III (AFIII)	80
Interpretación paleoambiental.....	81
2.5.2 – Miembro Muñano	85
Asociación de facies I (AFI)	85
Asociación de facies II (AFII)	87
Asociación de facies III (AFIII)	88
Interpretación paleoambiental.....	89
2.5.3 – Propuesta de Área tipo y Estratotipo de la Formación San Antonio de los Cobres:	90
Miembro Corte Blanco - Estratotipo del Límite Basal.....	90
Edad.....	92
Miembro Muñano – Estratotipo del Límite Superior	92
Edad.....	93
CAPÍTULO 3 – ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE LAS UNIDADES CENOZOICAS DE LA CUENCA DE SAN ANTONIO DE LOS COBRES.....	94
3.1 – Análisis de Procedencia de la Formación Geste	94

3.1.1 – Petrografía, composición y procedencia de la fracción psamítica de la Formación Geste	94
Petrografía y composición	94
Análisis de procedencia de las areniscas	101
3.1.2 – Composición modal de los conglomerados de la Formación Geste	103
3.1.3 – Paleocorrientes.....	106
3.1.5 – Interpretación de las Áreas de Aporte.....	109
Fuente a partir de metamorfitas del Neoproterozoico-Paleozoico Inferior	109
Fuente a partir de rocas plutónicas Cambro-Ordovícicas.....	110
Fuente a partir de rocas volcánicas del Paleozoico Inferior.....	111
Fuente a partir de rocas sedimentarias del Cretácico-Paleógeno	112
3.2 – Análisis de Procedencia del Conglomerado los Patos.....	112
3.3 – Análisis de Procedencia de la Formación San Antonio de los Cobres	114
3.3.1 – Miembro Corte Blanco: Procedencia y Paleocirculación.....	114
Procedencia de las areniscas del Miembro Corte Blanco	117
Composición de la fracción gravosa del Miembro Corte Blanco.....	120
Velocidad de paleovientos.....	121
Interpretación de las Áreas de Aporte	122
3.3.1 – Miembro Muñano	123
Petrografía y clasificación de las areniscas.....	123
Análisis de procedencia basado en conteo modal de areniscas.....	126
Composición clástica de los niveles conglomerádicos.....	127

Paleocorrientes	128
Interpretación de las áreas de aporte	130
CAPÍTULO 4 – GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	131
4.1 – Estructura Regional.....	131
4.2 – Estructura de la cuenca de San Antonio de los Cobres.....	133
4.2.1 – Estructura en la localidad Piscuno.....	136
4.2.2 – Estructura en la localidad Muñano	138
4.2.3 – Estructura en la localidad Fundiciones	141
4.2.4 – Estructura en la localidad Corte Blanco.....	145
4.3 – Estructuras de deformación sinsedimentaria.....	147
4.3.1 – Discordancias progresivas y estratos de crecimiento	147
Localidad Muñano.....	148
Localidad Fundiciones.....	155
Localidad Corte Blanco	157
4.3.2 – Estructuras de deformación de sedimentos blandos (<i>soft-sediment deformation structures</i>) en la Formación Geste	159
Estructuras de deformación frágil.....	161
Estructuras de deformación dúctil.....	163
CAPÍTULO 5 – EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS DE SAN ANTONIO DE LOS COBRES.....	165
5.1 – Nuevo esquema estratigráfico	165
5.2 – Evolución Paleógena.....	167

5.2.1 – Formación Geste (Eoceno Medio – Oligoceno?)	167
Paleoambiente	167
Procedencia	169
Correlación de la Formación Geste en la cuenca de SAC.....	170
5.3 – Evolución Neógena	177
5.3.1 – Conglomerado Los Patos (Mioceno Medio).....	177
Paleoambiente y procedencia	177
Significado estructural	177
5.3.2 – Centros volcánicos del Mioceno Medio – Superior.....	181
5.3.3 – Formación San Antonio de los Cobres.....	184
Miembro Corte Blanco.....	184
Miembro Muñano.....	191
5.4 – Evolución estructural de la cuenca de SAC	194
CAPÍTULO 6 – CONCLUSIONES.....	202
BIBLIOGRAFÍA.....	206
ANEXO	229
Cálculo de velocidad de paleovientos en función de la granulometría	229
Muestreo y preparación de muestras.....	229
Análisis Textural.....	236
Calculos de velocidad de paleovientos.....	237

CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN

1.1 - Introducción

La Cordillera de los Andes es la cadena montañosa más grande y larga del mundo. La misma se extiende con una longitud de ~ 8500 km a lo largo del borde occidental de Sudamérica y se localiza por encima de una zona de subducción en la cual la Placa de Nazca subduce debajo de la Placa Sudamericana. Estructuralmente, este orógeno no colisional comprende tres segmentos (Gansser, 1973): (1) de los ~12 °N a 5 °S, los Andes del Norte presentan una tendencia NNE-SSW y una longitud de ~2.000 km de largo; (2) la parte norte de los Andes Centrales poseen una longitud de ~2.000 km y van de los 5° S a los 18° S, mientras que la parte sur llega hasta los 46° S, con una longitud de 3,200 km, conformando un total de 5200 km para los Andes Centrales; (3) los Andes Australes o Patagónicos de 1.300 km de longitud que van desde los 46° S a 56° S.

Los Andes Centrales son un ejemplo típico de un margen de placa activo donde la litosfera oceánica se subduce debajo de la litosfera continental. Hacia el sur de los Andes Centrales, entre los 22 ° y 27 ° S, en el noroeste argentino (NOA), se encuentra la Puna, una región orogénica con una elevación promedio de 4000 m.s.n.m., que, junto con el Altiplano boliviano, forma la segunda altiplanicie más alta del mundo (Fig. 1.1 A). Esta región se extiende por ~ 2000 km a lo largo de los Andes Centrales, desde el sur de Perú hasta el NOA, y tiene un ancho de 350 a 400 km (Fig. 1) (Allmendinger et al., 1997; Isacks, 1988). La meseta Puna-Altiplano es notable debido a que su corteza tiene un espesor de aproximadamente 60 km, es considerablemente más gruesa de lo que se puede explicar mediante el acortamiento cortical superior inferido a partir de secciones transversales estructurales (Kley y Monaldi, 1998). La elevación promedio de alrededor de 4 km se debe en parte a la casi completa ausencia de una raíz litosférica significativa en el manto (Garziona et al., 2017; Isacks, 1988; Tassara y Echaurren, 2012). Según investigaciones

recientes, se ha observado que su altitud se ha mantenido relativamente constante durante períodos prolongados de tiempo, que abarcan decenas de millones de años (Garziona et al., 2017 y referencias allí citadas). Estos períodos se han intercalado con cambios rápidos (1 y 4 millones de años), donde la elevación se ha modificado en 1,5 km o incluso más. Estos cambios reflejan una eliminación rápida de la litosfera inferior después de un proceso prolongado de engrosamiento de la corteza y el manto litosférico (Garziona et al., 2008, y las referencias citadas en dicho estudio). La remoción de la litosfera inferior puede ocurrir rápidamente por delaminación o remoción convectiva (Bird 1978a, Houseman et al., 1981) o gradualmente por subducción ablativa de la litosfera cratónica de antepaís (Tao y O’Connell 1992, Pope y Willet 1998). Cualquiera de los casos da como resultado un influjo de astenósfera más ligera, lo que genera un levantamiento de la superficie de varios kilómetros.

En el caso particular de la Puna, investigaciones postulan que, durante el Mioceno y Plioceno, experimentó uno o más episodios de delaminación, lo que resultó en la pérdida de la litósfera del manto (entre ellas, Beck et al., 2015; DeCelles et al., 2015b; Garziona et al., 2017; Kay et al., 1994; Schoenbohm y Carrapa, 2015).

La región de la Puna ha sido motivo de numerosas investigaciones cuyos objetivos principales fueron establecer el inicio del volcanismo cenozoico, la generación de las cuencas del antepaís andino, su evolución tectónica y los efectos del clima (Carrapa y DeCelles, 2008; Garziona et al., 2017; 2008; Hongn et al., 2007; Jordan, 1981; Jordan y Alonso, 1987; Kraemer et al., 1999; Mortimer et al., 2007; Starck y Vergani, 1996).

En el NOA, la cuenca del antepaís Cenozoico se desarrolló sobre la cuenca del rift Cretácico – Paleógeno del Grupo Salta (Grier et al., 1991; Jordan y Alonso, 1987; Starck y Vergani, 1996) y sobre basamento Neoproterozoico – Paleozoico inferior (Mingramm et al., 1979; Mon y Salfity, 1995; Salfity y Marquillas, 1994); entre otros). La cuenca cretácica

respondió a un régimen extensional intracontinental, vinculado a la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Galliski y Viramonte, 1988; Salfity y Marquillas, 1994), mientras que la cuenca de antepaís, de tipo contraccional, se caracteriza por la inversión de las estructuras heredadas del rift, y por la reactivación de fallas y zonas de debilidad mecánica del basamento Neoproterozoico – Paleozoico Inferior (Grier et al., 1990; Hongn et al., 2010, 2007; Riller y Hongn, 2003).

Los elementos principales de los sistemas de cuencas de antepaís resultan del espacio de acomodación creado por la flexión de la corteza en respuesta a la carga topográfica de la faja plegada y corrida sobre la litósfera (Decelles y Giles, 1996; Jordan et al., 1988). Esto conduce a la formación de cuatro depozonas distintivas en los sistemas de antepaís simples (Fig. 1.1 B), las cuales migran hacia el continente no deformado. A medida que avanza la deformación, la parte superior de la cuña y cada una de estas zonas tendrá características espacio-temporales específicas en las facies sedimentarias y en los patrones de deformación: 1- cuña frontal (*wedge-top*) en la que se depositarán sedimentos asociados a la deformación (estratos de crecimiento), 2- fosa frontal (*fore-deep*) creada por la flexión en el frente de avance de la faja corrida y plegada, 3- combamiento periférico (*fore-bulge*) localizado en la flexión trasera y, 4- fosa marginal (*back-bulge*) por detrás del *fore-bulge* (DeCelles y Giles, 1996).

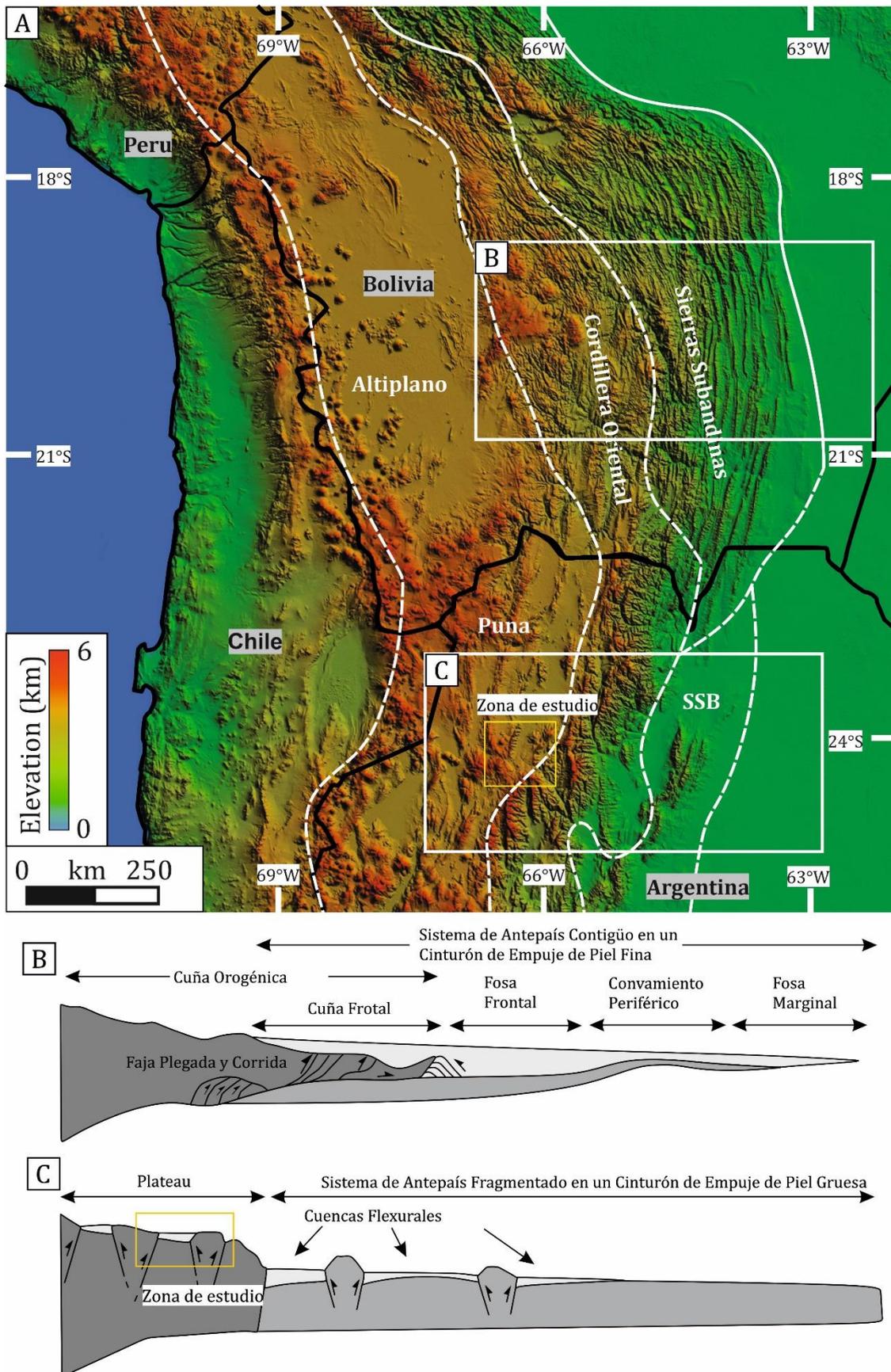


Fig. 1.1: **A)** Modelo de elevación digital (DEM) de los Andes Centrales mostrando la distribución de alturas y la división de las Provincias Geológicas (luego de Strecker et al., (2007)). **B)** Modelo simplificado de cuña orogénica y cuenca de antepaís asociada (DeCelles y Giles, 1996). **C)** Cinturón de empuje de piel gruesa esquemático y sistema de antepaís fragmentado asociado (Strecker et al., 2012).

En contraste, las cuencas de antepaís fragmentadas a menudo se asocian con levantamientos de bloques de basamento a lo largo de fallas reactivadas y/o heredadas de alto ángulo, que a veces involucran levantamientos asimétricos, rotación de bloques, al igual que depocentros localizados (Jordan y Allmendinger, 1986). Este tipo de cuencas conforman un conjunto de depozonas de acumulación lateralmente restringidas y/o conectadas de forma variable (Fig. 1.1 C). La respuesta flexural por carga, limitada y de corta longitud de onda asociada con la topografía restringida lateralmente generan depocentros restringidos arealmente pero con tasas de agradación y acomodación altas, en comparación con la depozona de fosa frontal que tipifica los sistemas de cuencas de antepaís simples (Strecker et al., 2012).

La sección transversal de escala orogénica entre los 23 – 26 °S, que abarca la Puna, la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara (Noroeste Argentino, Fig. 1.1 C), se caracteriza por un estilo de deformación de piel gruesa que involucra fallas inversas vergentes al oeste y al este, de alto ángulo en una corteza engrosada relacionada con el acortamiento del Cenozoico (Allmendinger et al., 1983; Carrera y Muñoz, 2013; Cristallini et al., 1997). Aquí, el acortamiento es absorbido por la reactivación de las estructuras extensionales del Cretácico y las zonas de cizallamiento del Paleozoico, que explican la deformación del antepaís diacrónica y espacialmente dispar (Hongn et al., 2010; Kley y Monaldi, 2002).

Varios trabajos de investigación realizados en la cuenca de antepaís andino cenozoico en el NOA, utilizaron métodos isotópicos (K/Ar-U/Pb) y trazas de fisión en apatita para tratar de elucidar la cronología de los eventos de deformación (Carrapa et al., 2011, 2005; Deeken et al., 2006; Payrola et al., 2020; Pearson et al., 2013, entre otros). Los mismos convergen en señalar la existencia de episodios de deformación-sedimentación tan

antiguos como Eoceno Medio (e.j. Carrapa y DeCelles, 2008; Coutand et al., 2006; Haschke et al., 2005; Hongn et al., 2007; Mortimer et al., 2007; Payrola et al., 2020).

Existe un creciente número de evidencias de carácter regional (del Papa et al., 2013; Payrola et al., 2020; Strecker et al., 2012) que indican que el antepaís evolucionó de manera compleja, enmarcado en una cuenca fragmentada (*broken foreland*) sin un patrón sistemático de migración de la deformación y sedimentación. Esta concepción generó nuevos interrogantes, por ejemplo, ¿qué factores favorecieron la estructuración e individualización de las cuencas?, ¿cómo evolucionaron (conectadas – desconectadas)?, ¿qué rol jugó el clima en su evolución?

El relleno sedimentario de la cuenca de San Antonio de los Cobres posee múltiples evidencias sobre la estructuración del antepaís del NOA. Discordancias, estructuras de crecimiento y fuertes adelgazamientos estratigráficos son algunos de los rasgos que fueron registrados en este trabajo lo que conlleva a re-analizar la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca, y correlacionar con los depocentros adyacentes para poder realizar un análisis regional.

El inicio de la sedimentación de antepaís corresponde a la Formación Geste (Eoceno Medio - Oligoceno?), una unidad clástica grano-estrato creciente, de carácter continental. La misma registra los eventos de deformación e inversión tectónica cenozoicas en el sector oriental de la cuenca de SAC, en el límite con la Cordillera Oriental. Posteriormente, durante el Mioceno Medio a tardío, la región de estudio estuvo afectada por un régimen tectónico transtensivo – transpresivo, siendo favorable para la depositación de sedimentos típicos de cuencas extensionales de tipo desplazamiento de rumbo (*strike-slip basin*), evidenciado por el Conglomerado Los Patos (del Papa y Patrinovic, 2017). A su vez, estas características favorecieron la actividad volcánica en la región, controlando el emplazamiento de diversos cuerpos volcánicos (Petrinovic et al., 2005; Riller et al., 2001).

Durante el Mioceno tardío, la mayor parte de la deformación y exhumación se concentró en la Cordillera Oriental, lo que generó condiciones áridas en el interior del orógeno, principalmente en la Puna, evidenciado por la sedimentación eólica del Miembro Inferior de la Formación San Antonio de los Cobres (Ledesma et al. 2022). La sedimentación continuó durante el Plioceno y el Cuaternario, con depósitos fluvio-aluviales, representados por el Miembro Muñano (Ledesma et al., 2019) y los Conglomerados Cuaternarios.

1.2 – Objetivos

El objetivo general estuvo dirigido a entender los factores que favorecieron y controlaron el desarrollo de cuencas individuales y/o restringidas de tipo intermontanas en el contexto del antepaís fragmentado andino del NOA.

Los objetivos específicos del presente estudio estuvieron orientados a:

- Definir y proponer secuencias tectono-estratigráficas en base a la identificación de discontinuidades estratigráficas e identificar arreglos estratigráficos.
- Establecer los ambientes sedimentarios, áreas de procedencia y modificaciones de los mismos.
- Definir las fallas y sistemas de fallas que pudieron haber influenciado la formación del antepaís andino y que controlaron la geometría y patrón de distribución del sedimento.
- Reconocer estructuras tectónicas como estratos de crecimiento, a los fines de establecer la actividad de fallas en el interior de la cuenca.
- Calcular el acortamiento que sufrió la cobertura sedimentaria en la cuenca de San Antonio de los Cobres, y comparar con datos regionales.
- Reconstruir la historia cenozoica de los bloques de basamento que limitaban las cuencas.

1.3 – Ubicación geográfica y vías de acceso

La cuenca de San Antonio de los Cobres se ubica en el noroeste de Argentina, en las coordenadas 24°13'32"S y 66°19'09"O, y es la localidad cabecera del departamento Los Andes, provincia de Salta. Se ubica al oriente de la Sierra de Cobres y se puede acceder desde el sureste, por la Ruta Nacional N°51 desde la ciudad de Salta o desde Rosario de Lerma. Desde el sur, por la Ruta Nacional N° 40, pasando por Cachi y La Poma. Desde el este por la Ruta Nacional N°9 desde San Salvador de Jujuy, pasando por la localidad de Purmamarca y tomando la Ruta Nacional N° 52 hasta Salinas Grandes, bajando desde allí hacia el sur por la Ruta Nacional N° 40 (Fig. 1.2 A).

Se caracteriza por un clima seco y frío con vientos fuertes y constantes, especialmente en los meses invernales. Presenta una gran amplitud térmica, con temperaturas extremas que oscilan entre los 20 °C durante el día y -25 °C por la noche, como consecuencia directa de la considerable altitud de su ubicación geográfica de ~3700 m.s.n.m.

El valle de San Antonio de los Cobres es una subcuenca de la cuenca de Salinas Grandes, en la Puna. La misma se caracteriza por un drenaje interno y precipitación del orden de < 200 mm/a (Bookhagen y Strecker, 2008). La morfología actual se caracteriza por un extenso sistema de valles fluviales que cortan el relleno de la cuenca sedimentaria.

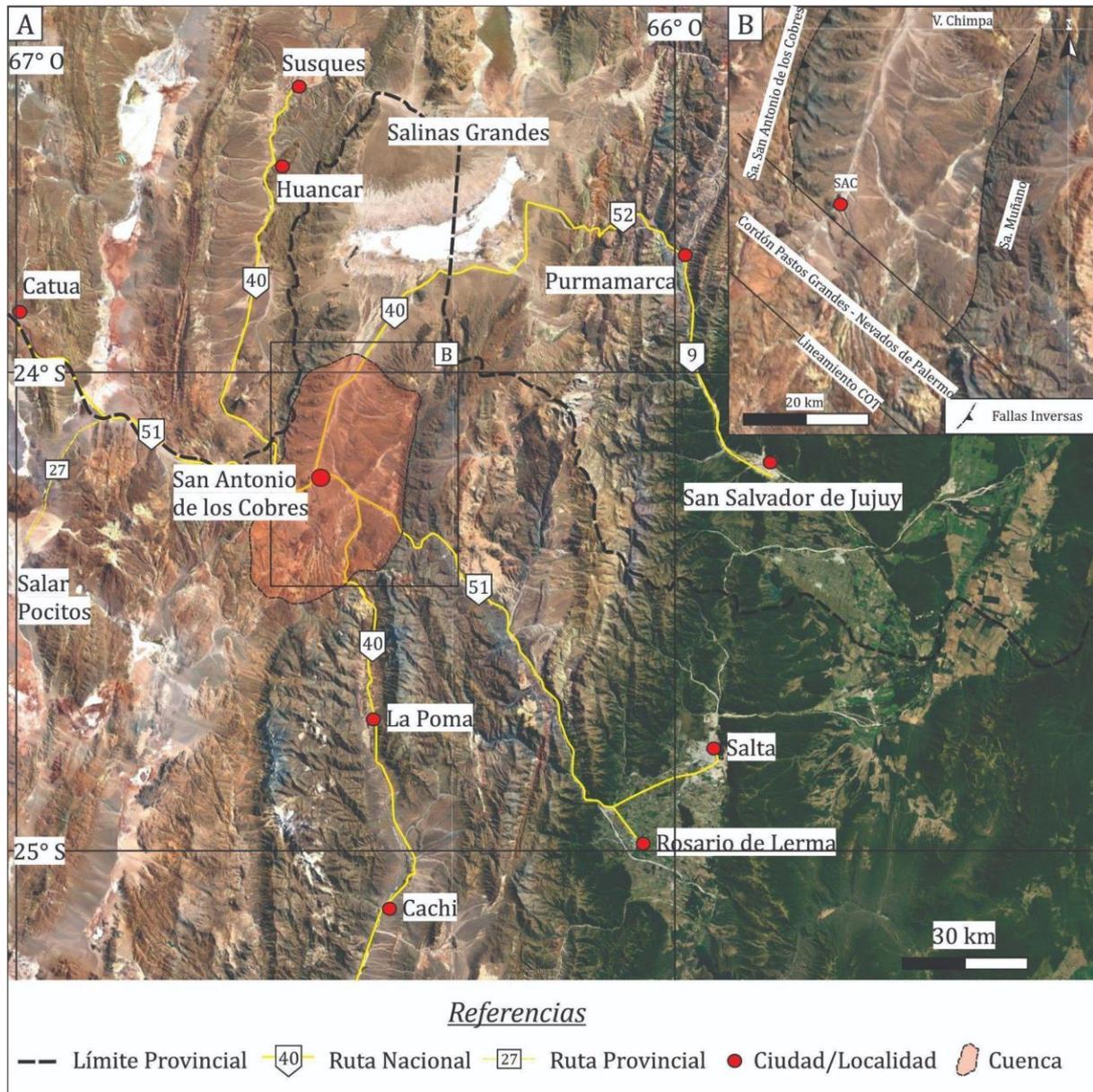


Fig. 1.2: Ubicación y vías de acceso a la cuenca de San Antonio de los Cobres

1.4 – Marco Geológico

1.4.1 – Marco geológico regional

La zona austral de los Andes Centrales se extiende hasta el Noroeste Argentino. Aquí La Puna junto con el Altiplano constituyen el segundo Plateau más grande del mundo después del Plateau del Tibet, y se extiende por 1800 km, con un ancho de 350-400 km (Allmendinger et al., 1997). La Puna se caracteriza por un relieve interno bajo, cuencas sedimentarias cerradas o parcialmente conectadas, drenaje interno, vulcanismo y un régimen climático de árido a hiperárido (Carrapa et al., 2009, 2005; Isacks, 1988;

Rohrman et al., 2016; Sobel y Strecker, 2003; Vandervoort et al., 1995). Al este de la Puna, se encuentran las provincias morfoestructurales de Cordillera Oriental y el Sistema Santa Bárbara, caracterizadas por una tendencia N-S de cadenas montañosas que disminuyen en altitud hacia el este (Fig. 1.1 A). Las características estructurales de estas provincias consisten en serranías con núcleos de basamento, limitados por fallas inversas de ángulo alto y de doble vergencia (Carrera et al., 2006; Grier et al., 1991; Hongn y Seggiaro 2001; Kley y Monaldi, 2002; Mon y Salfity 1995; Riller y Hongn, 2003). Los bloques de basamento levantados crearon cuencas intermontanas entre el margen oriental de la Puna y el antepaís Andino húmedo (Bookhagen y Strecker, 2012).

Durante el Cretácico, se generaron depresiones estructurales en forma de grábenes y hemigrábenes en Noroeste Argentino, producto de un régimen extensional de rift (Salfity y Marquillas, 1994). Estos fueron rellenados durante la etapa inicial de syn-rift por conglomerados, areniscas y pelitas rojizas depositados en ambientes sedimentarios fluviales y eólicos (Sabino, 2002; Marquillas et al., 2005). Estos depósitos se agruparon bajo el nombre de Subgrupo Pirgua (Reyes y Salfity 1973). Durante la etapa de post-rift (dominada por procesos de subsidencia térmica), se produjo la ingesión marina que generó los depósitos del Subgrupo Balbuena (Moreno 1970). Estos sedimentos nivelaron los depocentros y traslaparon los altos estructurales donde se apoyaron directamente sobre el zócalo pre-rift (Bianucci et al. 1981, Salfity y Marquillas, 1994). A nivel regional estos depósitos integran las subcuencas de Tres Cruces, Lomas de Olmedo, el Rey, Metán, Alemania, el Sey, Brealito, las cuales estaban delimitadas por altos estructurales (Reyes, 1972; Salfity, 1982; Schwab, 1984; Sabino, 2002). Estos depocentros se generaron por la actividad de fallas normales, en parte relacionadas a la reactivación de lineamientos precámbrico-paleozoicos (Salfity, 1978; Salfity y Marquillas, 1994; Riller y Hongn, 2003; Hongn et al., 2010, entre otros). Posteriormente se desarrollaron los depósitos del

Subgrupo Santa Bárbara (Moreno 1970) integrado por depósitos lacustres y fluviales en una cuenca de sag que evolucionó hacia valles fluviales extendidos (del Papa et al., 2002; del Papa, 2006; del Papa y Salfity, 1999).

1.4.2 – Marco geológico local

La cuenca de San Antonio de los Cobres se ubica en el ámbito de la Provincia Geológica de Puna, cercana al límite con la Cordillera Oriental (Ramos, 2017) (Fig 1 A). Esta cuenca está limitada por serranías relacionadas con fallas inversas con rumbo aproximado N-S (Fig. 1.2 B). Al este, la cuenca está limitada por la Sierra de Muñano, formada por la falla inversa de Muñano, con vergencia occidental, que eleva rocas Precámbricas y Ordovícicas sobre rocas Cenozoicas (Fig. 1.2 B). Hacia el oeste, la cuenca está limitada por la Sierra San Antonio de los Cobres, formada por la falla del Charco Oriental vergente al oeste (Fig. 1.2 B), que eleva rocas Precámbricas y Ordovícicas sobre el Grupo Salta a través de un plano de falla de ángulo alto a moderado (del Papa y Petrinovic, 2017). Hacia el sur, la cuenca de San Antonio de los Cobres (SAC a partir de ahora) está limitada por el sistema de fallas transtensional-transpresional Calama-Olcapato-El Toro (COT) (del Papa y Petrinovic, 2017; Norini et al., 2013; Seggiaro et al., 2016) y el cordón montañoso Pastos Grandes - Nevados de Palermo (Fig. 1.2 B) y al norte por el estratovolcán Chimpa (Fig. 1.2 B).

Las rocas más antiguas y que constituyen el basamento estructural de esta cuenca, están compuestas por sedimentitas y leptometamorfitas de edad Precámbrica - Ordovícica sobre las que se asientan rocas sedimentarias cretácicas que componen el relleno de *rift* del Grupo Salta (Donato y Vergani 1988; Ramos, 2017). Por encima de estas, y mediante relaciones discordantes, se asientan las unidades que conforman el relleno sedimentario de antepaís, con un espesor aproximado de entre 1500 y 2000 m. La característica más saliente de la Puna es el volcanismo neógeno, constituido por estratovolcanes y domos volcánicos de composición andesítica y dacítica, calderas y sus

correspondientes ignimbritas, y conos basálticos monogénicos (Coira et al., 1993; Maro y Caffè, 2012; Petrinovic et al., 2017; Prezzi y Götze, 2009; Seggiaro et al., 2016). Estos productos volcánicos se intercalan con sedimentos neógenos continentales.

1.5 – Antecedentes y estado actual del conocimiento de las unidades litoestratigráficas de interés

Los primeros estudios y cartografía del área de estudio corresponden a Vilela (1969), quien realizó la descripción geológica de la Hoja 6 c “San Antonio de los Cobres”. Mientras que Ramos (1973) realizó la cartografía detallada del borde oriental de la Puna entre SAC y El Moreno, a partir del cual realizó valiosos aportes estratigráficos y estructurales. En cuanto a estudios petrológicos y geoquímicos, Llambías et al., (1985) describieron y cartografiaron las rocas intrusivas y efusivas del Cerro Acay. Asimismo, Malvicini (1985) describió las relaciones de contacto entre el intrusivo Acay y las sedimentitas mesozoicas del Grupo Salta.

Posteriormente Donato y Vergani (1988) estudiaron el registro estratigráfico y estructural de la cuenca. A partir de estas investigaciones, presentaron una columna estratigráfica integrada en la que se identifica el basamento formado por unidades metasedimentarias Precámbricas, correspondientes a la Formación Puncoviscana (Turner 1960), cuarcitas Ordovícicas del Grupo Guayoc Chico (Ramos 1973), y por rocas ígneas intrusivas correspondientes al Complejo Eruptivo Oire (Ordovícico medio - superior) (Turner 1960). La sucesión estratigráfica continúa con el relleno de *rift* Cretácico – Paleógeno perteneciente al Grupo Salta (Fig. 1.3). Los autores reconocen unidades del Subgrupo Pirgua (Reyes y Salfity 1973), Subgrupo Balbuena (Moreno 1970), específicamente la Formación Yacoraite (Turner 1959) y las tres unidades del Subgrupo Santa Bárbara, Formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera (Moreno 1970, Fig. 1.3).

Donato y Vergani (1988) asignan el relleno de la cuenca de antepaís al Grupo Orán (Eoceno Medio – Mioceno Medio, Russo 1972) y reconocen las Formaciones Río Grande y Pisungo (Pascual et al. 1978) en base al contenido conglomerádico y al diseño granocreciente de las unidades (Fig. 1.3). Los Grupos Salta y Orán son intruídos por la Formación Acay (Mirré 1974), un cuerpo granítico de edad miocena (~ 13 Ma – Hascke et al. 2005). Posteriormente, del Papa y Petrinovic (2017) realizaron trabajos de investigación sobre el Conglomerado Los Patos, el cual fue descrito inicialmente por Ramos (1973). Esta unidad se apoya en discordancia angular sobre las unidades de los Grupos Salta y Orán. del Papa y Patrinovic (2017) dataron por primera vez al Conglomerado Los Patos, asignándolo al Mioceno Medio (14.5 Ma). Este depósito cubierto por el manto ignimbrítico Vizcachayoc.

La ignimbrita Vizcachayoc fue primeramente asignada por Ramos (1970) como un miembro de la Formación Chipas, posteriormente Petrinovic et al., (1999) propusieron como posible centro emisor al complejo eruptivo Acay. Finalmente, Arnosio et al., (2005) en base a análisis de elementos de tierras raras y trazas en pómez encontraron similitud con las Ignimbritas El Morro, siendo junto con esta, los depósitos más antiguos en la historia eruptiva miocena (13 Ma Ignimbrita Vizcachayoc y 12 Ma Ignimbrita El Morro - Petrinovic et al., 1999) asociados al Centro Eruptivo El Morro. En contacto discordante sobre esta unidad se apoyan las denominadas “Tufitas” Corte Blanco de edad miocena tardía (Ramos 1973, Viramonte et al., 1994, Fig. 1.3). Un conjunto de lavas e intrusivos subvolcánicos aflorantes al sur del área de estudio fueron primeramente descritos como Complejo Volcánico Negra Muerta (Llambías et al., 1985) y posteriormente datados en 9 – 7,3 Ma (Petrinovic et al., 2005).

1.5 – Antecedentes y estado actual del conocimiento de las unidades litoestratigráficas de interés

		Donato y Vergani 1988 ^a	Pingel et al. 2019 ^b				
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Depósitos aluviales Basalto Chorrillos	Fluvio-aluvial			
		Pleistoceno	Dacita Concordia	Basaltos Negro de Chorrillos y San Jerónimo	Volcánico		
			Conglomerados y Areniscas	Conglomerados Cuaternarios	Aluvial		
	Neógeno	Plioceno	C.V. Negra Muerta Fm. Chipas	[Dashed lines]			
		Mioceno	Tufitas Corte Blanco ~30m	Fm. San Antonio de los Cobres > 50 - 100m	^a Volcánico	^b Fluvial	
			Ignimbrita Vizcachayoc ~25m	Ignimbritas	Volcánico		
			Conglomerado Los Patos	Conglomerado Los Patos	Abanico aluvial		
			Fm. Pisungo ~120m	[Dashed lines]	^a Abanico aluvial		
		Paleógeno	Oligoceno	Fm. Río Grande ~130m	Fm. Casa Grande	Fluvial entrelazado	^b Fluvial
			Eoceno	[Dashed lines]	[Dashed lines]	Entrelazado proximal	
	Paleoceno		Subgrupo Salta	Fm. Lumbreira	Fm. Maíz Gordo	Fluvial meandroso	
		Fm. Mealla			Fluvial entrelazado		
	Mesozoico	Cretácico	Subgrupo Balbuena	Fm. Yacoraite	Marino somero		
				Fm. Lecho			
Subgrupo Pirgua			Fluvial entrelazado				
Era/Período/Época		Unidad Litoestratigráfica		Ambiente			

Fig. 1.3 - Columna estratigráfica de la cuenca de SAC según estudios realizados previos a esta Tesis Doctoral.

Una sucesión de areniscas finas a gruesas, de tonalidad gris oscura, frecuentemente intercaladas con conglomerados finos a gruesos y ocasionalmente depósitos de cenizas volcánicas, suprayacen de manera discordante a las unidades anteriores y fueron agrupadas por Pingel et al., (2019) bajo el nombre de Formación San Antonio de los Cobres (Mioceno Superior – Plioceno? - Fig. 1.3).

A partir de las investigaciones llevadas a cabo en esta tesis, se reinterpreta y modifica la columna estratigráfica de la cuenca SAC, correlacionando las unidades aquí descritas con equivalentes temporales tanto en la Puna y Cordillera Oriental, con el fin de elucidar el desarrollo evolutivo y temporal de este sector del antepaís andino. Estos aspectos serán tratados en los siguientes capítulos.

1.6 – Metodologías utilizadas y técnicas de estudio

Se describen a continuación las herramientas utilizadas durante el desarrollo de esta Tesis. Las mismas fueron empleadas de manera integradora para poder cumplir con los objetivos

1.6.1 – Relevamiento Estratigráfico de la cuenca de San Antonio de los

Cobres

Con el objetivo de reconocer y definir las unidades que componen el relleno sedimentario de la cuenca de SAC, se llevó a cabo un relevamiento estratigráfico. Se levantaron 5 columnas estratigráficas en localidades clave, que se escogieron en función de la calidad de los afloramientos que fueran buenos y representativos. Para cada localidad de estudio se realizó la medición de la sección estratigráfica utilizando el báculo de Jacob y una brújula tipo Brunton. Se identificaron Unidades Litoestratigráficas y se definieron secuencias en base a relaciones de contactos estratigráficos, criterios sedimentológicos (cambio abrupto de litofacies, superficies de condensación como paleosuelos y/o superficies de meteorización, paleosuperficies de erosión) y criterios estructurales (cambios en la disposición espacial de los estratos). Se realizó un muestreo litológico sistemático a lo largo de cada zona relevada en areniscas, pelitas y material volcánico intercalado en las sucesiones para su posterior análisis. En afloramiento se identificaron y describieron las facies sedimentarias.

1.6.2 – Mapeo Estructural de alta resolución

Para ello se utilizó como base el mapa disponible (Hoja Geológica 2566-I San Antonio de los Cobres – Segemar – 1:250.000) e imágenes satelitales de alta resolución de acceso libre. Se realizó la cartografía estructural, con medición de dirección e inclinación de capas y estructuras planares y mapeo de discordancias, con el fin de reconstruir las estructuras plegadas y falladas y realizar un análisis cinemático de las mismas en relación con la sedimentación.

1.6.3 – Análisis litofacial, arquitectura fluvial e interpretación paleoambiental

Se realizó la interpretación de los paleoambientes sedimentarios en base a definición de litofacies y asociaciones de facies y elementos arquitecturales siguiendo los conceptos de Allen (1983); Alonso-Zarza (2003); Alonso-Zarza y Wright (2010); Bridge (2003); Brookfield (1977); Hunter (1977); Kocurek (1991); Kocurek y Nielson (1986); Langford y Chan (1989); McKee (1979); Miall (2014, 1996, 1985, 1977); Nanson and Croke (1992); North y Davidson (2012); Retallack (2001, 1990); Rubin and Hunter (1983), entre otros.

1.6.4 – Petrografía y Análisis de Procedencia

Se realizó la caracterización petrográfica y clasificación de rocas analizando las relaciones relativas de cuarzo, feldespatos y líticos presentes en las secciones delgadas de cada muestra. Los cortes delgados fueron confeccionados en el laboratorio de preparación de muestras geológicas (LABGEO-CICTERRA-UNC) y observados con un microscopio petrográfico Leica DM 4500 P LED con iluminación transmitida-reflejada y cámara digital incorporada (CICTERRA-CONICET-UNC). Se llevó a cabo la interpretación y discriminación de áreas de procedencia local y/o regional en base al estudio composicional de clastos conglomerádicos y modas detríticas en areniscas mediante el método Gazzi-Dickinson siguiendo los conceptos de Ingersoll et al., (1984) y su

integración con los análisis de paleocorrientes. Esta técnica de estudio permite realizar una reconstrucción de la evolución tectónica de las cadenas montañosas y sus cuencas sedimentarias asociadas. Adicionalmente se realizaron diagramas ternarios que muestran la composición de los fragmentos líticos (Lm-Ls-Lv) y la relación de la composición de las areniscas con los ambientes geodinámicos del área de procedencia (Dickinson et al., 1983; Dickinson and Suczek, 1979; Garzanti et al., 2007). Los diagramas se ilustran en el Capítulo 3.

Las mediciones para paleocorrientes se realizaron en base a los criterios de Potter y Pettijohn (1963). Por cada estación se tomaron entre 7 y 10 mediciones. Los datos fueron tomados sobre los planos de estratificaciones y laminaciones entrecruzadas en las secuencias sedimentarias mediante el uso de la brújula geológica. Posteriormente en gabinete, los datos fueron procesados, restituidos y graficados en diagramas de rosa con la ayuda del software Stereonet, versión 10.0 (Richard W. Allmendinger, © 2018) (Allmendinger et al. 2012), para así obtener las direcciones de paleoflujo.

Para el conteo de clastos conglomerádicos se escogieron los niveles gravosos de las unidades de estudio. Con la ayuda de una grilla de 50 x 50 cm se contaron ~100 clastos en un área de 1m² siguiendo el método estadístico propuesto por Howard (1993). Asimismo, se realizó un muestreo de los clastos para mejorar la identificación de las litologías.

1.6.5 – Análisis de tamaño de partículas y velocidad del viento en areniscas eólicas

Se recogieron muestras de al menos 150 gramos de las areniscas eólicas miocenas. La preparación de las muestras para el análisis textural consistió en el tratamiento con ácido clorhídrico y peróxido de hidrógeno para eliminar el cemento y la materia orgánica, respectivamente. Una vez eliminado el cemento, las muestras se separaron en alícuotas

de 100 gramos y posteriormente se tamizaron durante 15 minutos en una tamizadora mecánica semiautomática, accionada por motor, utilizando un juego de tamices estándar ASTM. El peso del sedimento retenido en cada malla se volvió a calcular en porcentaje. El análisis textural de los tamaños de grano, la distribución y las estadísticas se realizaron utilizando el paquete estadístico GRADISTAT (Blott y Pye, 2001), que permitió clasificar la textura de las rocas según Udden-Wentworth (Wentworth, 1922).

Los análisis para calcular las velocidades de los paleovientos se realizaron según lo propuesto por Bagnold (1941) y Pye y Tsoar (2009). Las explicaciones extendidas de estas metodologías se encuentran en el Anexo 1.

1.6.6 – Modelado estructural

Con los datos obtenidos en las etapas de relevamiento estratigráfico y cartografía estructural se realizó el modelado de pliegues y fallas, a escala local, mediante el programa de modelado estructural MOVE 2018 (*Midland Valley Exploration Ltd.*). Se trabajó con modelado hacia adelante por lo que se partió de capas horizontales o levemente inclinadas en el caso del sinrift cretácico las cuales luego fueron falladas y plegadas hasta lograr la geometría y espesores reconocidos en el terreno durante las primeras etapas de este estudio.

El software mencionado ofrece una plataforma para integrar e interpretar datos geológicos y geofísicos variados, con herramientas de dibujos para construir secciones balanceadas, mediante la integración de visualizaciones 2D de secciones y mapas, entre otras características. Esta herramienta se utilizó para la confección de secciones geológicas balanceadas y para la realización de modelados cinemáticos 2D hacia adelante (*forward-modelling*) de las estructuras principales, lo que permitió interpretar la evolución estructural del valle de San Antonio de los Cobres.

Financiamiento: los distintos aspectos de esta tesis fueron financiados por las siguientes fuentes de financiamiento: ANPCyT, PICT 2016-N1276, Programa de Cooperación internacional Argentina-Alemania: SuRfAce processes, Tectonics and Georesources: the Andean foreland basin of Argentina (StRATEGy) y PIP CONICET N°1666.

CAPÍTULO 2 - ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS DE SAN ANTONIO DE LOS COBRES

2.1 – Estratigrafía de la Cuenca de San Antonio de los Cobres (SAC)

La estratigrafía de la región que ocupa la actual cuenca de SAC, se puede dividir en tres grandes grupos: el primero de ellos compuesto por rocas metamórficas y metasedimentarias del Precámbrico – Paleozoico Inferior, las cuales son intruídas por granitoides cambro-ordovícicos. Sobre estos, y en relación de discordancia, apoyan los depósitos sedimentarios marinos del Paleozoico Inferior (Ramos, 1973). El segundo grupo se compone de sedimentos de origen marino y continental, correspondientes al relleno de *rift* del Grupo Salta, de edad Cretácico – Paleógeno Medio (Turner, 1959; Ramos, 1973, Donato y Vergani, 1988). El tercer grupo corresponde al relleno de cuenca de antepaís, y se caracteriza por depósitos sedimentarios de origen continental y volcanismo asociado al establecimiento del arco magmático en la zona (Fig. 2.1 - (Ramos, 1973; Donato y Vergani, 1988; Ledesma et al., (2019). A continuación, se presenta una breve síntesis de la estratigrafía del basamento y del Grupo Salta, mientras que se brindará más detalle en la estratigrafía y sedimentología del registro cenozoico de la cuenca de antepaís.

2.1.1 – Basamento Precámbrico - Paleozoico

El basamento de la cuenca está compuesto por sedimentitas de bajo grado metamórfico, de la Formación Puncoviscana de edad Neoproterozoico – Cámbrico Inferior (Ramos 1973, Donato y Vergani 1988). La misma se encuentra muy plegada y se reconoce tanto en el sector oriental, formando la Sierra de Muñano, como al oeste, en la Sierra San Antonio de los Cobres (Figs. 2.2 A, B; 2.3 A).

2.1 – Estratigrafía de la Cuenca de San Antonio de los Cobres (SAC)

Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Depósitos modernos		Fluvio-aluvial	
		Pleistoceno	Conglomerados Cuaternarios	Basaltos Negro de Chorrillos y San Jerónimo	Volcánico	
	Neógeno	Plioceno	Fm. San Antonio de los Cobres	Mb. Muñano > 150m	Abanico aluvial	
				Mb. Corte Blanco ~150m	Eólico - fluvio-eólico con depósitos volcánicos	
		Mioceno	Ignimbrita Vizcachayoc ~25m		Piroclástico	
				Conglomerado Los Patos >50m	Abanico aluvial	
	Paleógeno	Oligoceno	Grupo Pastos Grandes			
		Eoceno		Fm. Geste ~1200 -1500m	Abanico aluvial Fluvial entrelazado Fluvial wandering	
		Paleoceno		Fm. Lumbrera Fm. Maíz Gordo Fm. Mealla	Fluvial meandroso Fluvial entrelazado Fluvial distal - Barreal	
	Mesozoico	Cretácico	Grupo Salta	Subgrupo Balbuena	Fm. Yacoraite Fm. Lecho	Marino somero
				Subgrupo Pirgua		Fluvial entrelazado Aluvial
	Paleozoico	Ordovícico	Complejo Eruptivo Oire		Ígneo	
				Fm. Parcha	Marino distal	
		Cámbrico	Grupo Mesón	Marino silicoclástico		
	Neoproterozoico		Fm. Puncoviscana	Turbiditas		
Era/Período/Época		Unidad Litoestratigráfica	Ambiente			

Fig. 2.1 – Cuadro estratigráfico general de la cuenca de San Antonio de los Cobres, con énfasis en el relleno correspondiente a la cuenca de antepaís. Ver texto para más detalles.

2.1 – Estratigrafía de la Cuenca de San Antonio de los Cobres (SAC)

También se reconocen unidades del Grupo Mesón (Cámbrico), y de la Formación Parcha (Harrington y Leanza 1957). Esta última se compone de limolitas y lutitas estratificadas en bancos finos con intercalaciones de areniscas finas (Blasco et al., 1996). Es común la presencia de concreciones elipsoidales férricas, de varios decímetros de diámetro dentro de la facies de pelitas finamente laminadas (Fig. 2.2 C). Hacia el oeste - suroeste de la cuenca, el basamento se compone de rocas ígneas intrusivas (granodioritas y pórfiros riódacíticos) correspondientes al Complejo Eruptivo Oire (Ordovícico Medio - Superior) (Turner 1960). Estas se encuentran cabalgando por falla inversa a las unidades de la Formación Puncoviscana o al Subgrupo Pirgua (Fig. 2.2 D, 2.3 A).

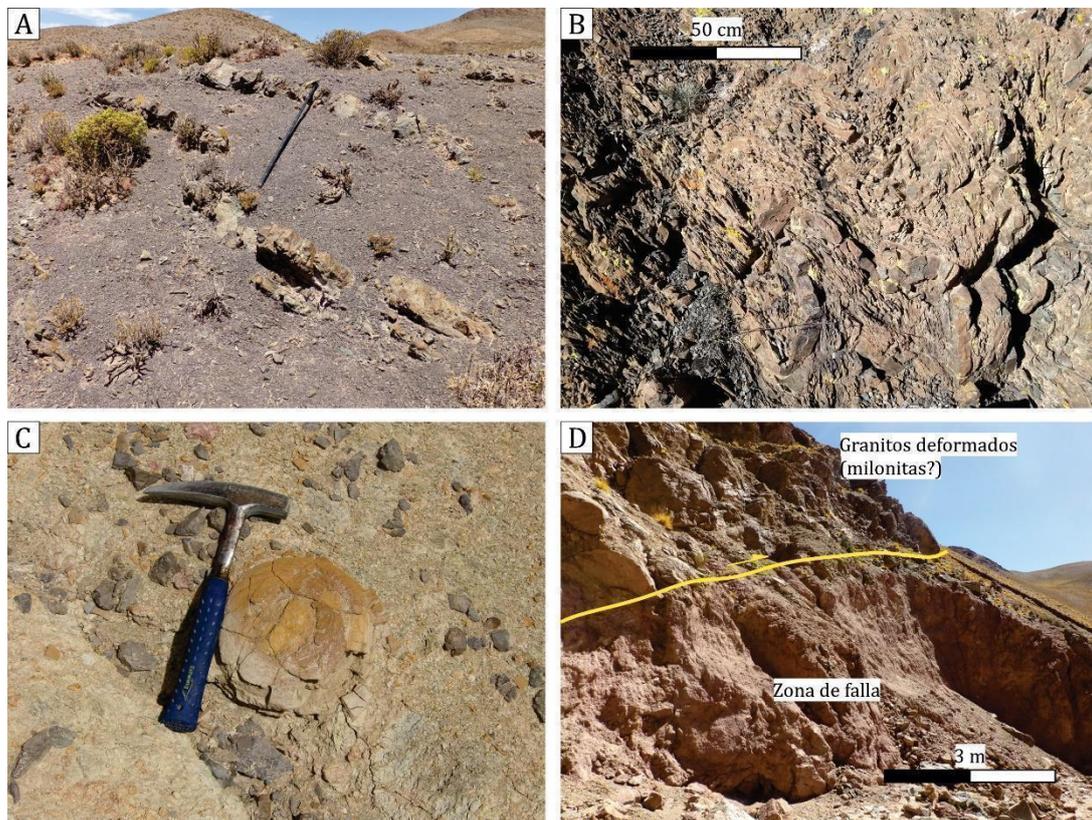


Fig. 2.2 – Unidades que componen el basamento de la cuenca de SAC. A, B) Formación Puncoviscana. C) Concreciones férricas elipsoidales de la Formación Parcha. D) Granitoides del Complejo Eruptivo Oire deformados en una zona de falla.

2.1.2 – Cuenca de Rift: Grupo Salta

En discordancia sobre las unidades del basamento, se apoya la sucesión sedimentaria de edad Cretácico – Eoceno Medio correspondiente al Grupo Salta (Turner, 1959). Las

unidades reconocidas mantienen las características litológicas descritas para el resto de la cuenca, en particular con las sucesiones expuestas en la Subcuenca de Alemania (Salfity 1982). En la zona de estudio se reconoce el relleno de *sin-rift* perteneciente al Subgrupo Pirgua, aunque no se distinguen las unidades litoestratigráficas que lo integran. Está presente en la localidad de Piscuno, en el sector norte de la cuenca (Fig. 2.3 A). Aquí se asienta mediante relación discordante sobre el basamento paleozoico (Fig. 2.4 A) con espesores parciales entre 30-50 m, mientras que, hacia el sector suroeste de la cuenca, en la localidad de Cajón, la unidad presenta un espesor estimado de ~ 350 m. Esta unidad se compone de conglomerados polimícticos pardo-rojizos, medianos a gruesos que presentan estratificación horizontal grosera e imbricaciones; conglomerados polimícticos finos a muy finos, con geometrías de canal, estratificación cruzada planar y en artesas, y ortoconglomerados polimícticos finos a medianos con estructuras similares a los anteriores (Fig. 2.4 B). Estos depósitos han sido interpretados como producto de sistemas fluviales entrelazados gravosos relacionados a abanicos aluviales (Donato y Vergani 1988).

El relleno de *postrift* se distingue por los espesores reducidos con respecto al registro que se reconoce en Cordillera Oriental ya que, en conjunto, oscilan entre 300 y 400 metros. El Subgrupo Balbuena (Moreno, 1970), integrado por las Formaciones Lecho y Yacoraite, aflora de manera discontinua en el sector oriental de la cuenca, en el faldeo occidental de la sierra de Muñano, formando parte de una serie de sinclinales y anticlinales de orientación NNE – SSE (Fig. 2.3 A). En el sector norte de la cuenca, en Piscuno (Fig. 2.3 A), se observa el contacto paraconcordante con el Subgrupo Pirgua y el pase en transición entre la Formación Lecho y los depósitos carbonáticos amarillentos de la Formación Yacoraite (Fig. 2.4 A). Esta unidad se compone de areniscas cuarzosas finas, con cemento carbonático que intercalan con vaques calcáreas, *packstones* oolíticos,

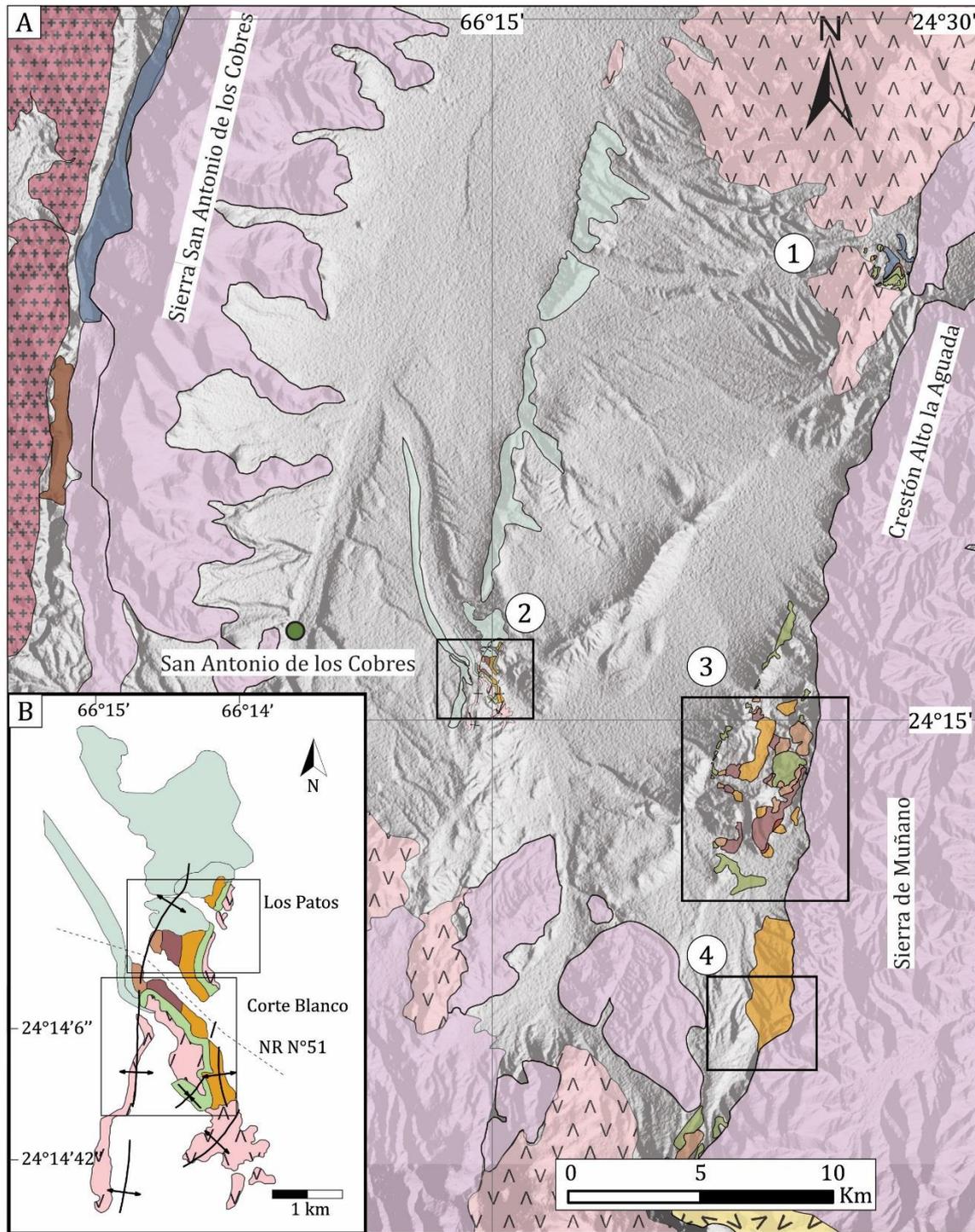
niveles estromatolíticos y arcilitas y limolitas laminadas con abundantes restos de gasterópodos (Donato y Vergani, 1988; Fig. 2.4 C).

El Subgrupo Santa Bárbara se inicia con la Formación Mealla (Moreno, 1970). Esta se asienta en relación paraconcordante con la Formación Yacoraite (Fig. 2.4 D), y aflora en general en el sector oriental de la cuenca, al pie del intrusivo Acay o en la localidad Muñano (Fig. 2.3 A). También se la reconoce en pequeños afloramientos en el sector de Corte Blanco (Fig. 2.3 B). Está integrada por intercalaciones de pelitas rojizas con bioturbaciones que pasa a areniscas y conglomerados finos rosados, con estratificaciones cruzadas planar y en artesa (Fig. 2.4 E). Esta unidad ha sido interpretada como depositada en un ambiente de sistemas fluviales de tipo entrelazado (Donato y Vergani, 1988).

La Formación Maíz Gordo se superpone a la unidad anterior en contacto neto (Fig. 2.4 F). Aflora al oeste del Crestón Alto Aguada, en el área de Muñano, en la zona de Corte Blanco, en la quebrada Los Patos y en el área de Piscuno (Fig. 2.3 A, B) Se compone de areniscas cuarzosas gruesas, sabulíticas y conglomerados finos, con estratificaciones horizontales y cruzadas, tabulares y en artesa, en bancos de geometría tabular. Destacan en esta unidad, bancos de areniscas sabulíticas con motas y concreciones ferruginosas amarillentas-violáceas, acompañadas por estructuras prismáticas tipo *peds* (Fig. 2.4 G), interpretadas como paleosuelos *gley* comparables con los descritos en otras localidades (e.j. Andrews et al., 2017). El pase a la Formación Lumbrera es mediante un contacto neto (Fig. 2.4 H). La misma aflora de manera limitada en la cuenca, con sus principales afloramientos en el sector oriental, al pie del Crestón Alto de Aguada y Sierra de Muñano (localidad Muñano, Fig. 2.3 A). Está compuesta por una sucesión de facies de limoarcilitas a limoareniscas rojas a marrón rojizo, de geometría tabular y estratificación fina (Fig. 2.4 I). Esta facies se intercala con niveles de areniscas finas hasta sabulíticas, de geometría tabular a lenticular, con estratificaciones entrecruzadas planares y marcadas superficies

de acreción lateral, y niveles con interestratificación de areniscas y arcilitas generando una facies con estratificación lenticular y ondulada (Fig. 2.4 I).

Por encima de esta unidad, y mediante una discordancia angular de bajo ángulo y un marcado cambio tanto en la litología, como en el color de las rocas, se dispone la Formación Geste (Fig. 2.4 H). Esta relación se observa hacia el límite oriental de la cuenca, ya que, hacia el centro de la misma, la Formación Geste suprayace a la Formación Maíz Gordo (Fig. 2.4 J).

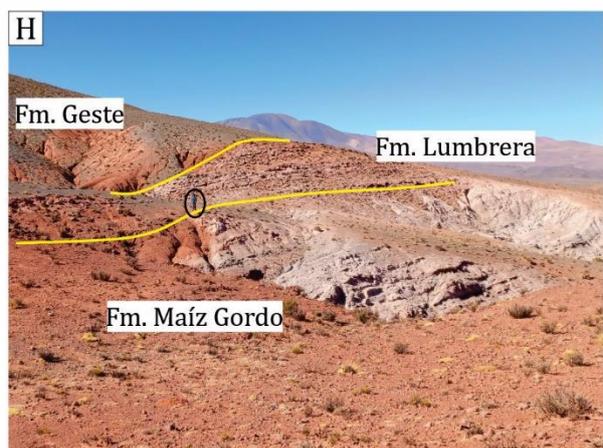
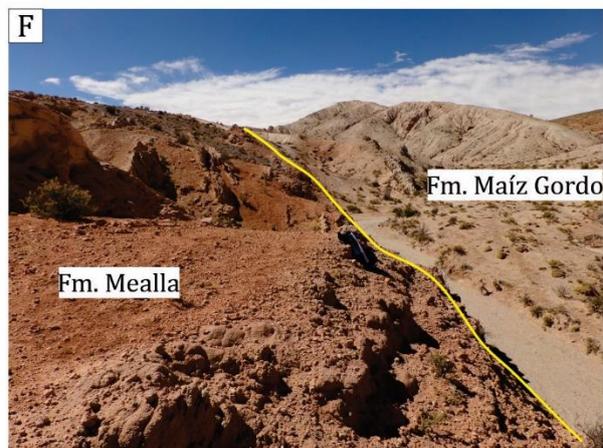
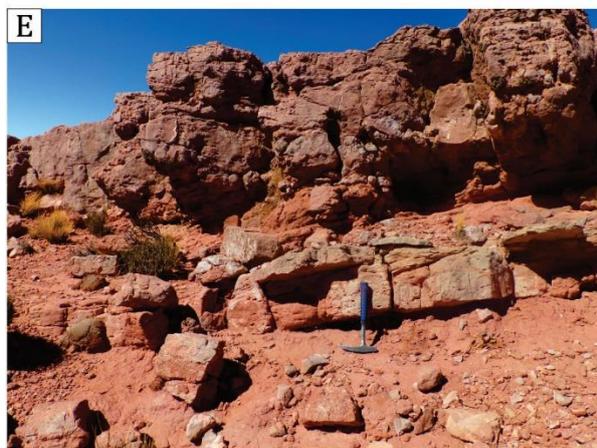
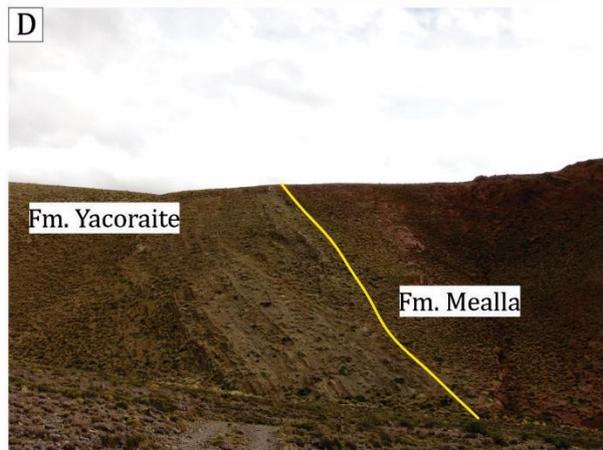
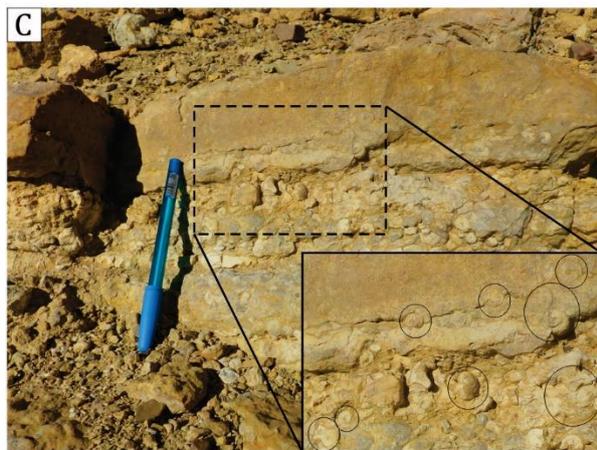
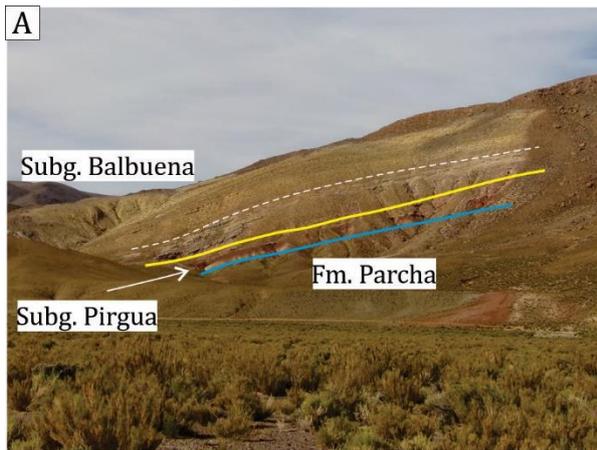


Referencias

	Fm. San Antonio de los Cobres		Fm. Geste		Subgrupo Balbuena
	Unidades Volcanicas Miocenas		Fm. Lumbrera		Subgrupo Pirgúa
	Granodiorita Acay		Fm. Maíz Gordo		Complejo Granítico Oire
	Fm. Conglomerado Los Patos		Fm. Mealla		Ordovícico
					Fm. Puncoviscana

Fig. 2.3: **A)** Mapa geológico simplificado de la cuenca de San Antonio de los Cobres. Basado en Blasco et al., (1996). 1) Localidad Piscuno. 2) Localidades Corte Blanco y Los Patos. 3) Localidad Muñano. 4) Localidad Fundiciones. **B)** Mapa geológico de las localidades de Corte Blanco y Los Patos.

2.1 – Estratigrafía de la Cuenca de San Antonio de los Cobres (SAC)



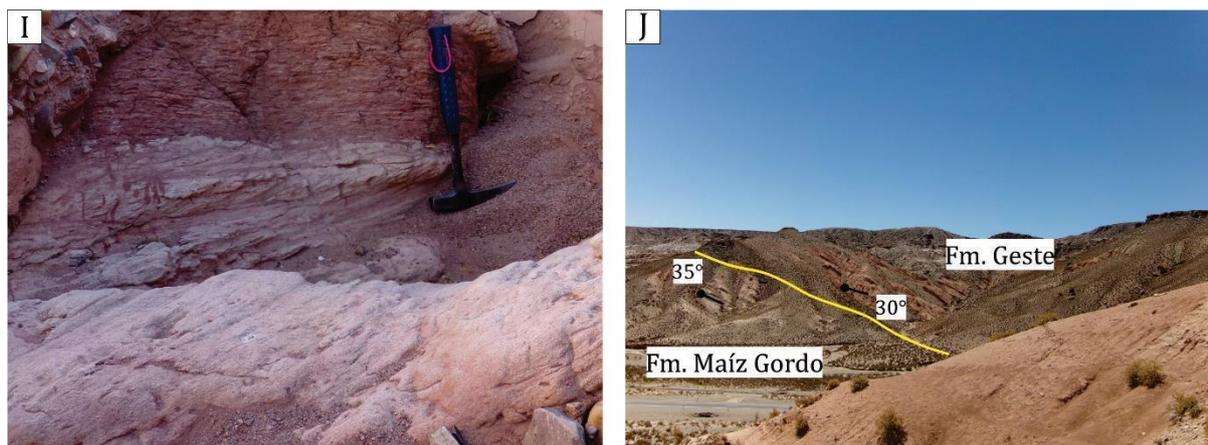


Fig. 2.4 – Unidades del Grupo Salta en la cuenca de SAC. **A)** Base del Grupo Salta (Subgrupo Pirgua) en discordancia angular (línea negra) sobre sedimentitas ordovícicas de la Fm. Parcha. La línea amarilla sólida marca el contacto neto entre el Subgrupo Pirgua (debajo) y el Subgrupo Balbuena (encima), mientras que la línea punteada marca el pasaje transicional de la Fm. Lecho (basal) a la Fm. Yacoraite (techo). **B)** Conglomerados polimícticos del Subgrupo Pirgua. **C)** Niveles con concentración de gasterópodos en la Fm. Yacoraite. **D)** Contacto paraconcordante entre la Fm. Yacoraite y la Fm. Mealla. **E)** Bancos de areniscas medianas a gruesas con estratificaciones entrecruzadas tabulares de la Fm. Mealla. **F)** Contacto neto entre la Fm. Maíz Gordo y la Fm. Mealla. **G)** Niveles tabulares de sabulitas cuarzosas con concentración de concreciones ferruginosas y desarrollo de estructuras prismáticas tipo *peds* de la Fm. Maíz Gordo. **H)** Contacto paraconcordante entre la Fm. Maíz Gordo y la Fm. Lumbrera. En discordancia angular sobre esta se apoya la Fm. Geste. Persona de escala. **I)** Niveles de areniscas con estratificaciones entrecruzadas tabulares e interestratificación de areniscas y arcilitas generando una estratificación heterolítica en la Fm. Lumbrera. **J)** Contacto discordante entre las Fms. Maíz Gordo y Geste en la localidad de Los Patos.

2.1.3 – Cuenca de Antepaís (Eoceno – Plioceno)

La cuenca de antepaís está caracterizada por depósitos areno-conglomerádicos depositados en distintos sistemas depositacionales continentales, intercalados con depósitos volcánicos. El espesor del registro correspondiente a esta fase de la cuenca es de aproximadamente 1500 – 2000 metros. El contacto con las unidades del Grupo Salta es de tipo paraconcordante y/o discordante según la posición de la cuenca que se analice. Se distingue del Grupo Salta por un marcado contraste en las granulometrías de las unidades, siendo el relleno de antepaís de una granulometría predominantemente areno-conglomerádica (Fig. 2.5, Ledesma et al., 2019).

La columna estratigráfica que representa el relleno de antepaís propuesta en este trabajo difiere de las propuestas por Donato y Vergani (1988) y Pingel et al., (2019). Por un lado, Donato y Vergani (1988) designan a las unidades por encima del Grupo Salta como Formaciones Río Grande y Pisungo (Pascual et al. 1978) (Fig. 2.1), por correlación

con las unidades sinorogéncias expuestas en el área de Tres Cruces (Jujuy). Si bien existen similitudes estratigráficas y sedimentológicas entre estas y las que conforman el relleno de antepaís en la cuenca de SAC, también existen diferencias que no permiten afirmar que se trate de unidades correlacionables. Entre las diferencias se destacan las edades: la Formación Río Grande posee una edad de $\sim 18 - 9$ Ma (Siks y Horton, 2011), la lejanía entre ambas cuencas (~ 130 Km) y el diferente marco geológico regional. Por el contrario, los estudios realizados por Turner (1960), Pascual (1983), Alonso (1992), DeCelles et al. (2007), Carrapa y DeCelles (2008) en la cuenca de Pastos Grandes, unos 70 km al sur del área de estudio (Fig. 1 A), sobre los aspectos sedimentológicos y arreglos estratigráficos de la Formación Geste concuerdan con los rasgos identificados en la cuenca de SAC (arreglo grano-estrato creciente, facies y asociaciones de facies típicas de ambientes fluviales como ríos entrelazados y abanicos aluviales, entre otras), por lo que en esta Tesis se propone a la Formación Geste como unidad basal del relleno de antepaís de la cuenca.

Por otro lado, se concuerda con la propuesta de Pingel et al., (2019) de agrupar a los depósitos del Mioceno Superior bajo el nombre de Formación San Antonio de los Cobres. Sin embargo, en este trabajo se divide a esta unidad en dos miembros formales y se la caracteriza estratigráfica y sedimentológicamente por primera vez.

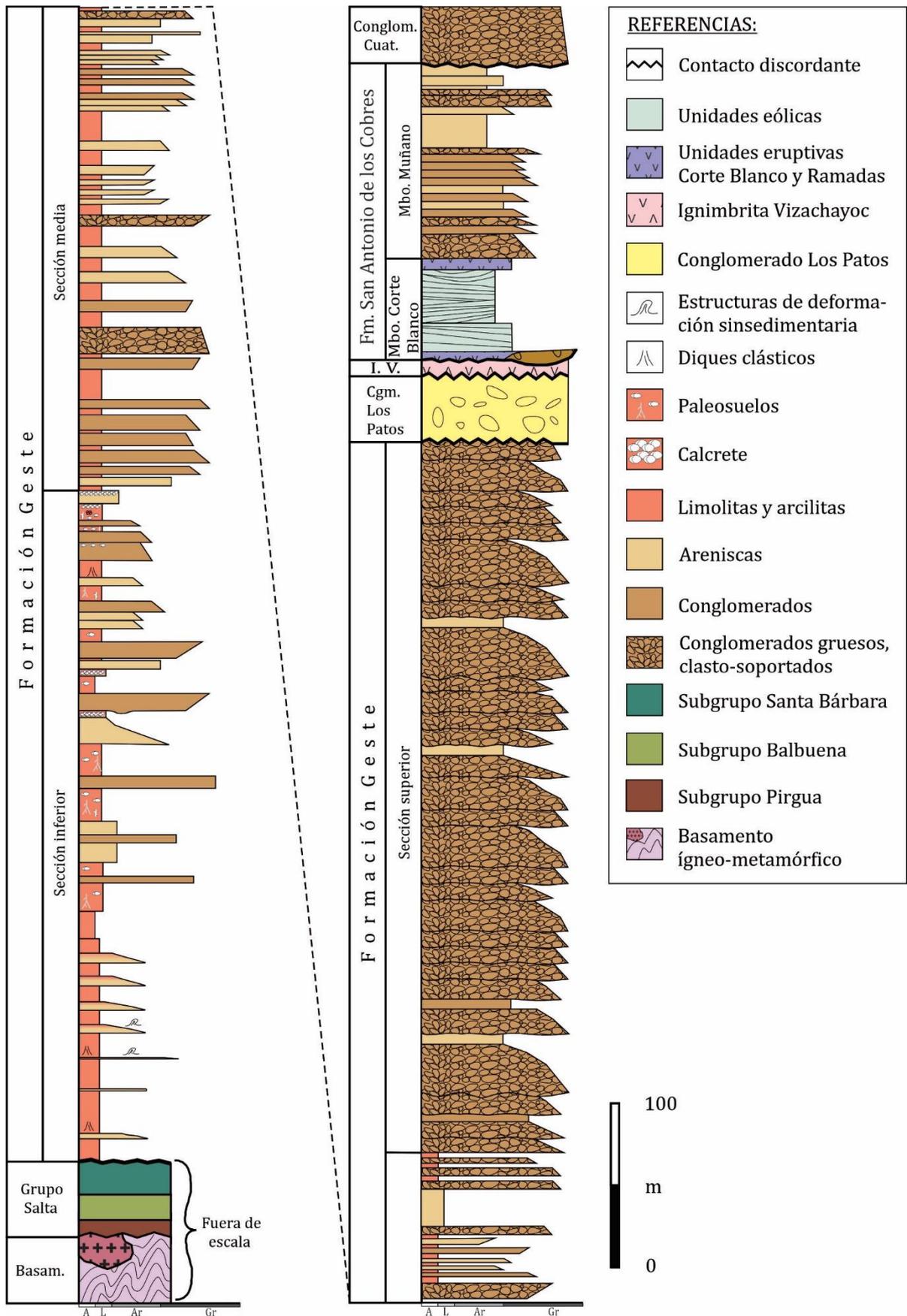


Fig. 2.5 – Columna estratigráfica general de la cuenca de SAC, con énfasis en las unidades que componen el relleno de antepaís.

2.2 – Formación Geste: Sedimentología y Estratigrafía

La unidad más antigua de la cuenca de antepaís que se reconoce, es la Formación Geste (Turner 1960, Alonso 1992, Ledesma et al. 2019). Esta se identifica por un arreglo grano-estrato creciente, el cual inicia con estratos de granulometría arcillosa–limolítica, que pasa a niveles arenosos–areno-conglomerádicos con delgadas intercalaciones de capas pelíticas para culminar con niveles predominantemente conglomerádicos medianos a muy gruesos, con escasa participación de niveles pelíticos (Fig. 2.5). El espesor de esta unidad no se pudo identificar de manera completa, por lo que los espesores medidos son variables. La parte basal de sección inferior presenta un espesor de aproximadamente 300 m al norte de la localidad de Muñano (Fig. 2.3 A), mientras que la parte alta de esta sección midió ~ 300 m en Corte Blanco (Fig. 2.3 B). Por otro lado, la sección media midió ~ 400 m en la Localidad de Fundiciones, al igual que la sección superior (Fig. 2.3 A), por lo que se estima que el espesor total rondaría los 1200 – 1500 m.

2.2.1 – Análisis de Facies, Asociaciones de Facies y Elementos

Arquitecturales

En esta unidad se identificaron un total de 14 litofacies (Tabla 2.2.1) que se agruparon en 6 asociaciones de facies. A su vez, y de acuerdo a los arreglos en la geometría de los cuerpos se identificaron 6 elementos arquitecturales (Tabla 2.2.2).

Asociación de facies I (AF-I): Llanura de inundación y paleosuelos (FF)

Descripción: Esta asociación de facies se caracteriza por el predominio de capas de granulometría fina, que varían desde areniscas muy finas a arcilitas. Presentan en general una geometría tabular, y colores marrones a rosados y rojizos (Fig. 2.6 A, B). Es común la presencia de arcilitas y limolitas arenosas pobremente laminadas o macizas (Fsm/Fl – Fig. 2.6 A, Tabla 2.2.1). Es común también la presencia de niveles arcílicos con estructuras en bloque, subangulares, de tipo “peds” (Facies P, Fig. 2.6 B). Localmente esta AF puede

presentar capas con alta concentración de nódulos carbonáticos, motas y trazas de raíces (Facies Flc, Fr – Fig. 2.6 C, D, E; Tabla 2.2.1). En ocasiones los nódulos carbonáticos alcanzan un gran desarrollo, coalescente, provocando la pérdida total de estructuras primarias y generando costras endurecidas (Fig. 2.6 F, G). Esta AF presenta, además, facies de pisolitos/peloides carbonáticos que se concentran en niveles tabulares con espesor centimétrico (Fig. 2.6 H).

Interpretación: Esta AF representa la depositación como resultado de la carga de sedimentos en suspensión en zonas de baja energía, alejadas del área de influencia de el/los canal/es principales (Marriot, 2004). Cuando la descarga en los sistemas de canales excede la capacidad de transporte (períodos de alta descarga), se producen desbordes hacia las zonas exteriores de menor topografía, en ambientes de llanura de inundación (North y Davidson, 2012). La presencia de concreciones carbonáticas nodulares y rizoconcreciones verticales (interpretadas como pedotúbulos) junto con la presencia de trazas de raíces y estructuras blocosas, subangulares indican la existencia de una cobertura de vegetación bien establecida junto con procesos formadores de horizontes edáficos (p.e., procesos de lixiviación de arcillas) (Retallack, 1990). Las raíces actúan induciendo la precipitación bioquímica de carbonato alrededor de la rizósfera, la presencia de carbonatos formados bajo estas condiciones indica una modificación del suelo más intensa e intervalos de exposición subaérea más prolongados (Alonso-Zarza y Wright, 2010).

Estas características también son indicativas de bajas tasas de depositación en llanuras de inundación. Cuando los paleosuelos ocurren sobre depósitos de canales, indican que estos fueron abandonados y posteriormente no fueron re-utilizados, pasando a formar parte de la llanura de inundación (Retallack, 1990; Alonso-Zarsa 2003), o bien, son

indicativas de la presencia de bancos de islas estables dentro de la zona de influencia de los canales.

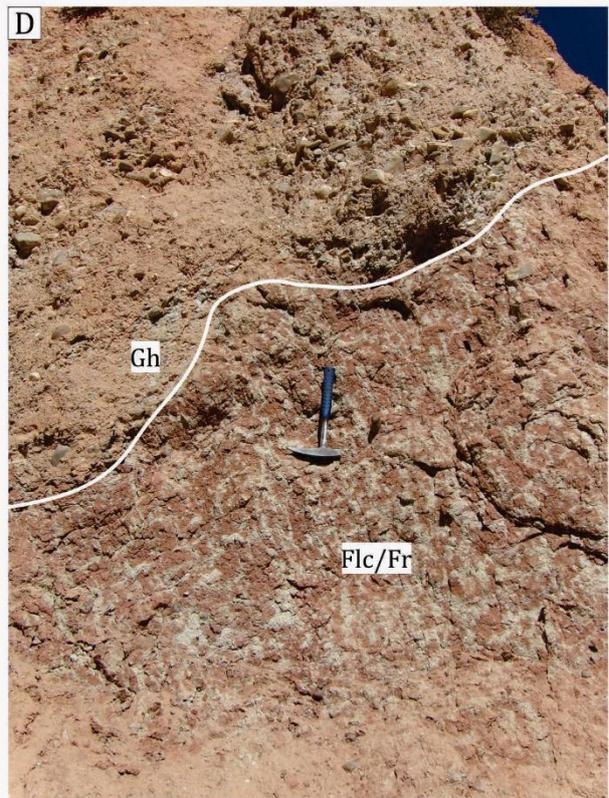
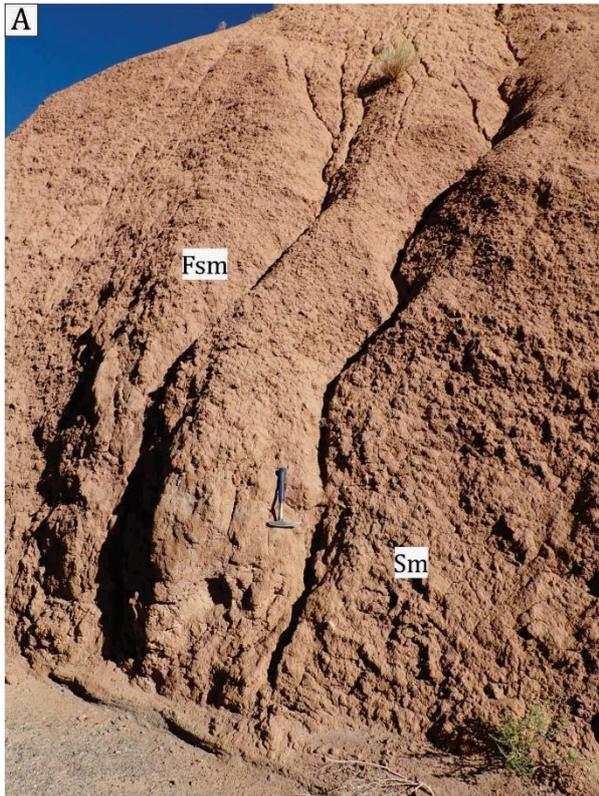
Esta AF compone el elemento arquitectural FF (Tabla 2.2.2 – Miall, 1996). Cuando esta asociación de facies forma parte de ciclos mayores de gradación normal sugiere una llanura de inundación formada por procesos de “acreción de canales abandonados” (Nanson y Croke, 1992) (Fig. 2.7).

Tabla 2.1 – Código de litofacies de la Formación Geste. Basado en Miall 1985, 1996

Código	Litología	Geometría	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gh/ Ghg	Conglomerado fino a grueso, clasto-soporte con abundante matriz arenosa.	Tabular	Estratificación horizontal, cruda y clastos imbricados (Gh). En ocasiones con ciclos de gradación normal (Ghg).	Migración de barras gravosas longitudinales de baja topografía. También pueden formar parte de núcleos de barras.
Gcm/ Gci	Conglomerado mediano a grueso, clasto-soporte.	Lenticular/ Tabular	Estructura interna maciza (Gcm), con clara imbricación de clastos (Gci) y bases erosivas netas. Puede presentar gradación normal o inversa.	Depósitos residuales del fondo de canal o bien núcleos de barras gravosas
Gp	Conglomerado fino a mediano, clasto-soporte con matriz de arena mediana a fina.	Lenticular	Estratificación cruzada planar, con ciclos de gradación normal.	Depósitos de corrientes tractivas unidireccionales con carga de fondo (barras transversas o 2D) durante períodos de alta descarga.
Gt	Conglomerado fino a grueso, clasto-soporte.	Lenticular/ Tabular	Estratificación cruzada en artesas, ciclos con gradación normal.	Migración de dunas 3D gravosas durante períodos de alta descarga.
Sh	Arenisca mediana a gruesa, con <i>lags</i> gravosos intercalados.	Tabular	Estratificación horizontal, con ciclos de gradación normal. En ocasiones presenta motas y/o nódulos carbonáticos.	Depósitos de corrientes/flujo de capa plana (flujo crítico). El abandono de canales (exposición subaérea) y posterior desarrollo de vegetación genera el desarrollo de nódulos y concreciones carbonáticas.
St	Arenisca mediana a muy gruesa	Tabular/ Lenticular	Estratificación cruzada en artesas	Migración de dunas 3D lingüoides de crestas sinuosas (bajo régimen de flujo).
Sm	Arenisca fina-gruesa a Sabulita. Abundante matriz rojiza limolítica-arcillosa	Tabular	Maciza, laminación débil o ausente. Presencia de nódulos, motas y rizoconcreciones carbonáticas	Depósito de flujos turbulentos de baja densidad. Abandono de canal y posterior desarrollo de suelos con vegetación
Sp	Arenisca mediana a gruesa	Tabular	Estratificación cruzada tabular, planar	Migración de dunas transversales 2D de crestas rectas (bajo régimen de flujo)
Fl	Limo-areniscas, limolitas y arcilitas	Tabular	Macizas o con laminación horizontal difusa. Estructura subangular blocosa	Depósitos de suspensión por pérdida de competencia o procesos de decantación de corrientes tractivas de baja energía
Flc/Fr	Limo-areniscas, limolitas y arcilitas	Tabular	Macizas o con laminación horizontal difusa. Presenta desarrollo de nódulos, concreciones y rizoconcreciones carbonáticas	Depósitos de suspensión o corrientes tractivas de baja energía, posteriormente colonizadas por vegetación.
Fsm	Limo-arcilitas	Tabular	Laminación paralela difusa	Depósitos de suspensión de corrientes de baja energía
Fsmp	Limo-arcilitas	Tabular	Macizas, con pequeños agregados esféricos, milimétricos y de composición calcárea, agrupados en pequeños lentes.	Pisolitas formadas en aguas someras, con
P	Pelitas rojizas con carbonatos pedogenéticos (calcretes)	Tabular	Nódulos en algunos casos coalescentes, pérdida de estructuras sedimentarias. Estructuras prismáticas tipo “peds”	Procesos pedogenéticos y precipitación de carbonatos. Iluviación de arcillas.

Tabla 2.2: Elementos Arquitecturales (basado en Miall, 1985 1996)

Elemento Arquitectural	Facies componentes	Interpretación
FF	Fsm, Fl, Flc, Fr, P	Unidades de geometría tabular, producto de la sedimentación de material fino en suspensión en llanuras de inundación. La variación climática estacional puede favorecer a los procesos pedogenéticos, lo que genera desarrollo de estructuras vinculadas a paleosuelos
CR CS	St, Sp, Sh/Sl, Fl	Depósitos en forma de mantos o lentes, de granulometría fina (arena fina a pelitas) que se generan durante los períodos de alta descarga en los que el flujo sobrepasa los bordes de la faja de canales principales y se depositan sobre la llanura de inundación generando depósitos y canales de desborde.
CH (Canales)	Sp, St, Sh, Sl, Sm Gp, Gt, Gh/Ghg, Gci/Gcm	Unidades de granulometría gruesa (arena, gravas) en forma lenticular a suavemente lenticular y constituyen las vías de transferencia del material proveniente desde el área de aporte hacia las cuencas. Es el principal elemento de los sistemas fluviales, compuesto por los elementos GB y SB.
GB (Barras de gravas)	Gp, Gt, Gh/Ghg, Gci/Gcm	Depósitos de granulometría gruesa (gravas) generados durante períodos de alto régimen de flujo y descarga, formando mantos multiepisódicos, con superficies de erosión planas a irregulares. En general son componentes del elemento CH, y se intercalan con el elemento SB y SG.
SB (Barras arenosas)	Sp, St, Sh, Sl, Sm	Depósitos unidireccionales generados por la migración de formas de fondo arenosas (barras o dunas arenosas) o representan el relleno de canales menores.
SG (Flujos de sedimentos por gravedad)	Gci, Gcm, Gh	Depósitos lobulados a mantiformes producto de flujos de moderada a alta concentración de sedimentos (flujos hiperconcentrados)



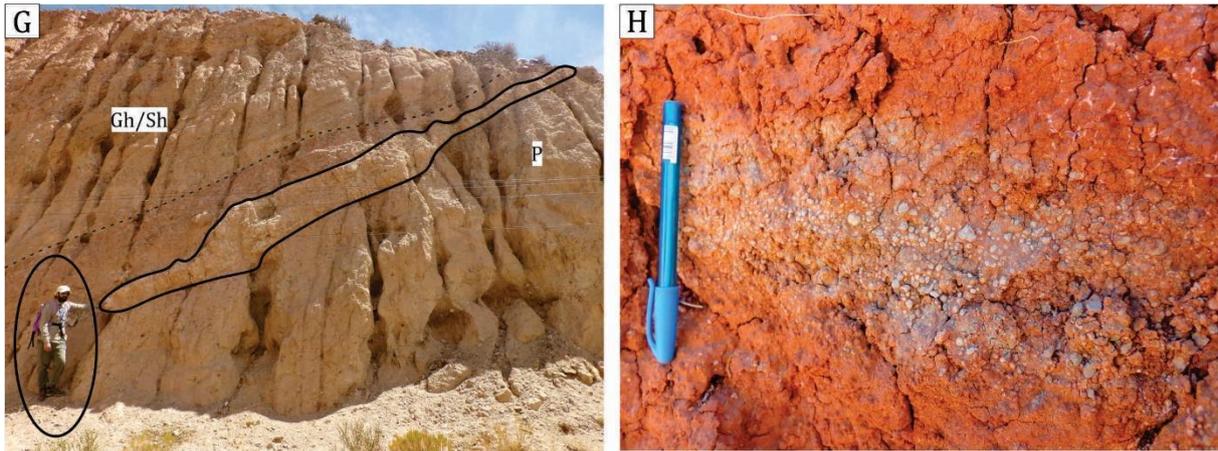


Fig. 2.6: Facies de llanura de inundación y paleosuelos. **A)** Depósito de facies de areniscas macizas (Sm) que gradan a pelitas macizas (Fsm). **B)** Detalle de facies de pelitas marrones, con estructuras blocosas subangulares (*peds*) indicativas de paleosuelos. **C)** Facies de limo-areniscas rojizas con desarrollo de nódulos carbonáticos verticales y horizontales (Flc/Fr). **D)** Facies de limo-areniscas con trazas de raíces verticales y horizontales carbonáticas, cubierta de manera erosiva por facies de conglomerados con estratificación horizontal (Gh). **E)** Detalle de rizolitos (Fr) **F)** Detalle de facies de calcretes macizos (P). **G)** Banco tabular compuesto por carbonatos macizos, generando pérdida completa de estructuras primarias, interpretado como un calcrete (P). Por encima SE ubican facies de limo-areniscas con desarrollo de nódulos y concreciones carbonáticas (Flc/Fr) seguidas de facies gravosas.. **H)** Nivel de pisolitas blanquecinas en facies pelíticas.

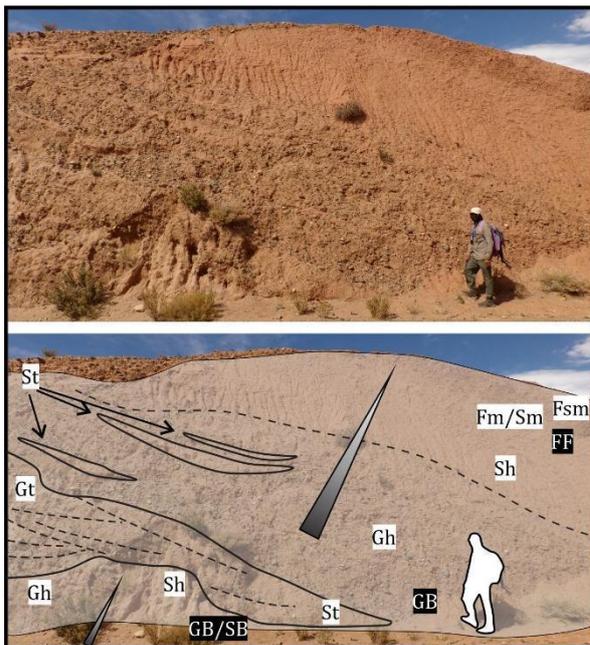


Fig. 2.7- Gradación vertical en una faja de canal, en la que se observa bases irregulares netamente erosivas, y un depósito compuesto por las facies Gt y St, interpretadas como la migración de dunas 3D sobre un depósito de conglomerados y areniscas macizas (Gh, Sh). Por encima de estos, se observa un depósito espeso, de geometría tabular, compuesto por conglomerados medianos, con estratificación horizontal cruda (Gh), con cuñas arenosas en facies St. Este depósito se interpreta como generado por la migración de barras longitudinales. Hacia arriba, este depósito gradan a facies de areniscas con estratificación horizontal, culminando con facies de pelitas macizas (Fm/Fsm) interpretadas como depósitos finos, distales de llanura de inundación (FF).

Asociación de facies II (AF-II): Depósitos y canales de desborde (CR, CS)

Descripción: Está formada por niveles de areniscas finas a gruesas, en facies St, Sp, Sh/Sl asociadas con limo-areniscas y pelitas en facies Fl, Fsm (Tabla 2.2.1, Fig. 2.8). Los niveles arenosos presentan una morfología lobulada, con contactos basales netos o a suavemente cóncavos y topes convexos o planos (Fig. 2.8 A-C, G). Su espesor es de algunos decímetros

hasta el orden del metro y extensión lateral desde pocos metros hasta decenas de metros (Fig. 2.8 C). En ocasiones, forma paquetes con gradación inversa (Fig. 2.8 F). Predomina la facies St, con laminaciones de bajo ángulo (Fig. 2.8 E, F), mientras que las facies arenosas restantes son secundarias. En ocasiones se observan rastros de estructuras de bioturbación horizontales y verticales, rellenas por material fino (Fig. 2.8 D). Las facies finas en general presentan una alternancia de pelitas y areniscas finamente laminadas, dando lugar a la facies Fl (Fig. 2.8, E, H-I), sin embargo, facies de pelitas macizas, son comunes (Fsm, Fig. 2. 86 B, G).

Interpretación: Esta asociación de facies ha sido interpretada como producto de la avulsión de canales y abanicos de desborde sobre la llanura de inundación (elementos arquitecturales CR y CS respectivamente, Tabla 2.2.2 - Miall, 1996, 1985). Estos representan eventos de desborde adyacentes a el/los canales principales, y se generan cuando el cauce sobrepasa su capacidad de transporte. Esto genera que la corriente sobrepase los niveles topográficos más elevados del río principal (avulsiones) y genere inundaciones en las zonas laterales (llanura de inundación), formando Depósitos de Desborde (CS). Estos poseen morfologías mantiformes o lobuladas, a causa de la expansión y pérdida de energía del flujo, generando asociaciones de sets o cosets de facies arenosas y pelíticas muy variables vertical y lateralmente (Burns et al., 2017; Miall, 1996). Estos depósitos pueden ser multiepisódicos e interdigitarse entre sí, o representar eventos únicos.

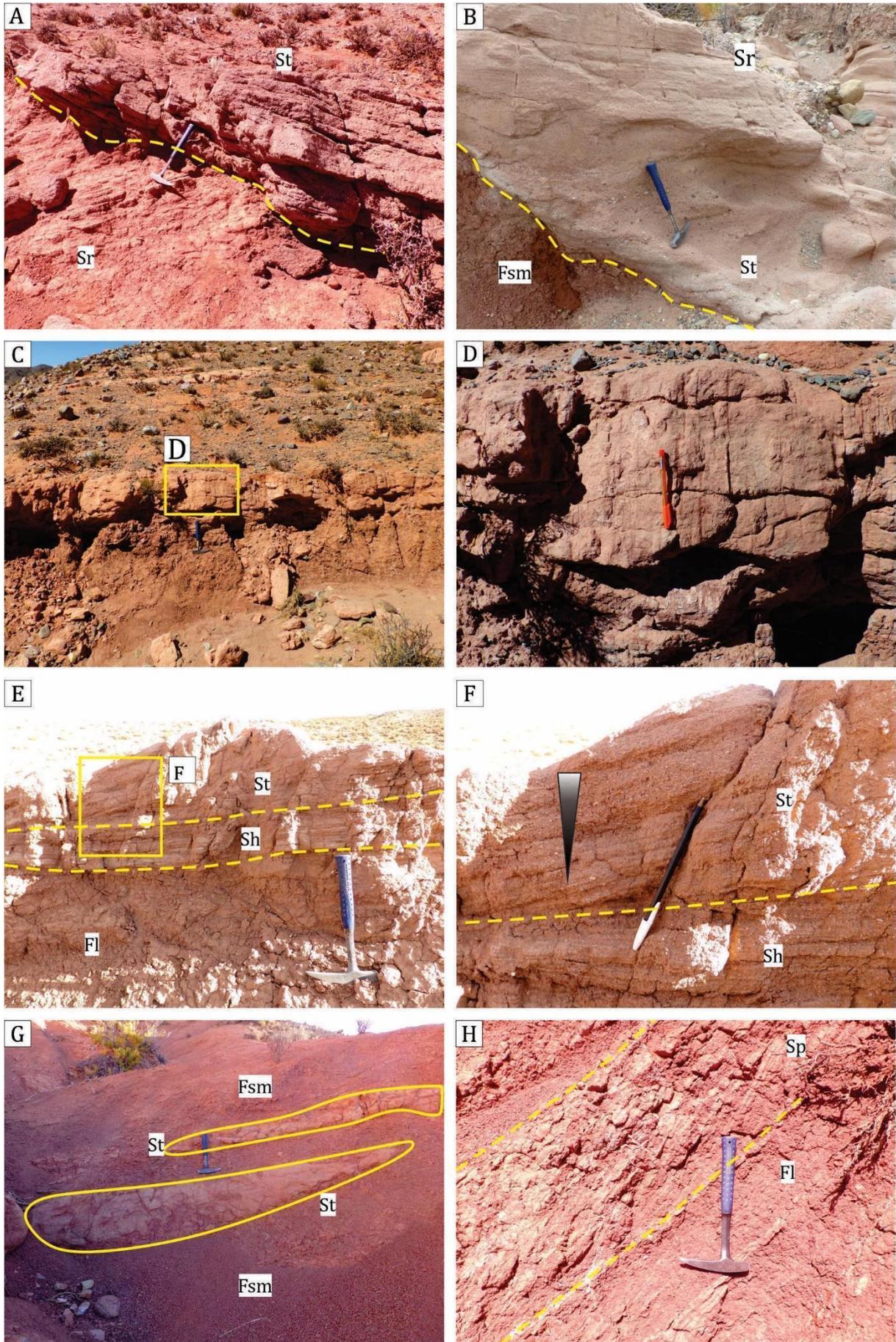


Fig. 2.8: Facies de canales y depósitos de desborde. A, B) Facies de arenisca mediana en facies St, con bases erosivas (interpretada como depositada por un canal de desborde) sobre areniscas fina en facies Sr o

pelitas en facies Fsm. **C)** Canal tabular de areniscas medianas en facies St, en contacto neto sobre un banco de pelitas. Recuadro D corresponde a la Figura 2.15 D. **D)** Detalle del canal anterior, las areniscas muestran cavidades tubulares orientadas perpendicularmente interpretadas como trazas de organismos. **E, F)** Depósito de areniscas mediana en facies Sh que grada inversamente a arena gruesa, en facies St, en contacto neto sobre facies de limo-arcilitas (Fl). Recuadro F corresponde a la Figura 2.15 F. **G)** Lóbulos de arenisca mediana en facies St, dentro de facies finas de llanura. **H)** Desarrollo de estructuras de corrientes fluidas (laminación horizontal en limolitas y estratificación cruzada planar en limoareniscas) en facies de llanura de inundación.

Asociación de facies III (AF-III): Barras arenosas/areno-gravosas (SB)

Descripción: Esta asociación de facies está caracterizada por niveles arenosos a areno-gravosos de geometría tabular a lenticular, con gradación normal e inversa y bases netas y erosivas (Fig. 2.9). Se observan espesores que varían desde algunos decímetros hasta >5 metros. Entre las facies que la componen, predominan las areniscas con estratificaciones cruzadas en artesas (St – Fig. 2.9 A-C, E). En menor medida, se observan facies de areniscas macizas (Sm), o con estratificación planar-paralela (Sh) (Fig. 2.9 D, E) y areniscas con estratificación cruzada tabular (Sp) (Fig. 2.9 F) (ver Tabla 2.2.1 para más detalles). En general poseen niveles de capas residuales sabulíticas a conglomerádicas medianas en las bases (Fig. 2.9 B, F). Los niveles más gruesos se componen de conglomerados finos a gruesos, presentan una fábrica clasto-soportada con clastos imbricados. Predominan las estratificaciones cruzadas en artesa (Gt – Fig. 2.9 A, B), estratificaciones planares-paralelas, macizas (Fig. 2.9 E) y cruzadas tabulares (Fig. 2.9 F, Tabla 2.2.1). Estos niveles en general se concentran hacia la base de las mesoformas, conformando bancos de gradación normal (Fig. 2.9 B, F).

Interpretación: Las areniscas y conglomerados que conforman esta AF presentan estructuras sedimentarias formadas por corrientes de tracción unidireccionales (p.e., estratificación cruzada, imbricación) y representan la acumulación de material por migración de barras arenosas a areno-gravosas, simples o compuestas (elemento arquitectural SB – Tabla 2.2.2) (Miall, 1996). La migración de formas de lecho ocurre dentro de canales individuales o complejos de canales (CH – Tabla 2.2.2).

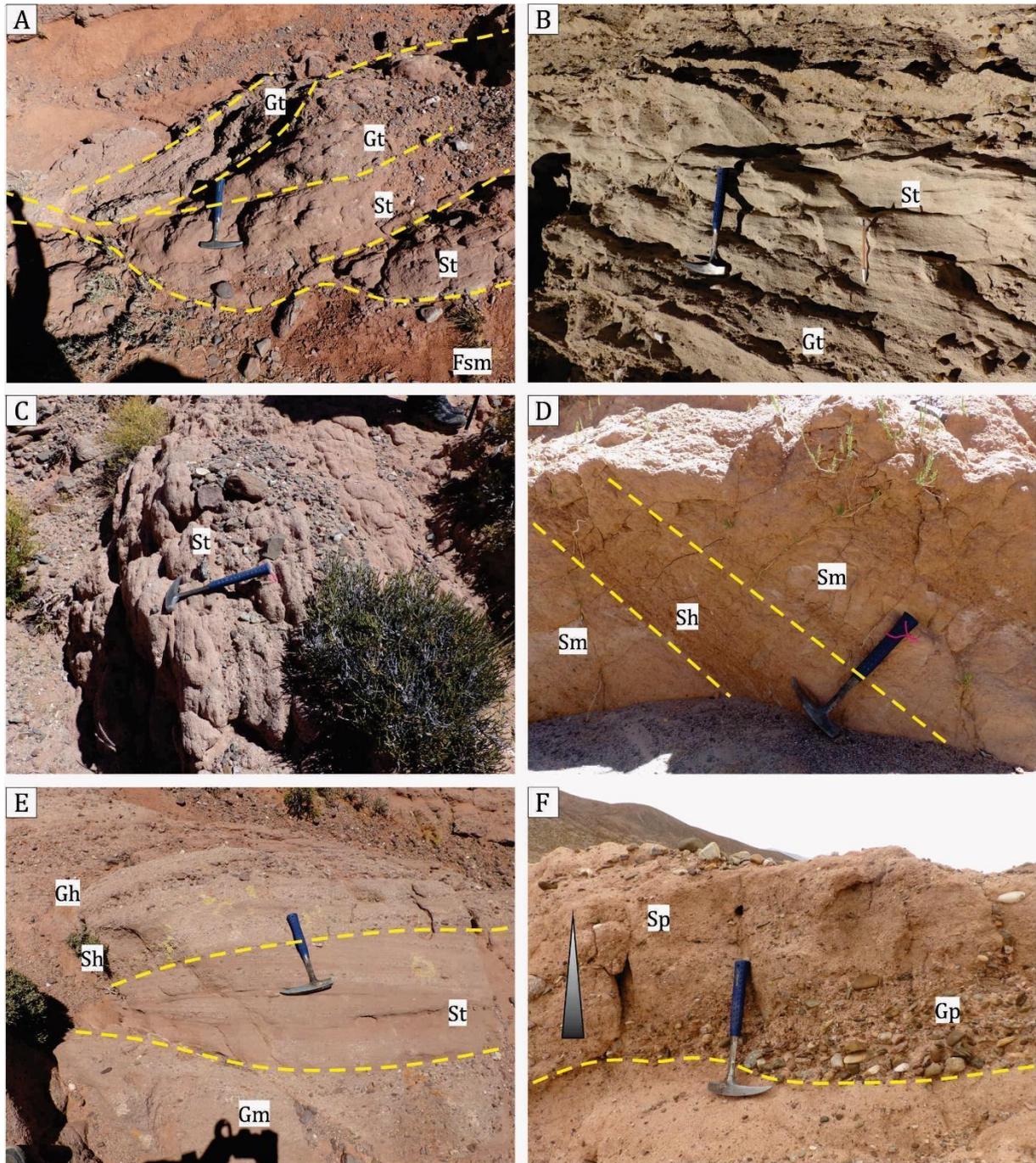


Fig. 2.9- Asociación de facies III - Barras arenosas y arenos-gravosas. A, B, C) Sets lenticulares de bases erosivas compuestos por niveles de areniscas y conglomerados con estratificaciones cruzadas en artesa (St, Gt). **D)** Niveles de areniscas macizas, que intercalan con un nivel de arenisca con estratificación planar-paralela. **E)** Cuña de areniscas con estratificación cruzada en artesa, base erosiva sobre un nivel de conglomerado mediano. Esta cuña es cubierta en contacto neto por un nivel arenos-gravoso con estratificación planar-paralela y gradación inversa. **F)** Set de conglomerado con estratificación cruzada tabular, que grada vertical y lateralmente a arenisca con estratificación cruzada tabular.

Estas mesoformas presentan carácter multiepisódico y, en general, arreglo grano-decreciente que resulta de un relleno gradual debido a la paulatina pérdida de energía y posterior abandono.

Asociación de facies IV (AF-IV): Barras gravosas (GB)

Descripción: Esta AF se compone en su mayoría por depósitos conglomerádicos medianos a gruesos en las que predominan las facies Gh/Gcm, aunque es común la presencia de facies Gp, Gt y en ocasiones Gcm/Gci (Fig. 2.10, Tabla 2.2.1). Estas gradan o intercalan con niveles tabulares o en cuña, de areniscas medianas a gruesas en facies Sp, Sh, St, Sm (Tabla 2.2.1). Las facies se caracterizan por presentarse en bancos mayormente tabulares (0,5 a 4 metros de espesor y 5 a 20 metros de ancho), con bases cóncavas donde, en general, se concentran las mayores granulometrías.

Interpretación: Esta asociación de facies representa procesos de migración y acreción vertical de barras gravosas longitudinales o transversales, con participación menor de formas de lecho generadas por la migración de dunas 2D y 3D (elemento arquitectural GB – Tabla 2.2.2). Estas barras se forman de material grueso, que la corriente no es capaz de transportar, y que se acumula en la parte central del canal o en los laterales. En ocasiones estas barras se establecen y agrandan verticalmente, generando islas en la faja de canal que dividen la corriente (Rhoads, 2020). Durante los estadios de alta descarga, la depositación de sedimento más fino contribuye a la estabilización de estas formas de fondo; mientras que durante los estadios de bajo régimen de flujo, estas barras quedan expuestas y pueden terminar cubiertas por vegetación (Reineck y Singh, 1973). Forman paquetes de capas de carácter multiepisódico espesos, separados por superficies de erosión planas a irregulares (Miall, 1996). En ocasiones se observan niveles de areniscas gruesas – gravas finas, macizas, que corresponden a depósitos a partir de flujos hiperconcentrados, no canalizados (elemento SG – Tabla 2.2.2). La presencia de niveles arenosos hacia el tope de

las barras o mesoformas gravosas, representan la disminución en la descarga con pérdida de energía del flujo que permite la deposición del material más fino o el relleno de un canal abandonado menor (Miall, 1996).

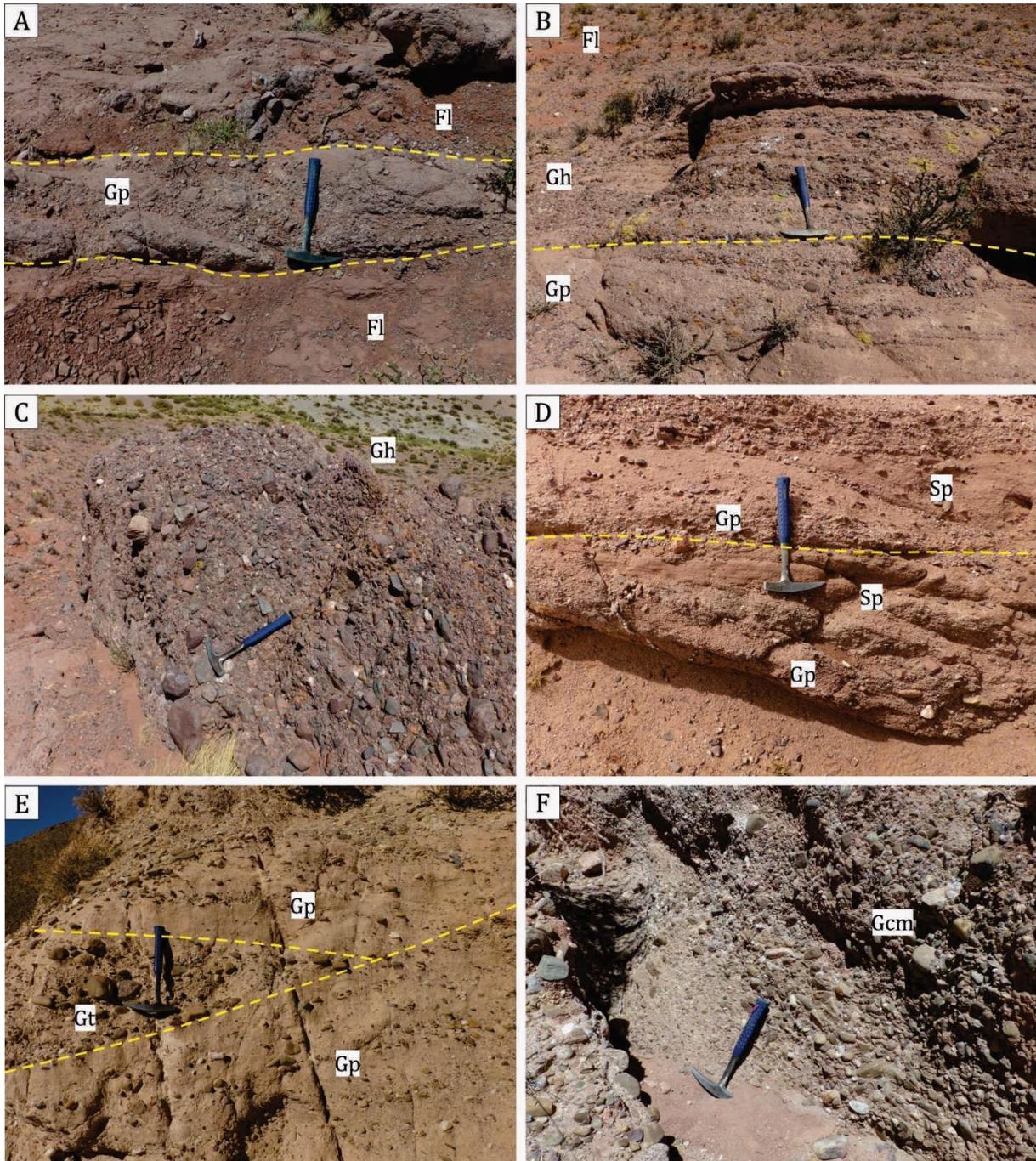


Fig. 2.10- Asociación de facies IV: Barras gravosas. **A)** Nivel de conglomerados con estratificación cruzada tabular (Gp) entre facies de pelitas (Fl). **B)** Barra gravosa con base de conglomerados con estratificaciones cruzadas tabulares (Gp) y techo con conglomerados con estratificación horizontal, cruda (Gh). **C)** Nivel espeso compuesto por conglomerados gruesos, clasto-soportados y estratificación horizontal, cruda (Gh). **D)** Ciclos de gradación normal en facies areno-gravosas con estratificación cruzada tabular (Gp/Sp). **E)** Intercalación de conglomerados con estratificaciones cruzadas en artesa (Gt) y tabular (Gp). **F)** Nivel de conglomerado grueso, clasto-soportado con estructura interna maciza.

Asociación de facies V (AF-V): Canales (CH)

Descripción: Está compuesta por depósitos areno-gravosos de geometrías lenticulares a tabulares, con bases generalmente cóncavas, sobre facies de llanura de inundación (Fig. 2.11). El espesor en general es del orden métrico (2-10 metros, Fig. 2.11 A) y presentan desde 3-5 metros de ancho, hasta alcanzar > 40m de ancho (Fig. 2.11 B). Se caracterizan por el apilamiento de capas gravosas estratificadas en facies Gt, Gp, Gh, Gcm, que gradan lateral y verticalmente a niveles arenosos en facies St, Sp, Sh (Fig. 2.11 B, C). Estas capas están separadas por diversas superficies de erosión, y en conjunto forman patrones de gradación inversa. En ocasiones algunos canales presentan una gradación normal neta, desde bases gravosas gruesas con facies Gh, Gcm y Gt, que gradan a facies de areniscas Sm, Sp y Sh, hasta limoarenicas y pelitas, con facies Fm y Fsm hacia el techo (Fig. 2.7).

Interpretación: Esta asociación de facies se interpreta como rellenos de canales mayores o principales (CH), por corrientes tractivas con carga de lecho areno-gravosa, formando arreglos complejos (elementos SB y GB, Tabla 2.2.2). Según el patrón de relleno, estos canales se clasifican como multiepisódicos, mientras que según la relación ancho/espesor (A/E), se clasifican como fajas anchas (A/E >5) a angostas (A/E <5) (Gibling, 2006).

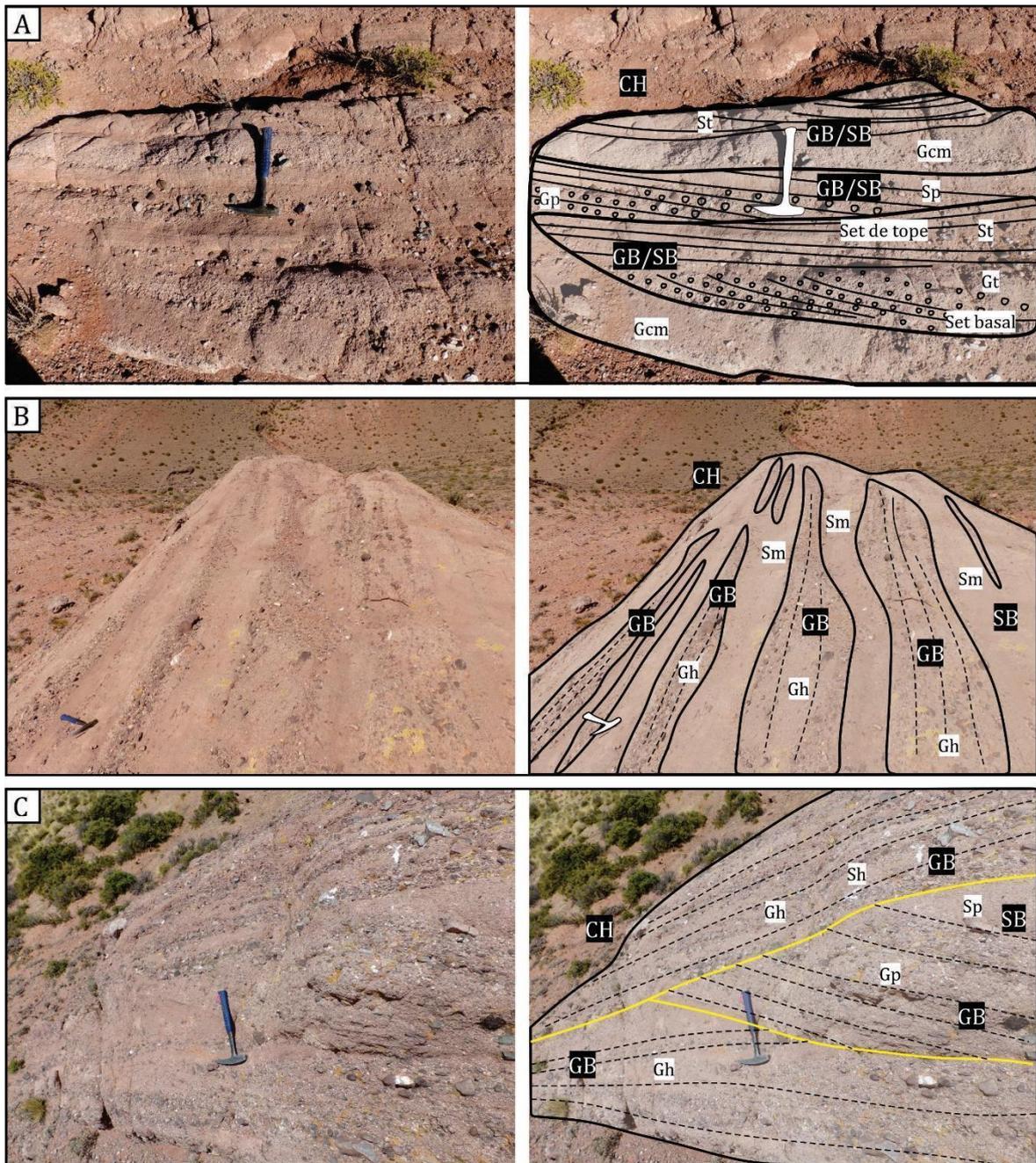


Fig. 2.11- Asociación de facies V - Canales. A) Canal (CH) compuesto por un conjunto de mesoformas areno-gravosas (GB/SB) interpretadas como dunas 2D y 3D, y barras transversales. **B)** Canal (CH), compuesto por arena gruesa a sabulita, en facies Sm, y lentes de conglomerados con estratificación horizontal (Gh), interpretados como depósitos o núcleos de barras longitudinales (GB). **C)** Canal compuesto principalmente por mesoformas gravosas (GB) interpretadas como producto de migración de barras longitudinales (Gh/Sh) y transversales (Gp/Sp).

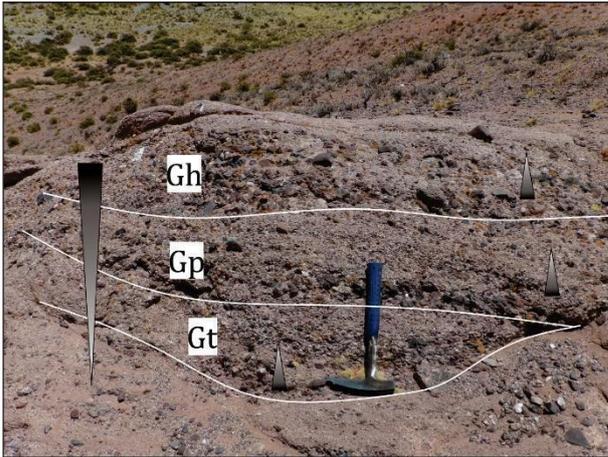


Fig. 2.12- Ciclos menores de grava mediana – gruesa, con gradación normal, que en su conjunto forman un depósito de gradación inversa.

La repetición de ciclos menores grano-decrecientes, que en conjunto muestran un incremento

granulométrico hacia arriba, generando un patrón general de gradación inversa, lo que sugiere una agradación vertical y corriente abajo en pulsos de mayor energía (Miall, 1996 - Fig. 2.12). En ocasiones estos arreglos son netamente granodecrecientes, cuyos depósitos basales corresponden a mantos tabulares areno-gravosos (rellenos de canal) que gradan a capas pelíticas (facies Fsm, Fl – llanura de inundación) lo que sugiere el abandono del canal (Fig. 2.7 - Nanson y Croke, 1992).

Asociación de facies VI (AF-VI): Mantos y lóbulos de grava gruesa

Descripción: Esta asociación de facies se compone de conglomerados medianos a gruesos, con clastos de morfología angulosa a subangulosa y fábrica clasto-soporte (Fig. 2.13). Está formada por paquetes de capas tabulares apiladas verticalmente con estratificación horizontal grosera (Fig. 2.13 A-D). Cada estrato presenta un espesor de varios decímetros hasta 2-3 metros. Internamente se observa estratificación horizontal, gradación normal (Gh/Ghg) y niveles macizos (Gcm) con gradación normal o inversa, siendo esta última menos frecuente. Algunos niveles de menor granulometría desarrollan una estratificación cruzada en artesas (Gt, Fig. 2.13 E, F) y estratificaciones cruzadas planares (Gp, Fig. 2.13 G). De manera subordinada, estas facies gravosas intercalan o bien, gradan lateralmente a niveles de areniscas medianas a gruesas (Fig. 2.13 G, H). Presentan estratificación cruzada en artesa (St), estratificación horizontal (Sh) o son macizas (Sm).

Interpretación: Esta AF ha sido interpretada como producto de flujos mantiformes (*sheetflood deposits*) en un ambiente de abanico aluvial (Blair y McPherson, 1994). El predominio de las facies gravosas en capas mantiformes, con estructura interna horizontal maciza y estratificación grosera sugiere un transporte a partir de flujos mantiformes, escasamente canalizados, bajo condiciones de flujo de alta energía (Rust, 1972). El tamaño de clasto predominante (grava mediana a muy gruesa), la morfología subangulosa y la escasa selección, indican escaso transporte. De esta manera es posible pensar que las rocas fuente que alimentaban al sistema se encontraban a una distancia relativamente proximal (Blair, 1999; Blair y McPherson, 2009).

El desarrollo de niveles de areniscas gruesas a conglomerados finos a medianos, en formas de cuñas, sugiere la existencia de canales incisivos menores, con desarrollo de formas de lecho como barras longitudinales o dunas 3D de crestas sinuosas (Miall, 1977). Estos depósitos estarían relacionados al abandono de canales o al depósito de mantos de tope de barras (Miall, 1996).

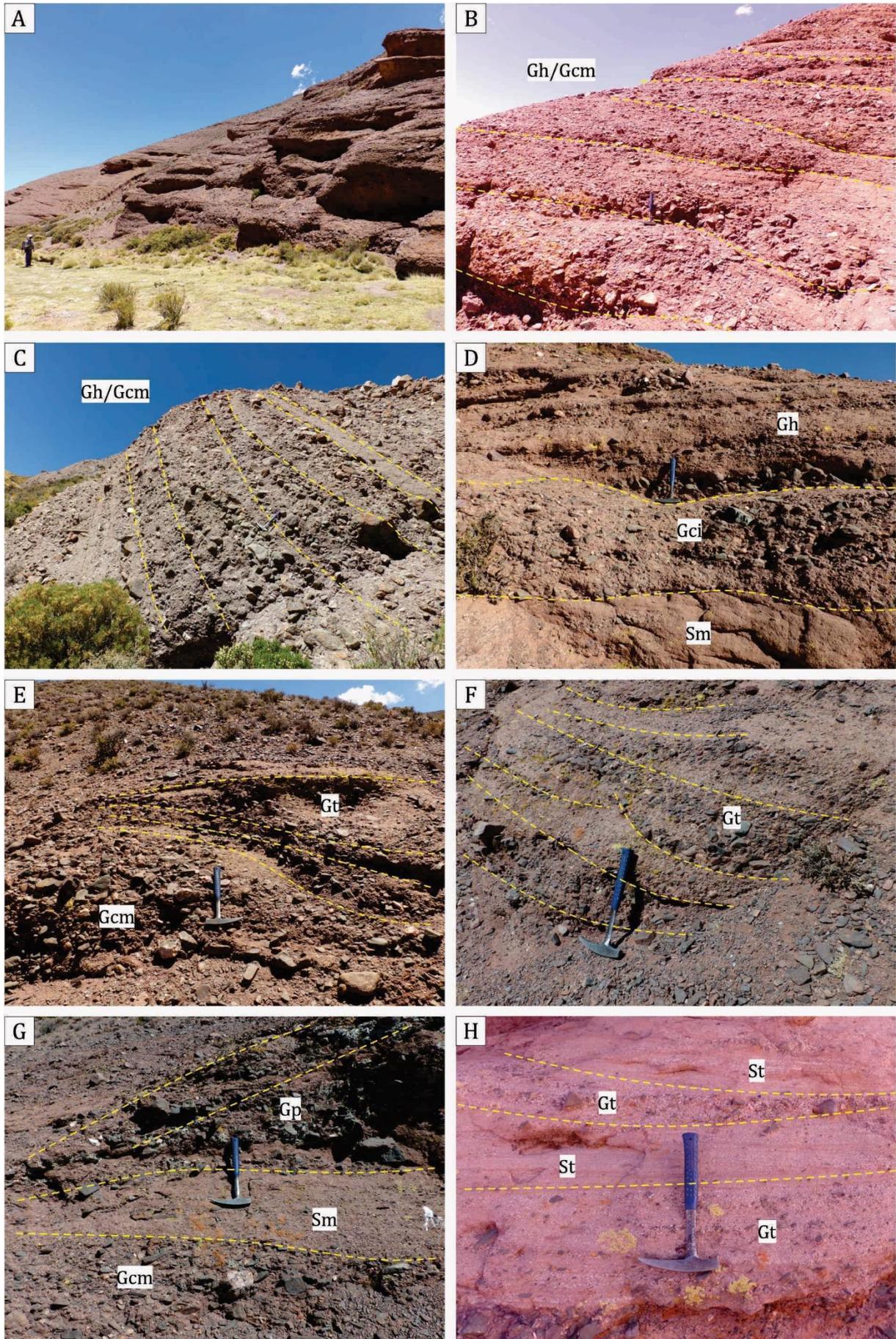


Fig. 2.13- Asociación de Facies VI – Mantos y lóbulos de grava. A) Vista general de los afloramientos que conforman esta Asociación de Facies. **B, C)** Sets espesos de conglomerados gruesos, con estratificación

horizontal cruda (Gh) y capas con fábricas clasto-soporte, macizas (Gcm). El espesor de las capas individuales posee entre 30 y 50 cm. **D)** Capas gruesas de facies de areniscas muy gruesas a sabulitas macizas (Sm) cubiertas por un estrato grueso de conglomerados clastos soportados, con selección pobre y clastos imbricados (Gci) seguidos por una sucesión de capas de conglomerados con estratificación horizontal cruda (Gh). **E)** Nivel de conglomerados clasto-soportados con fábrica maciza (Gcm), cubiertos por un lente de conglomerados con estratificación cruzada en artesa (Gt). **F)** Niveles de conglomerados medianos con estratificación cruzada en artesa. **G)** Estrato de conglomerados con estratificación cruzada planar (Gp) en contacto neto sobre facies de areniscas gruesas macizas (Sm) y conglomerados macizos clastosoportados (Gcm). **H)** Sucesión de facies de areniscas gravosas y conglomerados finos con estratificación cruzada en artesas (St y Gt).

Relaciones estratigráficas

El contacto basal de la Formación Geste varía según el sitio de la cuenca que se analice. En el área de Corte Blanco y Quebrada Los Patos, la misma se asienta en relación discordante de baja angularidad sobre la Formación Maíz Gordo (Figs. 2.4 J, 2.14 A). En la zona Muñano, la misma se encuentra en relación de discordancia angular ($\sim 10-15^\circ$) sobre la Formación Maíz Gordo o sobre la Formación Lumbrera (Fig. 2.4 H). El pasaje es definido por un salto granulométrico entre las unidades. Mientras que en la Formación Lumbrera predominan las facies finas de limoarcilitas y areniscas, la Formación Geste se caracteriza por cuerpos areno-conglomerádicos, con intercalaciones de limoareniscas y conglomerados medianos a gruesos, de geometrías tabulares a lenticulares.

El contacto superior también varía según el lugar de la cuenca que se analice. En la zona de Corte Blanco y Los Patos (Fig. 2.3 B), parte de la unidad se encuentra cubierta en discordancia con el Conglomerado Los Patos (Fig. 2.14 A, B), mientras que al norte de la Los Patos (Fig. 2.3 B) la misma es cubierta por areniscas eólicas del Miembro Corte Blanco, de la Formación San Antonio de los Cobres (Fig. 2.14 C).

En la localidad de Fundiciones (Fig. 2.3B), la sección media de esta unidad se encuentra en contacto por falla sobre la Formación Puncoviscana (Fig. 2.14 D).

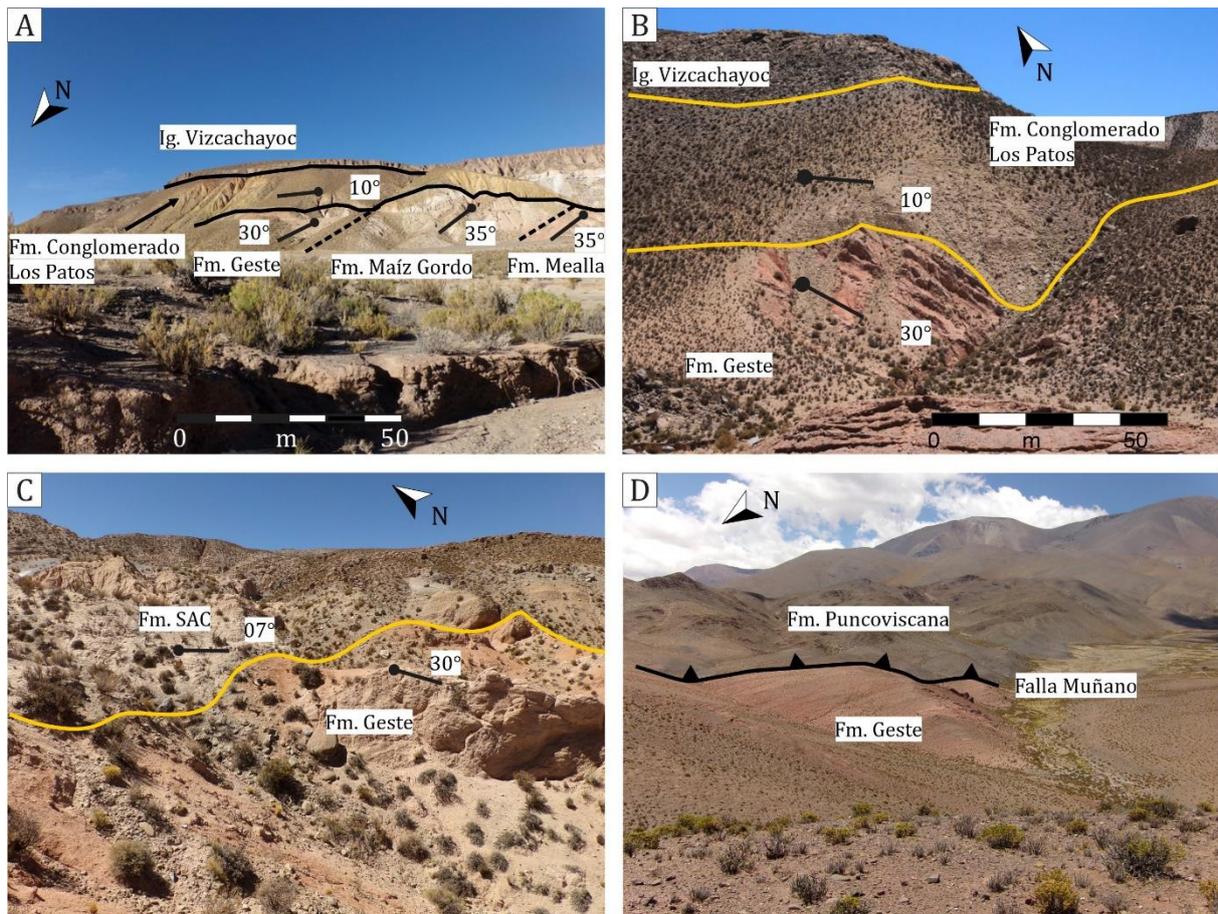


Fig. 2.14- Relaciones estratigráficas de la Formación Geste. A) Relación de discordancia angular de bajo ángulo entre la Formación Geste y la Fm. Maíz Gordo. Discordancia angular ($\sim 20^\circ$) entre el Conglomerado Los Patos y la Formación Geste y unidades del Subgrupo Santa Bárbara. Hacia arriba, la Ignimbrita Vizcachayoc sella la secuencia. Área de Corte Blanco (ver Fig. 2.3 B). **B)** Relación discordante y erosiva entre la Formación Geste y el Conglomerado Los Patos en la zona de Quebrada Los Patos (ver Fig. 2.3 B). **C)** Relación discordante ($\sim 25^\circ$) entre la Formación Geste y el Miembro Corte Blanco, Formación San Antonio de los Cobres. **D)** Formación Puncoviscana cabalgando a la sección media de la Formación Geste mediante la falla inversa Muñano, en la localidad de Fundiciones (ver Fig. 2.3 B).

Estratigrafía e interpretación paleoambiental

En base al análisis de las facies y asociaciones de facies descritas para la Formación Geste, y su variación lateral y vertical, se distinguieron tres secciones informales, las cuales representan ambientes sedimentarios con diversas características:

La sección inferior aflora de manera discontinua hacia el sector oriental de la cuenca, en la localidad de Muñano, hacia el norte en Piscuno, y en el centro de la cuenca, en Corte Blanco y Los Patos (Fig. 2.3). El espesor medido es variable según la zona de la cuenca que se analice. Hacia el sector oriental de la cuenca, al norte de la localidad de Muñano (Fig. 2.3 A), se midieron 300 m de la parte basal de la sección inferior (Fig. 2.15), al igual que

en la localidad de Corte Blanco (Fig. 2.3 B), donde se midieron 300 m de columna estratigráfica (Fig. 2.16). Esta sección se caracteriza por una sucesión predominante de capas pelíticas rojizas que intercalan con bancos tabulares de areniscas que afloran hacia el sector oriental de la cuenca (parte baja de la sección inferior, Fig. 2.15), que gradan a niveles areno-conglomerádicos alternantes con capas de limoarcilitas y limoareniscas espesas (parte alta de la sección inferior Fig. 2.16).

Se interpreta a la parte baja de esta sección como depositada en un paleoambiente fluvial, con llanuras fangosas prominentes, asociadas a ríos dominados por un canal principal y algunos pocos canales secundarios (Fig. 2.18 A), limitados por islas estables (AF I). Estas presentan evidencias de desarrollos de paleosuelos (trazas de raíces, rizolitos y nódulos carbonáticos), lo que sugiere el reemplazo de las raíces por precipitados carbonáticos de origen pedogenético para formar rizoconcreciones, lo que indica periodos de menor disponibilidad de agua. A su vez la existencia de vegetación sugiere que estas superficies estuvieron bajo períodos prolongados de exposición sub-áerea (Fig. 2.18 A). Estas llanuras representan bancos estables, que bloquean la migración lateral de los canales menores, debido a su composición de granulometría fina y cohesiva, y al abundante desarrollo de raíces (Nanson y Crooke, 1992; Smith y Smith, 1980).

La parte alta de esta sección se caracteriza por un aumento en la granulometría, con mayor participación de las AF II y AF V (Fig. 2.16), representando canales y depósitos de desborde y canales fluviales menores, respectivamente. Estos bancos de areniscas y gravas finas, de gran extensión y poco espesor, con topes planos y abruptos, depositados en forma de manto (*sheet-like*) son características frecuentes de ambientes de llanura de inundación en sistemas fluviales de tipo *wandering* (Fig. 2.18 A, Brierley, 1991). Además, la ausencia de características típicas asociadas con canales meandriformes (depósitos de acreción lateral, diques prominentes, etc) y la presencia de depósitos interpretados como

generados por un canal principal con islas y/o bancos estables, vegetados (Fig. 2.18 A), hacia la parte baja de la Formación, son indicativas de ríos de tipo *wandering* (Wooldridge y Hickin, 2005). La presencia de tubos verticales rellenos de material pelítico hacia los topos de estos bancos arenosos indican que estuvieron expuestos, dando lugar a la colonización de raíces y pequeños organismos (Fig.s 2.7 C, D, E; 2.8 C, D).

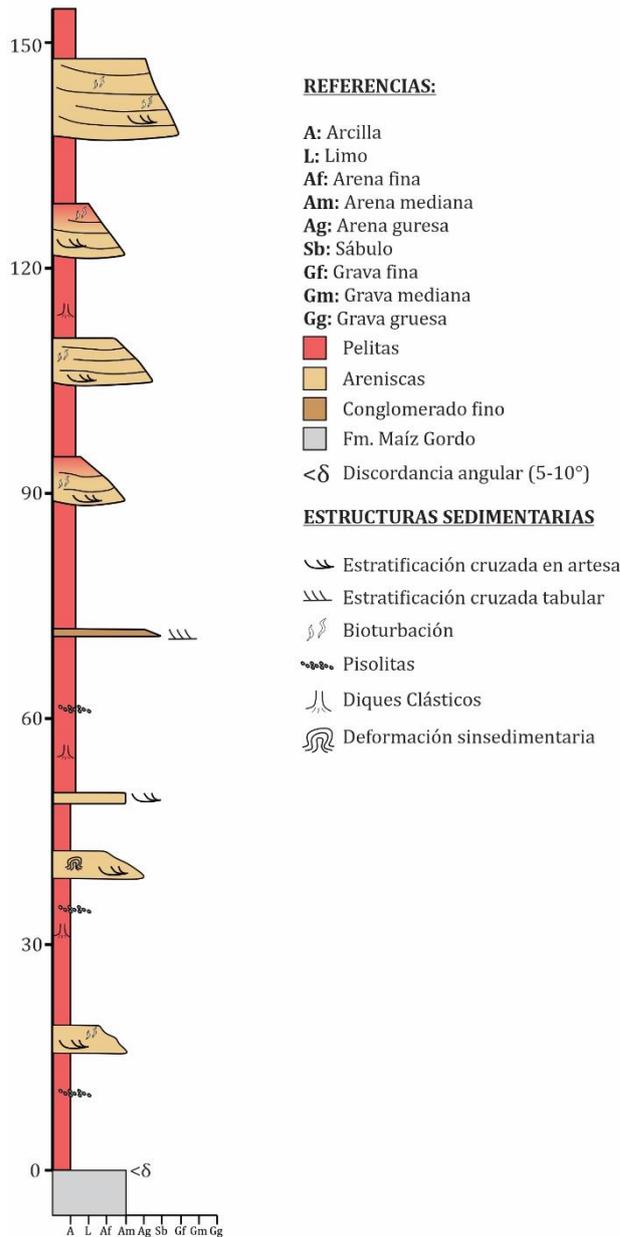


Fig. 2.15- Columna estratigráfica de la sección basal de la Formación Geste en la localidad Muñano.

La sección media se compone principalmente de niveles areno-conglomerádicos y conglomerádicos medianos a gruesos, lo que evidencia un progresivo aumento de energía en el sistema fluvial (Figs. 2.16, 2.17). Una característica típica de esta sección, es la presencia de clastos de calizas verdosas.

Estos niveles corresponden a facies areno-gravosas y gravosas (AF III y IV - mesoformas - GB/SB), interpretadas como producto del relleno complejo de canales de mayor

energía (CH) por la migración de barras areno-gravosas (GB/SB) y dunas arenosas 2D y 3D (SB) superpuestas, (AFV - Fig. 2.11), en un ambiente fluvial de ríos entrelazados (Fig. 2.18 B). Estos niveles gruesos intercalan con espesos bancos de arcilitas, limoarcilitas y

limoareniscas, con geometrías tabulares (Figs. 2.16, 2.17). Estos bancos representan facies de llanura, y presentan un mayor porcentaje a limo y arena en su composición, formando depósitos que se generan por la avulsión de los canales principales. La presencia de trazas de raíces verticales y horizontales y bioturbaciones en general hacia los topes de los depósitos de canal y/o llanura indica que los mismos fueron colonizados por vegetación y animales, representando la formación de planicies de inundación arenosas (FF).

La sección superior aflora en el sector suroriental de la cuenca, en la quebrada Fundiciones (Fig. 2.3 A). Suprayace a la sección media mediante un contacto gradacional. Esta sección se conforma de cuerpos conglomerádicos tabulares a levemente lenticulares; medianos a muy gruesos de tipo clasto-soportados, con imbricación, estratificación cruda, horizontal paralela y cruzada en artesa. Esta sección prácticamente carece de granulometrías más finas que conglomerado fino – arena gruesa y no se reconocieron clastos carbonáticos (Fig. 2.17).

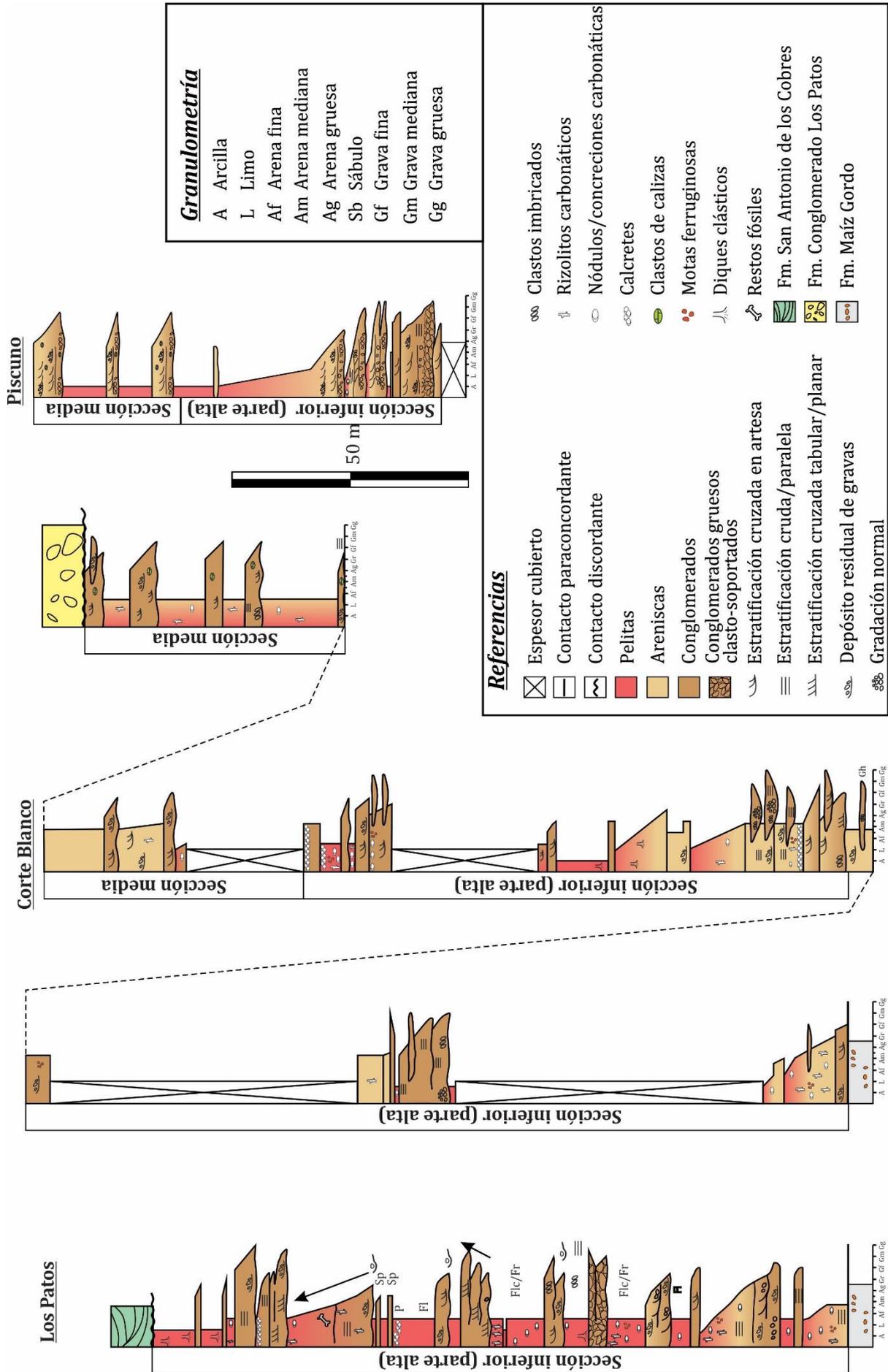


Fig. 2.16- Columnas estratigráficas de la sección inferior de la Formación Geste en las localidades de Los Patos, Corte Blanco, y Piscuno (ubicación geográfica en Fig. 2.3).

Se interpreta para esta sección un sistema fluvial que evolucionó a un ambiente de mayor energía evidenciado por el predominio de facies gravosas gruesas, con escasa o nula participación de sedimentos finos. Predomina la AF VI, formando espesos paquetes tabulares con numerosas superficies de erosión interna (Figs. 2.12, 2.13) y conjuntos variables de depósitos de corrientes tractivas gravosas (predominantemente litofacies Gh, Gp, Gt del Elemento GB - Fig. 2.13). Durante los períodos de baja descarga, se depositaban tapices de material más fino, preservados en forma de lentes y cuñas (Fig. 2.13 G), que comprenden el elemento SB. La presencia de cuerpos tabulares, de bases erosivas y rellenos multiepisódicos de granulometría areno-gravosa y gravosa gruesa sugiere un ambiente de abanicos aluviales en zonas proximales a medias, (Fig. 2.18 B; AF VI -Elementos GB, SB). Otra evidencia de la proximidad de la fuente es la morfología tabular de los depósitos y el tipo de estructura interna de los mismos, los cuales son a su vez, dependientes de la granulometría y el tipo de roca fuente (Blair, 1999). De esta manera, depósitos cercanos al área de aporte, mostrarán una granulometría gruesa, y depósitos característicos de barras macizas, con estratificaciones horizontales, crudas (Fig. 2.10; Miall, 1977).

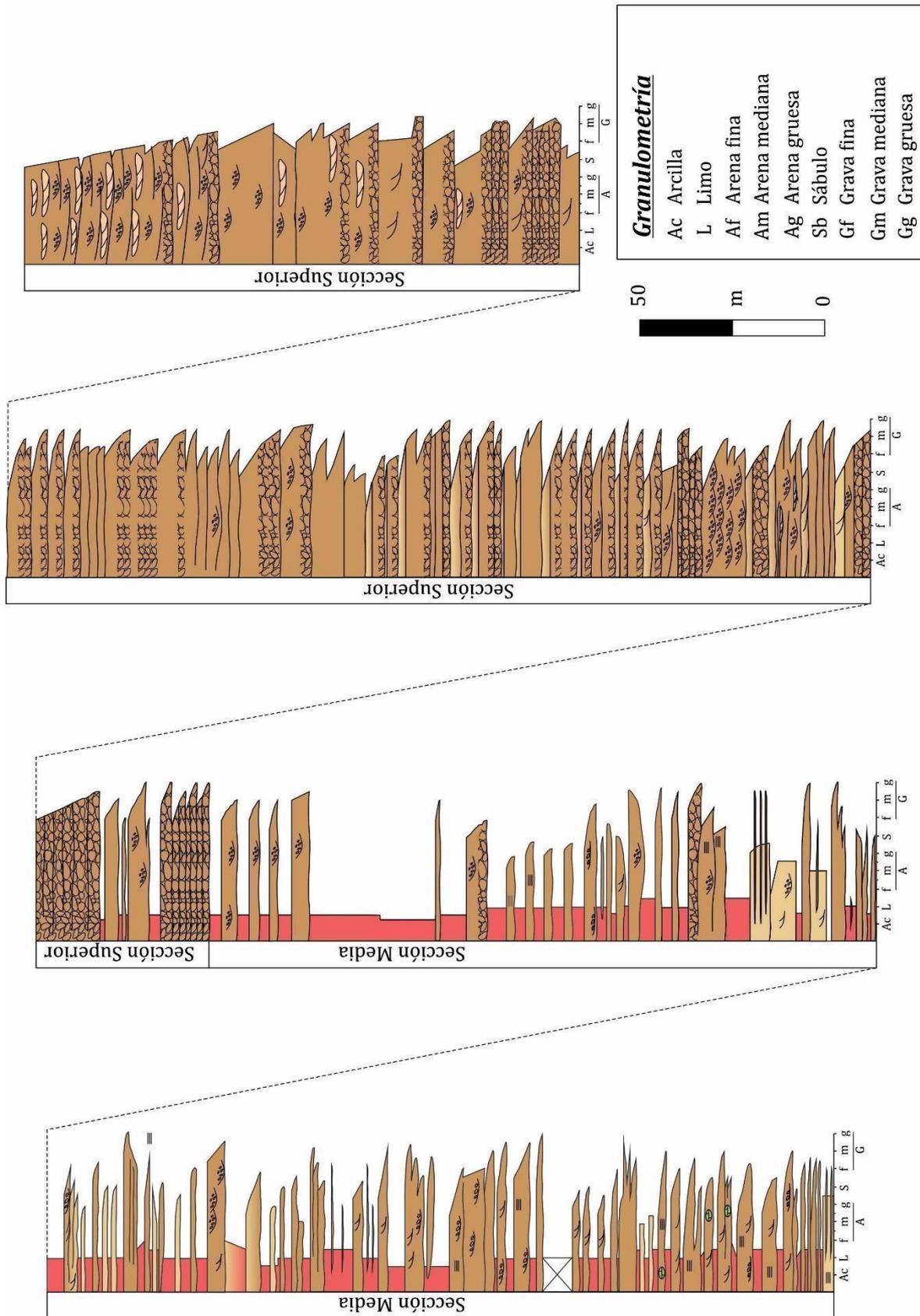


Fig. 2.17- Columna estratigráfica de la sección media y superior de la Formación Geste en la localidad Fundiciones (ubicación en Fig. 2.3, referencias en Fig. 2.7).

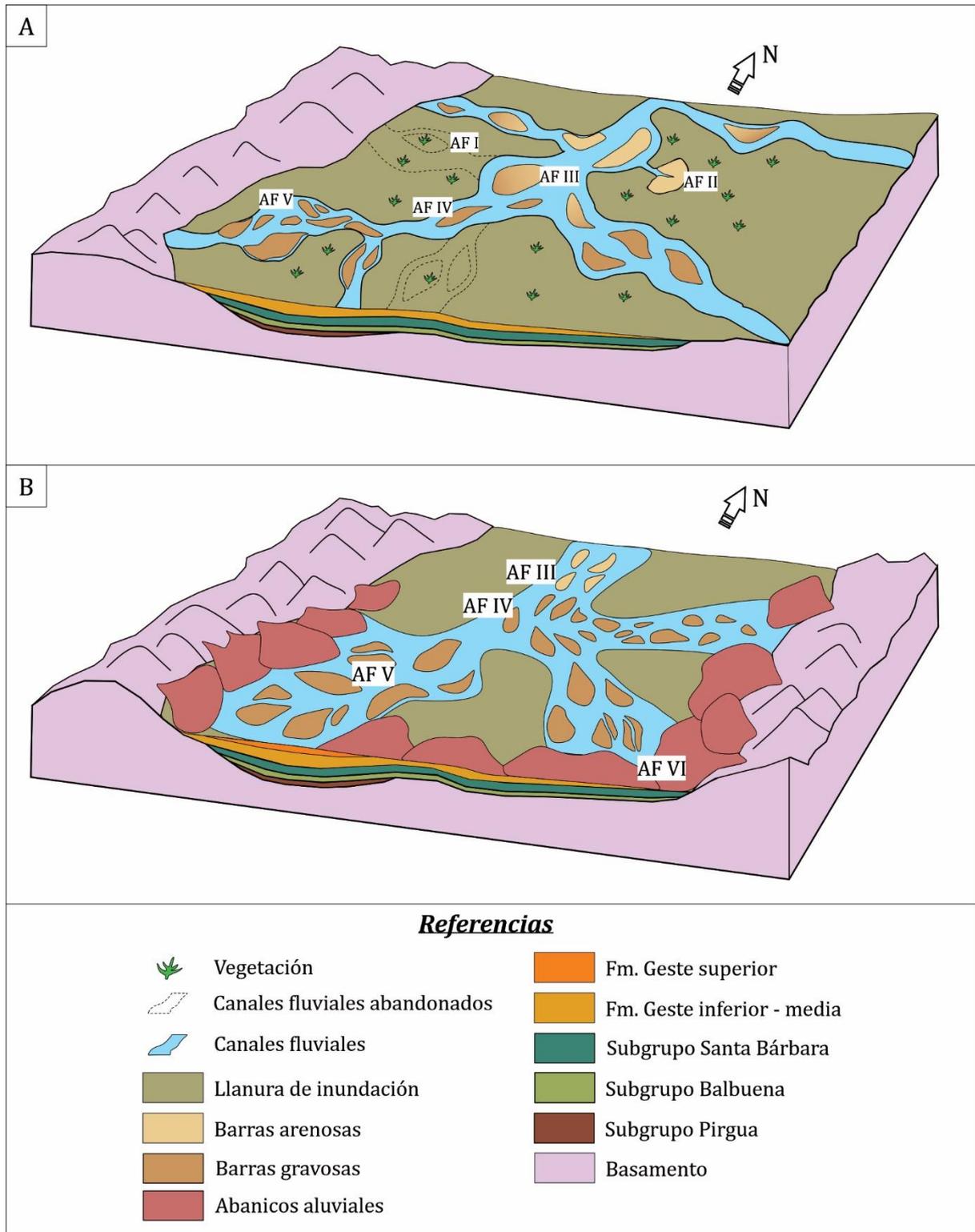


Fig. 2.18- Interpretación paleoambiental de la Formación Geste. A) Interpretación para la sección basal - media baja. Se interpreta un paleoambiente de ríos tipo *wandering*, con un canal principal, limitado por bancos e islas estables, compuestos por sedimentos finos cohesivos. Eventualmente se observan zonas de desborde de canales, generando lóbulos arenosos sobre las facies de llanura de inundación. **B)** interpretación para sección media (distal) y superior (proximal). Hacia la parte distal, predominan las barras arenosas y areno-gravosas, típicas de ríos entrelazados, mientras que, hacia la zona proximal, el dominio granulométrico corresponde a gravas, desde finas a muy gruesas, correspondientes a un ambiente de abanicos aluviales

Edad

Por el momento, esta unidad carece de dataciones absolutas en el área de estudio. Por similitud y correlación con los afloramientos expuestos en la adyacente cuenca de Pastos Grandes (ver discusión en Capítulo 5), se estima una edad entre 37 – 35 Ma (U-Pb en circones detríticos - DeCelles et al., (2007)) para la misma.

La Formación Geste se ha correlacionado con diversas unidades del Eoceno Medio a partir del hallazgo de fósiles de vertebrados, que incluyen marsupiales, notoungulados (del Papa et al., 2013a, 2010; Hongn et al., 2007; Payrola Bosio et al., 2009; Powell et al., 2011). La presencia de una mandíbula casi completa de un individuo juvenil asignado como gen. et sp. indet. “Isotemnidae” (Notoungulata, Toxodontia) en la sección basal de la Formación Geste (sección 2.2.2) sería correlacionable con los hallazgos de notoungulados en la Formación Quebrada de los Colorados en el Valle de Luracatao (Payrola Bossio et al., 2009) y en el Valle Calchaquí (del Papa et al., 2013; Hongn et al., 2007; Powell et al., 2011). La asociación de mamíferos está integrada por algunos taxones endémicos del Noroeste argentino que han sido asignados al Eoceno.

2.2.2 – Contenido fosilífero de la Formación Geste

El registro fósil de vertebrados de la Formación Geste incluye una variedad de taxones entre los que se encuentran restos de peces, anfibios, escamados (ofidios y largartos), tortugas, cocodrilos, y mamíferos (ver Babot et al., 2017). La mayor parte del registro corresponde a mamíferos, principalmente a notoungulados y, en menor medida a xenartros y metaterios.

Los materiales provenientes de esta formación son de naturaleza marcadamente fragmentaria. Este factor determina que en muchos casos los ejemplares no contengan suficiente información diagnóstica, para permitir su ubicación taxonómica. Sin embargo,

varios de los especímenes conocidos hasta el momento se han descrito como nuevos taxones.

Durante el desarrollo de la presente Tesis Doctoral, se recuperaron fósiles de Testudines, Notoungulata, Dasypodidae y Metatheria provenientes de los niveles basales de esta unidad. Cabe destacar el hallazgo de pequeños molares asignados tentativamente a formas precursoras de Sparnotheriodontidae o incluso Adianthidae (comm. pers. J. Gelfo).

Material recuperado de la zona de Piscuno, correspondiente a una mandíbula casi completa de un individuo juvenil, pudo ser identificado como un *gen. et sp. indet.* “*Isotemnidae*” (Notoungulata, Toxodontia) (Fig. 2.19). Este ejemplar se encuentra actualmente bajo estudio.



Fig. 2.19- Restos fósiles asignados como *gen. et sp. indet.* “*Isotemnidae*” (Notoungulata, Toxodontia)

Además, fueron hallados restos de premolares de marsupiales, cuya determinación aún no ha sido realizada, por este motivo no se presenta un mayor detalle de los mismos. De los Dasypodidae se registra un osteodermo móvil aislado, asignado a *Prostegotherium sp.* (Astegotheriidae), bajo estudio.

En los niveles prospectados en las adyacencias de Quebrada Los Patos, la zona de Muñano, el relevamiento brindó resultados negativos. Aun así, se pretende continuar con la exploración del área a futuro.

Los nuevos ejemplares aquí reconocidos constituyen una actualización a la diversidad de vertebrados fósiles en esta unidad sedimentaria y significan un aporte sustancial al conocimiento de la misma.

Gestemys powelli sp. nov.

En el caso particular de Testudines, el hallazgo resultó en un nuevo taxón de tortuga, *Gestemys powelli* sp. nov. (Figs. 2.20, 2.21) identificado por especialistas y dado a conocer a través de la publicación de la Fuente et al., (2022). A continuación, se presenta una síntesis de la sistemática:

Sistemática Paleontológica

Testudines Batsch, 1788

Pleurodira Cope, 1864

Pelomedusoides Broin, 1988

Podocnemidoidea Cope, 1868

Podocnemidoidea Lapparent de Broin, 2000

Podocnemididae Cope, 1868

Nuevo género y especie

Holotipo. IBIGEO-P 107: Un cráneo casi completo, mandíbula, un caparazón dorsal parcialmente preservado y buena parte de un plastrón con restos del esqueleto apendicular y una vértebra caudal adheridos a su superficie visceral (Fig. 2.20 A, B)

Paratipo. IBIGEO-P 108: Un caparazón dorsal y plastron completos articulados (Fig. 2.20 C, D)

Ambos ejemplares presentan rasgos anatómicos autapomórficos en el cráneo y el caparazón que permiten considerarlos como representantes de un nuevo género y especie de la Familia Podocnemididae.

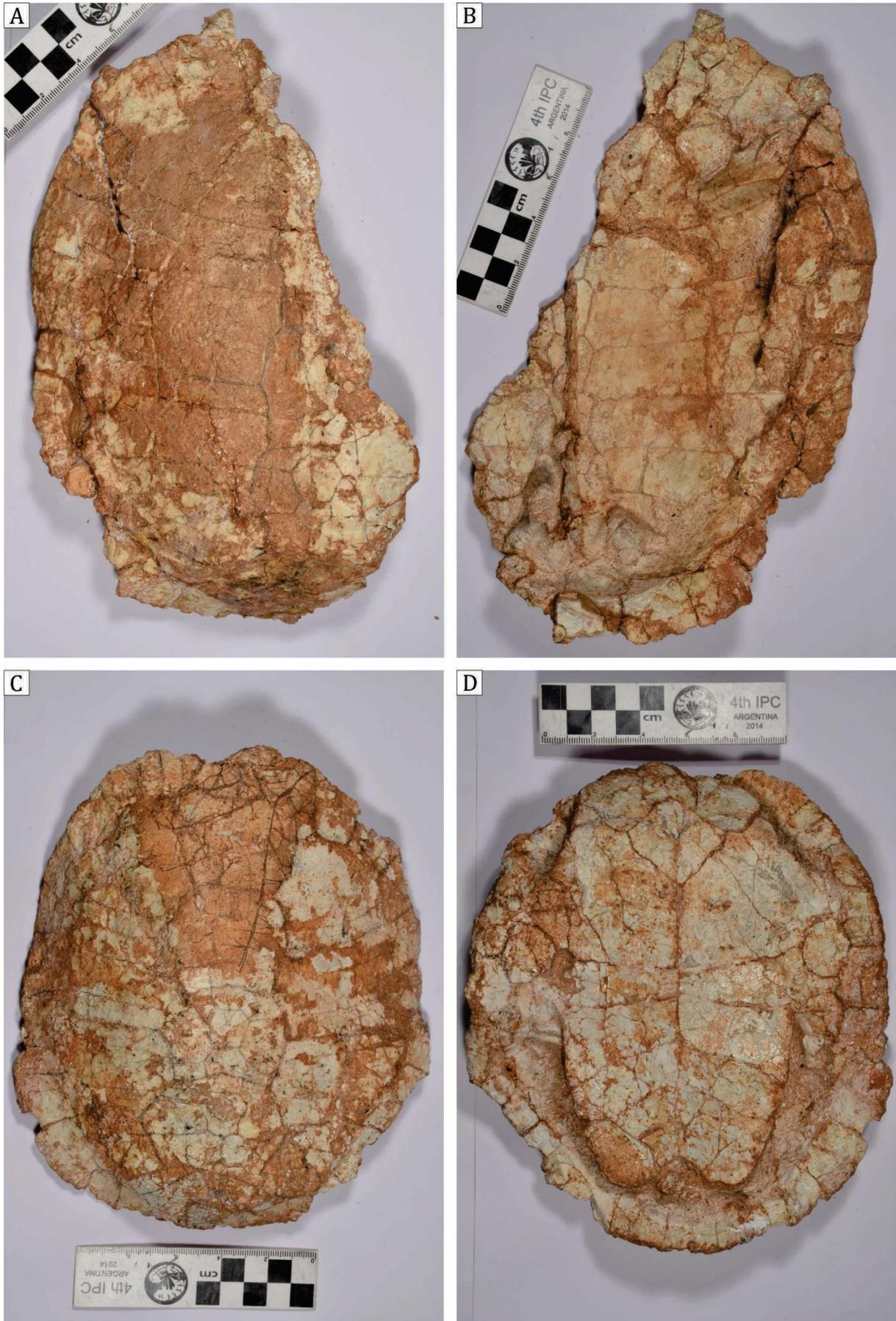


Fig. 2.20- Caparazones de tortugas fósiles de la zona basal – media de la Fm. Geste. A, B) Holotipo IBIGEO-P 107, caparazón en vista dorsal y visceral respectivamente. C, D) Paratipo IBIGEO-P 108, caparazón en vista dorsal y visceral respectivamente.

La descripción del caparazón dorsal y el plastrón del nuevo género y especie de Podocnemididae se realizó sobre el paratipo (IBIGEO-P 108, Fig. 2.20 C, D), espécimen con el caparazón mejor preservado complementado con la correspondiente al ejemplar que posee el caparazón peor preservado (holotipo IBIGEO-P 107), pero que brinda información de la superficie visceral no disponible en el paratipo. La superficie dorsal del caparazón dorsal y la del plastrón no presenta una ornamentación distintiva debido a la preservación de la superficie dorsal y ventral del caparazón. Las placas del caparazón dorsal y el plastrón no alcanzan un gran espesor como en la gran mayoría de los podocnemidos (ver descripción comparativa con especies actuales y extintas en de la Fuente et al., 2022).

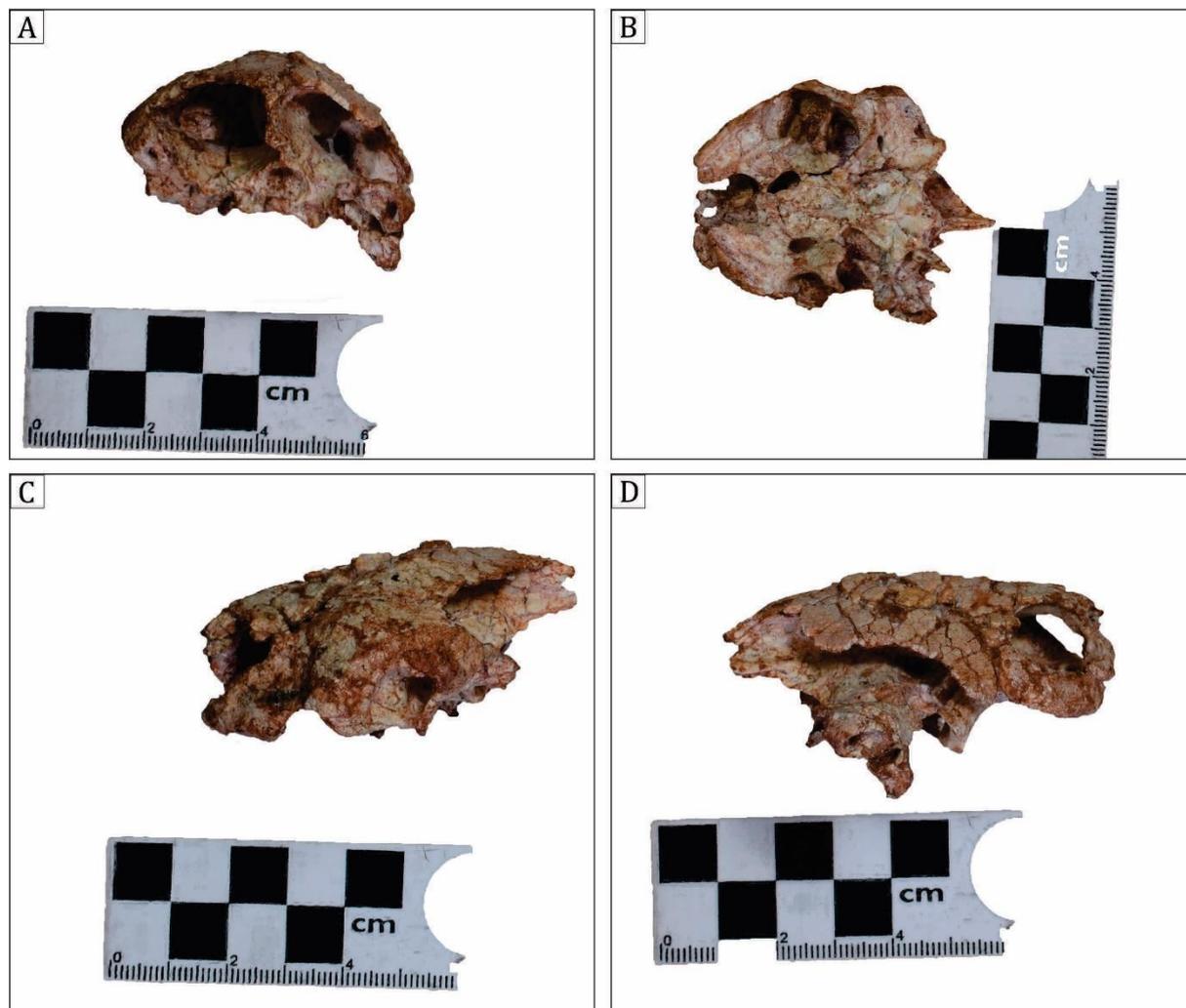


Fig. 2.21- Cráneo del espécimen IBIGEO-P 107. A) Vista occipital. B) Vista ventral. C) Vista lateral izquierda. D) Vista lateral derecha.

Los especímenes (IBIGEO-P 107-108) muestran una combinación única de caracteres que permite definir un nuevo género y especie de Podocnemididae como se estableció a partir del estudio anatómico comparado y los análisis filogenéticos realizados por de la Fuente et al. (2022), pero diversas regiones del cráneo y el plastrón requiere particular atención por sus peculiaridades.

De acuerdo a los dos análisis filogenéticos realizados por de la Fuente et al. (2022) el nuevo género y especie constituye el primer taxón argentino de tortugas Podocnemididae con relaciones más estrechas con las especies actuales *Erymnochelys madagascariensis* (Madagascar) o *Peltocephalus dumerilianus* (América del Sur) que con las especies actuales de *Podocnemis* (América del Sur). Según los resultados filogenéticos presentados por de la Fuente et al. (2022) el nuevo taxón de la Formación Geste comparte una serie de caracteres con algunas especies extintas (*Stupendemys geographica* and *Carbonemys cofrinii*) del Paleógeno y Neógeno del norte de América del Sur (Colombia, Brasil, y Venezuela) y con taxones como *Dacquemys palaeomorpha*, y el ejemplar UCMP 42008 del Paleógeno de África (Egipto y Kenia).

El registro del nuevo género y especie de la Formación Geste en el noroeste argentino (NOA) refuerza la existencia de una conexión biogeográfica entre el norte argentino y el norte de América del Sur entre la queloniofauna durante el Paleógeno y Neógeno como fue observado entre otras faunas de tortugas (Cadena et al., 2015, 2020). Este registro también incrementa la diversidad filogenética observada en la queloniofauna de Podocnemididae en el NOA (Vlachos et al., 2018).

El registro de tortugas

2.3 – Conglomerado Los Patos: Sedimentología y Estratigrafía

Esta unidad se reconoce en el centro-sur de la cuenca, especialmente en las zonas de Corte Blanco, Los Patos y alrededores (Fig. 2.3 B) y ha sido recientemente estudiada por del Papa y Petrinovic et al. (2017). La misma se dispone de manera discordante sobre distintas unidades del Subgrupo Santa Bárbara y/o sobre la Formación Geste (Fig. 2.14 A, B). El techo se encuentra en contacto neto con la Unidad Eruptiva Ignimbrita Vizcachayoc en relación paraconcordante (Fig. 2.14 A, B, 2.23). Presenta espesores muy variables, desde escasos metros hasta decenas de metros, sin embargo, Ramos (1973) menciona máximos de 270 metros al este de Corte Blanco. Se distingue por la composición principalmente conglomerádica, colores verdosos y tendencia grano-decreciente.

2.3.1 – Análisis de Facies y Asociaciones de Facies

Esta unidad se compone principalmente de cuatro litofacies, agrupadas en dos Asociaciones de Facies.

Asociación de facies I (AFI)

Descripción: Esta AF está compuesta por niveles de conglomerados gruesos a muy gruesos fango-soportados (Gmm), que se encuentran inmersos en una matriz verdosa de granulometría limo-arenosa. El sedimento sin selección presenta clastos con dimensiones del orden métrico, subredondeados a subangulares (Fig. 2.22 A, 2.23). En ocasiones se observan niveles con gradación inversa difusa (Gmig) o gradación normal (Gmg) (Fig. 2.22 A). Estos niveles se disponen en capas tabulares a lenticulares con gruesa estratificación cruda. La composición de los clastos corresponde a rocas metamórficas de bajo a mediano grado, rocas piroclásticas, cuarcitas y riolitas porfíricas (del Papa y Petrinovic, 2017).

Interpretación: Esta facies se interpreta como formada a partir de flujos cohesivos de tipo flujos de detritos (Miall, 1996). Los niveles con gradación inversa sugieren la

presencia de mecanismos de alta presión dispersiva y alta resistencia otorgada por la matriz que actúa como sostén de los clastos flotando en la masa de material e incluso llega a proyectar los clastos mayores hacia el tope del flujo durante el transporte (Middleton y Hampton, 1973; Nemec et al., 1980).

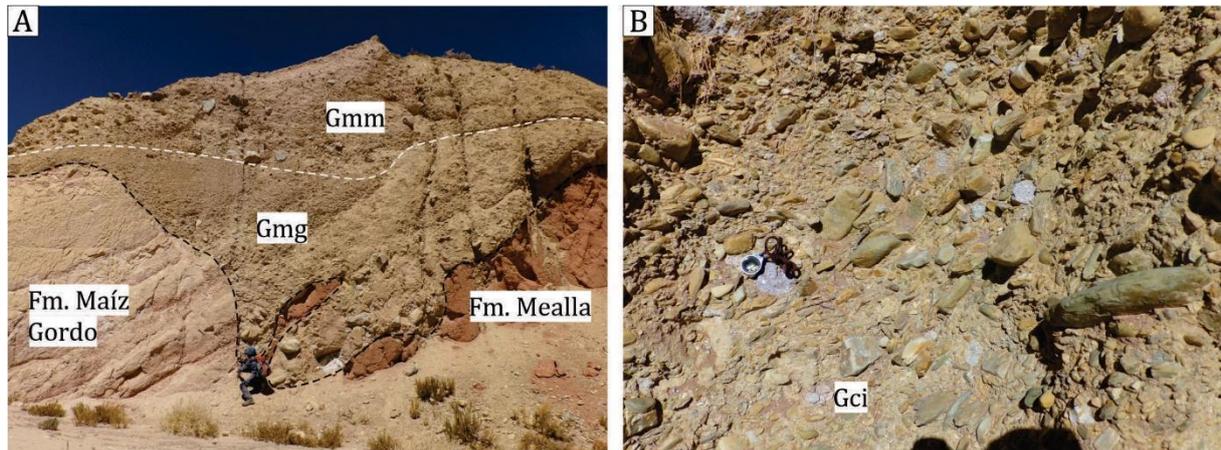


Fig. 2.22- Facies del Conglomerado Los Patos. **A)** Sección basal compuesta por facies de conglomerados gruesas matriz-soporte (Gmm) con gradación normal (Gmg), en contacto discordante con la Fm. Mealla y Maíz Gordo. **B)** Facies de conglomerados medianos clasto-soporte con clastos imbricados (Gci).

Asociación de facies II (AFII)

Descripción: Esta AF está compuesta por capas de conglomerados de varios decímetros de espesor, con estratificación horizontal grosera y fábrica clasto-soportada (Gch) con escasa matriz. Algunos niveles muestran clastos que presentan en su mayoría morfologías aplanadas, subangulares e imbricación (Gci) (Fig. 2.22 B).

Interpretación: Esta asociación de facies representa la depositación por flujos gravitacionales no-cohesivos, turbulentos y ricos en detritos, como resultado de grandes descargas de agua (Blair y McPherson, 1994).

Interpretación paleoambiental

El conjunto de facies que conforman esta unidad son características de depósitos de grano grueso, mal clasificados debido a una distancia de transporte de sedimentos relativamente corta, con procesos de pérdida de masa y de inundaciones repentinas generadas en zonas de alto relieve y pendiente, que sufren la rápida pérdida de capacidad

de flujo (Blair y McPherson, 2009). Este conjunto de características es típico de ambientes de abanicos aluviales. Los abanicos aluviales están directamente vinculados con una cuenca de drenaje en tierras altas, ubicada en bloques estructurales exhumados, limitados por fallas, que constituye el área desde la cual el agua y los sedimentos se descargan a un abanico específico (Blair y McPherson, 2009). La producción de sedimentos de una cuenca aumenta exponencialmente con el relieve debido al efecto de la gravedad sobre la erosión de las pendientes (Ahnert, 1970; Schumm 1963, 1977).

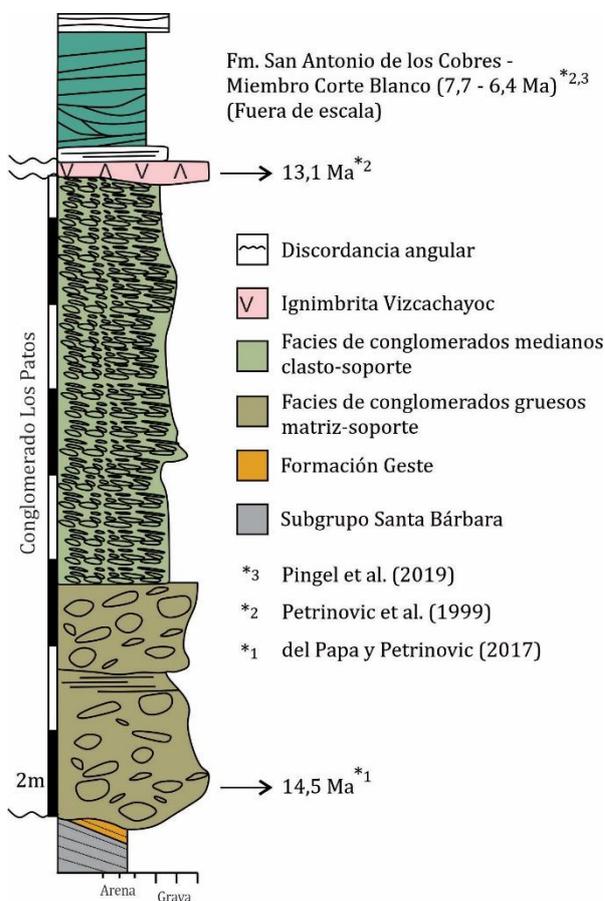


Fig. 2.23- Columna estratigráfica del Conglomerado Los Patos (modificado de del Papa y Petrinovic, 2017)

Edad

La máxima edad depositacional para esta unidad ha sido determinada en $\pm 14,5$ Ma (U/Pb en circón a partir de un clasto volcánico contenido en la base de la unidad; del Papa y Petrinovic, 2017). El techo está delimitado a los $\pm 13,1$ Ma, que es la edad calculada para la unidad eruptiva Ignimbrita Vizcachayoc (Fig. 2.23, Petrinovic et al. 1999).

2.4 – Unidad Eruptiva Ignimbrita Vizcachayoc:

Se reconoce en el sector centro-sur de la cuenca. Se encuentra en contacto paraconcordante sobre el Conglomerado Los Patos (Figs. 2.14 A, B; Fig. 2.23). Se caracteriza por formar una capa resistente a la erosión de color gris-negrusco. Se trata de una ignimbrita con un elevado grado de soldamiento y con abundantes fragmentos

juveniles. También se observan fragmentos líticos presumiblemente de basamento (Fm. Puncoviscana) y de otros de composición volcánica (Arnosio et al, 2005).

2.5 – Formación San Antonio de los Cobres: Sedimentología y Estratigrafía

Esta Formación ha sido inicialmente propuesta por Pingel et al. (2019) en el área de Corte Blanco (Fig. 2.24 A) y luego descripta formalmente por Ledesma et al. (2019, 2022) como resultado de estas investigaciones.

Se trata de una sucesión compuesta por dos miembros (Fig. 2.24 B), el miembro inferior, denominado Miembro Corte Blanco (de origen eólico y fluvio-eólico) el cual está limitado a la base por la Ignimbrita Corte Blanco (~ 7.7-7.4 Ma, Petrinovic et al. (1999), Pingel et al. (2019)) y limitado al techo por la Ignimbrita Ramadas (~ 6.4 Ma, Pingel et al. (2019)). Esta unidad presenta geometrías y espesores muy variables a lo largo de la cuenca. Por otro lado, el miembro superior se denomina Miembro Muñano, y es de origen fluvio-aluvial (Fig. 2.24 B). Este cuenta con una edad de 5.5 ± 0.2 Ma datada por Pingel et al. (2019), lo que limita la edad de este Miembro al Mioceno Superior – Plioceno.

2.5.1 – Miembro Corte Blanco

Esta unidad se caracteriza por contener el único registro eólico Cenozoico en la cuenca de SAC. El Miembro Corte Blanco comprende una sucesión eólica a fluvio-eólica, intercalada con unidades piroclásticas hacia la base y techo (Fig. 2.24 B). Sólo ha sido identificada en los sectores sur y central de la cuenca del SAC (Fig. 2.24 A). El espesor es muy variable, desde 50 metros en Corte Blanco (Sitio 1, Fig. 2.24 A), hasta 250 metros en la sección Los Patos norte, (Sitio 3, Fig. 2.24 A). Hacia el norte de estas localidades, la unidad presenta un espesor muy reducido o directamente no hay registro.

Los estratos de areniscas eólicas son extremadamente variables en tamaño de grano, desde arena fina hasta gránulos, y presentan una selección buena a moderada. En base a

las características texturales y estructuras sedimentarias, se identificaron siete litofacies (Tabla 1), reunidas en tres asociaciones de facies (AF):

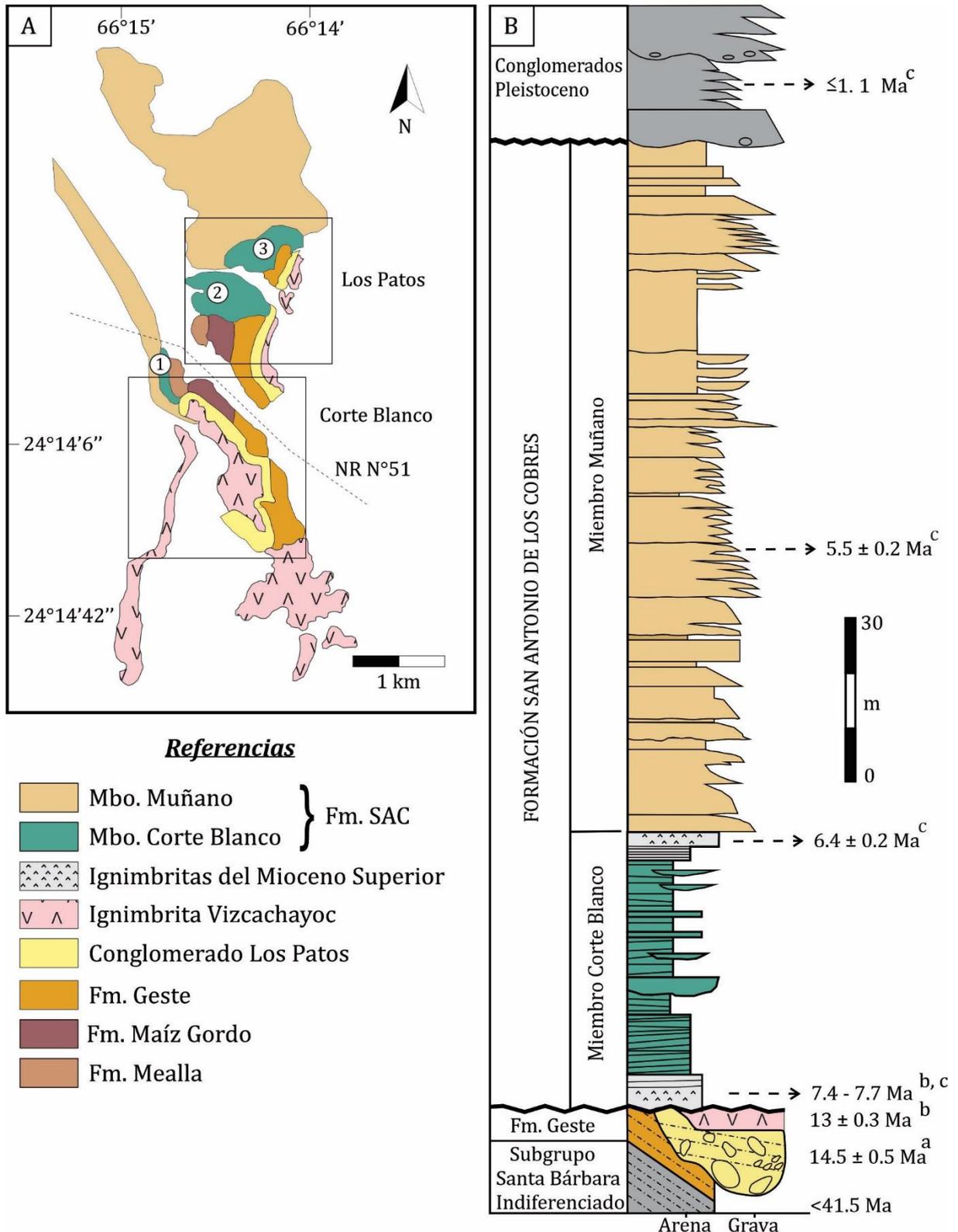


Fig. 2.24: **A)** Mapa geológico general de las localidades de Corte Blanco y Los Patos, mostrando la distribución de los depósitos que conforman a la Formación San Antonio de los Cobres. **B)** Columna

estratigráfica tipo de la Formación San Antonio de los Cobres en la localidad 1. Edades absolutas tomadas de a- del Papa y Petrinovic (2017), b- Petrinovic et al. (1999), c- Pingel et al. (2019).

Tabla 2.3 - Facies sedimentarias eólicas y fluviales basadas en Miall (1996) y Tripaldi (2012)

Código	Descripción	Interpretación
Facies eólicas		
St	Areniscas medianas a gruesas, con estratificación cruzada en artesas y terminaciones basales asintóticas.	Migración de dunas transversales con crestas sinuosas.
Sp	Areniscas finas a sabulíticas con estratificación cruzada tabular, planar de gran escala.	Migración de dunas transversales con crestas rectas y caras de avalancha dominadas por procesos de flujos de granos.
Sr	Areniscas muy finas a medianas con delgada laminación ondulítica.	Migración de ripples eólicos en un ambiente de mantos eólicos.
Sh	Areniscas bimodales, finas a gruesas, con estratificación/laminación planar paralela. Ocasionalmente muestran capas con gradación inversa.	Laminación de capa-plana bajo condiciones de alta velocidad de vientos.
Facies fluviales		
Sm	Areniscas medianas a gravosas con capas/láminas macizas, o capas con gradación normal.	Flujos fluídos a hiperconcentrados como consecuencia de inundaciones repentinas.
Gmm	Conglomerado mediano a grueso, matriz-soportado, con capas sin organización interna.	Flujos cohesivos de tipo flujos de detritos.
Gc/Gcg	Conglomerado fino a grueso, clasto-soportado, en capas con gradación normal.	Flujos diluidos, depósitos residuales de barras gravosas en corrientes canalizadas someras.

Asociación de facies I (AFI)

Descripción: Esta asociación de facies se compone de areniscas con estratificación cruzada tabular de pequeña a gran escala (Sp) (Fig. 2.25 A, B, C), y de areniscas con estratificación cruzada en artesa (St) (Fig. 2.25 C, D). La facies de Sp se caracteriza por sets y cosets espesos (2- >10 m aprox.) con estratificación cruzada planar tabular y

buzamiento aproximado entre 15° – 25° . El espesor interno de las láminas/capas varía desde unos pocos milímetros hasta ~ 20 centímetros, y presentan gradación inversa (Fig. 2.26 A, B) o sin gradación, macizas. La facies St se compone de sets y cosets de pequeña a mediana escala, en formas de cuña o cuenco, limitados por superficies en general cóncavas (Fig. 2.25 C, D). El tamaño de grano de las areniscas en facies Sp varía de arena fina a gránulos, y en general presentan selección moderada (Figs. 2.25 A, B; 2.26 A), mientras que la facies St muestra areniscas de grano fino a grueso y moderada a buena selección.

Los sets y cosets de estratificación cruzada están limitados por superficies netas, horizontales a subhorizontales, muy marcadas, que forman planos de estratificación que cortan todas las demás estructuras (Fig. 2.25, superficies limitantes de primer orden). A su vez, los diversos sets presentan superficies internas con inclinación suave, corriente abajo, formando cosets de estratificación cruzada, las cuales representan superficies limitantes de segundo orden (Fig. 2.25).

Ocasionalmente, se identifican cuerpos lobulados de bajo relieve (algunos centímetros de alto y hasta 60 cm de ancho) que comprenden material más grueso, generalmente arena de grano grueso o gránulos con gradación inversa (2.26 A, B).

Interpretación: Esta asociación de facies representa la migración de dunas de arenas eólicas, de tipo transversales de gran a mediana escala, con crestas rectas y sinuosas, y pequeñas formas de lecho superpuestas (Fryberger, 1993). Las caras de avalancha están dominadas por procesos de flujo de granos (Hunter 1977; McKee 1979; Rubin y Hunter 1983). La presión dispersiva generada por las colisiones de partículas durante las avalanchas expulsa los granos más gruesos a la superficie del flujo, lo que resulta en depósitos con una ligera gradación inversa. Estos depósitos se inclinan en un ángulo cercano al ángulo de reposo en la cara de sotavento de las dunas y se adelgazan hacia la

base de las mismas (Bristow y Mountney, 2013). Las fluctuaciones en el régimen del viento están documentadas por la presencia de superficies limitantes de primer y segundo orden. Las primeras se atribuyen al paso de campos de dunas eólicas de mayor escala a través de un área, mientras que las segundas indican la migración de formas de lecho más pequeñas a través de la cara de sotavento de las formas de lecho principales (Brookfield, 1977; Kocurek, 1991; Rubin y Hunter, 1983).

Asociación de facies II (AFII)

Descripción: Esta asociación de facies se compone de areniscas con estratificación cruzada horizontal o de ángulo bajo (Sh) y de estratos de arenisca ondulada, finamente laminada, en sets planos a ligeramente inclinados, con gradación inversa (Sr, Fig. 2.26 C, D). Las capas de arenisca consisten en arena de grano fino a grueso, moderadamente seleccionada, dispuestas en láminas bimodales delgadas y paralelas.

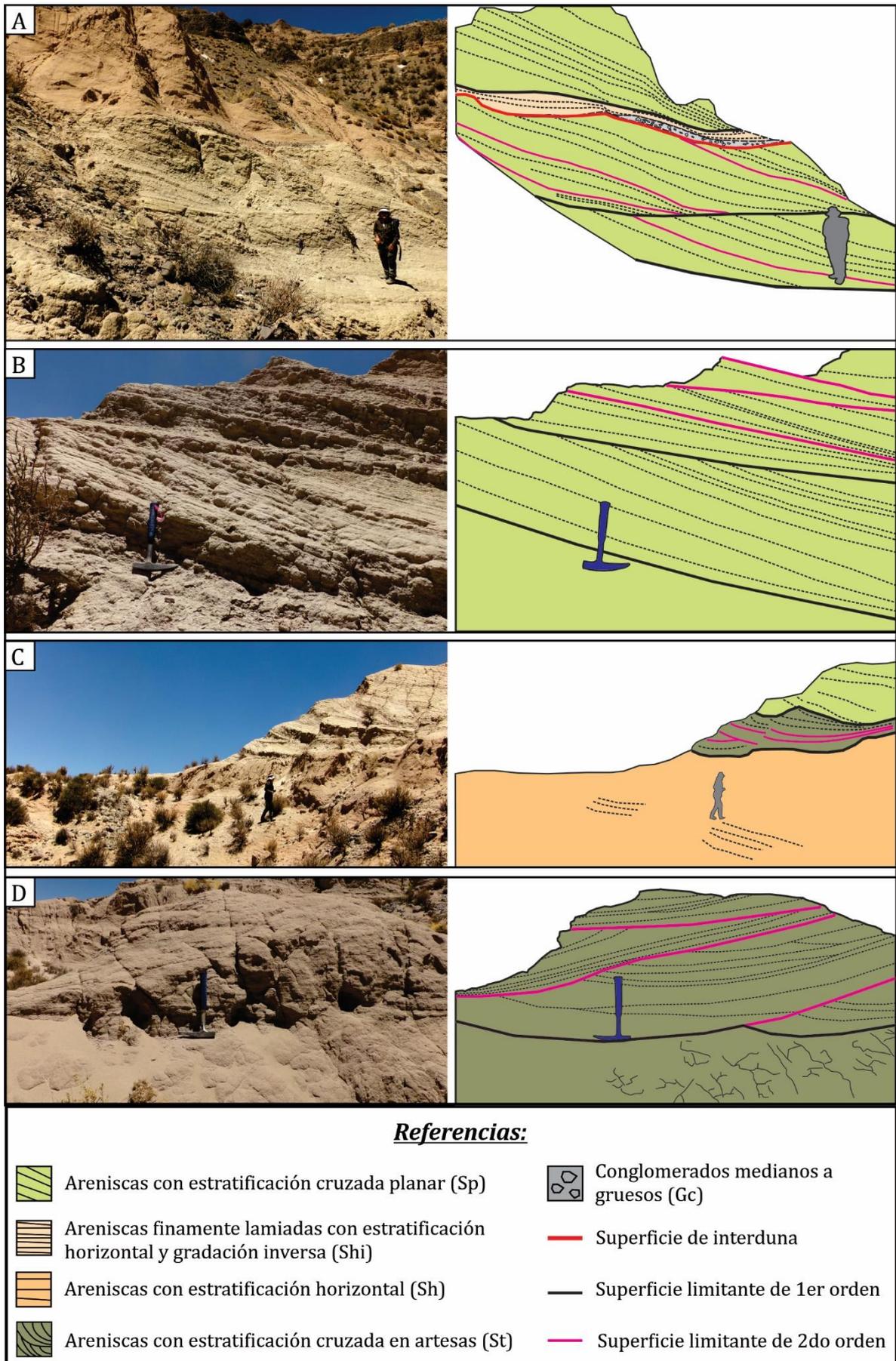


Fig. 2.25- Facies sedimentarias y principales superficies limitantes del Miembro Corte Blanco. Ver el texto para mayores detalles. A) Cosets de facies Sp que contienen superficies limitantes de primer y

segundo orden. Estos cosets son cortados por una superficie de interduna con un depósito residual de conglomerado de facies Gc y Sm. La parte superior de la sucesión está compuesta por un conjunto de areniscas de gran escala de facies Sp. **B)** Cosets de facies Sp limitados por superficies limitantes de primer orden y con superficies limitantes internas de segundo orden formadas por superposición de formas de fondo. **C)** Set espeso de facies Sh superpuesto por pequeños sets de facies Sp y St, que representan pequeñas formas de fondo superpuestas. **D)** Coset de facies St con sets separados por superficies delimitantes de segundo orden, con superficies limitantes internas de tercer orden. La superficie inferior corresponde a una superficie limitante de primer orden compuesta, formada por superficies limitantes de segundo orden.

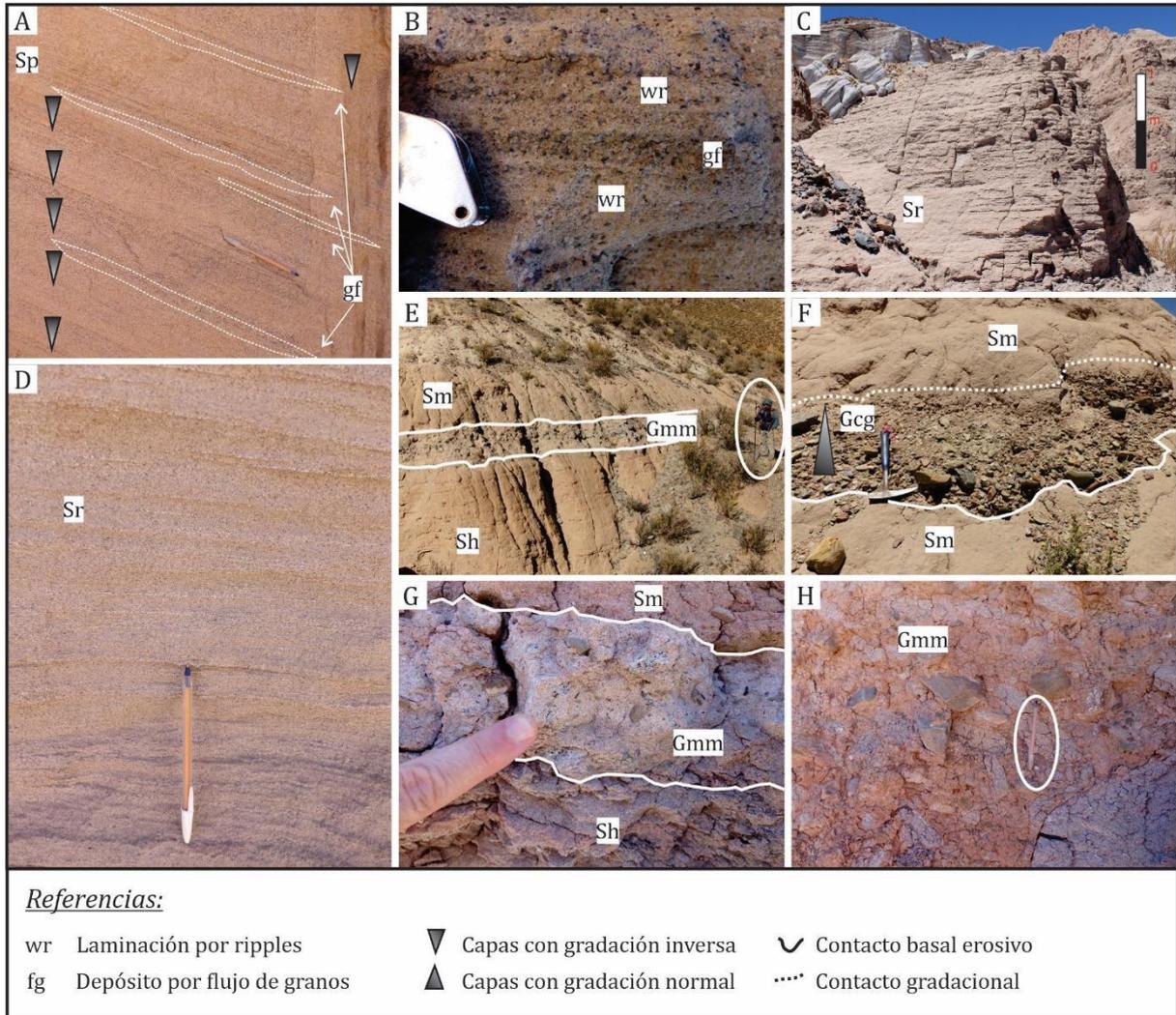


Fig. 2.26: Facies sedimentarias del Miembro Corte Blanco. **A)** Estratos espesos de facies Sp compuestos por arena de granulometría mediana a gruesa con gradación inversa y cuerpos lobulados pequeños que representan depósitos por proceso de flujo de grano (fg). **B)** Óndulaseólicas (wr) y cuña de flujo de grano (gf) en una arenisca de grano grueso a sabulítica. Lupa de mano como escala. **C, D)** Set de areniscas con fina laminación planar ondulítica (Sr). **E)** Conglomerado tabular, matriz-soportado, de grano mediano a grueso, intercalado con espesos sets de areniscas con estratificación planar-paralela (Sh) y areniscas en gruesas capas macizas (Sm). **F)** Depósito lenticular de conglomerado mediano a grueso, clasto-soportado con gradación normal (Gcg), intercalado con areniscas macizas (Sm). **G)** Conglomerado delgado, tabular, matriz-soportado (Gmm) intercalado con areniscas con estratificación planar-paralela (Sh) y areniscas macizas (Sm). **H)** Conglomerado matriz-soportado, con clastos de tamaños de grava mediana a muy gruesa. Algunos clastos tienen > 2 m de diámetro (cantos rodados). Lapicera como escala.

Interpretación: Esta asociación de facies se interpreta como depositada en un entorno de mantos de arena (*sand-sheet*) dominado por la migración de óndulas de viento (Hunter 1977; Kocurek 1991; Kocurek y Nielson, 1986).

Asociación de facies III (AFIII)

Descripción: Esta asociación de facies se caracteriza por areniscas macizas tabulares, de grano medio a grueso (Sm) asociadas con lechos lenticulares de conglomerados de grava mediana a gruesa, matriz-sostén (Gmm) y por conglomerados clasto-sostenidos (Gcg), compuestos por grava fina a mediana, pobremente seleccionados, con gradación normal (Figs. 2.26 E-G). La facies Gmm está compuesta por clastos angulares a subangulares que alcanzan hasta 2 metros de diámetro, flotando sin organización preferencial en una matriz limosa, de color verdoso (Fig. 2.26 H). Los clastos que integran estos conglomerados están compuestos de ignimbritas rica en fiammes, de color grisáceo a negruzco, areniscas ricas en cuarzo y metamorfitas de bajo grado, entre estas últimas destacan los clastos de filitas azuladas (Fig. 2.26 H).

Interpretación: Esta asociación de facies representa la depositación a partir tanto de flujos densos y flujos diluidos e intermedios. Las facies Gmm se interpretan como formadas a partir de flujos de detritos. La facies Sm a partir de flujos hiperconcentrados, mientras que la facies Gcg se interpreta como formada por flujos diluidos. En todos los casos, los productos de estos flujos se encuentran ocupando las áreas de interdunas. La presencia de flujos hiperconcentrados y flujos de detritos sugiere corrientes efímeras probablemente asociadas con lluvias esporádicas que inundaron las áreas entre dunas (Bristow y Mountney 2013). Además, la presencia de depósitos bien organizados sugiere arroyos temporarios, canalizados y poco profundos.

Interpretación paleoambiental

El Miembro Corte Blanco se asienta mediante una discordancia angular basal prominente ($\sim 20^\circ$, Figs. 2.27, 2.28) sobre diversas unidades. En el sector de Corte Blanco, esta unidad se asienta sobre la Formación Mealla, la Ignimbrita Vizcachayoc y el Conglomerado Los Patos (Fig. 2.27 B), mientras que lateralmente (~ 1500 m hacia el norte), se asienta sobre la Formación Geste del Eoceno Medio (Fig. 2.27 C). La parte superior de la sucesión eólica está en contacto neto con la Ignimbrita Ramadas (Figs. 2.11, 2.12). Esta unidad es un excelente marcador temporal debido a su extensión areal (Fig. 2.27 A).

La discordancia angular basal prominente destaca la actividad tectónica que precedió a su deposición y los procesos de meteorización y erosión efectivos que modelaron el paisaje. Las variaciones de espesor de esta unidad, que definen una geometría altamente lenticular y las relaciones de contacto basal sugieren que las areniscas eólicas se depositaron sobre un paleorelieve muy irregular (Figs. 2.27, 2.28).

En base a las variaciones verticales y laterales de las facies y asociaciones de facies, se interpreta un ambiente eólico dominado principalmente por dunas transversales con crestas sinuosas y dunas menores con crestas rectas (AF1) asociadas con mantos de arenas eólicas (AF2) y áreas de interdunas húmedas (AF3) cerca del margen del campo (Fig. 2.28). Esta interpretación es consistente con los modelos sedimentarios de interacción fluvio-eólica descritos por Langford y Chan (1989) y Tripaldi y Limarino (2005). Además, y teniendo en cuenta los cambios verticales de facies, interpretamos dos etapas evolutivas:

Etapa 1: esta etapa estuvo dominada por la migración de dunas transversales con líneas de cresta sinuosas a rectas (AF1) asociadas con mantos de arena laterales (AF2) y procesos de flujo de detritos (AF3) hacia los márgenes del campo (Fig. 2.28).

Etapa 2: Esta etapa estuvo dominada por un ambiente de mantos de arena eólica (FA 2) asociados lateralmente con un sistema fluvial efímero (FA 3). La sedimentación eólica terminó bruscamente por el evento volcánico correspondiente a la Unidad Eruptiva Ramadas que cubrió y selló la cuenca hacia los 6.4 Ma.

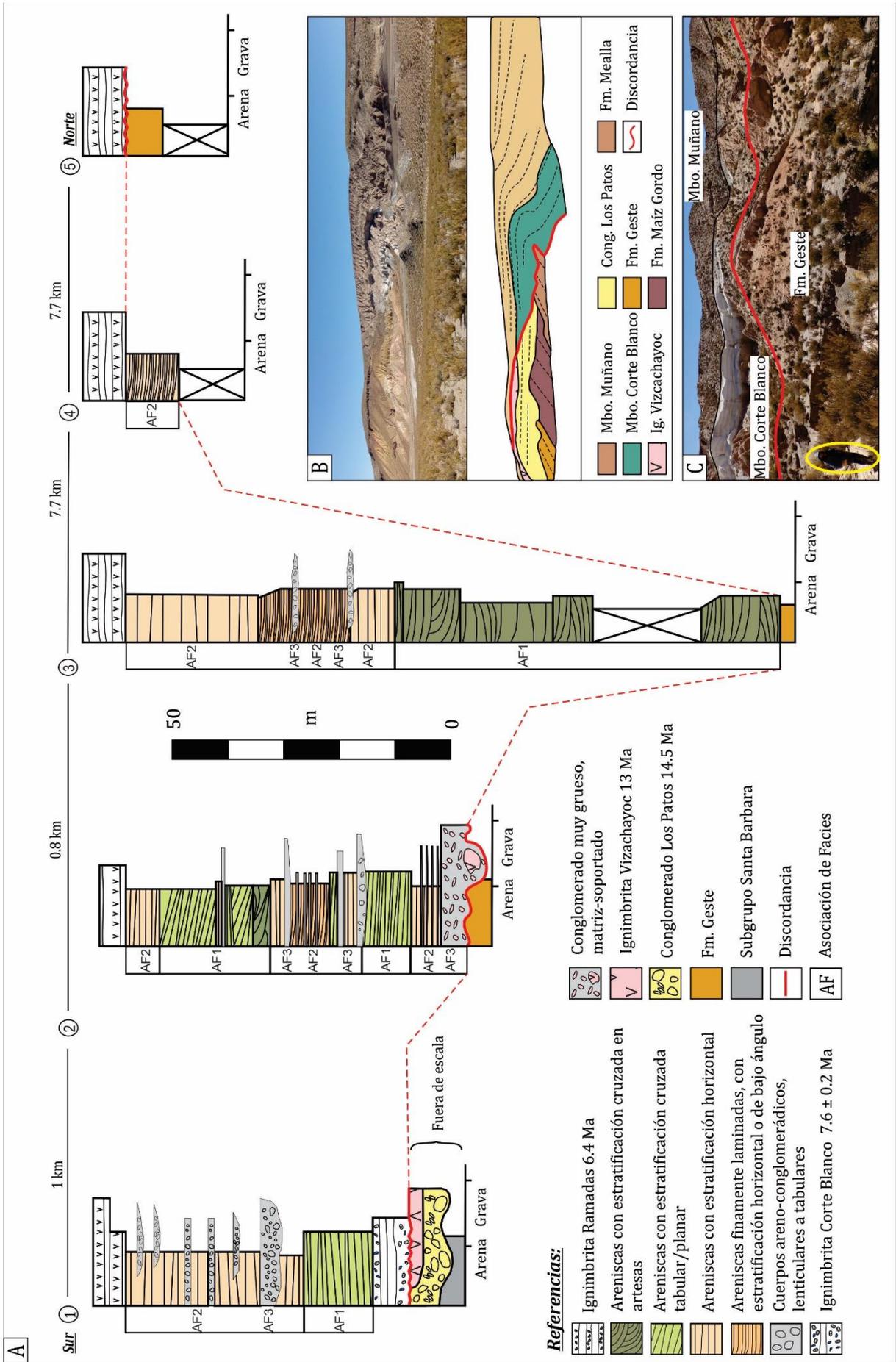


Fig. 2.27: A)- Columnas estratigráficas del Miembro Corte Blanco. Correlación basada en los cambios verticales y laterales de facies, tomando como nivel de referencia temporal a la Ignimbrita Ramadas (~ 6.4 Ma). **B)** Discordancia basal de la Fm. SAC en la localidad de Corte Blanco (columna en sitio 1). **C)** Discordancia entre la Fm. SAC y la Fm. Geste al norte de Los Patos (columna en sitio 2).

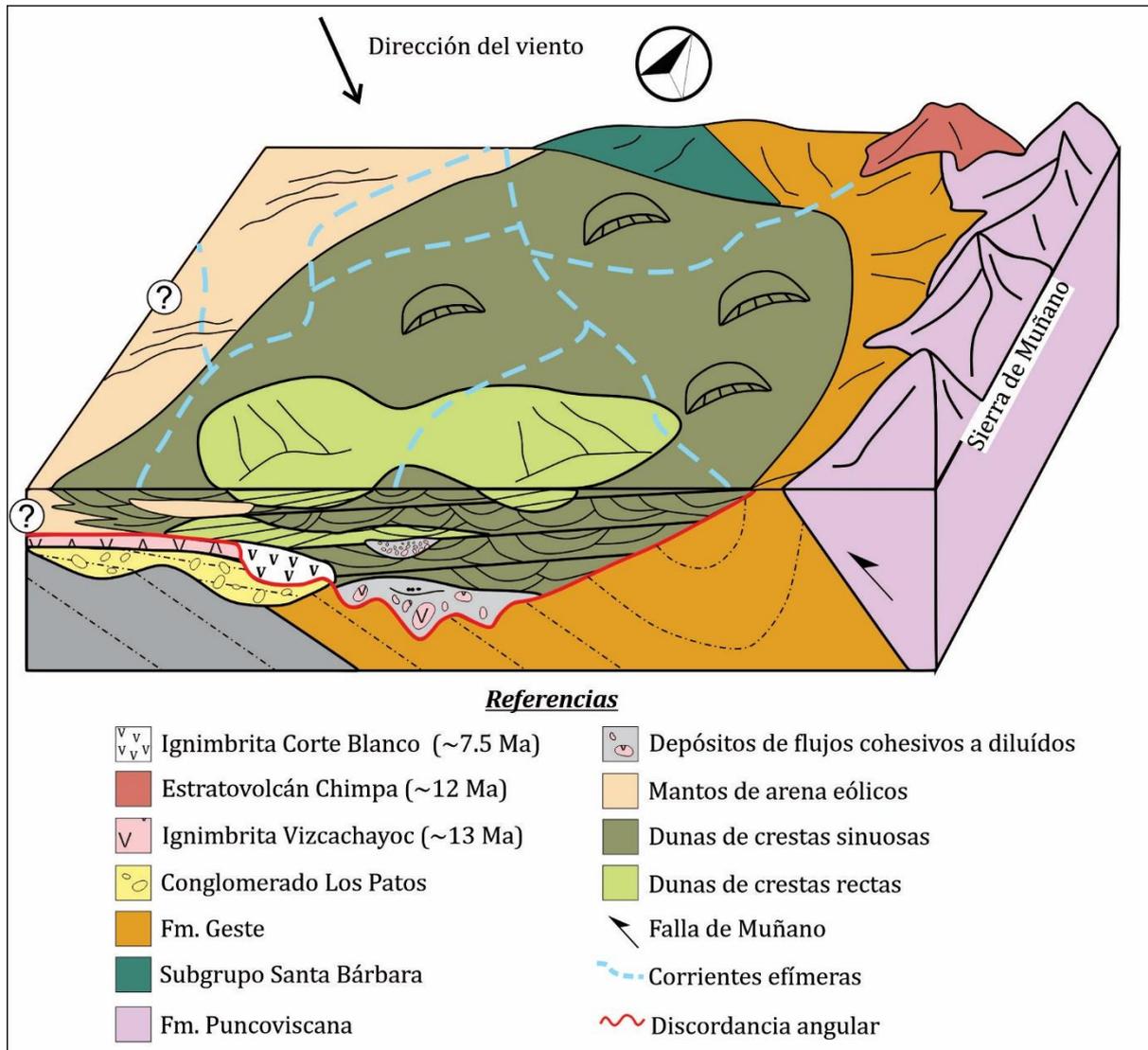


Fig. 2.28- Diagrama de bloques de la interpretación paleoambiental para el final de la Etapa 1 del campo eólico del Mioceno tardío en la cuenca SAC mostrando las unidades principales y las relaciones de contacto basal. Hacia el norte, este y oeste de la cuenca no hay evidencia de sedimentación eólica, mientras que los depósitos más gruesos ocurren hacia las áreas central y sur (sitios 1, 2 y 3 en la Fig. 2.24), delineando una paleo-geometría en forma cuña, con una tendencia N-S.

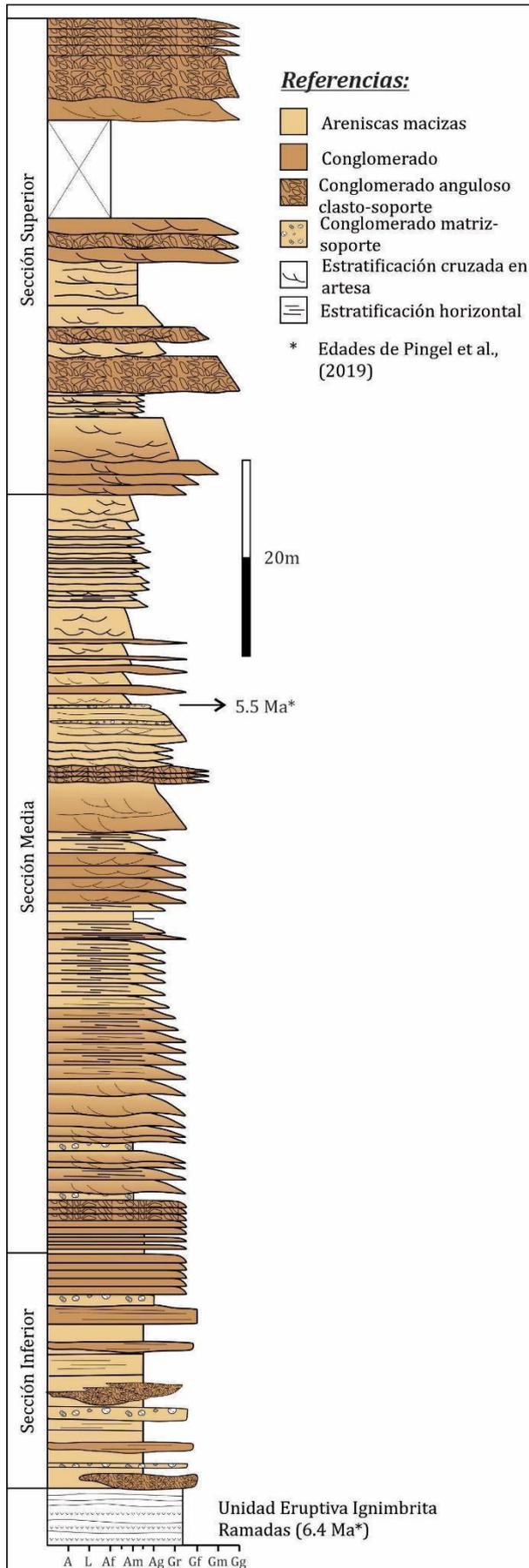


Fig. 2.29- Columna estratigráfica tipo del Miembro Muñano.

2.5.2 – Miembro Muñano

Este Miembro se ubica por encima de la unidad eruptiva Ramadas del Miembro Corte Blanco (Fig. 2.29) y se distingue de éste por presentar depósitos de origen fluvial y aluvial. Se identificaron un total de seis litofacies (Tabla 2.3) las cuales se agruparon en tres asociaciones de facies (AF).

Asociación de facies I (AFI)

Descripción: Esta asociación de facies se caracteriza por presentar espesos niveles (de ~ 10-15 m) de areniscas medianas a gruesas, macizas (Sm) o, en menor medida, con estratificación horizontal (Sh), con geometrías mantiformes (Fig. 2.30 A). Esta facies a menudo contiene clastos de granulometría grava fina – mediana, sin un arreglo particular, formando una facies de conglomerados matriz-soporte (Gmm) (Fig. 2.30 B-D). En ocasiones se

observan estructuras erosivas de corte-y-relleno, compuestas por niveles

conglomerádicos finos a medianos, con fábrica clasto-soportada y clastos imbricados (Gci), las cuales presentan morfologías tanto lenticulares (Fig. 2.30 B-C), como mantiformes, en capas con estratificación horizontal paralela (Gh) (Fig. 2.30 C-D).

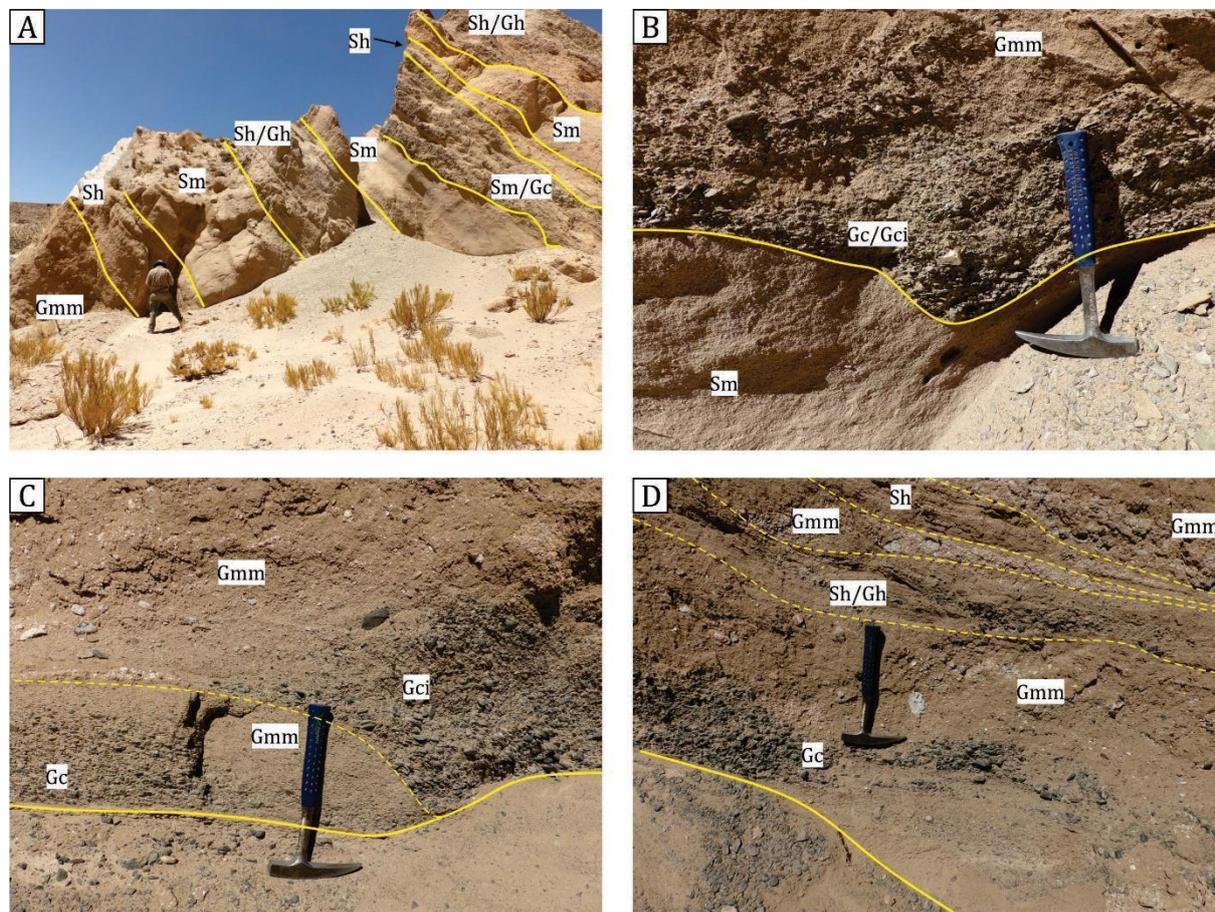


Fig. 2.30- Asociación de facies de la sección inferior del Miembro Muñano. A) Facies de areniscas medianas a gruesas, con estratificación horizontal, cruda (Sh) y macizas (Sm), que intercalan con niveles menores de conglomerados lenticulares matriz-soportados (Gmm) y clasto-soportados (Gc). **B)** Nivel de conglomerados con base erosiva de fábrica clasto-soporte (Gc) y clastos imbricados (Gci) que grada a conglomerados matriz-sostén (Gmm), sobre areniscas macizas (Sm). **C)** Niveles conglomerádicos **D)** Alternancia de niveles areno-conglomerádicos con estratificación horizontal y macizos.

Interpretación: Esta AF es interpretada como el resultado de la rápida sedimentación de la carga de fondo y la carga en suspensión de flujos con alta concentración de detritos (flujos hiperconcentrados), o por la depositación en masa (congelación) de flujos de sedimentos, generados por gravedad (flujos de detritos) (Martin y Turner, 1998; Miall, 1996, 1978; Todd, 1989). Cuando estos mecanismos disminuyen la concentración de

sedimentos, las corrientes se vuelven más diluidas, generando capas con estratificación horizontal, paralela (facies Gc, Gh, Sh).

Tabla 2.4 – Código de litofacies del Miembro Muñano. Basado en Miall 1985, 1996

Código	Litología	Geometría	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gh	Conglomerado fino a grueso, clasto-soporte con abundante matriz arenosa.	Tabular	Estratificación horizontal, cruda.	Depósitos de corrientes diluídas generados por corrientes tractivas unidireccionales de flujos mantiformes de alta energía. Migración de barras longitudinales de bajo relieve.
Gc/Gci	Conglomerado mediano a grueso, clasto-soportado.	Lenticular/ Tabular	Estructura interna maciza, de escasa selección. Suele presentar imbricación de clastos (Gci).	Depósitos de flujos de sedimentos, generados por gravedad (flujos de detritos)
Gt	Conglomerado fino a mediano, clasto-soporte con matriz de arena mediana a fina.	Lenticular	Estratificación cruzada en artesa.	Migración de formas de lecho 3D lingüoides de crestas sinuosas, producto de flujos de moderada a alta velocidad.
Gmm	Conglomerado mediano, matriz-soporte	Tabular	Macizo, pobre selección.	Deposición masiva de flujos turbulentos con alta concentración de sedimentos.
Sm	Arenisca gruesa a sabulita.	Tabular	Maciza, laminación débil o ausente.	Depósito de flujos hiperconcentrados, turbulentos.
Sh	Arenisca mediana a gruesa, con <i>lags</i> gravosos intercalados.	Tabular	Estratificación horizontal, moderada selección.	Depósitos de corrientes/flujos de capa plana (flujo crítico).

Asociación de facies II (AFII)

Descripción: Se compone de niveles de areniscas gruesas a sabulitas y conglomerados finos-medianos en finas capas subhorizontales, paralelas (Sh/Gh) (Fig. 2.31 A, B). Estas en su interior presentan arreglos desordenados y pobre selección. De manera secundaria se observan niveles de conglomerados finos a medianos, clasto-soporte (Gc), y conglomerados con estratificaciones cruzadas en artesa (Gt) (Fig. 2.31 C, D).

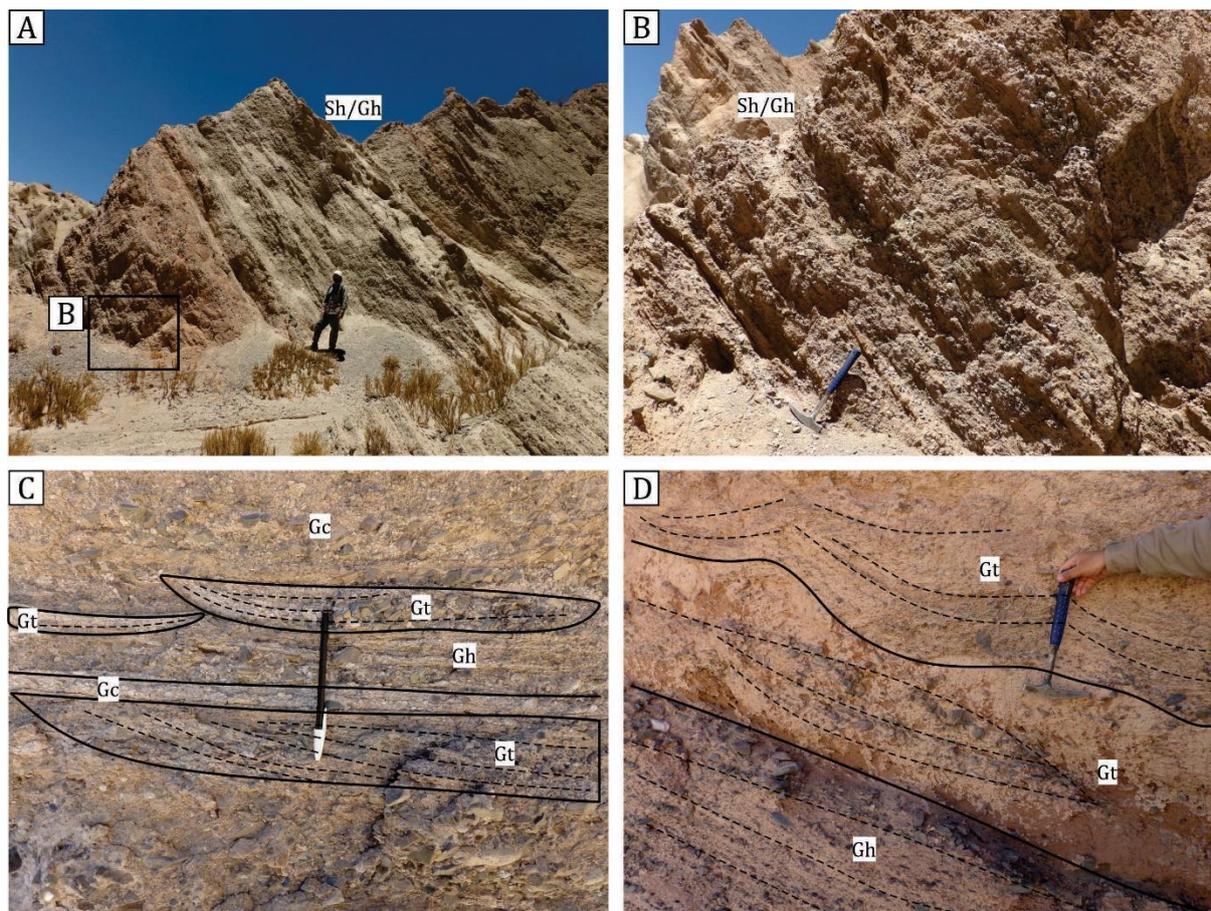


Fig. 2.31- Asociación de facies de la sección media. A, B) Niveles areno-conglomerádicos con estratificación horizontal (Sh, Gh). **C)** Niveles de conglomerados clasto-soportados con niveles que presentan estratificación cruzada en artesas (Gt). **D)** Niveles conglomerádicos con estratificación cruzada en artesas (Gt) y estratificación horizontal (Gh).

Interpretación: Esta AF se interpreta como depósitos multiepisódicos, separados por superficies de erosión planas, generados por la migración de barras gravosas longitudinales (GB). Estas, son el producto de un transporte por corrientes tractivas unidireccionales de flujos de alta energía y someros (Miall, 1977; 1996; Rust, 1972). En ocasiones se observan estructuras relacionadas a la migración de mesoformas de fondo, como dunas 3D (facies Gt).

Asociación de facies III (AFIII)

Descripción: Esta facies se caracteriza por espesos paquetes compuestos puramente de conglomerados medianos a gruesos, de marcada geometría lenticular, y fábrica clasto-soporte (Gc), e imbricación de clastos (Gci. Fig. 2.32). Esta facies grada a conglomerados clasto-soportados en capas mantiformes de algunos centímetros de espesor, generando

sets multiepisódicos de conglomerados con estratificación horizontal, cruda (Gh, Fig. 2.32).

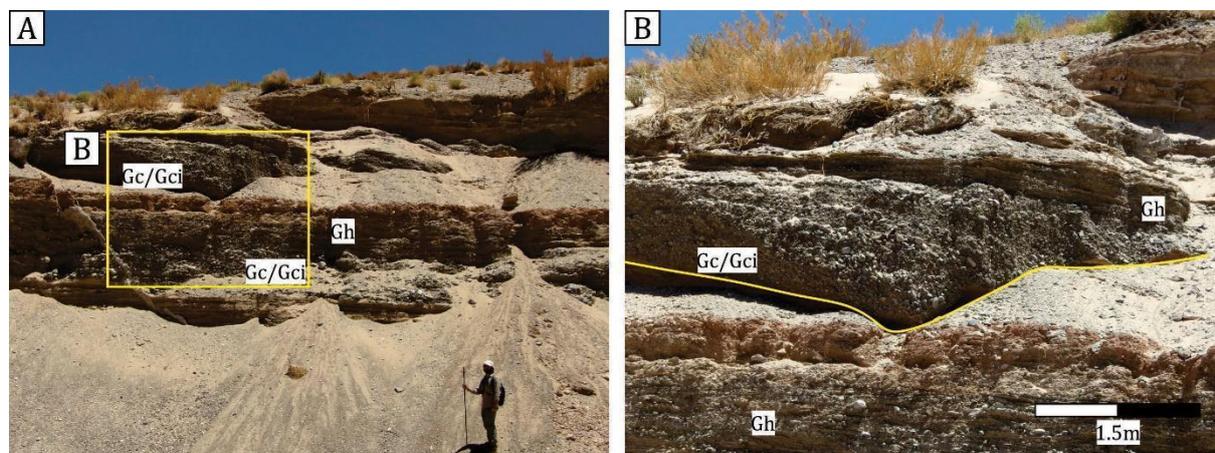


Fig. 2.32- Asociación de facies de la sección superior. Niveles conglomerádicos gruesos, clasto-soportados y con clastos imbricados (Gc/Gci), que alternan con niveles tabulares de conglomerados con estratificación horizontal.

Interpretación: Esta AF se interpreta como generada por la depositación de flujos turbulentos diluidos, (Miall, 1996). Posiblemente la intercalación de facies Gh y Gc-Gci representan periodos de alta descarga con flujos de tipo flash flood y periodos de flujos normales canalizados con la migración de formas de lecho.

Interpretación paleoambiental

En base al análisis de facies y asociaciones de facies de esta unidad, se interpreta como depositada en un ambiente de abanicos aluviales de baja pendiente, en frentes montañosos (Blair y McPherson, 1994; Burbank y Anderson, 2001).

La AFI corresponde a depósitos distales, mantiformes, generados por flujos hiperconcentrados durante inundaciones repentinas. Estos depósitos se clasifican como areniscas mantiformes, macizas (*Sheet-like massive-type sandstones*) según la clasificación propuesta por Martin y Turner, (1998). La alta concentración de sedimentos resulta en un aumento de la viscosidad del flujo, inhibiendo el desarrollo de formas de lecho (Harms et al., 1982), lo que resulta en un depósito sin estructura, y carácter macizo. Las estructuras con bases erosivas generadas se interpretan como producto de corrientes de

flujos de detritos no-cohesivos (de escala pequeña) en canales incisivos menores, los cuales transfieren el sedimento más grueso hacia zonas más distales por encima del abanico, durante eventos de inundación (Blair y McPherson, 1994).

La AFII se corresponde con depósitos en posiciones medias y estarían relacionados a flujos mantiformes (*sheetfloods*) generados en abanicos aluviales. Estos depósitos se caracterizan por espesos sets interestratificados de areniscas gruesas y conglomerados con estratificación horizontal-planar (Blair y McPherson, 1994).

Las facies de abanicos proximales corresponden a la AFIII. Esta se interpreta como generada por procesos gravitacionales en zonas de mayor pendiente. Los depósitos que conforman esta AF son típicos de procesos de deslizamientos coluviales y/o flujos turbulentos diluidos, generando depósitos con bases netamente erosivas, clastos angulosos y selección pobre a moderada (Blair y McPherson, 1994).

2.5.3 – Propuesta de Área tipo y Estratotipo de la Formación San Antonio de los Cobres:

Se propone como área tipo para esta Formación a la comprendida en el sector de Corte Blanco y Los Patos, entre las coordenadas 24°14'6.76" lat. S y 24°12'52.27" lat. S y los 66°14'23.66" long. O y 66°15'36.98" long. O, a lo largo de la ruta provincial N° 51 (Fig. 2.24 A). Esta elección se basa en la buena calidad de afloramientos en la zona, donde se exhiben los contactos de base y techo de la unidad.

Miembro Corte Blanco - Estratotipo del Límite Basal

Se define el Miembro Corte Blanco (MCB) como la parte basal de la Formación San Antonio de los Cobres (Figs. 2.24 B). Se reconoce en el área homónima (Sitio 1, Fig. 2.24 A), en la quebrada de Los Patos (Sitio 2, Fig. 2.24 A) y al norte de Los Patos (Sitio 3, Fig. 2.24 A). En la zona de Corte Blanco, sobre la Ruta Nacional 51, el MCB posee un espesor

de ~50 metros. Se asienta en relación discordante sobre el Conglomerado Los Patos, sobre la Ignimbrita Vizcachayoc, o bien sobre la Formación Mealla (Fig. 2.27 B).

En el perfil tipo, la parte basal está formada por la unidad eruptiva “Ignimbrita Corte Blanco” (*Nom. Nov.* para Toba I - Viramonte et al. 1984, Petrinovic et al. 1999) con un espesor muy variable (entre 5 y 12 m aprox.). La Ignimbrita Corte Blanco se distingue por el color blanco intenso e internamente se aprecia laminación paralela difusa. Contiene fragmentos juveniles de vesicularidad variable de pómez blanquecinas y fragmentos accidentales de filitas negras. Por encima se desarrolla una sucesión eólica y fluvio-eólica (Figs. 2.24 B, 2.27 A) que se caracteriza por paquetes de areniscas finas a muy gruesas, de colores blanquecinos a verdosos con estratificación cruzada tabular y en artesa de gran escala, cuyo espesor varía entre 40 y 100 metros, dependiendo la zona de la cuenca que se analice. Intercalan niveles de areniscas maciza o con laminación difusa, y niveles de conglomerados medianos lenticulares en los que se destaca la presencia de clastos provenientes de la Ignimbrita Vizcachayoc y filitas negras.

El techo del Miembro Corte Blanco se encuentra definido por la unidad eruptiva “Ignimbrita Ramadas” (Figs. 2.24 B, 2.27 A) (*Nom. Nov.* para Toba II o Tufita Corte Blanco - Lucci et al., 2018; Pingel et al., 2019; Tait, 2004; Tait et al., 2009; Viramonte et al., 1984)) con un espesor variable, entre 5 a > 10 metros. Esta unidad se caracteriza por niveles estratificados de granulometría variable (toba lapillítica a toba cinerítica), con gradación normal a inversa, y proporciones variables de clastos juveniles y líticos de rocas del basamento. Son comunes las estructuras de alto régimen (antidunas y distintas formas de dunas) en los niveles cineríticos donde las gradaciones en sets de láminas son generalmente inversas. Estas capas gradan a depósitos macizos, sin selección, en ocasiones clasto-soportados. Una característica distintiva de esta unidad eruptiva es la

presencia de cristales juveniles de granate, con cristales de tamaños promedio de aproximadamente 0.3 mm (Viramonte et al., 1994).

En la zona de la quebrada de Los Patos, 500 metros al noreste de Corte Blanco y adyacente al Río Los Patos (Sitio 2 Fig. 2.24 A), el Miembro Corte Blanco presenta un espesor de 56 metros y se compone de una sección basal, de 4 m de espesor, que se acuña completamente a los escasos metros resultando en una geometría fuertemente lenticular, integrada por un megaconglomerado fango-soporte (Columna 2 - Fig. 2.24 B). Presenta una matriz de granulometría arena fina - limoarcilítica, de color marrón claro - verdoso, con clastos de color gris negruzco, pobremente seleccionados en granulometrías de grava gruesa hasta aglomerados (hasta > 80 cm). En el sitio 3 (Fig. 2.24 A), esta unidad presenta un espesor aproximado de 110 metros y su contacto basal es con la Formación Geste, de tipo discordante (Fig. 2.6 C).

Edad

El Miembro Corte Blanco cuenta con varias dataciones radiométricas realizadas en las unidades eruptivas Ignimbrita Corte Blanco e Ignimbrita Ramadas. La unidad eruptiva basal posee edades de 7,4 Ma (K/Ar en biotita – Petrinovic et al. 1999) y 7,8 Ma (U-Pb en circones – Pingel et al., 2019). Mientras que las edades obtenidas para la Ignimbrita Ramadas varían entre 6,6 Ma (trazas de fisión en apatitas – Bigazzi, 2004, en Tait, 2004) y 6,4 Ma (U-Pb en zircón Pingel et al. 2019). El conjunto de edades permite acotar la edad de este Miembro al Mioceno tardío.

Miembro Muñano – Estratotipo del Límite Superior

A pesar de que el Miembro se definió en el área tipo de Corte Blanco, se sugiere este nombre para el mismo ya que este también aflora en los alrededores de la Estación Muñano (Fig. 2.3). Otro argumento para este nombre es que el miembro inferior ya lleva el nombre del área tipo (Miembro Corte Blanco). Este Miembro se asienta en relación

paraconcordante sobre la unidad eruptiva cuspidal (Ignimbrita Ramadas) del Miembro Corte Blanco, en contacto neto (Figs. 2.24 B, 2.29). El Miembro Muñano puede ser dividido en tres secciones informales según las características litológicas y sedimentarias (Fig. 2.29). La sección inferior se caracteriza por una sucesión de cuerpos canalizados principalmente arenosos, que intercalan con niveles conglomerádicos en los cuales se concentran principalmente clastos de filitas negro-azulados presumiblemente de la Fm. Puncoviscana, junto con clastos volcánicos blanquecinos.

La sección media se caracteriza por un incremento en la granulometría, predominando los niveles tabulares a levemente lenticulares de conglomerados, de carácter multiepisódicos, conteniendo clastos de filitas negro azulados y, en menor medida, clastos volcánicos blanquecinos y pómez. Estos niveles alternan con mantos arenosos de granulometría mediana a gruesa.

Por último, la sección superior comprende una secuencia granocreciente, que evoluciona desde niveles predominantemente psamíticos, de granulometría mediana a gruesa con bases erosivas (fuertemente cóncavas) y delgados lentes de conglomerado fino a mediano, integrado casi exclusivamente por clastos volcánicos blancos. Hacia el techo predominan niveles conglomerádicos, fino a gruesos, clastosoportados, en los cuales abundan casi en su totalidad los clastos de filitas negro-azulados.

Edad

Este miembro posee una edad radiométrica de 5.5 Ma mediante el método U-Pb en circones provenientes de un nivel de ceniza volcánica (Pingel et al., 2019) en la sección media a superior del mismo, por lo que es posible asignar una edad miocena tardía – pliocena.

CAPÍTULO 3 – ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE LAS UNIDADES CENOZOICAS DE LA CUENCA DE SAN ANTONIO DE LOS COBRES

El análisis de procedencia es una de las herramientas que, integrada con análisis sedimentológicos y estratigráficos, permite determinar la composición del área fuente de los detritos que rellenaron una cuenca, así como inferir cambios en las condiciones climáticas y regímenes tectónicos que gobernaron la zona de aporte junto a los ambientes depositacionales. La composición y moda detrítica de areniscas y conglomerados reflejan el carácter de la procedencia sedimentaria y el ambiente tectónico de la cuenca (Dickinson, 1985; Dickinson y Suczek, 1979).

3.1 – Análisis de Procedencia de la Formación Geste

3.1.1 – Petrografía, composición y procedencia de la fracción psamítica de la Formación Geste

Petrografía y composición

La fracción psamítica de la Formación Geste se caracteriza por presentar una granulometría mediana a gruesa, e incluso presentar niveles con sabulitas. En general presentan una selección moderada a pobre, con granos de morfología subangulosa a subredondeada (Fig. 3.1). Estas areniscas muestran una tendencia composicional cuarzosa, con baja participación de líticos, en este caso volcánicos (Lv) y feldespatos (F), con una relación promedio de $Q/F/L = 67/12/21$. Las mismas se clasifican como Areniscas Lito-cuarzosas y Feldespato-lito-cuarzosas, de acuerdo con la clasificación propuesta por Garzanti (2019) y Garzanti et al., (2018)(Fig. 3.2).

El cuarzo se presenta principalmente como cristales monocristalinos con extinción ondulosa o, en menor medida, con extinción recta (Fig. 3.1 A, B, C). Es común la presencia de cuarzo policristalino con bordes saturados, en cristales simples (Fig. 3.1 B, C) o deformados (Fig. 3.1 G, I). Los minerales feldespáticos incluyen la ortoclasa y el

microclino. El primero se presenta en cristales subredondeados, tabulares a sub-tabulares, con alteración sericítica (Fig. 3.1 B, D) y con macla de dos individuos (Fig. 3.1 B, G), mientras que el microclino se observa con la típica macla en enrejado (Fig. 3.1 K, L). La plagioclasa (Pl) es muy escasa, no llegando a contarse más de 10 granos por sección (Fig. 3.1 B).

En cuanto a los fragmentos líticos volcánicos (Lv) que componen estas rocas, se pueden distinguir dos tipos: líticos que no superan el tamaño de grano arena mediana y muestran texturas granulares a micro-porfídicas en las que se distingue una pasta o matriz compuesta de cuarzo recristalizado (chert) y fenocristales de cuarzo y feldespato (Fig. 3.1 B, I, O), y líticos volcánicos que muestran tamaño de grano arena gruesa hasta sábulo y texturas micro-porfídicas con pastas afaníticas grisáceas, oscuras y fenocristales tabulares de feldespato y plagioclasa (Fig 3.1 F). Fragmentos de vidrio volcánico (Lvit) también se observaron, aunque no son muy comunes (Fig. 3.1 H). Los líticos sedimentarios (Ls) presentan geometrías tabulares y en general se componen de granos finos a muy finos (Fig. 3.1 B, I-L). En ocasiones se observan pequeñas esferas concéntricas en forma de ooides (Od - Fig. 3.1 K, L). En cuanto a los líticos metamórficos (Lm) y metasedimentarios (Lms) se distinguen porque presentan foliación y, en ocasiones, minerales del grupo de los filosilicatos que muestran alguna orientación preferencial (Figs. 3.1 E, I). En cuanto al cemento, es común la presencia de cemento carbonático rellenando los espacios intergranulares (Fig. 3.1 M) o como agregados, formando nódulos (Fig. 3.1 O, Q-R). En general se observa en forma de esparita, microesparita y en menor medida micrita (Fig. 3.1 R). Los espacios porales en ocasiones se presentan rellenos por material arcilloso/ferruginoso o silíceo (Fig. 3.1 N-R).

Se deduce que estas areniscas se componen principalmente de cuarzo (Qz), feldespato potásico (Kfs), y diversos componentes líticos, incluyendo volcánicos (Lv), plutónicos (Lp), metamórficos (Lm), metasedimentarios (Lms) y sedimentarios (Ls) (Tabla 3.1).

A partir de los componentes identificados en base al estudio petrográfico de las areniscas que conforman esta unidad, se interpretan 4 fuentes principales:

- *Origen plutónico:* Proviene de esta fuente cristales de cuarzo monocristalino con extinción recta, cuarzo policristalino de grano grueso, feldespatos potásicos (ortoclasa y microclino) y plagioclasa.
- *Origen metamórfico:* De aquí derivan los compuestos de cuarzo monocristalino con extinción ondulosa, cuarzo policristalino deformado con bordes suturados, cuarzo policristalino de grano fino, y líticos de metamorfitas y metasedimentitas.
- *Origen volcánico:* Se interpretan derivados de este origen a las variedades de cuarzo policristalino, recristalizado de grano fino, plagioclasas y líticos volcánicos con texturas porfídicas y líticos vítreos.
- *Origen sedimentario:* Corresponden a esta fuente los granos de arenisca, pelitas y fragmentos de ooides.

3.1 – Análisis de Procedencia de la Formación Geste

Tabla 3.1: Composición modal de las areniscas de la Formación Geste

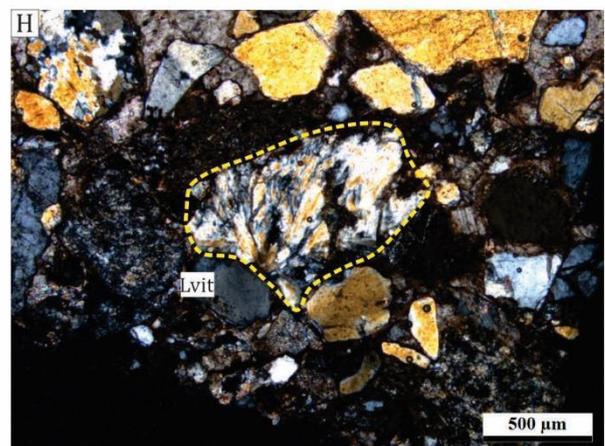
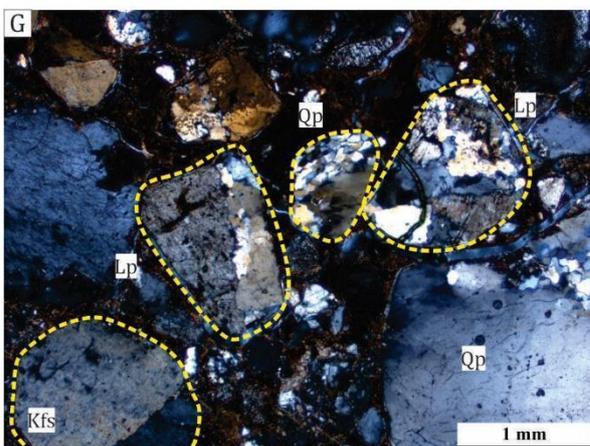
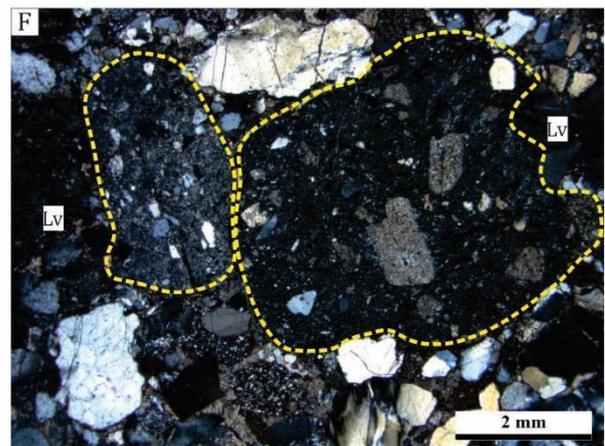
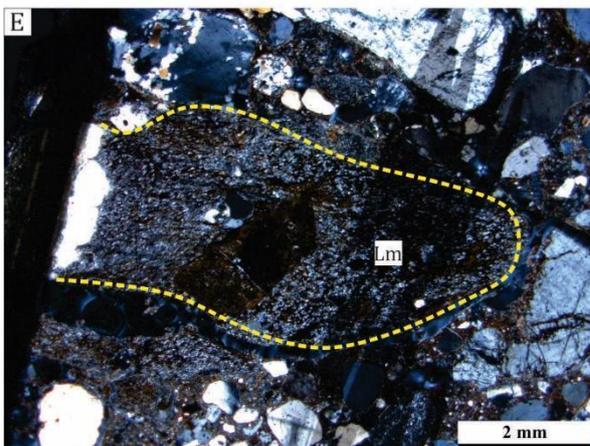
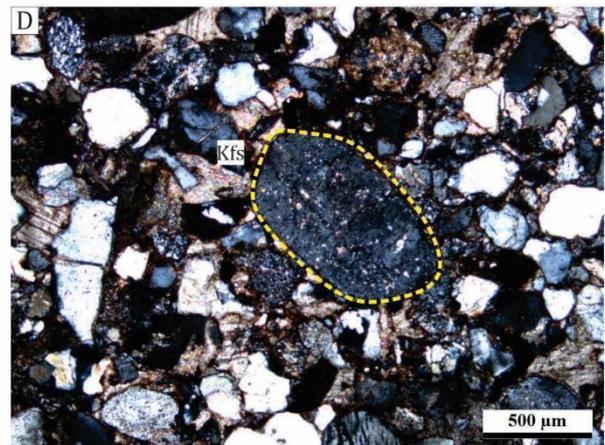
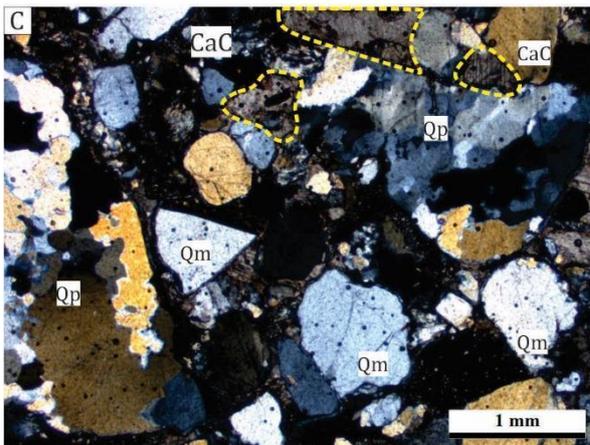
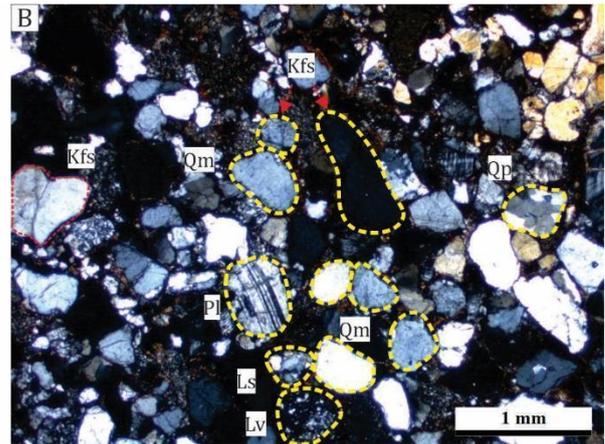
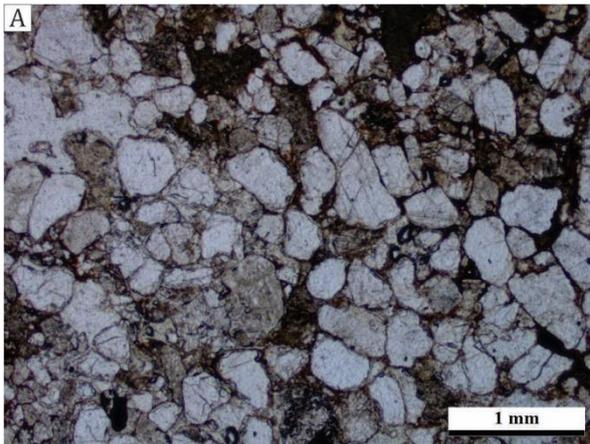
Muestra Q/F/L (%)	Cuarzo Monocristalino (Qm)		Cuarzo policristalino (Qp)		Feldespato- K	Plagioclasa	Líticos (L)					Cemento carbonático	Otro**
	Extinción recta	Extinción ondulosa	Simple	Deformado	F = Fk + P		Plutónicos (Lp)	Volcánicos (Lv)	Sedimentarios (Ls)	Metamórficos (Lm)	Meta-sedimentarios (Lms)		
J11-17-07 83/14/3	37 47%	108	81 36%	33	41 14%	1	6 3%	—	3	—	—	41	49
J11-17-12 68/13/19	37 43%	104	58 25%	22	34 13%	8	9 19%	2	12	28	12	2	72
J11-17-15 80/9/11	23 40%	97	98 40%	21	26 9%	2	4 11%	—	17	8	4	46	54
J11-17-14 63/15/22	22 33%	63	69 30%	7	39 15%	—	32 22%	5	9	4	6	—	144
J11-17-19 51/8/41	9 23%	68	66 28%	23	24 8%	1	48 41%	41	14	16	17	41	32
J11-17-20 46/9/45	28 32%	55	32 14%	3	22 9%	1	4 45%	22	15	42	33	61	82
J11-17-21 75/10/15	32 49%	112	59 26%	20	26 10%	4	4 15%	10	2	14	12	41	64
J11-17-23 80/9/11	27 57%	132	42 23%	22	23 9%	3	4 11%	12	—	14	—	31	90
J05-17-08 68/12/20	43 45%	101	63 23%	11	39 12%	—	12 20%	10	8	26	7	—	81
J03-18-02 63/10/27	26 35%	84	60 28%	25	31 10%	—	8 27%	14	3	31	29	22	67
J05-17-09* 68/14/18	9 45%	91	38 23%	13	31 14%	—	11 18%	8	3	17	2	9	68
J03-18-01 58/18/24	24 35%	55	44 23%	10	42 18%	—	3 24%	17	3	15	14	2	71
J05-17-11	33	126	50	14	33	2	3	13	5	11	1	5	109

3.1 – Análisis de Procedencia de la Formación Geste

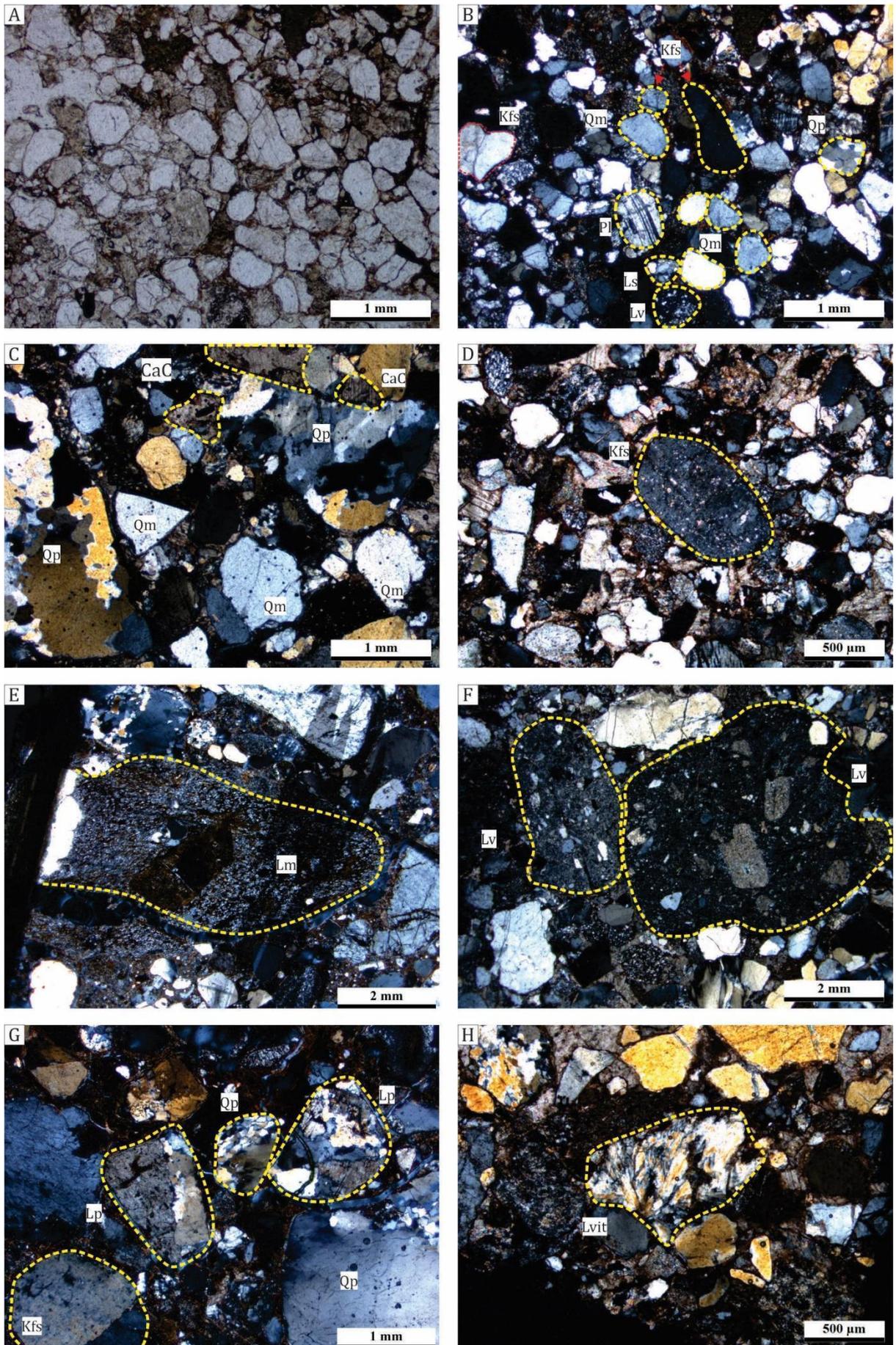
77/12/11	55%		22%		12%		11%						
J03-18-06	25	61	23	14	15	—	5	26	4	16	9	105	97
62/8/30	43%		19%		8%		30%						

* Se contaron 300 granos **Recubrimientos arcillosos, óxidos, silíceos, matriz detrítica, opacos. Detalles en Apéndice XX

3.1 – Análisis de Procedencia de la Formación Geste



3.1 – Análisis de Procedencia de la Formación Geste



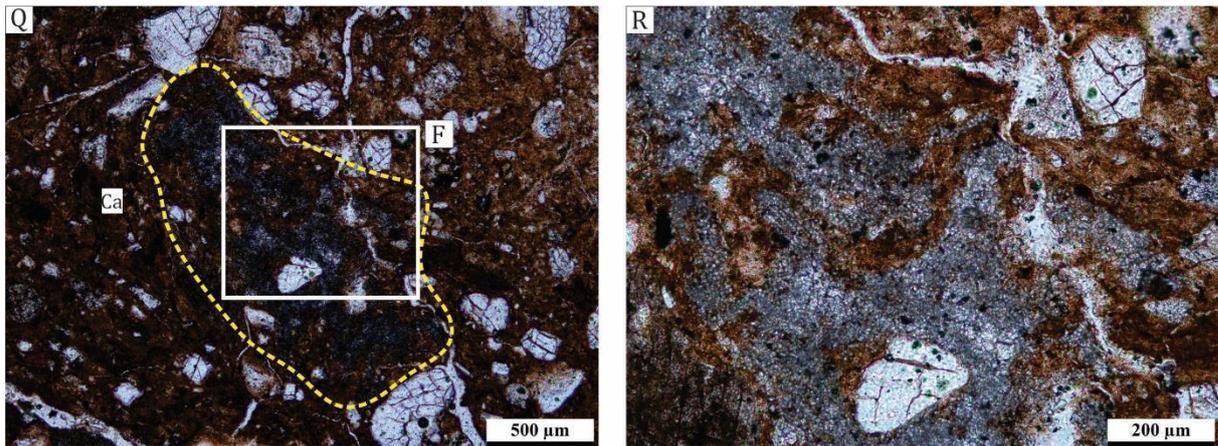


Fig. 3.1- Microfotografías de la Formación Geste. A, B, C, D) Vista general de las areniscas y de sus principales minerales componentes. E) Lítico metamórfico. F) Líticos de origen volcánico (Lv), con texturas porfíricas, con fenocristales tabulares de feldespato potásico y plagioclasa, en una pasta afanítica oscura. G) Líticos de origen plutónico (Lp), compuestos por cuarzos policristalinos y feldespato seritizado, junto granos de cuarzo policristalino y feldespato. H) Lítico volcánico de textura vítrea (Lvít). I) Arriba un lítico de origen sedimentario, de grano fino (Ls). Abajo hacia la izquierda un lítico volcánico, de textura seriada, formada por recrystalización de cuarzo (Lv) y hacia la derecha un grano de cuarzo policristalino, deformado (Qp). J) Hacia la izquierda se observa un lítico meta-sedimentario (Lms), de grano fino y con foliación. A la izquierda de este, se observa un lítico sedimentario (Ls) y hacia la derecha un grano de cuarzo policristalino. K, L) Hacia la izquierda de las imágenes se observa un grano de microclino (Mc), con su típica macla en enrejado. Hacia el centro, un grano redondeado, de estructura concéntrica, correspondiente a un ooide (Od). Hacia la derecha, se observa un grano de arenisca fina (Ls). M) Espacio poral irregular relleno con cemento de calcita (CaC). N) Matriz o relleno poral arcilloso. O) Hacia la izquierda un lítico volcánico con una pasta de cuarzo recrystalizado y fenocristales angulosos de cuarzo y feldespato. Hacia la derecha un nódulo calcáreo (Ca) compuesto por micrita. P) Nódulo compuesto de óxidos (Ox), posiblemente férrico. Q, R) Cemento micrítico relleno de poros, junto con una matriz arcillosa.

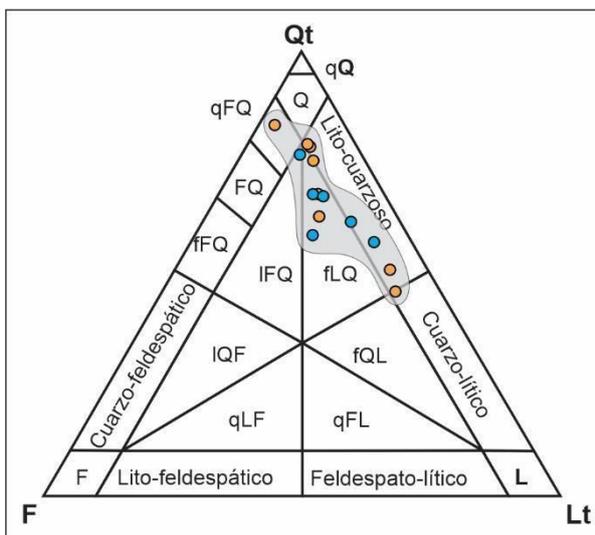


Fig. 3.2- Diagrama ternario de clasificación de areniscas según Garzanti et al. (2018) y Garzanti, (2019). Los círculos celestes corresponden a areniscas de la sección media-baja, mientras que los círculos naranjas, corresponden a la sección media-alta. Q = cuarzo (qQ = cuarzo puro); F = feldespático; L = lítico; FQ = feldespato-cuarzosa (fFQ = rico en feldespato; qFQ = rico en cuarzo); QF = cuarzo-feldespático; LF = litofeldespático; FL = feldespatolítico; QL = cuarzolítico; LQ = lito-cuarzosa; IFQ = lito-feldespato-cuarzosa; IQF = lito-cuarzo-feldespático; qLF = cuarzo-lito-feldespático; qFL = cuarzo-feldespato-lítico; fQL = feldespato-cuarzo-lítico; fLQ = feldespato-lito-cuarzosa.

Análisis de procedencia de las areniscas

Las relaciones entre los componentes de estas areniscas fueron volcadas en los diagramas ternarios propuestos por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson et al., (1983).

Las mismas indican que los detritos son derivados de los campos composicionales correspondientes a Orógeno Reciclado y Orógeno Reciclado Transicional (Fig. 3.3 A, B), lo que sugiere detritos provenientes de sistemas corridos y plegados en cuencas de antepaís de retroarco. Estas relaciones coinciden con las *suites* de areniscas de cuencas de antepaís, derivadas de rocas sedimentarias y meta-sedimentarias, las cuales son escasas en feldspatos y líticos volcánicos (Dickinson, 1985; Dickinson y Suczek, 1979).

Un nuevo enfoque para la procedencia en orógenos y bordes convergentes es el propuesto por Garzanti et al., (2007), en el que se destacan ocho (8) escenarios posibles, uno de ellos llamado “cordilleras de tipo Andinas”. Estas se caracterizan por la subducción de una placa oceánica por debajo de una placa continental. Según esta clasificación, las areniscas de la Formación Geste son propias de detritos de cuencas de retroarco. Los mismos comprenden detritos de cuña clástica orogénica, dando lugar a detritos enriquecidos en cuarzo producto del reciclaje de unidades sedimentarias que componen orógenos meteorizados (Fig. 3.3 C). El análisis de las relaciones entre líticos deja en evidencia la predominancia de líticos metamórficos, meta-sedimentarios y sedimentarios por sobre los volcánicos, mostrando una procedencia de Bloque Continental, con una mezcla subordinada de detritos volcánicos/plutónicos desde el Arco Magmático (Fig. 3.3 D).

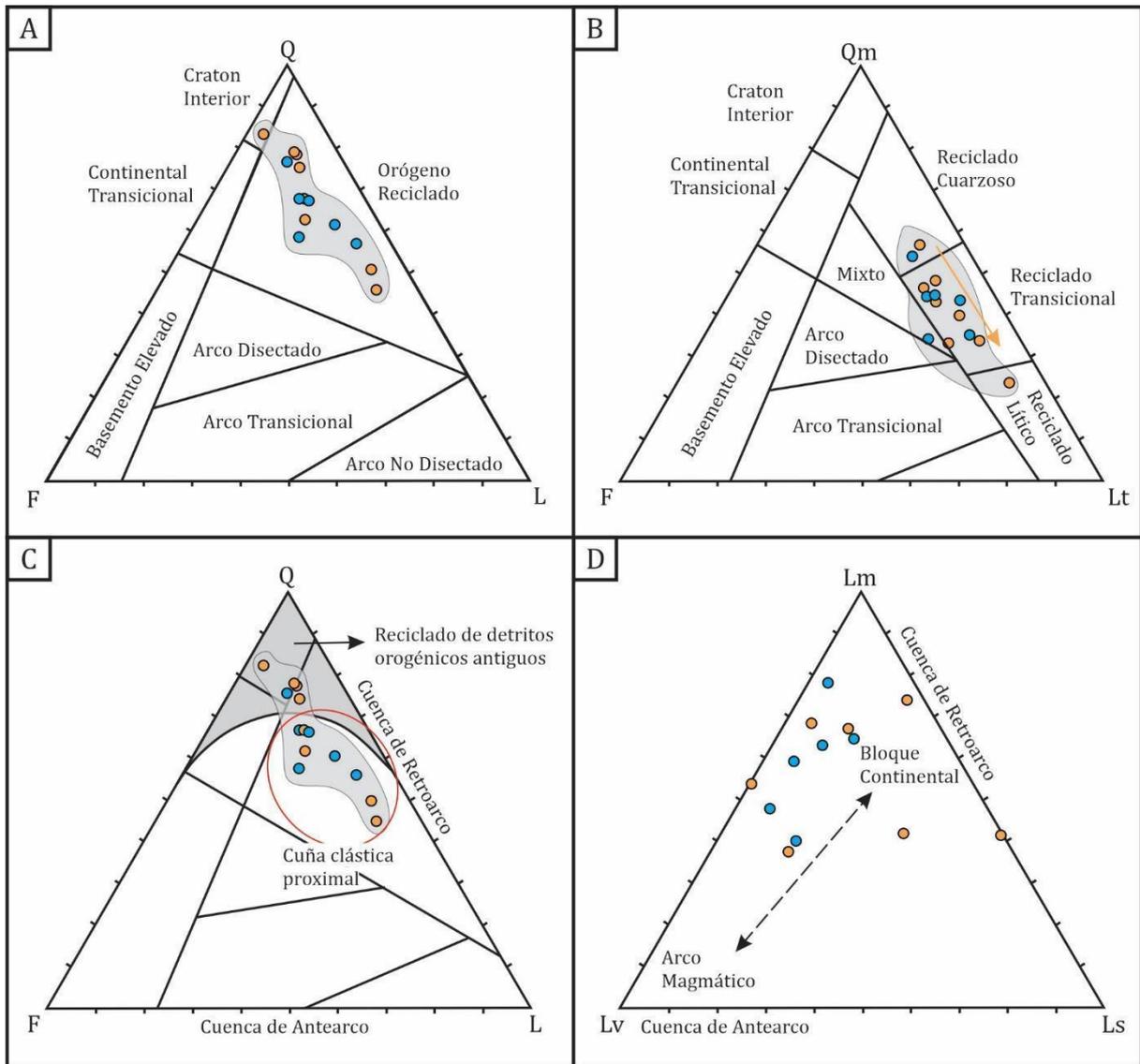


Fig. 3.3- Diagramas ternarios de procedencia. A, B) Diagramas QFL y QmFLt propuestos por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson et al. (1983). **C)** Diagramas de procedencia QFL para cuencas de la Cordillera Andina modificado por Garzanti et al. (2007). **D)** Diagrama LmLvLs de discriminación de líticos modificado de Garzanti et al. (2007). Los círculos celestes corresponden a areniscas de la sección media-baja, mientras que los círculos naranjas corresponden a la sección media-alta de la Fm. Geste.

3.1.2 – Composición modal de los conglomerados de la Formación Geste

Se reconocieron 8 tipos de litológicos (Tabla 3.2, Figs. 3.3, 3.4): 1) Metacuarcitas 2) Areniscas, 3) Cuarzo, 4) Filitas, 5) Granitos, 6) Volcanitas, 7) Calizas y 8) Metamorfitas de grado medio-alto.

Tabla 3.2- Composición modal de los conglomerados de la Formación Geste

Sección Media	Localidad / Estación		Meta-cuarcitas	Areniscas	Cuarzo	Filitas	Granitos	Volcanitas	Calizas	Metamorfitas de grado medio-alto
	Los Patos	ECC 1		48	6	36	13	6	0	0
ECC 2			49	2	41	17	9	7	0	5

	ECC 3	40	7	36	19	6	22	0	11	
	Fundiciones	ECC 1	66	10	24	0	2	0	0	9
		ECC 2	70	15	20	0	0	0	0	17
		ECC 3	55	14	13	13	9	9	3	0
	Corte Blanco	ECC 1	41	10	24	10	6	13	0	0
		ECC 2	20	9	14	3	11	39	23	2
	Piscuno	ECC 1	30	18	25	17	0	4	0	0
	Total		419	91	233	92	49	94	26	48
Sección Superior	Fundiciones	ECC 4	50	7	9	33	6	5	0	5
		ECC 5	29	8	5	33	5	29	0	5
		ECC 6	43	8	0	40	7	2	0	2
	Cajón	ECC 1	1	0	23	3	0	72	0	1
	Total		123	23	37	109	18	108	0	13

Tanto en la sección inferior como media de la Formación Geste se observa un predominio de clastos de areniscas de tipo metacuarcitas (40%) y cuarzo (22%), con participación secundaria de areniscas rojizas (9%), clastos de composición volcánica (9%) y clastos de filitas azules (9%). En menor medida, se observan clastos de calizas (5%) y metamorfitas de grado mediano-alto (4% - Fig. 3.5). Los clastos de composición carbonática son componentes característicos de la zona cuspidal de sección media de la Formación Geste, y no se observan en las otras secciones estratigráficas (Fig. 3.3 D). Estos clastos se distinguen por la composición netamente carbonática, en ocasiones con texturas oolíticas y en otras se observan restos de gasterópodos (Fig. 3.4 D). Por último, algunos niveles conglomerádicos muestran porcentajes menores de rocas graníticas (2%, Fig. 3.3 F).

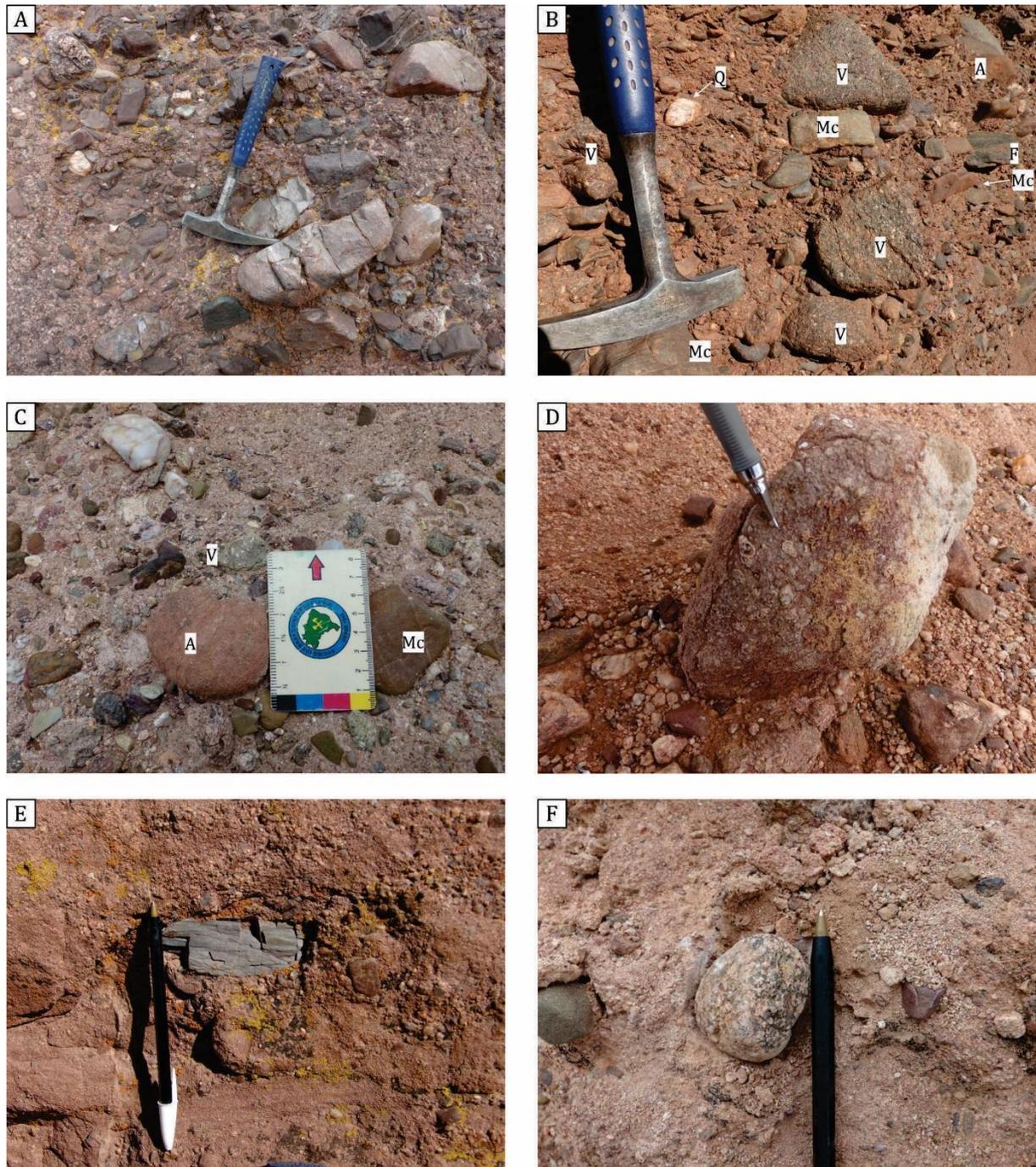


Fig. 3.4- Clastos de los conglomerados de la Formación Geste. A) Nivel de conglomerados gruesos con clastos mayormente de metacuarcitas negruzcas. **B)** Nivel de conglomerados medianos a gruesos con clastos de volcanitas oscuras (V), areniscas de tipo metacuarcitas (Oc), Filitas (F), cuarzo (Q) y areniscas rojizas (A). **C)** Clastos de arenisca rojiza (A), arenisca de tipo metacuarcita (Oc) y volcanita grisácea (V). **D)** Clasto de caliza oolítica con restos de gasterópodos. **E)** Clasto de filita azulada. **F)** Clasto de granito de grano mediano.

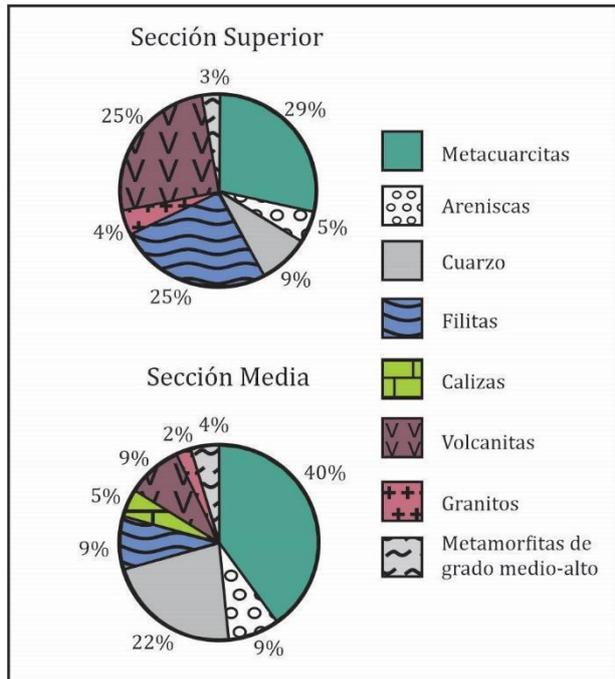


Fig. 3.5- Composición modal de los conglomerados de las secciones media y superior de la Fm. Geste.

Por otra parte, la sección superior de la Formación Geste, cambia la composición, así como el tamaño de grano con dominio grava gruesa. Se observa un marcado predominio clastos de composición metacuarcítica (29%) así como de componentes volcánicos (25%) y filitas azules (25% respectivamente, Fig. 3.3). La presencia de clastos de cuarzo (9%) y

areniscas (5%) también disminuye con relación a la sección media. La presencia de clastos graníticos (4%) y metamorfitas de grado medio-alto (3%) es equivalente a la sección media, sin embargo, no se observan clastos de calizas en esta sección de la Formación Geste (Fig. 3.5).

3.1.3 – Paleocorrientes

En la localidad de Muñano (Sitio 1, Fig. 3.5) las direcciones de paleocorrientes medidas en la sección basal de la Formación Geste, muestran una dispersión bimodal, con paleoflujos hacia el SE y NO. Debido a que la sección basal sólo aflora en esta localidad, y con espesores reducidos, no ha sido posible realizar más mediciones, por lo que la cantidad de datos resulta limitada para hacer mayores interpretaciones.

En las localidades de Corte Blanco, Los Patos (Sitio 2), Piscuno (Sitio 3) y Fundiciones (Sitio 4; Fig. 3.5), la sección media de la Formación Geste aflora con mayor continuidad. En las localidades de Corte Blanco, Los Patos (centro-sur de la cuenca) y Piscuno (noreste de la cuenca) donde se observa la zona basal de la sección media, se obtuvo una dirección de flujo

dispersa, con niveles indicando paleocorrientes tanto hacia el E como hacia el O (Figs. 3.5, 3.6), mientras que para la sección media alta, los datos indican que los ríos drenaban hacia el O-NO, tanto en la localidad de Fundiciones, donde aflora con mayor continuidad, como en la localidad de Piscuno, cuyo espesor es reducido.

Para la sección superior, los datos muestran una dirección de drenaje hacia el E en las localidades de Fundiciones y Cajón (Sitios 4 y 5, respectivamente; Fig. 3.5). Debido a las características de estos depósitos, no se han podido tomar una gran cantidad de datos.

Los resultados obtenidos y graficados en la Fig. 3.6 indican que las corrientes que transportaron el sedimento circularon en más de una dirección, indicando patrones complejos de drenaje. De aquí se desprende que durante la depositación de la Formación Geste predominaron dos direcciones de paleoflujo. Una en sentido E-SE, y otra en sentido opuesto (O-NO).

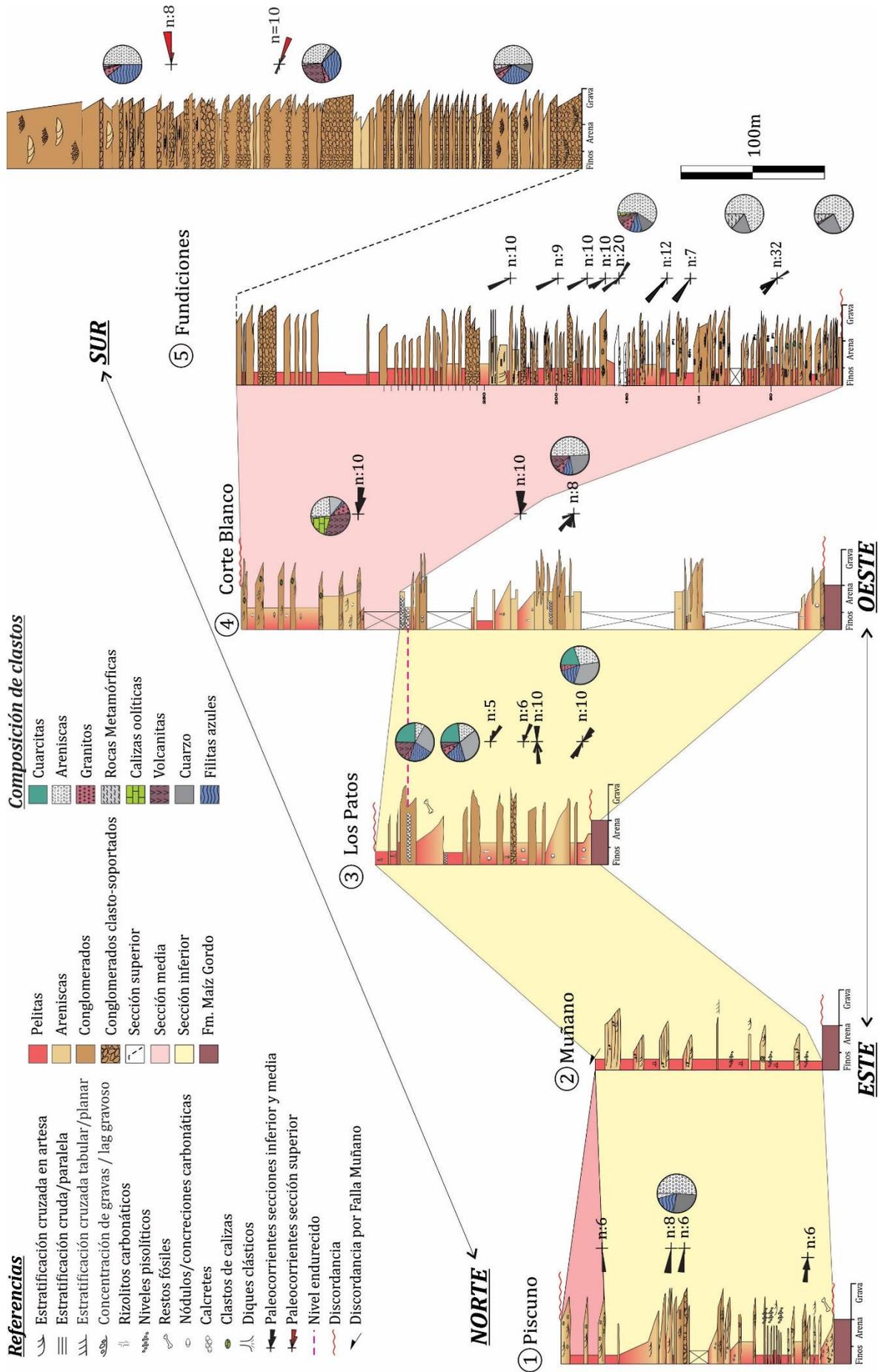


Fig. 3.6- Correlación entre los distintos perfiles estratigráficos para la sección media y superior, mostrando la distribución de los datos de paleocorrientes y la variación composicional de la fracción clástica de granulometría gravosa de la Fm. Geste. Esta correlación se basa en la distribución de facies a lo largo de la cuenca de SAC.

3.1.5 – Interpretación de las Áreas de Aporte

En base a los estudios realizados y resultados mencionados en los apartados anteriores, se interpretaron cuatro fuentes principales, las cuales habrían aportado el detrito que compone la unidad.

Fuente a partir de metamorfitas del Neoproterozoico-Paleozoico Inferior

El basamento Neoproterozoico-Paleozoico Inferior de la Puna Norte está integrado por la Formación Puncoviscana (Precámbrico) y los Grupos Mesón y Santa Victoria (Cámbrico – Ordovícico). Estas sucesiones se encuentran ampliamente distribuidas en el área de estudio, y actualmente forman los cordones montañosos que limitan la cuenca (Fig. 3.7). Se considera a estas rocas como una potencial fuente principal para la mayoría de los líticos metamórficos y metasedimentarios, así como las variedades de cuarzo monocristalino con extinción ondulosa y policristalino deformados.

El estudio de composición de clastos gravosos revela que más del 50% de dichos intervalos se compone de metacuarcitas, filitas y metamorfitas de grado medio-alto (Figs. 3.5, 3.6), a partir de lo cual se infiere que el basamento Precámbrico-Paleozoico Inferior constituye la fuente principal de detritos para los conglomerados de la Formación Geste. Asimismo, las areniscas de esta unidad revelan un contenido significativo de variedades de cuarzo monocristalino con extinción ondulosa y policristalino deformados o foliados, (> 40%, Tabla 3.1) por lo que constituyen una fuente principal para las areniscas de la Formación Geste.

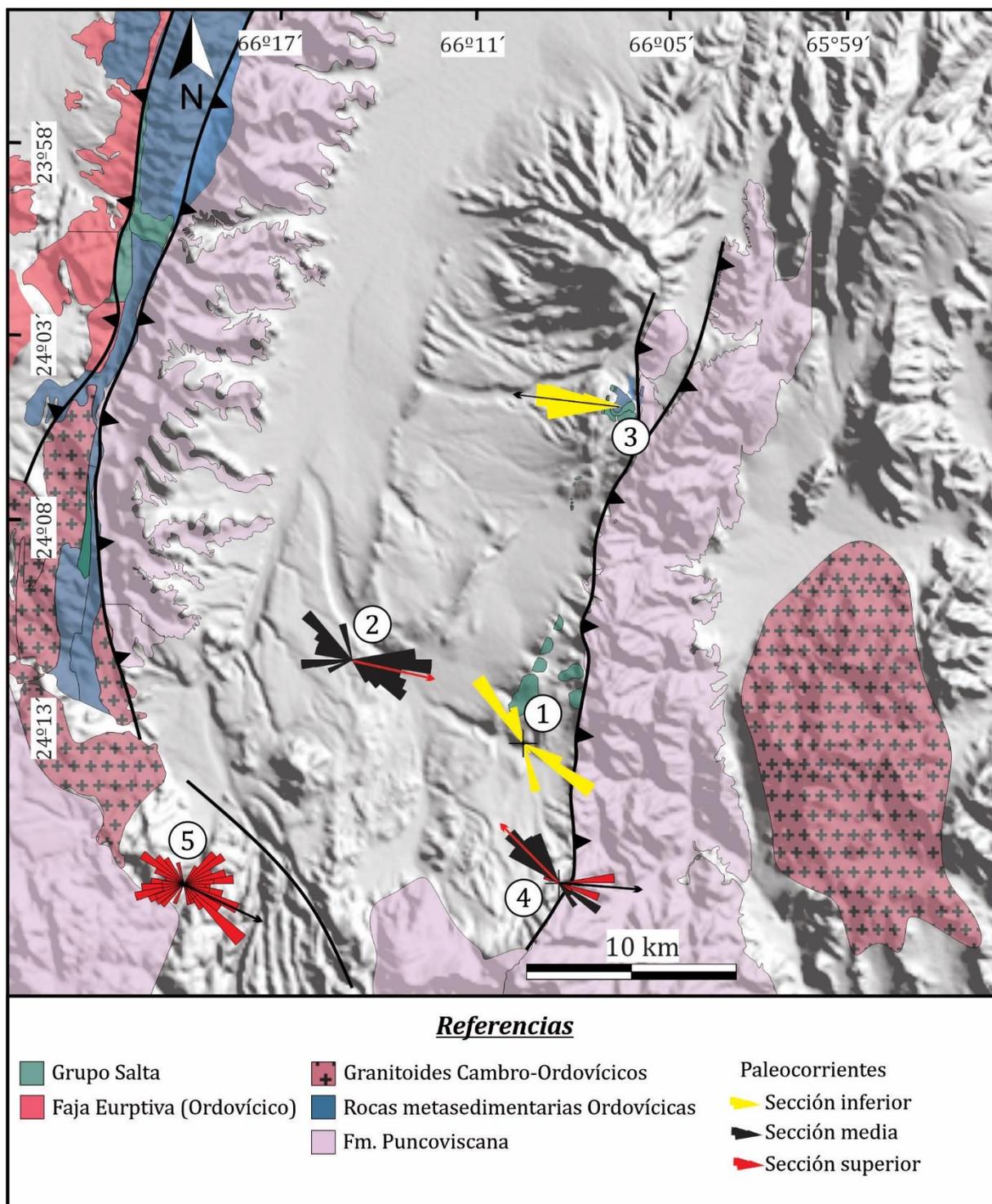


Fig. 3.7- Mapa geológico simplificado de la cuenca de San Antonio de los Cobres en el cual se muestran los diagramas de rosa realizados con las paleocorrientes promedio (flechas) de las cinco localidades de estudio. 1- Muñano, 2- Corte Blanco y Los Patos, 3- Piscuno, 4- Fundiciones, 5- Cajón.

Fuente a partir de rocas plutónicas Cambro-Ordovícicas.

Son indicativos de una fuente plutónica los granos de cuarzo monocristalino con extinción recta, cuarzo policristalino de grano grueso, las distintas variedades de feldespatos y micas,

así como los clastos de granitos rosados que se encuentran en los niveles de conglomerádicos de la Formación Geste. Estos componentes podrían proceder de distintas fuentes plutónicas emplazadas tanto en la Puna como Cordillera Oriental.

Hacia el este de la cuenca de SAC, en la Cordillera Oriental, el principal cuerpo granítico y de mayor extensión areal (~ 500 km²) corresponde al Batolito de Tastil de edad Cámbrico Inferior a Medio (Fig. 3.7). Esta unidad se caracteriza por facies de granitos rojos, pórfidos dacíticos y granodiorita gris (Hongn et al., 2010; 2001; Seggiaro et al. 2019 y referencias allí citadas). Asimismo, hacia el oeste y noroeste de la Sierra de Cobres, límite occidental de la cuenca de SAC (Fig. 3.7), afloran diversos cuerpos graníticos de edad Ordovícica (incluyendo la Granodiorita Cobres) que forman parte del Complejo Eruptivo Oire (Mendez et al. 1997, Seggiaro et al. 2015).

Si bien en los niveles conglomerádicos la presencia de clastos graníticos es escasa (~ 2– 4 %, Fig. 3.5), en las areniscas la presencia de granos de cuarzo monocristalinos con extinción recta y granos policristalinos de grano grueso representan un porcentaje considerable (> 35% - Tabla 3.1), por lo que se interpreta a estas rocas como una de las principales fuentes de aporte a las areniscas de la Formación Geste.

Fuente a partir de rocas volcánicas del Paleozoico Inferior

En cuanto al registro volcánico del Paleozoico Inferior, el mismo se encuentra restringido a la denominada Faja Eruptiva Oriental de la Puna (Mendez et al., 1973) posteriormente asignada como Complejo Eruptivo Oire (Mendez et al., 1979). Estas unidades se disponen en una faja de rumbo meridional, hacia el oeste, suroeste y noroeste de la cuenca de SAC. Este complejo se interpreta como vestigios de un arco magmático paleozoico compuesto por cuerpos intrusivos y unidades extrusivas (Coira, 2008). La mineralogía y texturas son afines con los clastos volcánicos identificados en los niveles conglomerádicos de la Formación Geste.

Fuente a partir de rocas sedimentarias del Cretácico-Paleógeno

Se interpreta a los clastos de areniscas pardo-rojizas como derivados de las unidades arenosas del Subgrupo Pirgua, mientras que los clastos de areniscas con cemento carbonático y calizas corresponderían a las unidades de los Subgrupos Balbuena y/o Santa Bárbara (Grupo Salta). Particularmente, los clastos de calizas que presentan abundantes restos de gasterópodos (turritelas) y ooides son sugestivos de procedencia a partir de la Formación Yacoraite (Marquillas et al., 2005).

Estas unidades actualmente afloran en fajas de rumbo N-S tanto en la cuenca de SAC como hacia el oeste de la misma (Fig. 3.7). Hacia el borde este de la cuenca, afloran al pie de la Sierra de Muñano, la cual constituye el límite entre la Puna y Cordillera Oriental. Esta serranía constituye el bloque colgante del corrimiento homónimo que, con vergencia occidental, cabalga el basamento sobre los depósitos Cretácico-Paleógenos del Grupo Salta (Donato y Vergani, 1988).

3.2 – Análisis de Procedencia del Conglomerado los Patos

Esta unidad se caracteriza por ser netamente conglomerádica, y la composición de estos niveles varía desde rocas metamórficas (filitas y esquistos), rocas plutónicas porfídicas y rocas volcánicas (Fig. 3.9; del Papa y Petrinovic, 2017).

Las primeras se caracterizan por presentar morfologías subangulares y aplanadas, colores grisáceos y foliación muy marcada. Son correlacionables con las rocas que componen el basamento Neoproterozoico-Paleozoico Inferior de la cuenca. Estas corresponden a metamorfitas de bajo grado de la Formación Puncoviscana del Neoproterozoico, rocas metasedimentarias del basamento Cambro-Ordovícico (Grupos Mesón y Santa Victoria). Las rocas plutónicas en general presentan texturas porfídicas de grano medio a grueso. Se presentan con morfologías subredondeadas y en tamaños de grava mediana a gruesa. Estas se asocian a plutonitas del Ordovícico (Complejo Eruptivo Oire). Por otro lado, las volcanitas

presentan texturas porfídicas, de grano fino a medio, con cristales tabulares de plagioclasa o feldspatos inmersos en matrices afaníticas de colores violáceos – grisáceos. Por las características, se asume que corresponden a volcanitas miocenas cuya procedencia en referencia al centro emisor es incierta. del Papa y Petrinovic, (2017) relacionan estos depósitos con los depósitos lávicos miocenos del complejo Rupasca, el cual se ubica 30 km al suroeste de SAC. Los datos de paleocorrientes tomados por estos autores apoyan esta interpretación.

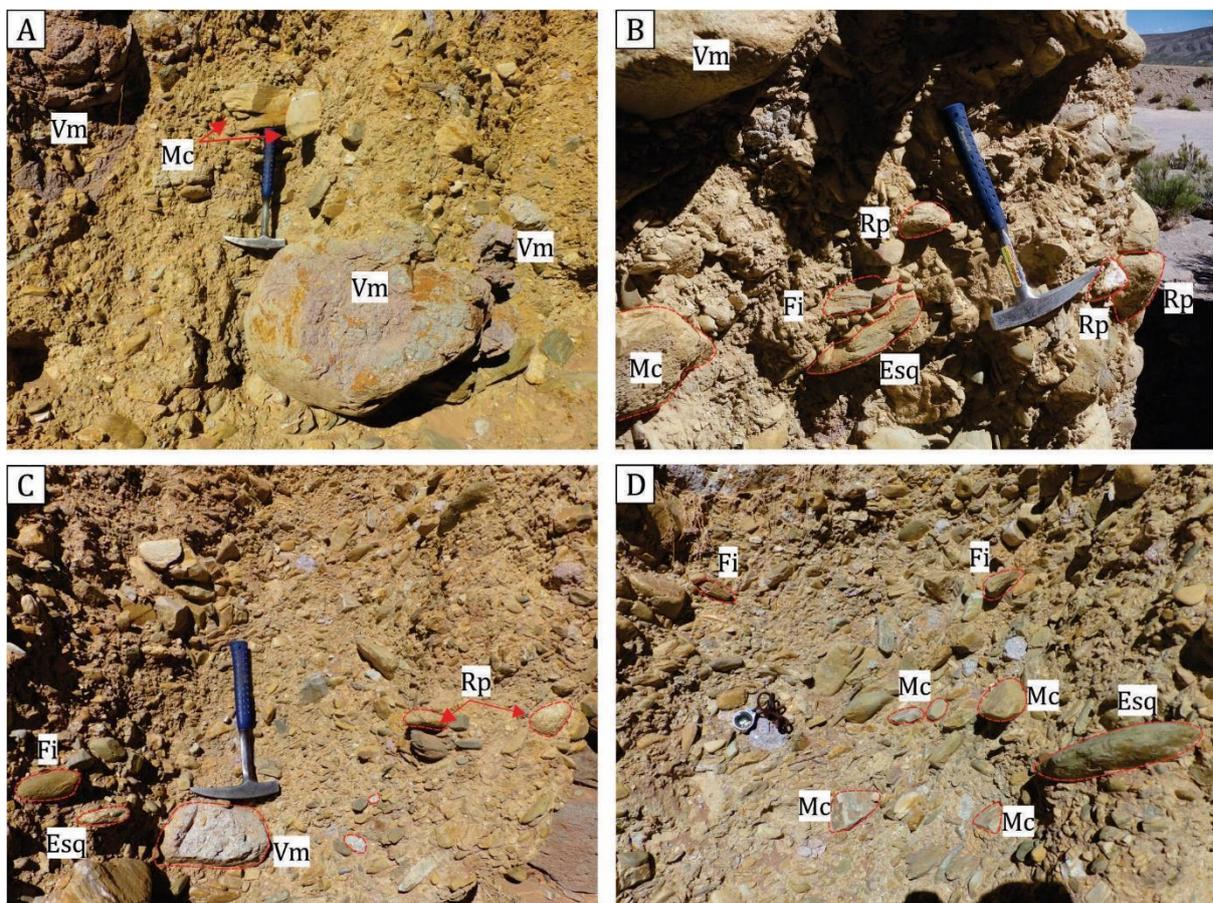


Fig. 3.9 – Composición clástica del Conglomerado Los Patos. Vm: Volcanitas miocenas; Mc: Metacuarcitas; Rp: Roca plutónica, Esq: Esquistos, Fi: Filitas.

3.3 – Análisis de Procedencia de la Formación San Antonio de los Cobres

3.3.1 – Miembro Corte Blanco: Procedencia y Paleocirculación

Petrografía, clasificación y composición modal de las areniscas del Miembro Corte Blanco

Las areniscas eólicas del Miembro Corte Blanco se clasifican como lito-feldespatocuarzosas (IFQ) y lito-cuarzo-feldespáticas (IQF), según la clasificación propuesta por Garzanti et al. (2018) (Figura 3.10).

Petrográficamente se caracterizan por tener granos angulosos a subangulosos y una fábrica abierta (Fig. 3.11 A, B). El cemento es comúnmente silíceo, pero también pueden ocurrir recubrimientos ferruginosos y arcillosos en los granos (Fig. 3.11 C). Las areniscas se componen principalmente de cuarzo (monocristalino y policristalino), feldespato potásico y plagioclasa, así como cantidades menores de líticos de origen volcánico, plutónico, metamórfico y sedimentario.

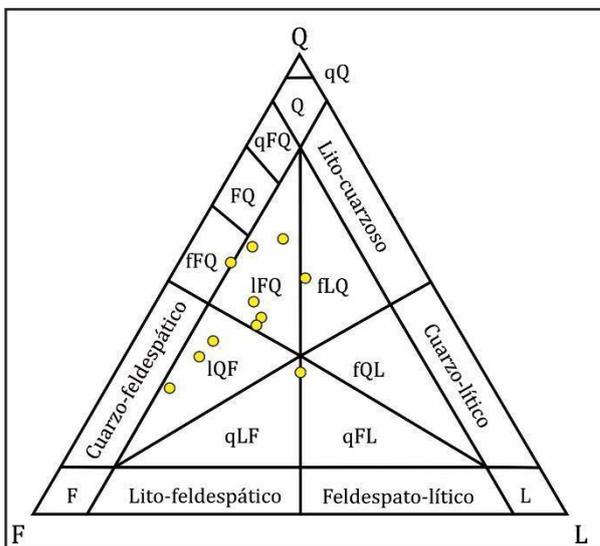
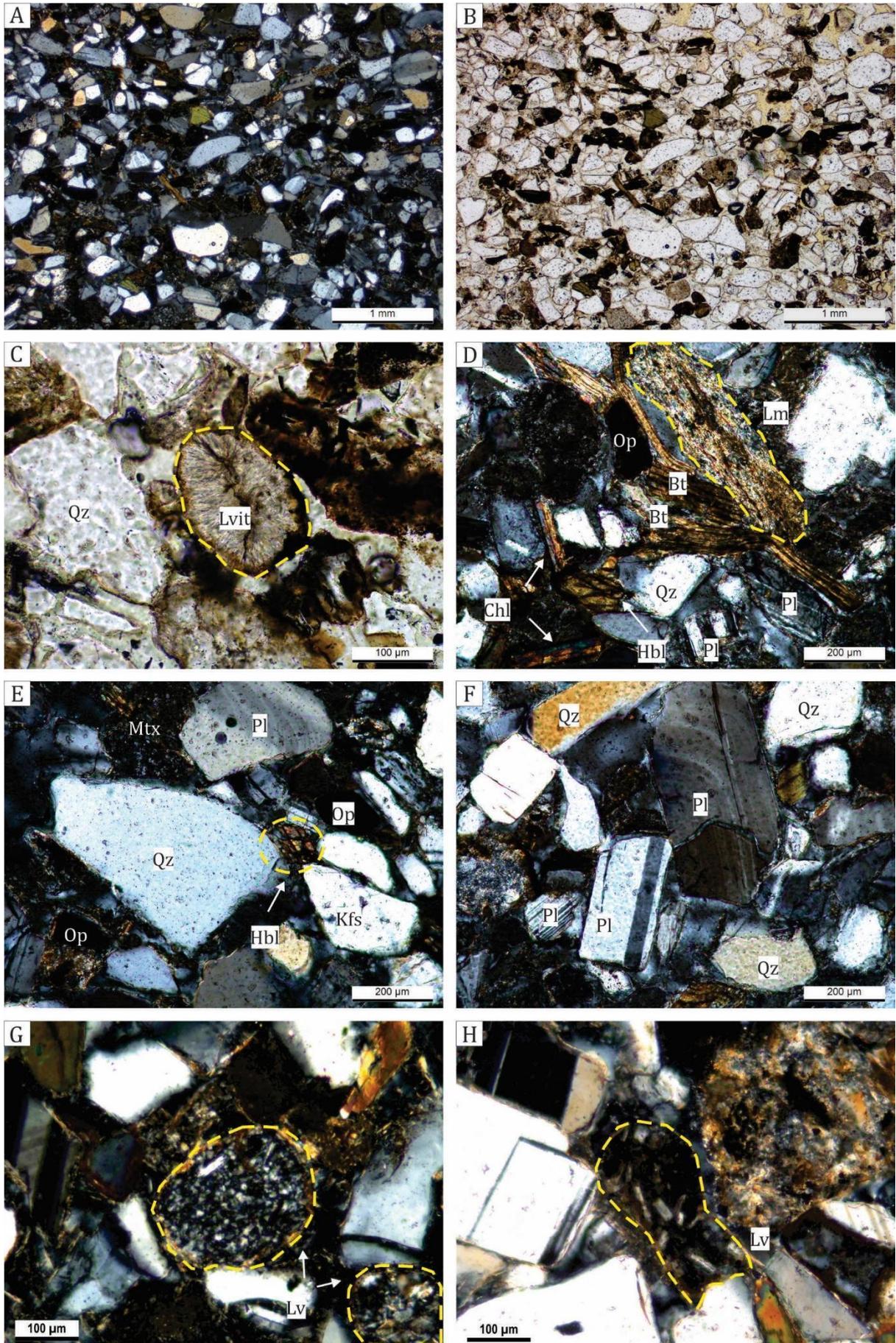


Fig. 3.10: Clasificación de las areniscas propuesta por Garzanti et al. (2018).

Los minerales accesorios incluyen biotita (clorita), opacos, moscovita y hornblenda (Fig. 3.11 D, E, Tabla 3.3). El cuarzo se presenta con frecuencia como granos monocristalinos (Fig. 3.11 E),

mostrando tanto extinción recta como ondulosa, mientras que el cuarzo policristalino es poco frecuente. Los minerales de feldespato potásico incluyen las variedades de ortoclasa y microclino (Fig. 3.11 E). La ortoclasa aparece como granos tanto maclados como no maclados, mientras que el microclino exhibe la típica macla en enrejado. Las plagioclasas

suelen mostrar zonación y maclado polisintético (Fig. 3.11 D, F). Entre los líticos volcánicos, algunos granos muestran texturas granulares compuestas por cuarzo recristalizado, feldespato potásico y biotita (Fig. 3.11 G), y otros se caracterizan por presentar texturas microporfídicas con fenocristales de plagioclasa o feldespato y matriz afanítica oscura a grisácea (Fig. 3.11 H). También están presentes fragmentos volcánicos vítreos (Fig. 3.11 C). Los líticos metamórficos suelen ser fragmentos de filitas o esquistos y tienen una forma aplanada característica y una estructura interna laminada (Fig. 3.11 D, I). Los líticos sedimentarios consisten en fragmentos de areniscas ricas en cuarzo (Fig. 3.11 I). En ocasiones se observan líticos plutónicos, compuestos por cuarzo, feldespato y micas (Fig. 3.11 J).



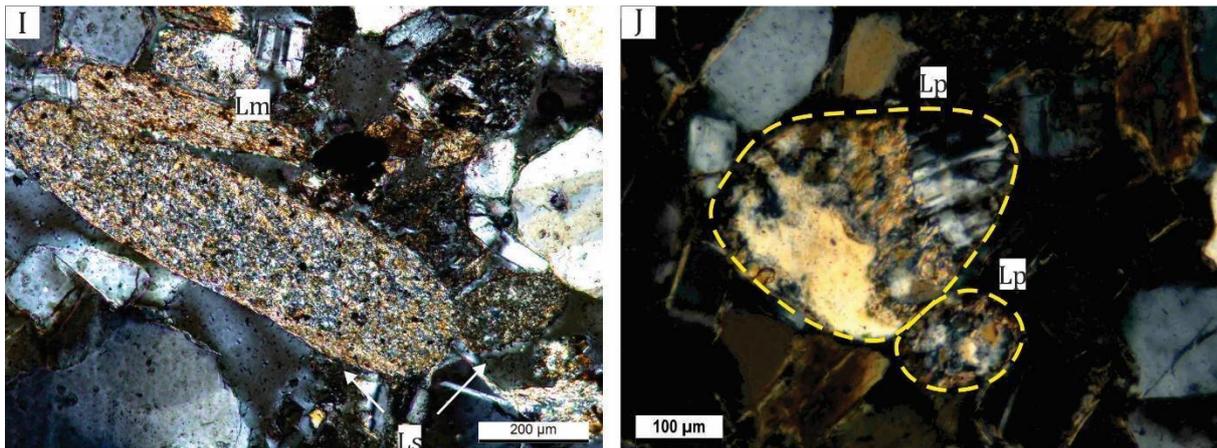


Fig. 3.11 - Microfotografías que muestran los tipos de composicionales de los granos que constituyen las areniscas eólicas del Miembro Corte Blanco. A, B) Vista general de granos angulares a subangulares y fábrica de estructura abierta. C) Lítico volcánico vítreo rodeado de revestimientos ferruginosos y arcillosos de color rojizo. D, E) Granos subangulares de los minerales constituyentes principales y accesorios. Los cristales de biotita se deforman debido a los efectos de compactación. F) En la parte central de la imagen se observa un cristal de plagioclasa tabular zonado, y a la izquierda del mismo dos granos de plagioclasa con maclas polisintéticas. G) Fragmentos líticos paleovolcánicos. H) Fragmentos líticos neovolcánicos con textura microporfídica y fenocristales tabulares de plagioclasa y matriz afanítica oscura. I) Fragmentos líticos metamórficos hasta la parte superior de la imagen, con forma aplanada y laminación interior. En la parte inferior de la imagen hay dos fragmentos líticos sedimentarios. J) Fragmentos líticos plutónicos.

Procedencia de las areniscas del Miembro Corte Blanco

Las composiciones de las areniscas correlacionan con los campos composicionales de Arco Magmático Disectado y Orógeno Reciclado (Fig. 3.12 A; Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al. 1983). Sin embargo, el diagrama QmFLt (Fig. 3.12 B) indica una mezcla entre los campos de Arco Disectado y Basamento Elevado. La abundancia de las variedades de cuarzo monocristalino por sobre el cuarzo policristalino, junto con la abundancia de feldespato y plagioclasa, y la presencia secundaria de micas (biotita, clorita y muscovita) y hornblenda, sugiere detritos principalmente de rocas plutónicas, mientras que la presencia de cuarzo con extinción ondulosa y líticos metamórficos y sedimentarios indica una fuente de aporte de rocas de basamento metasedimentario (Dickinson y Suczek, 1979). Esto concuerda con una procedencia a partir de la disección profunda del arco magmático, junto con la elevación y erosión del basamento metamórfico, como lo muestra la Fig. 3.12 B (Dickinson, 1985). El diagrama QpLvLs (Fig. 3.12 C) se utiliza para distinguir una serie de arco magmático, con fuentes en arcos orogénicos, de series de orógenos reciclados, con

fuentes en orógenos colisionales. La primera serie se ubica en el gráfico cercano al polo Lv, y la relación Lv/Ls disminuye a medida que el arco es disectado (Dickinson y Suczek, 1979). Asimismo, el diagrama QmPK (Fig. 3.12 D) muestra una tendencia similar, con un leve predominio en la proporción de cuarzo (en este caso monocristalino) con respecto a las variedades de plagioclasa y feldespato, indicando una procedencia de arco disectado.

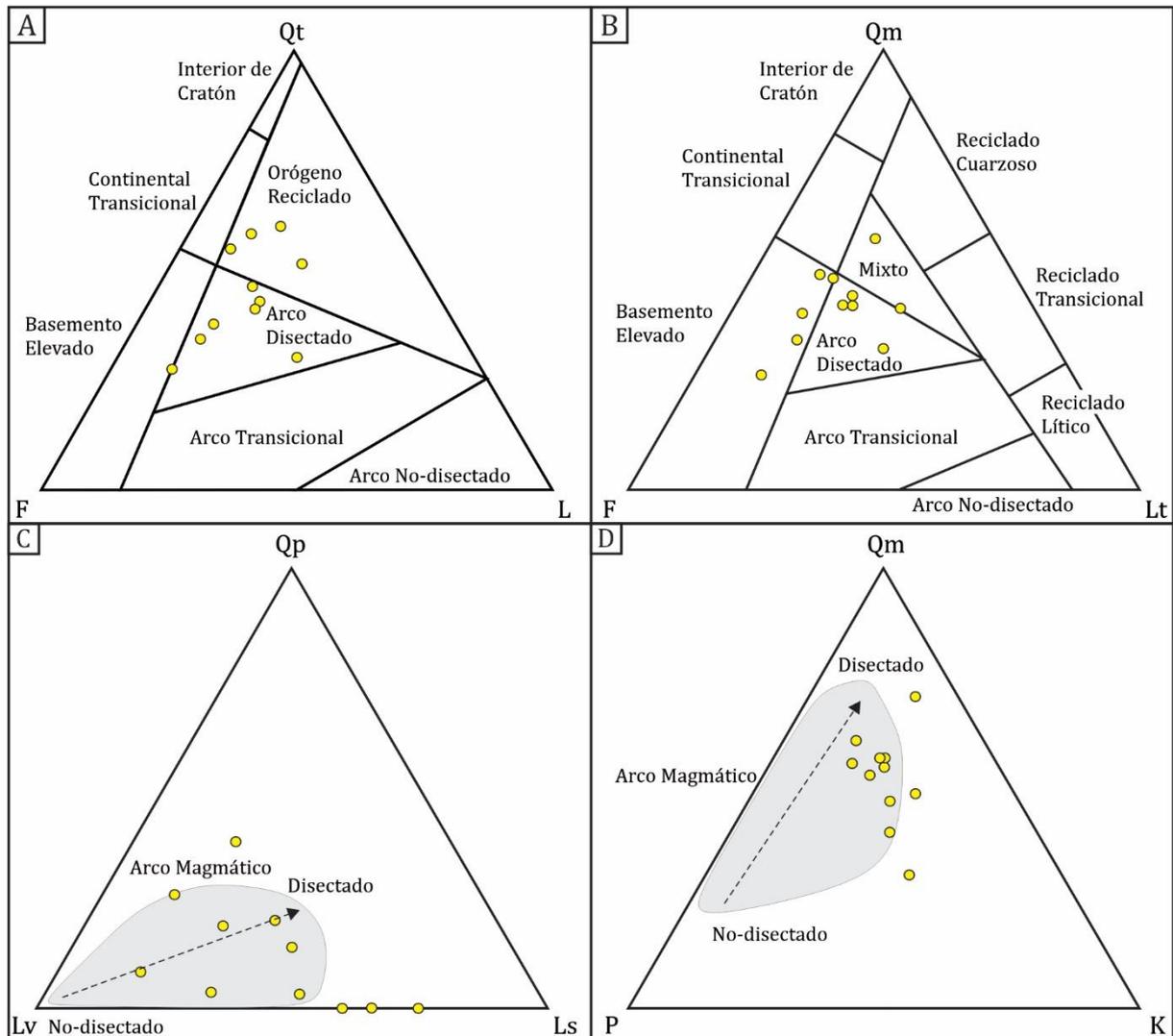


Fig. 3.12- Diagramas ternarios de procedencia. A, B) Diagramas QFL y QmFLt propuestos por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson et al. (1983). **C, D)** Diagramas de clasificación de fragmentos líticos policristalinos (QpLvLs) y monocristalinos (QmPK) según Dickinson y Suczek (1979).

3.3 – Análisis de Procedencia de la Formación San Antonio de los Cobres

Tabla 3.3- Composición modal de las areniscas del Miembro Corte Blanco

Muestra Q/F/L %	Total (%)	Cuarzo Monocristalino		Cuarzo Policristalino	Feldespatos Potásico	Plagioclasa	Líticos			Opacos	Matriz	Biotita	Hornblenda	Muscovita
		Extinción recta	Extinción ondulosa				Volcánicos	Sedimentarios	Metamórficos					
J10-18-07 46/26/28	400 100%	72 18.00	55 13.75	15 3.75	29 7.25	52 13.00	33 8.25	28 7.00	28 7.00	25 6.25	41 10.25	22 5.50	—	—
J10-18-08 50/38/12	400 100%	152 38.00	17 4.25	3 0.75	49 12.25	81 20.25	9 2.25	9 2.25	22 5.50	9 2.25	17 4.25	32 8.00	—	—
J10-18-09 45/36/19	400 100%	151 37.75	9 2.25	2 0.50	64 16.00	60 15.00	31 7.75	33 8.25	9 2.25	8 2.00	8 2.00	21 5.25	4 1.00	5 1.25
J10-18-10 40/46/14	400 100%	136 34.00	9 2.25	—	88 22.00	79 19.75	10 2.50	30 7.50	9 2.25	5 1.25	13 3.25	22 5.50	—	—
J11-18-11 32/34/34	400 100%	79 19.75	35 8.75	—	75 18.75	43 10.75	36 9.00	53 13.25	29 7.25	16 4.00	10 2.50	24 6.00	—	—
J10-18-12 42/36/22	400 100%	135 33.75	25 6.25	6 1.50	65 16.25	73 18.25	61 15.25	13 3.25	10 2.50	4 1.00	—	8 2.00	—	—
J10-18-15A 37/50/13	400 100%	100 26.00	14 3.50	10 2.50	87 21.75	81 20.25	11 2.75	5 1.25	29 7.25	6 1.50	11 2.75	46 11.50	—	—
J10-18-17 26/61/13	274 100%	49 17.88	11 4.01	—	80 29.19	59 21.53	5 1.82	10 3.65	15 5.47	6 2.19	17 6.20	22 8.03	—	—
J10-18-18 42/37/21	400 100%	127 31.75	26 6.50	1 0.25	60 15.00	76 19.00	20 5.00	10 2.50	46 11.50	11 2.75	12 3.00	11 2.75	—	—
J10-18-20 60/23/17	400 100%	192 48.00	20 5.00	10 2.50	62 15.50	24 6.00	23 5.75	5 1.25	36 9.00	—	21 5.25	7 1.75	—	—
J03-18-09 50/36/14	400 100%	175 43.75	9 2.25	7 1.75	67 16.75	69 17.25	20 5	10 2.5	22 5.50	4 1.00	10 2.50	5 1.25	2 0.50	—

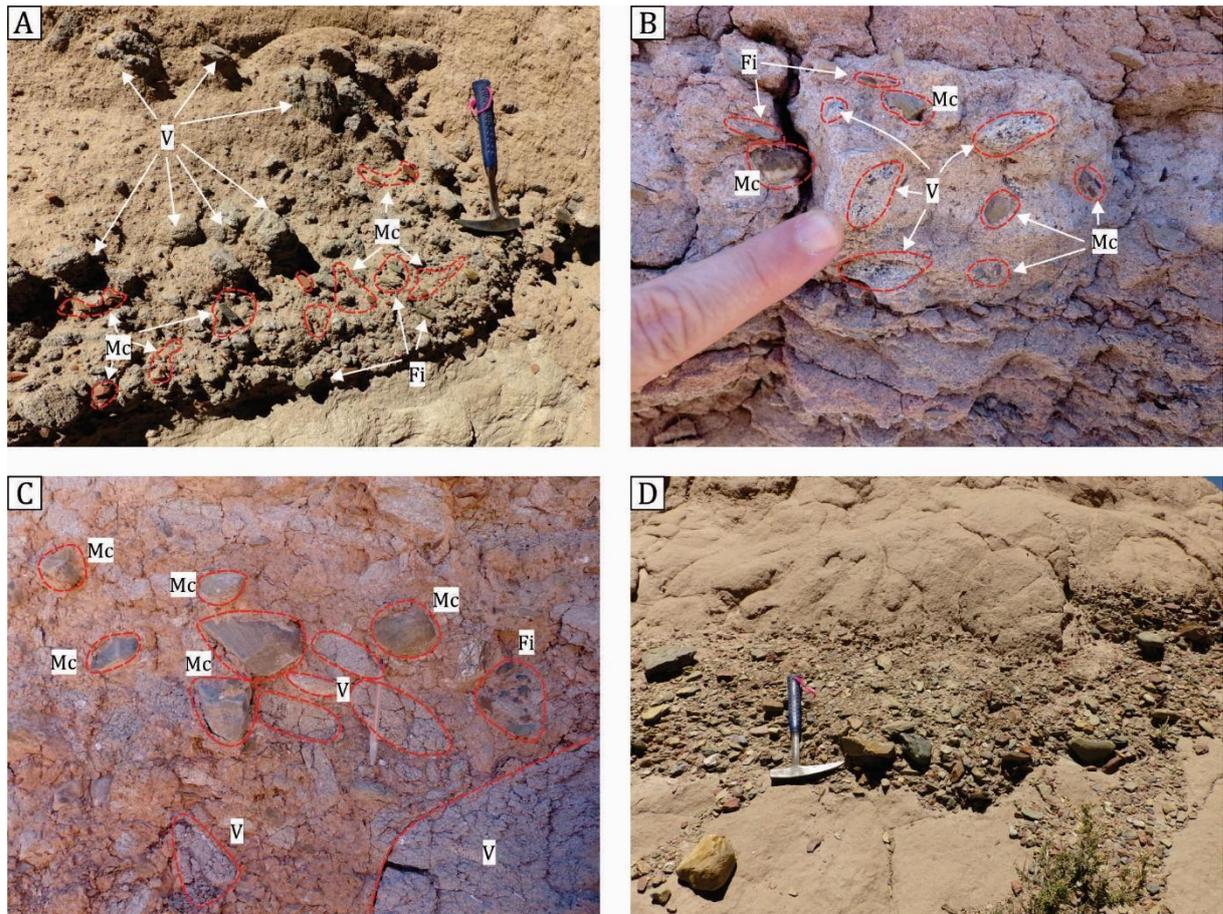


Fig. 3.13: Composición de clastos de los conglomerados del Miembro Corte Blanco. **A, B, C)** Niveles de concentración de clastos de origen volcánico (V), y en menor medida metacuarcitas (Mc) y filitas (Fi). **D)** Nivel de concentración de clastos de metacuarcitas.

Composición de la fracción gravosa del Miembro Corte Blanco

A diferencia de las areniscas eólicas, la composición de los niveles conglomerádicos fluviales indica un origen principalmente volcánico (Fig. 3.13). Predominan clastos blanquecinos a grisáceos, con textura porfídica, evidencias de un alto grado de soldadura y abundancia de fragmentos juveniles, con tamaños de grano que van desde grava fina a muy gruesa (Fig. 3.13 A-C). Asimismo, es común la presencia de clastos de metacuarcitas pardas, grisáceas. Estos clastos, en general, presentan morfologías subredondeadas y tamaños de clasto de grava mediana a gruesa (Fig. 3.13 A-D). En algunos niveles de este Miembro se observan concentraciones donde este tipo de clasto predomina (Fig. 3.13 D). En menor medida se observan clastos de filitas azuladas (Fig. 3.13 A-D).

Paleovientos

Se analizaron y midieron los arreglos espaciales de las estructuras sedimentarias, incluidas las superficies de reactivación y estratificaciones cruzadas, para determinar la dirección predominante de paleovientos. Los datos fueron restaurados a la horizontal con el software Stereonet, versión 10.0 (Richard W. Allmendinger, © 2018) (Allmendinger et al. 2012). Se trazaron diagramas de rosas en el hemisferio superior (Potter y Pettijohn, 1977) que indican la dirección desde la que provienen los vientos.

Velocidad de paleovientos

Como se explica en el Anexo, se tomaron en cuenta dos enfoques para calcular las velocidades de los paleovientos del Mioceno en esta parte de la Puna. Después de realizar los cálculos con ambos métodos, Bagnold (1941) y Pye y Tsoar (2009), es evidente que las dos fórmulas brindan resultados similares para la misma velocidad de cizalla crítica del paleoviento para un cierto diámetro de partícula (Tabla 3.4). Teniendo en cuenta que el tamaño de grano máximo reportado en las areniscas eólicas del Miembro Corte Blanco (2 mm), la mínima velocidad de cizalla crítica del paleoviento necesaria para iniciar el movimiento es $V_{(t)}^* = 77,29$ cm/s (Tabla 3.4). Suponiendo condiciones ideales, es decir, superficies planas y secas, sedimentos no consolidados y no cohesivos, y/o ausencia de vegetación, la velocidad máxima del viento correspondiente a una altura de 2 metros sobre la superficie es $v_{(t)max}^* = 71,62$ km/h (Bagnold 1941) o $U_{max} = 71,71$ km/h (Pye y Tsoar 2009) (Tabla 3.4). Esta velocidad es similar a la velocidad máxima actual del viento de 80 km/h reportada para esta zona (López Steinmetz y López Steinmetz, 2018).

Tabla 3.4 - Velocidades de paleovientos

Muestra	D _{med} (mm)	$V_{t\ med}^*$ (cm/s)	$v_{t\ med}^*$ (km/h)	U_{med}^{**} (km/h)	D _{max} (mm)	$V_{t\ max}^*$ (cm/s)	$v_{t\ max}^*$ (km/h)	U_{max}^{**} (km/h)
J10-18-07	0,14	21,17	24,78	24,71	1	54,65	54,05	54,11
J10-18-08	0,17	22,53	25,68	25,9	0,5	38,65	40,63	40,68

J10-18-09	0,15	21,17	24,55	23,58	0,5	38,65	40,63	40,68
J10-18-10	0,16	21,86	25,22	25,25	0,71	46,05	46,97	47,02
J10-18-15b	0,16	21,86	25,22	25,25	0,71	46,05	46,97	47,02
J10-18-17	0,19	23,82	27,11	27,14	0,71	46,05	46,97	47,02
J10-18-18	0,14	21,17	24,78	24,71	0,71	46,05	46,97	47,02
J10-18-20	0,32	30,92	33,75	33,79	2	77,29	71,62	71,71
J11-18-11	0,41	35	37,42	37,44	2	77,29	71,62	71,71
Según Bagnold (1941)* Según Pye and Tsoar (2009)**								

Interpretación de las Áreas de Aporte

La integración de datos petrográficos y de paleovientos sugiere que las áreas de aporte se ubicaban hacia el noroeste de la cuenca SAC. En esta dirección, actualmente existen afloramientos de rocas metamórficas y metasedimentarias de la Formación Puncoviscana del Neoproterozoico, y de los Grupos Santa Victoria y Mesón del Cámbrico tardío y Ordovícico temprano a Medio (Fig. 2.28). Así mismo y en la misma dirección, afloran rocas plutónicas del Complejo Eruptivo Oire y rocas volcánicas de la Faja Eruptiva Oriental de la Puna, del Ordovícico Medio, las cuales componen el basamento cristalino; así como diversas unidades sedimentarias del Cretácico – Paleógeno y depósitos volcánicos del Neógeno (Seggiaro et al. 2015). Estas unidades se extienden en fajas de rumbo meridional a lo largo de la Puna Norte (Fig. 2.28 - Turner 1964; Seggiaro et al. 2015) y representan la fuente más plausible para este campo eólico. Las texturas angulares a subangulares consistentes en los granos de arena sugieren áreas fuente proximales y un reciclaje mínimo de granos más antiguos.

Entre los diversos líticos que componen estas areniscas, se destacan líticos sedimentarios de grano fino, cuarzosos y líticos de bajo grado metamórfico, de grano fino y con foliación. Estos, junto con la presencia de granos de cuarzo con extinción ondulosa, se asocian a las

rocas que componen el basamento metasedimentario y a las rocas sedimentarias del Cretácico-Paleógeno. En cuanto a los líticos volcánicos, se diferencian dos fuentes, una del arco magmático paleozoico y otra del arco volcánico mioceno (Fig. 3.11 C, G, H). Los granos del arco paleozoico corresponden a líticos plutónicos de grano grueso, así como los granos de cuarzo monocristalino y las variedades de plagioclasa, feldespatos y micas (Fig. 3.11 D – F). También se observan granos caracterizados por una intensa silicificación debido a la recristalización del vidrio volcánico (Fig. 3.11 G, J). Por otro lado, los granos del arco mioceno frecuentemente tienen una textura de tipo *lathwork* (Fig. 3.11 H) con fenocristales tabulares limpios en una matriz fina de vidrio oscuro.

Por otro lado, el análisis de composición de clastos de los niveles conglomerádicos revela un posible aporte intracuencal. Los clastos volcánicos ricos en fiammes que integran estos niveles presentan texturas típicas asociadas a la Unidad Eruptiva Ignimbrita Vizcachayoc, por lo que se interpreta a la misma como la principal roca fuente de estos conglomerados. Sin embargo, no se descarta una procedencia de rocas volcánicas relacionadas al Volcán Chimpa.

3.3.1 – Miembro Muñano

Petrografía y clasificación de las areniscas

Esta unidad se caracteriza por presentar muy poca cementación, lo que dificultó el muestreo de areniscas para realizar su caracterización petrográfica. Estas areniscas se clasifican como lito-feldespato-cuarzosas y feldespato-lito-cuarzosas según la clasificación de Garzanti et al. (2018) y se componen principalmente de cuarzo, plagioclasa, feldespato y líticos volcánicos. De manera secundaria se observan biotita, líticos metamórficos de bajo grado, líticos sedimentarios y líticos plutónicos. La matriz, cuando está presente, es arcillosa.

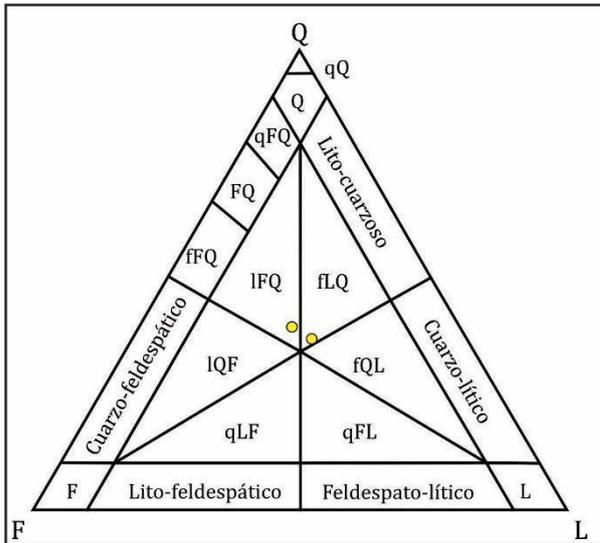


Fig. 3.14 - A) Clasificación de las areniscas propuesta por Garzanti et al. (2018).

El componente principal es el cuarzo (Qz), el cual se presenta en morfologías angulosas a subangulosas, en granos monocristalinos de extinción recta (Fig. 3.15 A). En menor medida, algunos cristales de cuarzo muestran una intensa

recristalización (chert microcristalino). La plagioclasa (Pl) en general presenta hábito tabular, ehedral a subhedral, con maclado polisintético y de dos individuos. También es común en variedades zonadas (Fig. 3.15 B, C). El feldespato potásico (Kfs) presenta maclas de dos individuos y en ocasiones alteración sericítica (Fig. 3.15 B). Los líticos volcánicos (Lv) presentan texturas microporfíricas, con pastas afaníticas oscuras y cristales tabulares de plagioclasas o cuarzo (Fig. 3.15 B). Se observa también texturas vesiculares con grandes fenocristales de biotita (Fig. 3.15 D) y, en menor medida, minerales opacos (Fig. 3.15 E). La biotita (Bt), en general, se presenta como fenocristales dentro de líticos volcánicos mayores o como pequeños cristales tabulares (Fig. 3.15 D, E). Los líticos metamórficos de bajo grado (Lm) se caracterizan por presentar morfologías tabulares, aplastadas, grano fino y foliación interna, mientras que los líticos sedimentarios, se presentan tanto de granulometría arcillosa como de tamaño de grano de arena fina (Fig. 3.15 F). Por último, los líticos plutónicos (Lp) se caracterizan por estar compuestos de cuarzo, feldespato y biotitas.

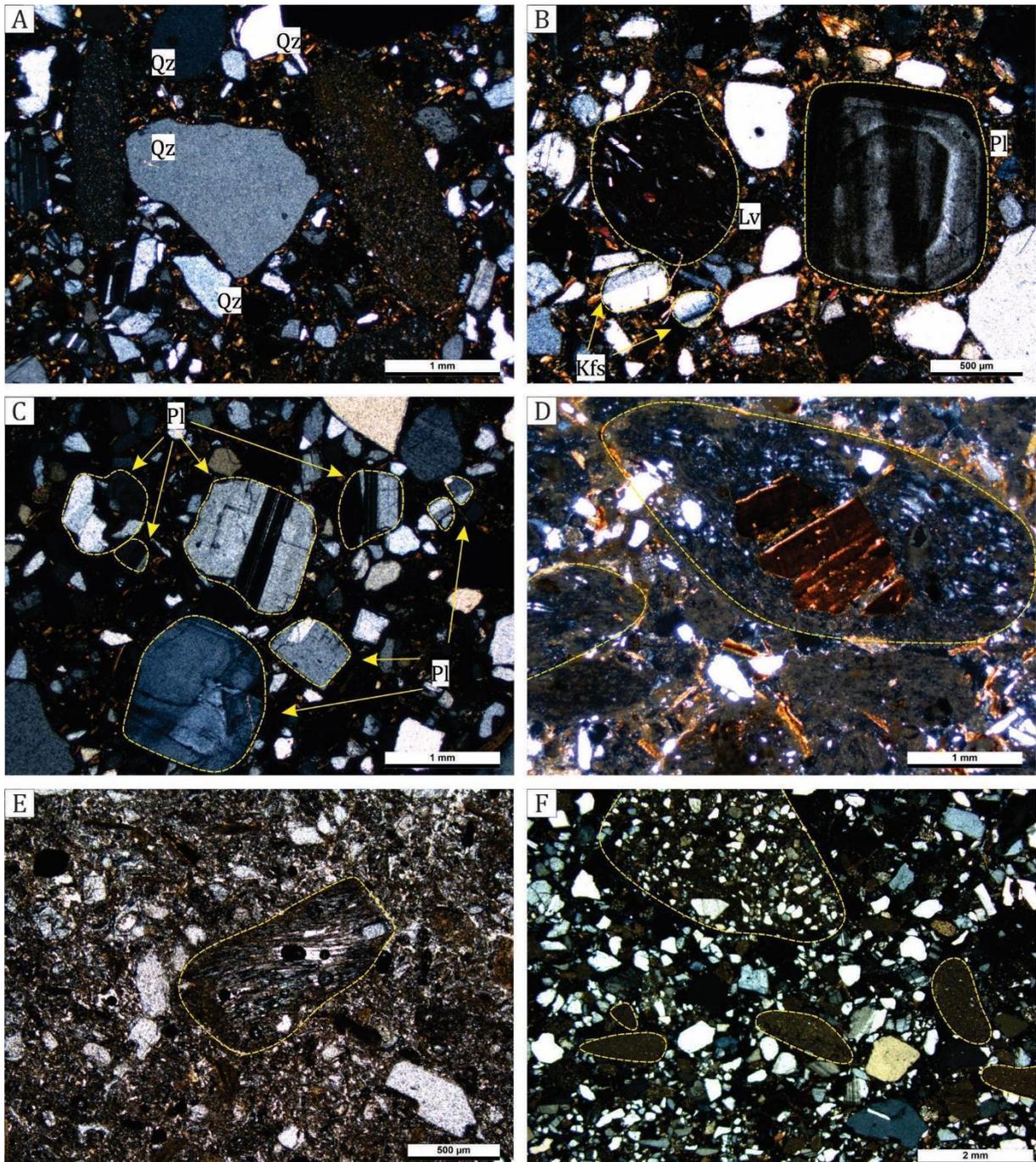


Fig. 3.15 - Microfotografías que muestran los tipos de composicionales de los granos que constituyen los depósitos del Miembro Muñano. **A)** Granos de cuarzo (Qz) angulosos a subangulosos, con extinción recta. **B)** Hacia la derecha se observa un cristal de plagioclasa (Pl) zonada. A la izquierda de este, se observa un lítico volcánico (Lv) de matriz afanítica oscura y fenocristales tabulares de Pl en textura *lathworth*. Hacia la parte baja, izquierda de la imagen se observan dos granos de feldespato potásico (Kfs) con macla de dos individuos. **C)** Concentración de granos de Pl con maclado polisintético, y zonación. **D)** Lítico volcánico con un gran fenocristal de biotita (Bt). **E)** Lítico volcánico con textura vesicular?. **F)** Hacia la parte alta de la imagen se observa un lítico sedimentario (Ls) compuesto por granos subangulosos de granulometría arena fina. Hacia la parte media y baja, se observan líticos sedimentarios de grano fino.

Tabla 3.4- Composición modal de las areniscas del Miembro Muñano

Muestra		J12-17-02	J12-17-10
Q/F/L %		35/27/31	30/24/21
Cuarzo Monocristalino		102	85
Cuarzo Policristalino		2	4
Feldespatos Potásicos		32	20
Plagioclasa		50	51
Líticos	Plutónicos	4	1
	Metasedimentarios	16	5
	Volcánicos	38	24
	Sedimentarios	31	33
	Metamórficos	3	1
Opacos		5	1
Matriz		7	56
Biotita		8	19
Muscovita		1	—

Análisis de procedencia basado en conteo modal de areniscas

La composición modal de esta unidad se correlaciona con el campo composicional de Arco Magmático Disectado, según la clasificación propuesta por Dickinson y Suczek, (1979) y Dickinson et al. (1983) (Fig. 3.16 A, B). Así mismo lo muestra el diagrama QpLvLs (Fig. 3.16 C), donde se puede apreciar una relación $L_v/L_s = 0.83$, con un predominio de los líticos sedimentarios y metasedimentarios por sobre los de origen volcánico, indicando una mayor disección del arco (Dickinson y Suczek, 1979). De la misma manera, el gráfico QmPK muestra un aumento en la madurez de las arenas, evidenciado por el predominio de las variedades de cuarzo monocristalino (Qm) y la abundancia de feldespatos (Kfs) y plagioclasa (Pl) e interpretado como procedencia de arco disectado (Fig. 3.16 D).

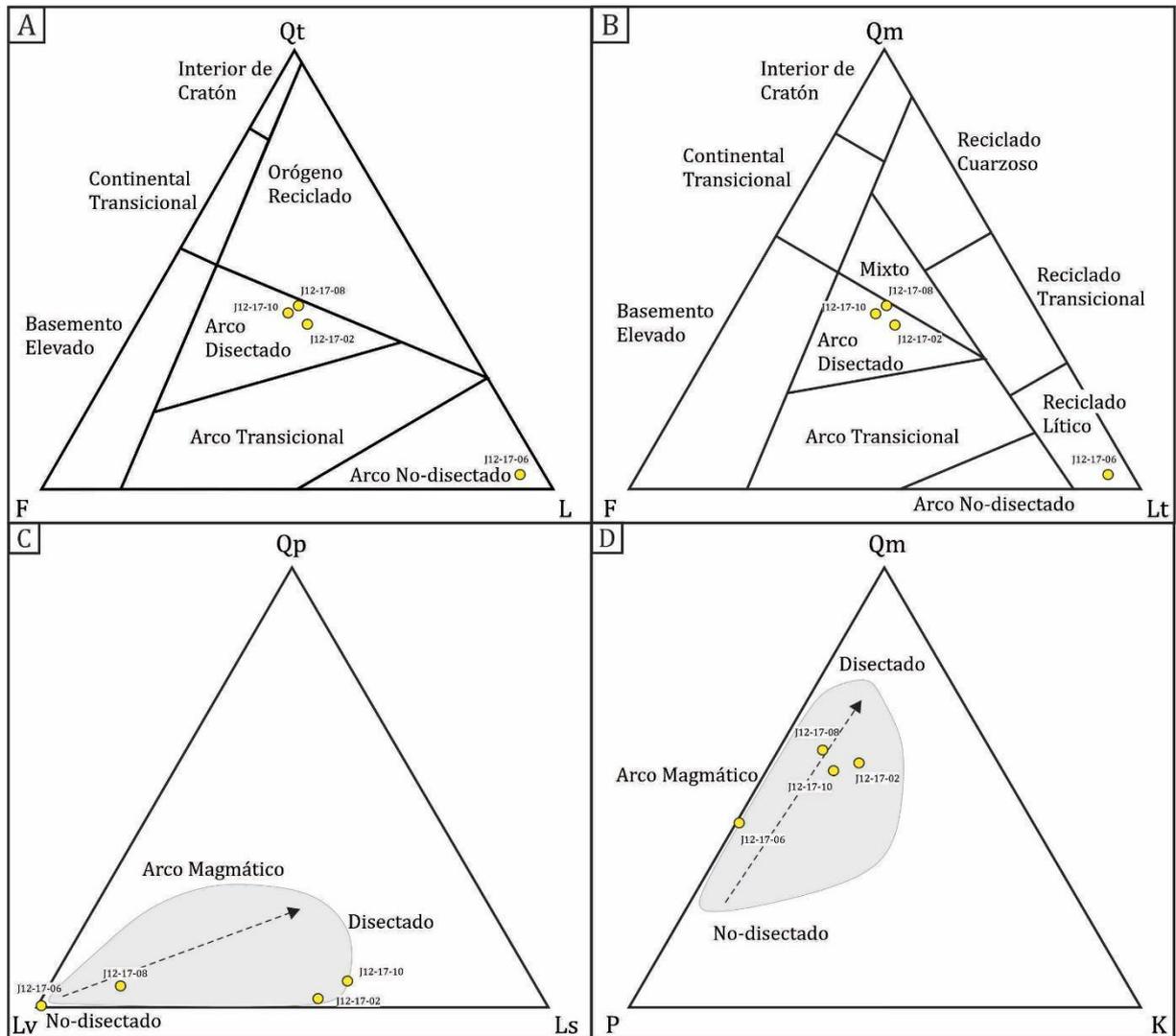


Fig. 3.16- Diagramas ternarios de procedencia. A, B) Diagramas QFL y QmFLt propuestos por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson et al. (1983). **C, D)** Diagramas de clasificación de fragmentos líticos policristalinos (QpLvLs) y monocristalinos (QmPK) según Dickinson y Suczek (1979).

Composición clástica de los niveles conglomerádicos

Tanto la sección inferior como la sección media de esta unidad muestran un predominio de clastos de filitas azuladas, de morfología angulosa a subangulosa y, en menor medida, clastos redondeados de volcanitas blancas con cristales de biotitas y granate (3.17 A, B). De manera secundaria se observan clastos volcánicos de tonalidades grisáceas y texturas porfíricas, cuarzo lechoso, ortocuarzitas rojizas y clastos pumíceos blanquecinos (Fig. 3.17 C, D).

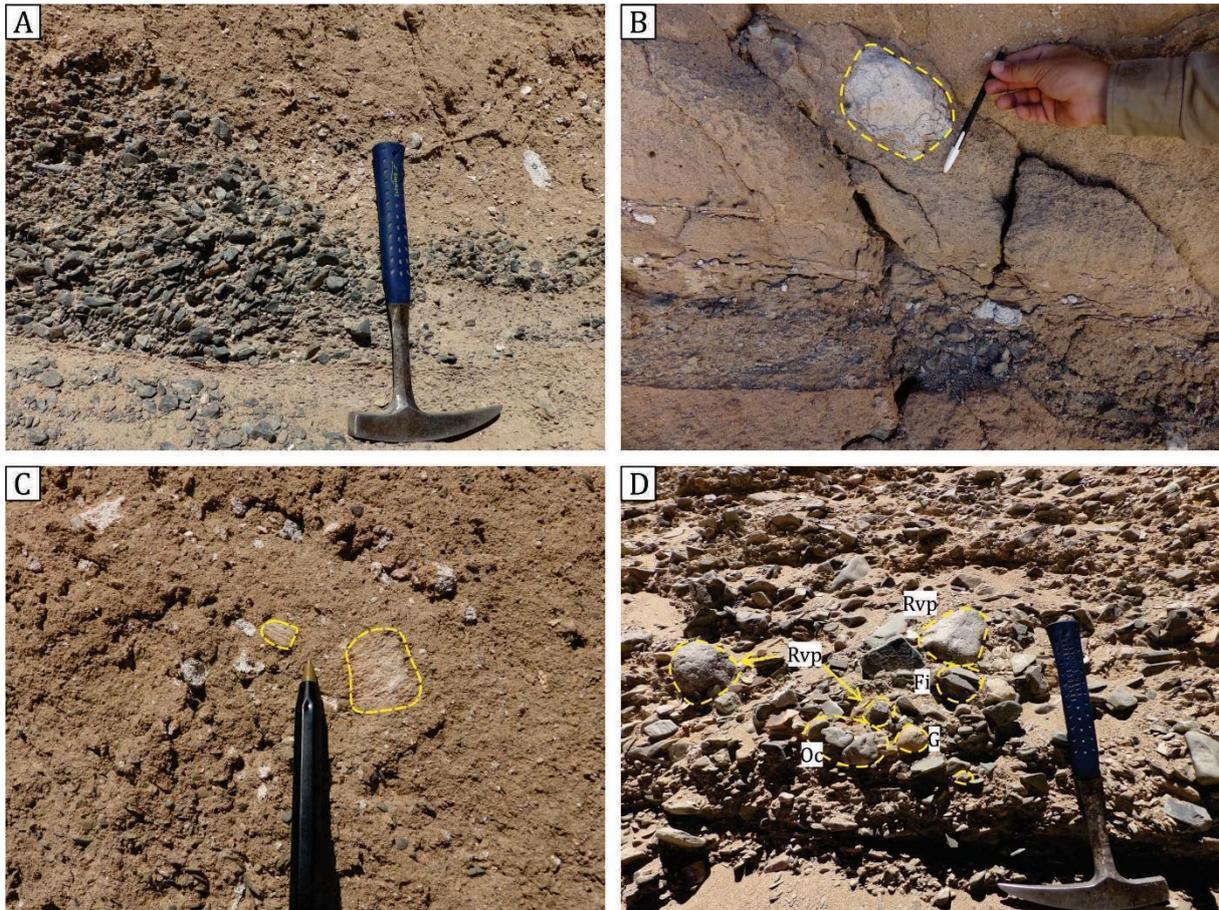


Fig. 3.17- Clastos componentes de los niveles conglomerádicos del Miembro Muñano. A) Concentración de clastos angulares de filitas azules. **B)** Clasto de volcánita blanca, con cristales de biotitas y granates. **C)** Clastos pumíceos. **D)** Clastos de rocas volcánicas grisáceas con texturas porfíricas (Rvp), ortocuarcitas (Oc), granitos (G) y filitas azules (Fi).

Paleocorrientes

Las direcciones de paleocorrientes muestran circulación en dos direcciones. Tanto la sección inferior, como la parte baja de la sección media muestran paleocorrientes hacia el este, mientras que hacia la parte superior de la sección media y la sección superior la dirección predominante es hacia el suroeste (Fig. 3.18).

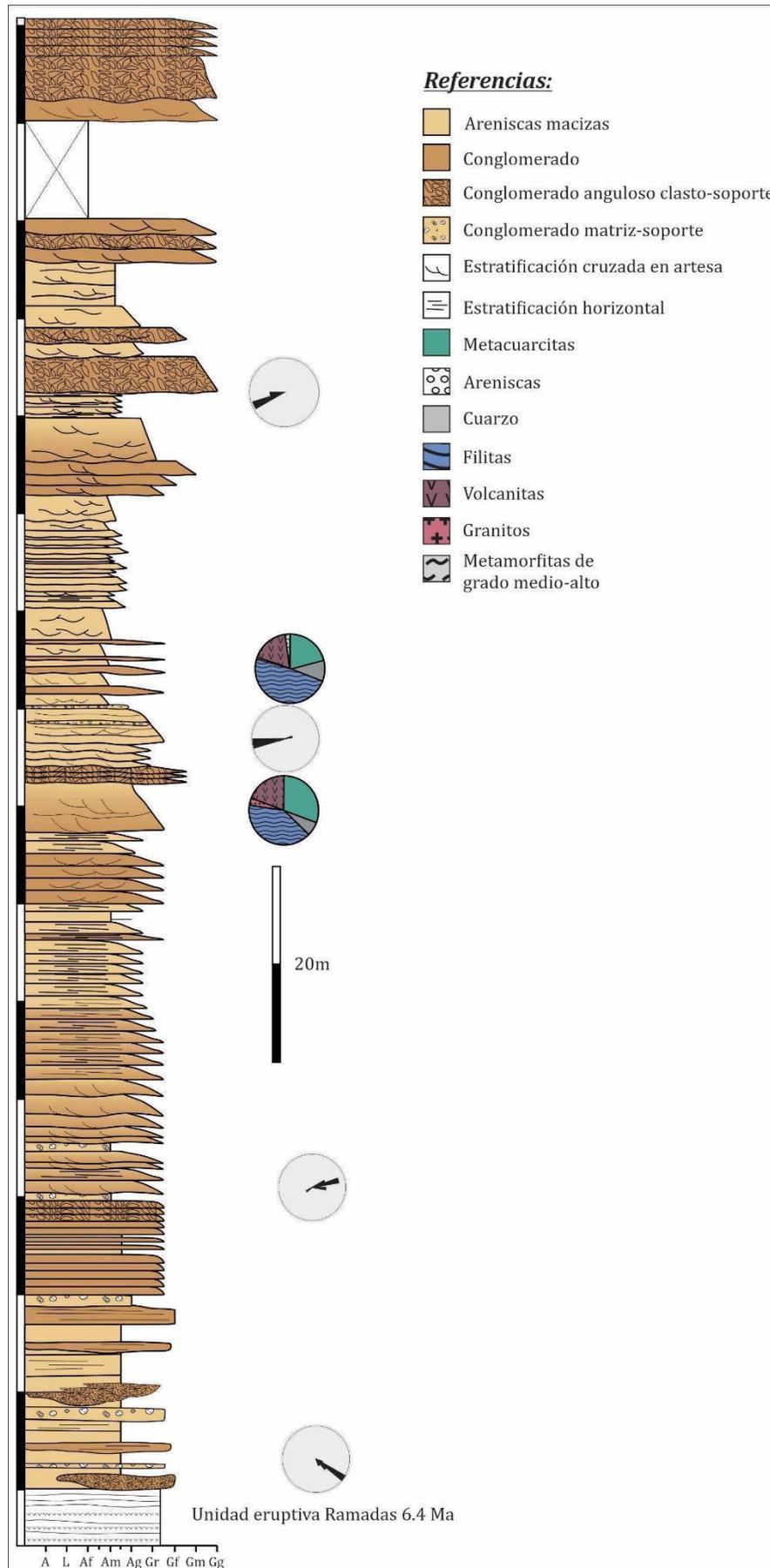


Fig. 3.18- Columna estratigráfica del Miembro Muñano con diagramas de rosas indicando la dirección de paleocorrientes y diagramas de torta indicando la composición de los clastos componentes de los niveles conglomerádicos.

Interpretación de las áreas de aporte

El análisis de la composición de las areniscas junto con la composición de clastos en los niveles conglomerádicos revela dos tipos de áreas de aporte. La primera y principal (extra-cuencial) corresponde a las unidades que componen el basamento y los altos estructurales de la cuenca, las cuales aportan los clastos de filitas azules y orto-cuarcitas, así como los líticos metasedimentarios, interpretados como provenientes de la Formación Puncoviscana.

La segunda, interpretada como “intra-cuencial”, corresponde a los clastos de rocas volcánicas y líticos plutónicos. Las primeras se interpretan como provenientes de dos fuentes: los clastos grisáceos, con fenocristales y texturas porfíricas corresponderían a diversas unidades ignimbríticas del Mioceno Medio a tardío (p.e., Ignimbrita Vizcachayoc, Ignimbrita El Morro, etc). Las mismas afloran hacia el sector centro-sur y suroeste de la cuenca (Petrinovic et al., 2010). Por otro lado, los clastos blanquecinos, con cristales de biotita y granate y los clastos pumíceos en los niveles conglomerádicos, así como los líticos con texturas vesiculares y texturas vítreas en las secciones delgadas, han sido interpretadas como provenientes del retrabajo de las unidades eruptivas del Miembro Corte Blanco, ignimbritas Corte Blanco y Ramadas. Por otro lado, la abundancia de variedades de cuarzo monocristalino, plagioclasa, feldespato y biotita es sugerente de una fuente plutónica. Esto sumado al patrón paleocorrientes provenientes del sureste, es interpretado como una procedencia local, posiblemente de la granodiorita Acay.

CAPÍTULO 4 – GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1 – Estructura Regional

El Noroeste Argentino (NOA) se caracteriza por una tectónica de piel gruesa en la zona centro y occidental que involucra a las provincias de la Puna, Cordillera Oriental y Sistema de Santa Bárbara (Turner, 1979; Turner y Mon, 1979), y por un estilo estructural de piel fina en la zona nororiental que identifica a la provincia de Sierras Subandinas (Allmendinger et al., 1983). El NOA, se compone de dos dominios estructurales principales que dan lugar a su morfología actual (Fig. 4.1). Estos son: 1) fallas maestras de alto ángulo ($\geq 60^\circ$) y fábrica estructural de rumbo aproximado N-S que generan serranías; y 2) una serie de sistemas de fallas de rumbo y lineamientos oblicuos al orógeno con orientación NW-SE y movimiento lateral-izquierdo, y con orientación NE-SW y movimiento lateral-derecho (Fig. 4.1 A – Mon y Salfity, 1995; Salfity, 1985; Hongn y Seggiaro, 2001).

Estos dominios estructurales son producto de la geología compleja del basamento, generada por procesos de retrabajo continental (Miller et al., 2001). Estos procesos imprimieron diversas heterogeneidades y zonas de debilidad mecánica en el basamento relacionadas a tectónica compresiva en el Paleozoico Inferior, y que han tenido influencia en el desarrollo estructural del orógeno andino (Allmendinger et al., 1983; Coutand et al., 2001; Deeken et al., 2006, Hongn et al., 2010). Estas zonas de debilidad paleozoicas serían reutilizadas durante la extensión cretácica, generando fallas normales que delimitaron las fosas tectónicas del rift del Grupo Salta, y que posteriormente, serían invertidas durante la compresión cenozoica andina (Grier et al., 1991; Hongn et al., 2007; Mon y Salfity, 1995). Estas estructuras facilitaron fallas inversas de doble vergencia y/o retro-vergentes, alejadas del frente orogénico, dando lugar a la generación de depocentros (Allmendinger et al., 1983; Hongn et al., 2010; Payrola Bosio et al., 2009). Actualmente, estas fallas de rumbo N-S, definen depresiones intramontanas alargadas, hidrológicamente aisladas y limitadas por

altos de bloques de basamento relacionados a fallas inversas de alto ángulo (Deeken et al., 2006), que definen una morfología compartimentalizada detrás del frente orogénico, conocida como *broken foreland* (Jordan and Allmendinger, 1986).

Por otro lado, los dominios oblicuos al orógeno andino han actuado como zonas de transferencia de la deformación entre las principales fallas meridianas y como zonas de debilidad para el emplazamiento de magmas (e.j., Norini et al., 2013; Riller et al., 2001).

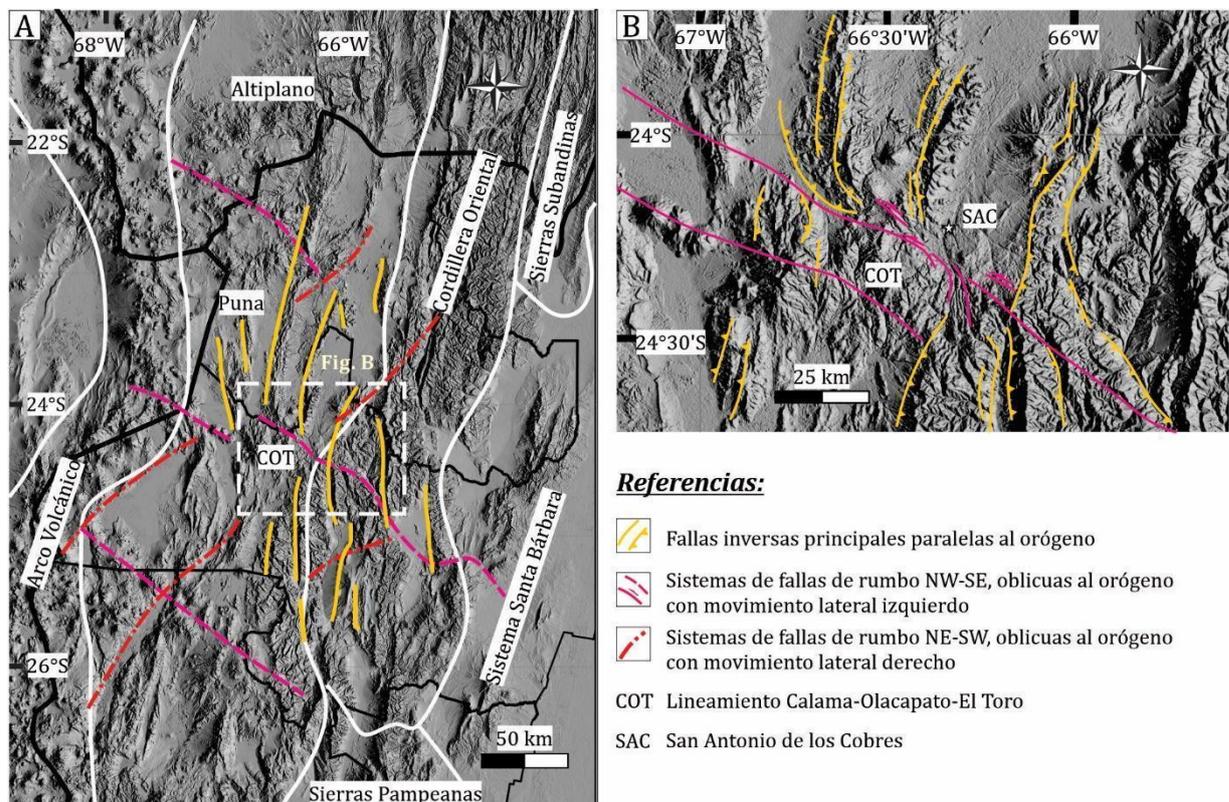


Fig. 4.1: **A)** Modelo de Elevación Digital (DEM) del NOA en el que se muestran distintas provincias geológicas y las fallas y lineamientos principales a nivel regional. **B)** Modelo de Elevación Digital (DEM) de la zona de estudio (SAC) y alrededores mostrando las fallas inversas principales y los lineamientos oblicuos (basado en Norini et al., 2013).

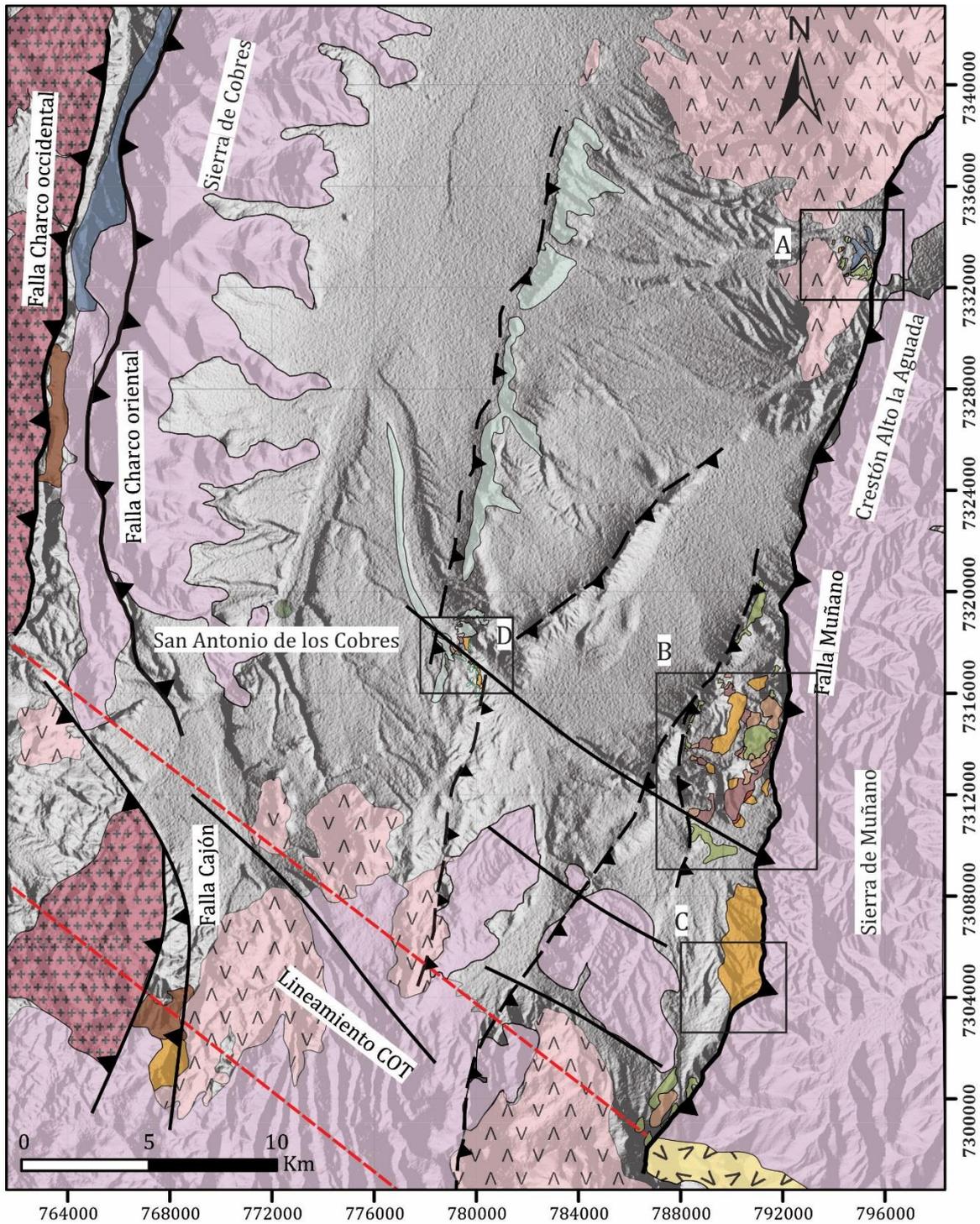
Algunos autores han propuesto que la deformación se desplazó sistemáticamente hacia el este, desde la región de Atacama durante el Paleoceno, hacia la Puna en el Eoceno – Oligoceno, pasando hacia la Cordillera Oriental durante Oligoceno – Mioceno, y llegar hasta el Sistema de Santa Bárbara durante el Plioceno, lo que causó la fragmentación sucesiva del antepaís (p.e., Coutand et al., 2001; Carrapa et al., 2005, 2011, Deeken et al., 2006, Löbens et al., 2013; Carrapa y DeCelles, 2015; Reiners et al., 2015; Zhou et al., 2016). Por otro lado,

algunos estudios indican que la deformación se propagó a lo largo de un área extensa durante el Eoceno-Mioceno (desde la región de Atacama hasta la Cordillera Oriental), infiriendo que se produjo una fragmentación del antepaís durante el Eoceno Medio-Oligoceno en la región de la Puna y en el área occidental de la Cordillera Oriental, donde los bloques de basamento constituyeron el núcleo de las protocordilleras. (Riller y Oncken, 2003; Payrola Bosio et al., 2009; Hongn et al., 2011; Strecker et al., 2012; del Papa et al., 2013a; Montero-López et al., 2018).

4.2 – Estructura de la cuenca de San Antonio de los Cobres

La cuenca de San Antonio de los Cobres representa una cuenca intermontana, limitada al este y oeste por dos serranías de rumbo N-S (Fig. 4.1). El borde occidental de la cuenca está formado por la Sierra de San Antonio de los Cobres, la cual se compone de rocas de bajo grado metamórfico, de edad neoproterozoica a ordovícica, correspondientes a la Formación Puncoviscana y a la Formación Parcha, respectivamente (Turner, 1960; Ramos, 1973). El borde oriental de la cuenca está formado por los altos topográficos de Alto de Aguada (en su extremo norte) y la Sierra de Muñano (en su extremo sur). Las rocas que conforman esta sierra corresponden a filitas de la Formación Puncoviscana. El borde suroccidental se encuentra estructurado por la Falla Cajón de rumbo N-S (Fig. 4.2), la cual levanta granitoides ordovícicos sobre unidades del Subgrupo Pirgua (del Papa y Petrinovic, 2017). El límite sur de la cuenca de San Antonio de los Cobres se compone de una zona densamente fallada, conformando un lineamiento de gran extensión regional y rumbo NW-SE denominado “sistema de fallas Calama – Olacapato – El Toro” (desde ahora COT, Fig. 4.1 B, 4.2 - (Acocella et al., 2011; Norini et al., 2013; Salfity, 1985). Tanto el borde occidental como el borde oriental se encuentran limitados por fallas inversas retrovengentes (Falla Charco oriental en el oeste y Falla Muñano en el este, Fig. 4.2).

De particular interés es el borde oriental de la cuenca, ya que conforma el límite Puna - Cordillera Oriental, donde la Falla Muñano levanta diferentes niveles del basamento en el bloque colgante, las cuales cabalgan sobre unidades estratigráficas del Grupo Salta y/o a la Formación Geste, dependiendo la zona de la cuenca que se analice (Fig. 4.2). En base a esto, se realizaron tres cortes estructurales sobre el borde oriental de la cuenca (Piscuno, Muñano y Fundiciones, rectángulos A, B y C respectivamente en la Fig. 4.2). Una cuarta zona de interés estructural corresponde al anticlinal Corte Blanco, en el sector centro-sur de la cuenca (rectángulo D, Fig. 4.2). Aquí se observan las relaciones de contacto entre las principales unidades sedimentarias y volcánicas de la cuenca de antepaís cenozoica, que permiten dilucidar y comprender la evolución estructural. Estas estructuras fueron reconstruidas en base a sus características geométricas y modeladas hacia adelante mediante el uso del software MOVE v2019.1 (Petroleum Experts, 2020).



Referencias

	Fm. San Antonio de los Cobres		Fm. Maíz Gordo		Ordovícico
	Unidades Volcanicas Miocenas		Fm. Mealla		Fm. Puncoviscana
	Granodiorita Acay		Fm. Yacoraite		Fallas Maestras Inversas
	Fm. Conglomerado Los Patos		Fm. Lecho		Fallas inferidas
	Fm. Geste		Subgrupo Pirgúa		Lineamientos oblicuos
	Fm. Lumbrera		Complejo Granítico Oire		Lineamiento COT

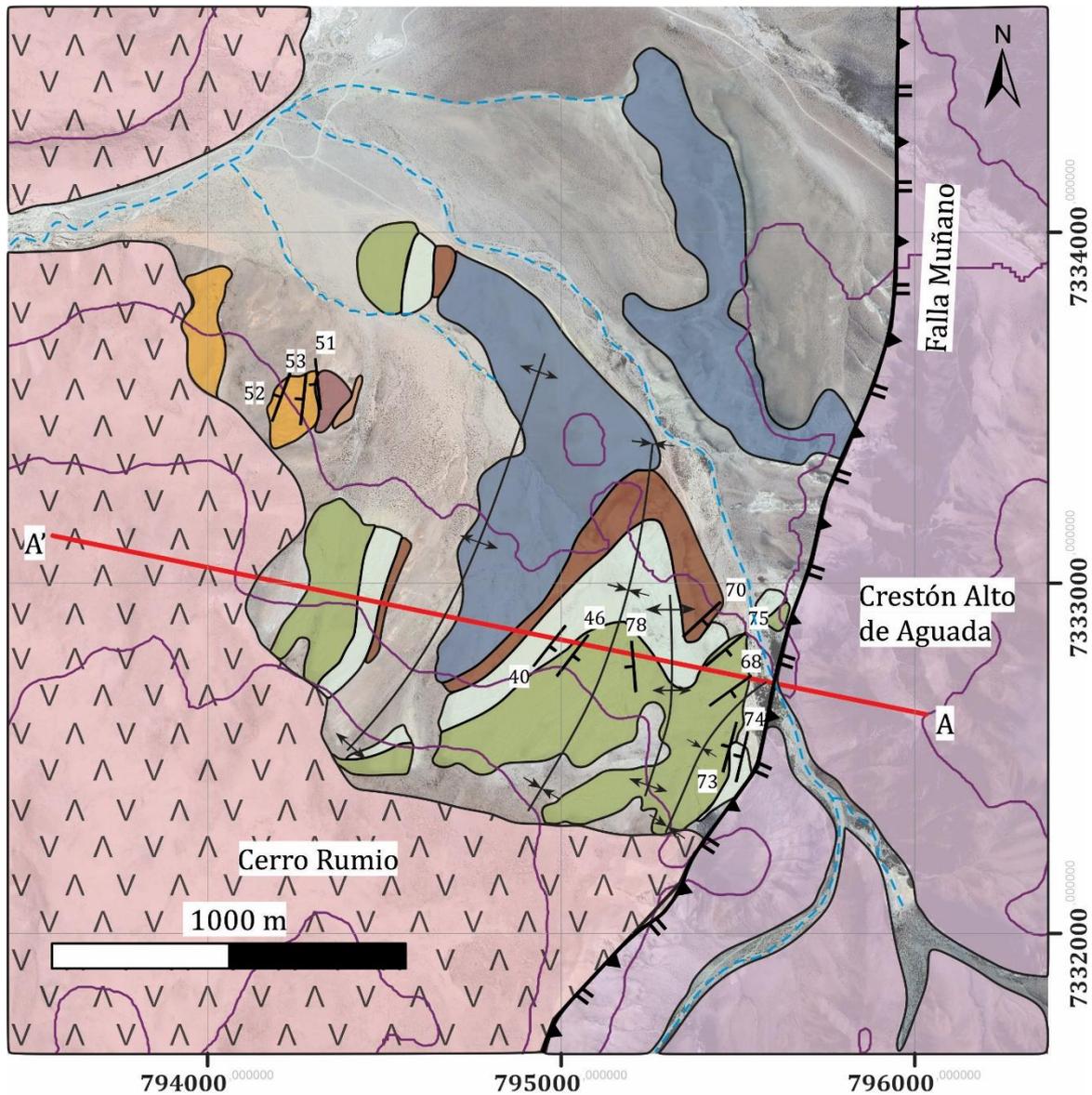
Fig. 4.2: Mapa geológico/estructural de la cuenca de San Antonio de los Cobres (modificado de Blasco et al., 1996; Norini et al., 2013 y del Papa y Petrinovic 2017.). Se muestran las fallas y lineamientos principales de la cuenca, así como las zonas en las que realizaron estudios estructurales de detalle: A) Localidad de Piscuno, B) Localidad de Muñano, C) Localidad de Fundiciones y D) Localidad de Corte Blanco.

4.2.1 – Estructura en la localidad Piscuno

En esta localidad ubicada al NE de la cuenca, la Falla Muñano levanta la Formación Puncoviscana en el bloque colgante de la estructura, por encima de las sedimentitas ordovícicas de la Formación Parcha y de las unidades basales del Grupo Salta (subgrupos Pirgua y Balbuena) (Figs. 4.3 y 4.4). Seggiaro et al., (2017) mencionan que las unidades del Subgrupo Balbuena traslapan las unidades Ordovícicas y al Subgrupo Pirgua en el bloque colgante de la estructura, al sur de esta localidad, e interpretan esta relación como consecuencia de un contacto tectónico pre-cretácico (paleozoico) entre el basamento y las unidades ordovícicas. Estos autores concluyen que la estructura paleozoica se habría reactivado como falla normal durante el período de sinrift cretácico del Grupo Salta y posteriormente invertido actuando como falla inversa durante el ciclo Andino.

Los datos estructurales describen un tren de pliegues, en sentido este a oeste, de tipo anticlinal-sinclinal-anticlinal en el bloque yacente. Estos pliegues muestran vergencia occidental con núcleo compuesto por la Formación Parcha (Ordovícico).

Debido a que estas estructuras involucran principalmente a las unidades del Grupo Salta y al basamento paleozoico, no se realizaron mayores interpretaciones sobre las mismas. Cabe destacar que, la Formación Geste se apoya en discordancia angular de $\sim 5^\circ$ directamente sobre la Formación Maíz Gordo en el flanco occidental (Figs. 4.3 y 4.4).



Referencias

- | | | |
|------------------------------|-------------------|--------------------|
| Unidades Volcanicas Miocenas | Subgrupo Pirgua | Pliegue anticlinal |
| Fm. Geste | Fm. Parcha | Falla Invertida |
| Fm. Maíz Gordo | Fm. Puncoviscana | Curvas de nivel |
| Fm. Mealla | Sección Piscuno | |
| Fm. Yacoraite | Río | |
| Fm. Lecho | Pliegue sinclinal | |

Fig. 4.3- Mapa geológico de la localidad de Piscuno. Se detallan las unidades geológicas, fallas maestras y pliegues mayores.

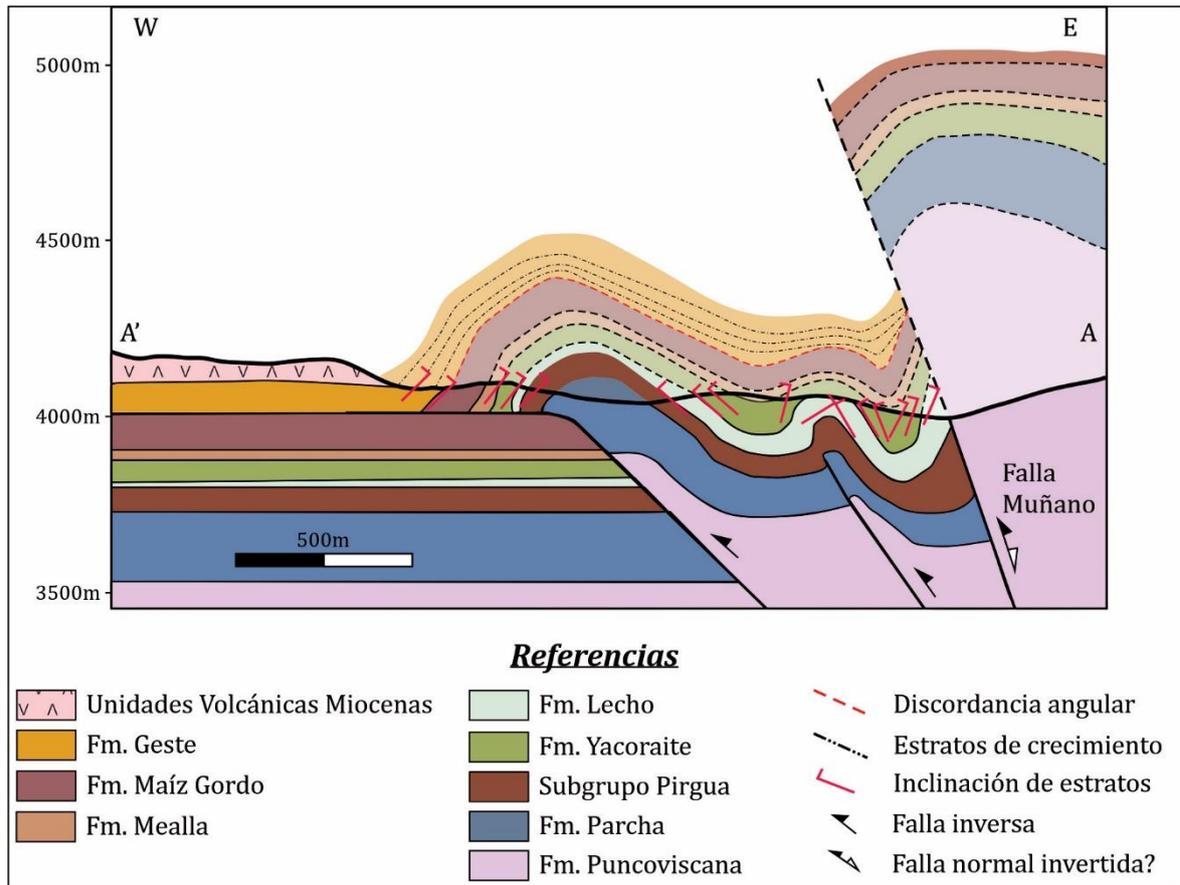


Fig. 4.4: Corte estructural en la localidad de Piscuno. Se interpreta a la Falla Muñano como una falla normal asociada al rift cretácico, posteriormente invertida durante el ciclo Andino. Observe el aumento de espesor interpretado del Subgrupo Pirgua contra la falla Muñano, y el traslape de la Fm. Yacoraite sobre el bloque colgante de la estructura (basado en Seggiaro et al. 2017).

4.2.2 – Estructura en la localidad Muñano

En esta localidad, ubicada hacia el sector NE de la cuenca, la Falla Muñano levanta unidades de la Formación Puncoviscana en el bloque colgante, por encima de unidades de los subgrupos Balbuena, Santa Bárbara y de la Formación Geste (Fig. 4.5). Hacia el oeste, en el bloque yacente y al pie de la falla, se observa una estructura de tipo anticlinal-sinclinal. En su conjunto, éstos pliegues muestran un eje en dirección NNE, limitados al este por la Falla Muñano, y al oeste por la Falla Garbanzo (Figs. 4.5 y 4.6).

El núcleo del anticlinal mencionado, en el bloque yacente de la Falla de Muñano, se compone de la Formación Yacoraite. Hacia los flancos del mismo, y en relación concordante se observa el pase hacia las formaciones Mealla y Maíz Gordo en secuencia normal (Fig. 4.6). De especial importancia es la variación del espesor de la Formación Lumbrera la cual sólo se

observa en el flanco oriental del anticlinal, donde presenta un espesor reducido de ~ 50 m, siendo menor en relación a los espesores medidos en localidades vecinas (ej. 187 m Valle Calchaquí; Do Campo et al., 2021). Por encima de la Formación Lumbrera, y en relación discordante de $\sim 10^\circ$ sobreyace la Formación Geste.

Las unidades del Grupo Salta en el flanco occidental del anticlinal presentan una inclinación hacia el NO de entre 55° y 70° , mientras que el flanco oriental presenta una inclinación hacia el SE de entre 30° y 40° . Hacia el oeste, los dominios de inclinación de los niveles del Grupo Salta denotan la presencia de una estructura sinclinal. El núcleo del mismo no se observa de manera directa, debido a que está cubierto por depósitos modernos. Sin embargo, el limbo occidental se compone de las formaciones Yacoraite, Mealla y Maíz Gordo, las cuales buzcan con inclinaciones de entre 35° y 50° hacia al E-SE. Esta estructura está limitada al oeste por la Falla Garbanzo (Ramos, 1973).

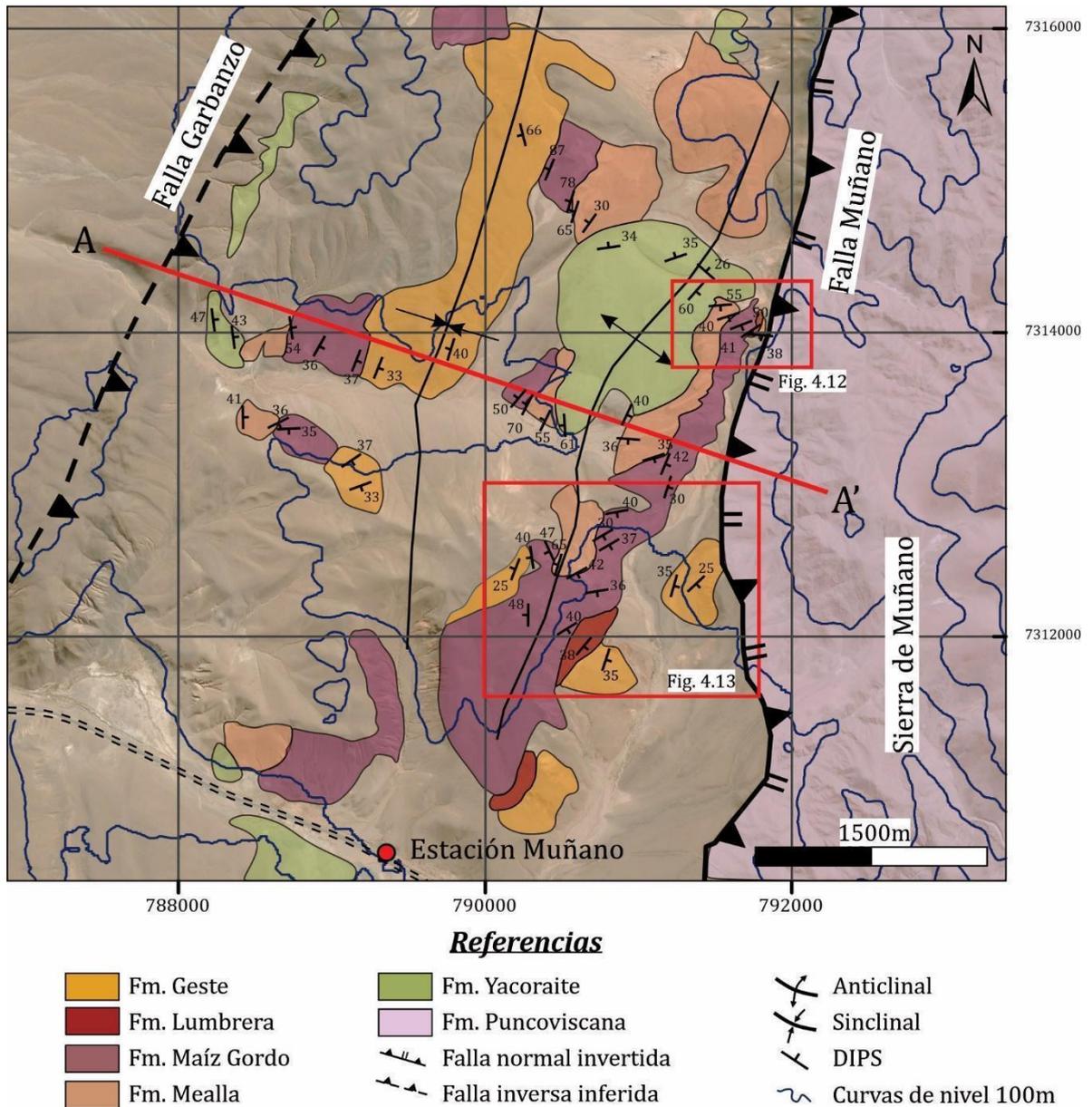


Fig. 4.5: Mapa geológico de la localidad de Muñano donde se puede observar cómo la Falla Muñano pone en contacto tectónico al basamento con la Fm. Geste hacia el este. Nótese el contacto discordante entre las Fm. Maíz Gordo y Geste hacia el flanco occidental del anticlinal principal, mientras que hacia el este, el contacto de la Fm Geste es con la Fm. Lumbrera, lo que marca una discordancia.

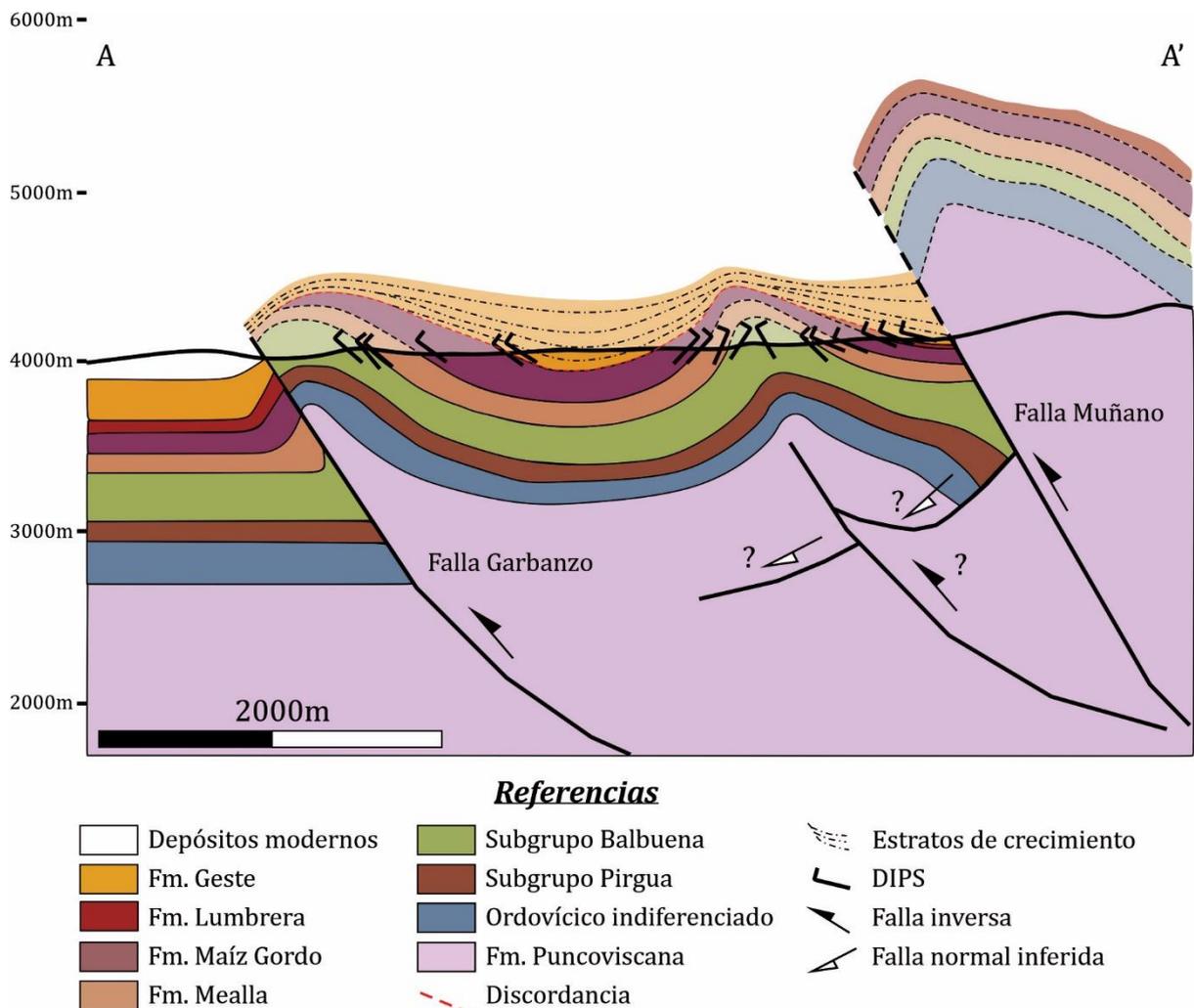


Fig. 4.6: Corte estructural de la localidad de Muñano. La variación de espesor interpretado para la Fm. Geste se basa en la interpretación de esta unidad como un estrato de crecimiento (ver sección 4.3.1.1, figs. 4.12 y 4.13)

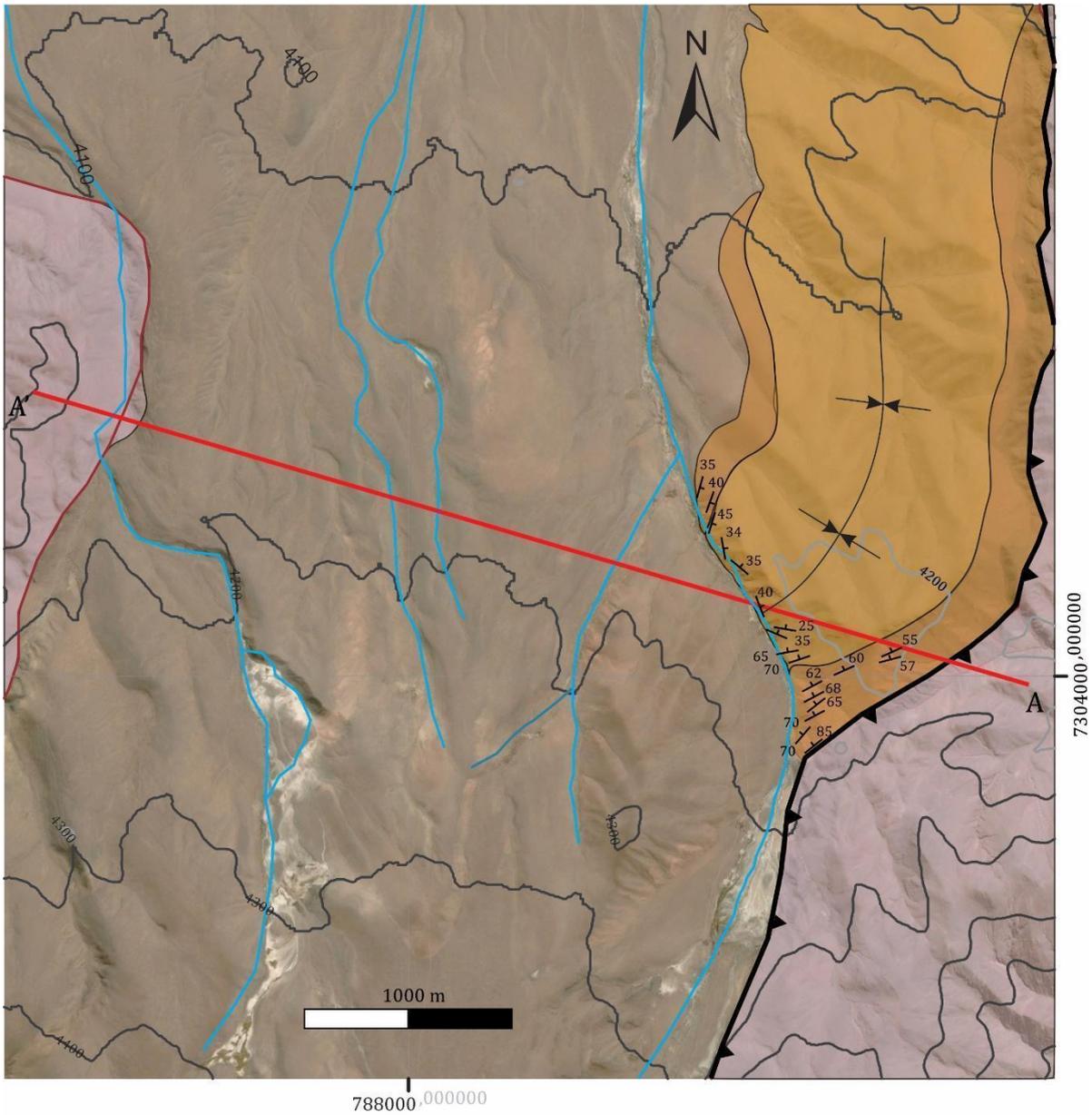
4.2.3 – Estructura en la localidad Fundiciones

Hacia el sureste de la cuenca se encuentra la quebrada Fundiciones (Fig. 4.2). Aquí la secuencia de la Formación Geste aflora en una faja de rumbo NNE-SSO en donde se define un sinclinal abierto en el bloque yacente de la estructura. Hacia el sector oriental, esta unidad se encuentra en contacto tectónico con la Formación Puncoviscana, la cual está expuesta en el bloque colgante de la Falla Muñano (Figs. 4.7, 4.8 A). Hacia el oeste, sólo afloran rocas del basamento y depósitos modernos (Fig. 4.7).

Las unidades presentes en la estructura corresponden a la sección media y superior de la Formación Geste. Los datos de inclinación en la sección media muestran una inclinación promedio de 75°, con ángulos algo más empinados en la zona cercana a la Falla Muñano

(~80° - Figs. 4.7, 4.8 A). El pasaje a la sección superior se evidencia por el aumento en la potencia de las capas conglomerádicas, así como por un marcado aumento en el tamaño de clastos (Fig. 4.8 B). Asimismo, el ángulo de inclinación de los estratos de la sección superior disminuye con respecto a la sección media. En las inmediaciones del contacto entre ambas unidades la diferencia de angularidad es del orden de los 5 a 10° menor con respecto a la sección media (Fig. 4.8 B, C). Mientras que, hacia el techo de la sección superior, el ángulo de inclinación de las capas disminuye progresivamente, hasta alcanzar entre 25-35° de diferencia con respecto a la base de la misma (Fig. 4.8 D, E). Estas características y la corta distancia horizontal en que se producen los cambios, permiten interpretar que se trata de un sinclinal de sincrecimiento donde la depositación de la sección superior de la Formación Geste ocurrió de manera contemporánea con la deformación (ver sección 4.3.1.2)

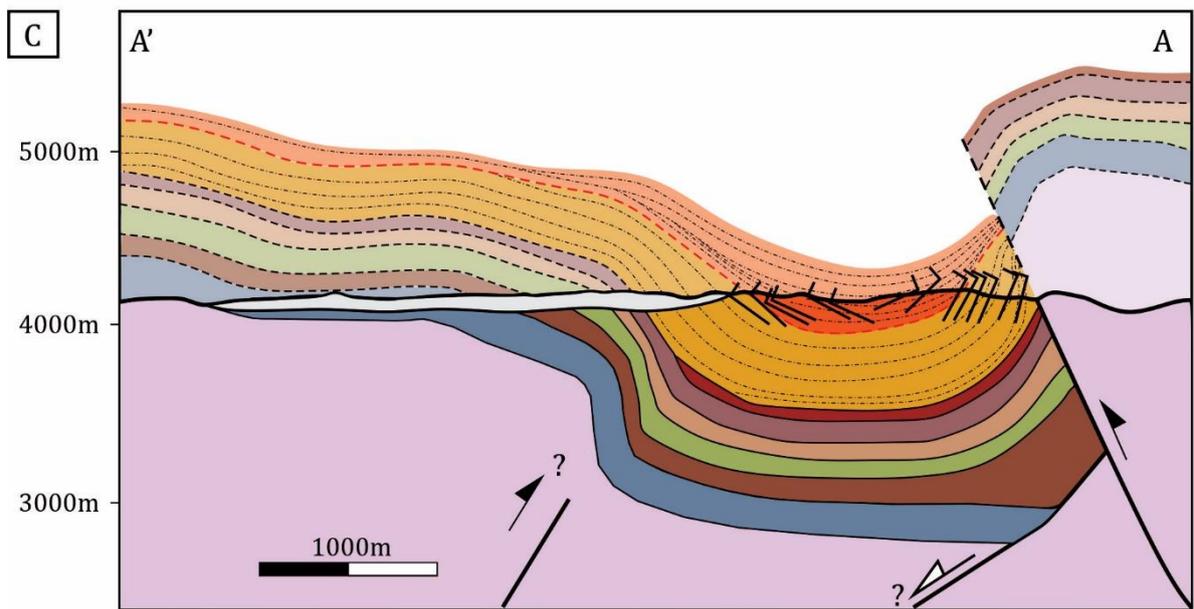
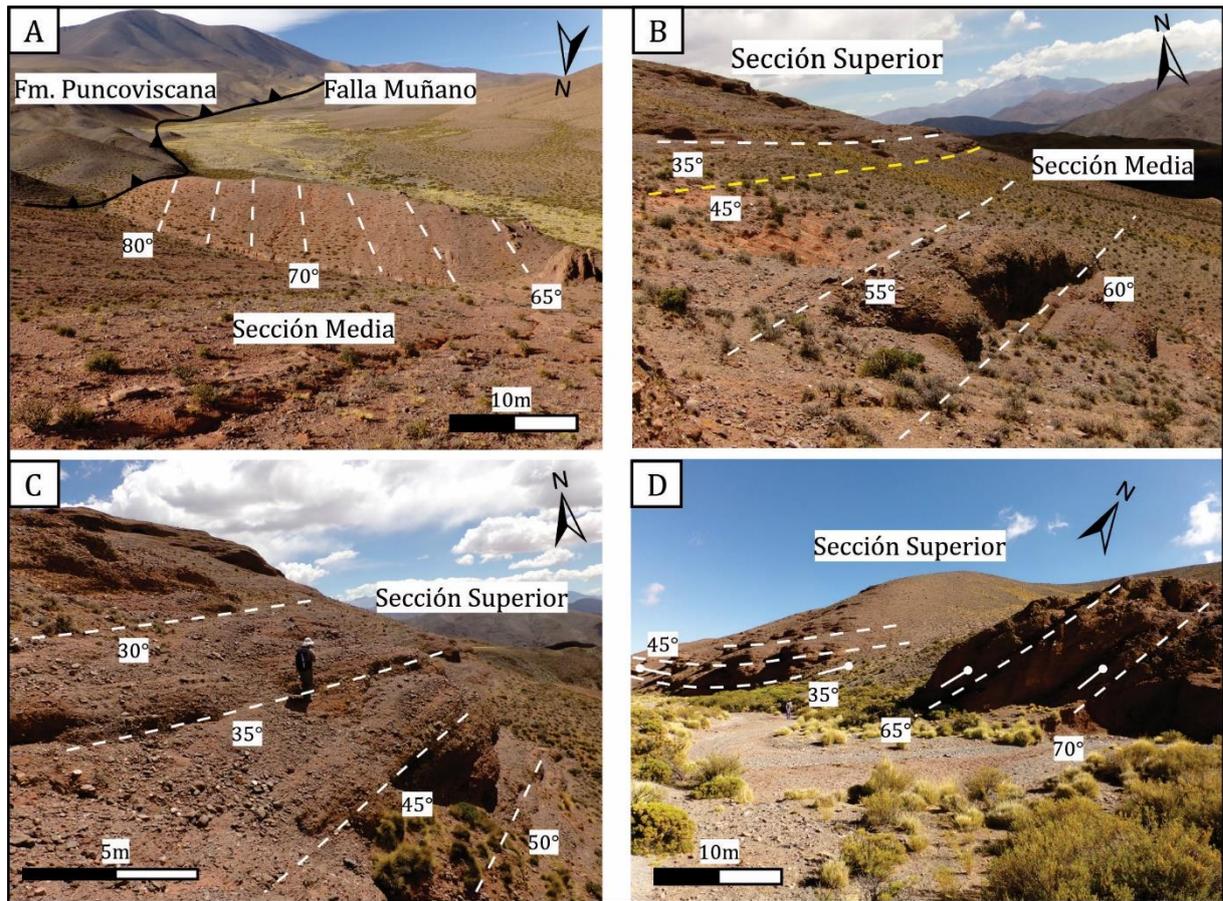
Hacia el oeste de esta zona, las unidades se encuentran cubiertas por los depósitos modernos, lo que impidió tomar más datos para una mejor descripción de la estructura.



Referencias

- | | | | | | |
|---|------------------------------|---|-----------------|---|-----------|
|  | Fm. Geste - Sección Superior |  | Río/arroyo |  | Sinclinal |
|  | Fm. Geste - Sección Media |  | Falla Muñano |  | Sección |
|  | Fm. Puncoviscana |  | Curvas de nivel | | |

Fig. 4.7- Mapa geológico de la zona de Fundiciones. Esc. 1:35.000.



Referencias

- | | | |
|-----------------------------|---------------------------|-------------------------|
| Depósitos modernos | Fm. Mealla | Falla inversa inferida |
| Fm. Geste, sección superior | Subgrupo Balbuena | Falla normal inferida |
| Fm. Geste, sección media | Subgrupo Pigua | Estratos de crecimiento |
| Fm. Lumbrera | Ordovícico indiferenciado | Discordancia progresiva |
| Fm. Maíz Gordo | Fm. Puncoviscana | DIPs |

Fig. 4.8 – Sinclinal de Fundiciones. Variaciones angulares de las secciones media y superior de la Fm. Geste en la localidad de Fundiciones. A) Límite oriental de la cuenca de SAC, dónde la falla Muñano exhuma

el basamento metasedimentario sobre la sección media de la Fm. Geste, la cuál muestra una progresiva disminución de la inclinación de los estratos a medida que se aleja de la zona de falla. **B)** Contacto entre las secciones media y superior de la Fm. Geste en el sinclinal de Fundiciones. Se interpreta al mismo como una discordancia progresiva **C, D)** Variaciones angulares y adelgazamientos de los estratos que componen la sección superior de la Fm. Geste. **E)** Corte estructural en la localidad de Fundiciones. Observe el cambio brusco de inclinaciones de los estratos de la sección media de la Fm. Geste sobre el flanco oriental. Hacia el contacto con la falla, los mismos presentan buzamientos del orden de los 80°, mientras que hacia el contacto con la unidad superior, el ángulo de buzamiento es de 60°, disminuyendo hasta los 25° en el eje de la estructura.

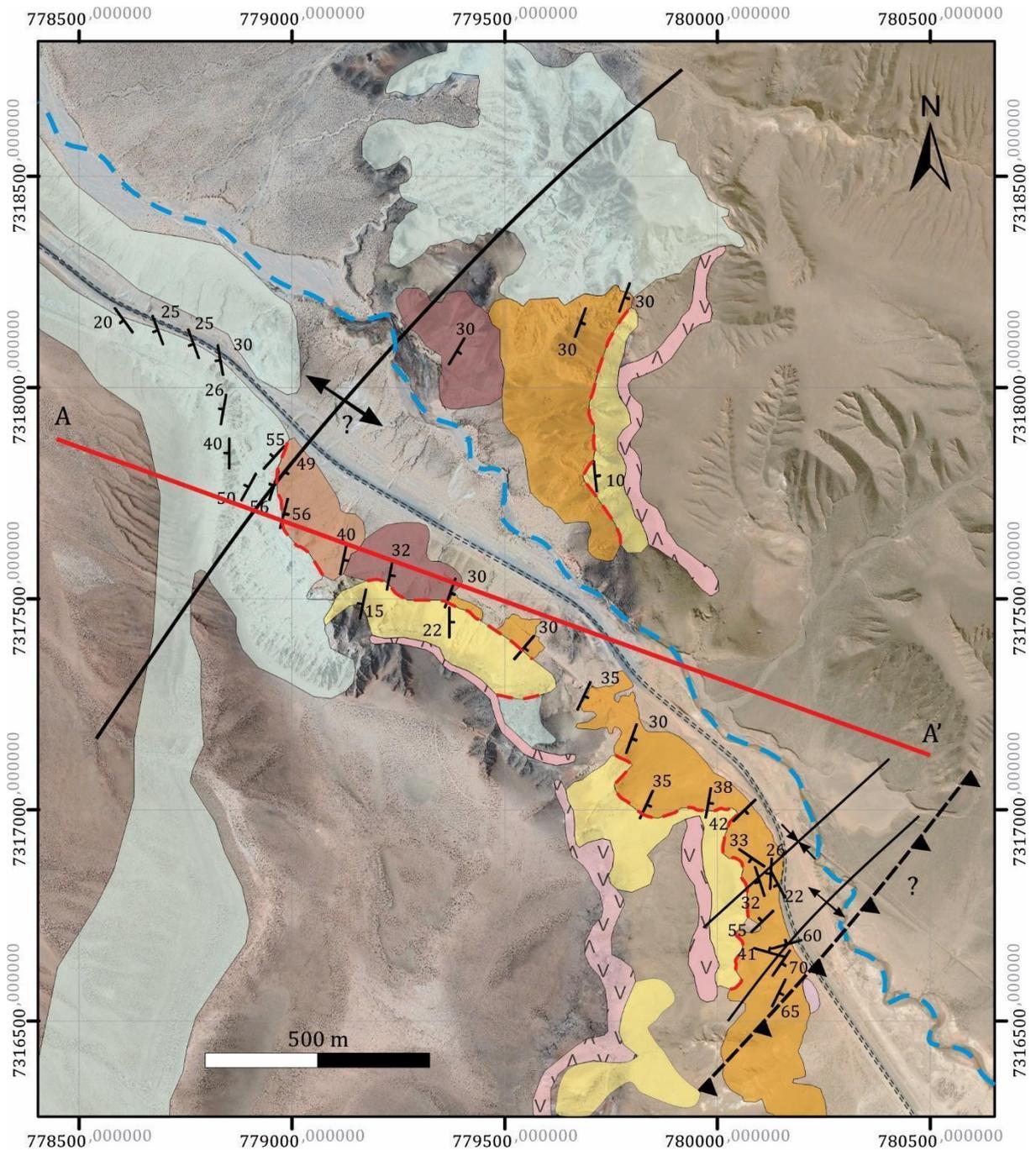
4.2.4 – Estructura en la localidad Corte Blanco

Una de las zonas más interesantes para analizar en esta cuenca se encuentra en el sector centro-sur de la misma. El paraje de Corte Blanco se ubica junto al río Los Patos y a la Ruta Nacional N° 51 (Fig. 4.9). Aquí se observan numerosas relaciones discordantes entre las unidades que conforman el relleno cenozoico.

La estructura principal descrita consiste de un anticlinal con núcleo en la Formación Mealla del Subgrupo Santa Bárbara. El anticlinal presenta marcados cambios en la dirección e inclinación de las capas, la dirección de inclinación en el flanco occidental es hacia el NO (288-300°), mientras que en el flanco oriental la dirección de inclinación de las capas es hacia el E-SE (120-110°) Los contactos estratigráficos que involucran el anticlinal varían lateralmente, marcando relaciones de discordancia entre las distintas unidades paleógenas y neógenas (Figs. 4.9 y 4.10). Por ejemplo, sobre el flanco oriental la Formación Geste se asienta directamente sobre la Formación Maíz Gordo en relación paraconcordante a levemente discordante.

Las formaciones Maíz Gordo y Geste son cubiertas mediante una discordancia angular (20-25°), y erosiva por el Conglomerado Los Patos, el cual a su vez es cubierto por la Ignimbrita Vizcachayoc (Fig. 4.10). Por encima de estas se asientan los depósitos volcanoclásticos y fluvio-eólicos de la Formación San Antonio de los Cobres. Esta unidad presenta una variación interna en los dominios de inclinación de las capas, con buzamientos del orden de 50° hacia el eje del pliegue, mientras que hacia el oeste se observa una disminución progresiva del buzamiento, con capas inclinando ~20° (Fig. 4.9).

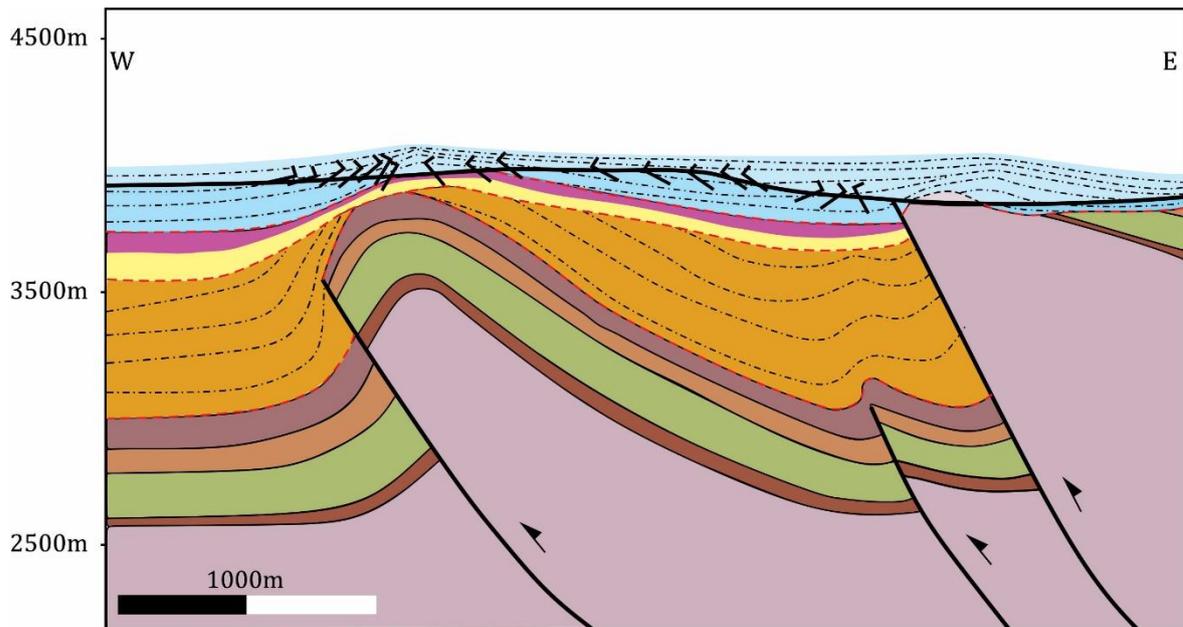
4.2 – Estructura de la cuenca de San Antonio de los Cobres



Referencias

- | | | |
|-------------------------------|------------------------|---------------|
| Fm. San Antonio de los Cobres | Fm. Mealla | RN N°51 |
| Ignimbrita Vizcachayoc | Fm. Puncoviscana | Río Los Patos |
| Fm. Conglomerado Los Patos | Discordancia angular | Anticlinal |
| Fm. Geste | Falla inversa inferida | Sinclinal |
| Fm. Maíz Gordo | | |

Fig. 4.9- Mapa geológico de la localidad de Corte Blanco. Nótese las relaciones discordantes entre las unidades Neógenas y la Fm. Geste y el Subgrupo Santa Bárbara.



Referencias

- Estratos de crecimiento
 Discordancia angular
↖ Falla Inversa

Fig. 4.10: Corte estructural de la localidad de Corte Blanco. Note la baja relación de angularidad entre la Fm. Geste y las unidades del Subgrupo Santa Bárbara.

4.3 – Estructuras de deformación sinsedimentaria

4.3.1 – Discordancias progresivas y estratos de crecimiento

El término *discordancia progresiva* fue introducido por Birot (1937) al tratar una serie de capas de conglomerados dispuestos en abanicos, para los cuales propuso una depositación continua y sincrónica con el levantamiento tectónico en la zona del Prepirineo catalán. Posteriormente, Riba (1976, 1973) las define como “Una superficie de sedimentación basculada, levantándose por un lado y hundiéndose o subsidiendo por otro, sin que cese el depósito, originando un abanico de capas o *discordancia progresiva*”. Este autor propone que el cúmulo de cuñas sedimentarias superpuestas que se disponen en diseño de *offlap* cuyo ángulo α parte desde 0 (paralelo a la estratificación) a un valor máximo representa un régimen de levantamiento acelerado (Fig. 4.11 A), mientras que el abanico de capas con diseño en *onlap* donde las capas pasan desde un valor máximo a cero (paralelo a la

estratificación) representan un régimen de levantamiento amortiguado (Fig. 4.11 B). Las aristas de estas cuñas coinciden con un eje de rotación (o superficie envolvente).

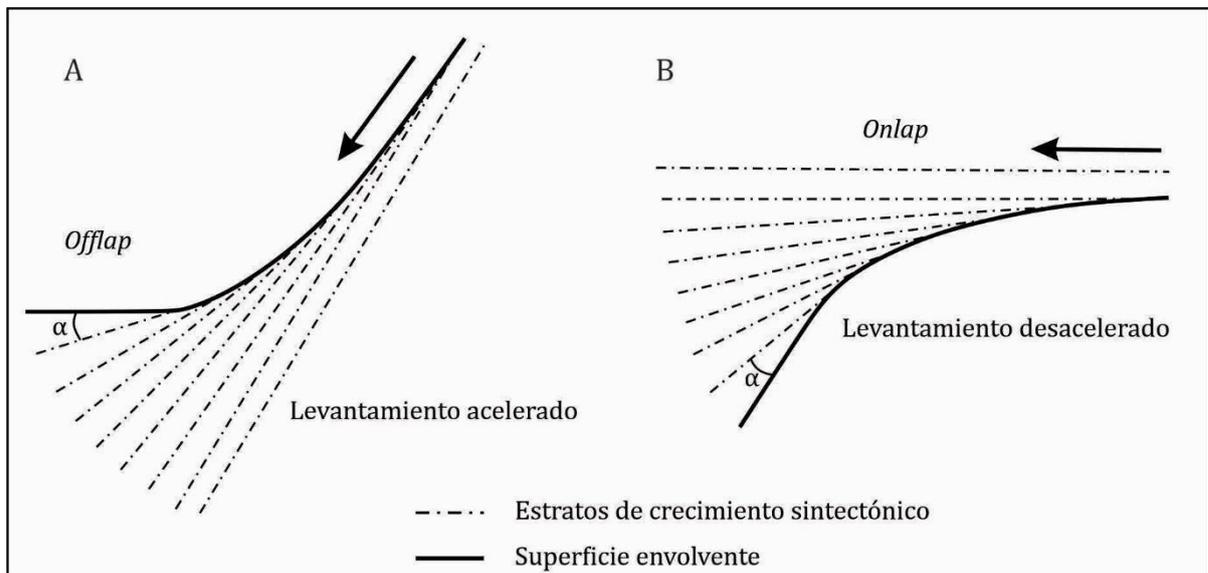


Fig. 4.11- Modelo de generación de estratos de crecimiento y discordancias progresivas tomado de Riba (1976)

Estas cuñas de capas son denominadas *estratos de crecimiento*, que se generan cuando la sedimentación tiene lugar durante el crecimiento de un pliegue. Aquí la longitud del limbo de un pliegue, que crece por la migración de bandas de torsión, disminuirá hacia arriba dentro del intervalo estratigráfico depositado durante la deformación (Suppe et al., 1992).

A continuación, se describen las estructuras de crecimiento reconocidas en la cuenca SAC.

Localidad Muñano

En el sector centro-oriental de la cuenca, localidad de Muñano, se conforma una estructura anticlinal-sinclinal, como fue descrito en la sección 4.2.2. Hacia el flanco oriental del anticlinal central, la Formación Geste se asienta sobre la Formación Lumbrera mediante una discordancia angular de $\sim 10^\circ$, mientras que hacia el flanco occidental y núcleo sinclinal, la Formación Geste se apoya directamente sobre la Formación Maíz Gordo, con una relación discordante de $\sim 5-15^\circ$ (Fig. 4.5). Esta relación se observa, además, en otras localidades de la cuenca (p.e., Piscuno y Corte Blanco).

Estas relaciones de contacto evidencian procesos de deformación compresiva previo a la acumulación de la Formación Geste. La discordancia angular entre la Formación Lumbrera y la Formación Geste en el flanco oriental del anticlinal de Muñano revela una progresiva disminución del ángulo de inclinación de la Formación Geste con respecto de las unidades del Grupo Salta. Mientras que las unidades inferiores presentan dominios de inclinación de entre 60° y 50° , la Formación Geste muestra buzamientos de $\sim 40^\circ$ y menores. Esto se interpreta como una discordancia progresiva generada por el crecimiento de un pliegue, asociada a la depositación sintectónica de la Formación Geste.

Hacia el sector sur de esta localidad, la estructura anticlinal aflorante muestra el núcleo compuesto por la Formación Mealla. En el flanco occidental del pliegue, la Formación Geste se asienta de manera discordante sobre la Formación Maíz Gordo. La relación angular entre ambas unidades es de $\sim 10^\circ$ - 15° (Fig. 4.13). Hacia el flanco oriental, la Formación Geste suprayace a la Formación Lumbrera. En esta zona, el valor angular del contacto es menor ($\sim 3^\circ$ - 5°), sin embargo, la Formación Geste muestra una disminución progresiva de inclinación de las capas de $\sim 10^\circ$, lo que se interpreta podrían corresponder con estratos de crecimiento sincrónicos con la configuración del anticlinal.

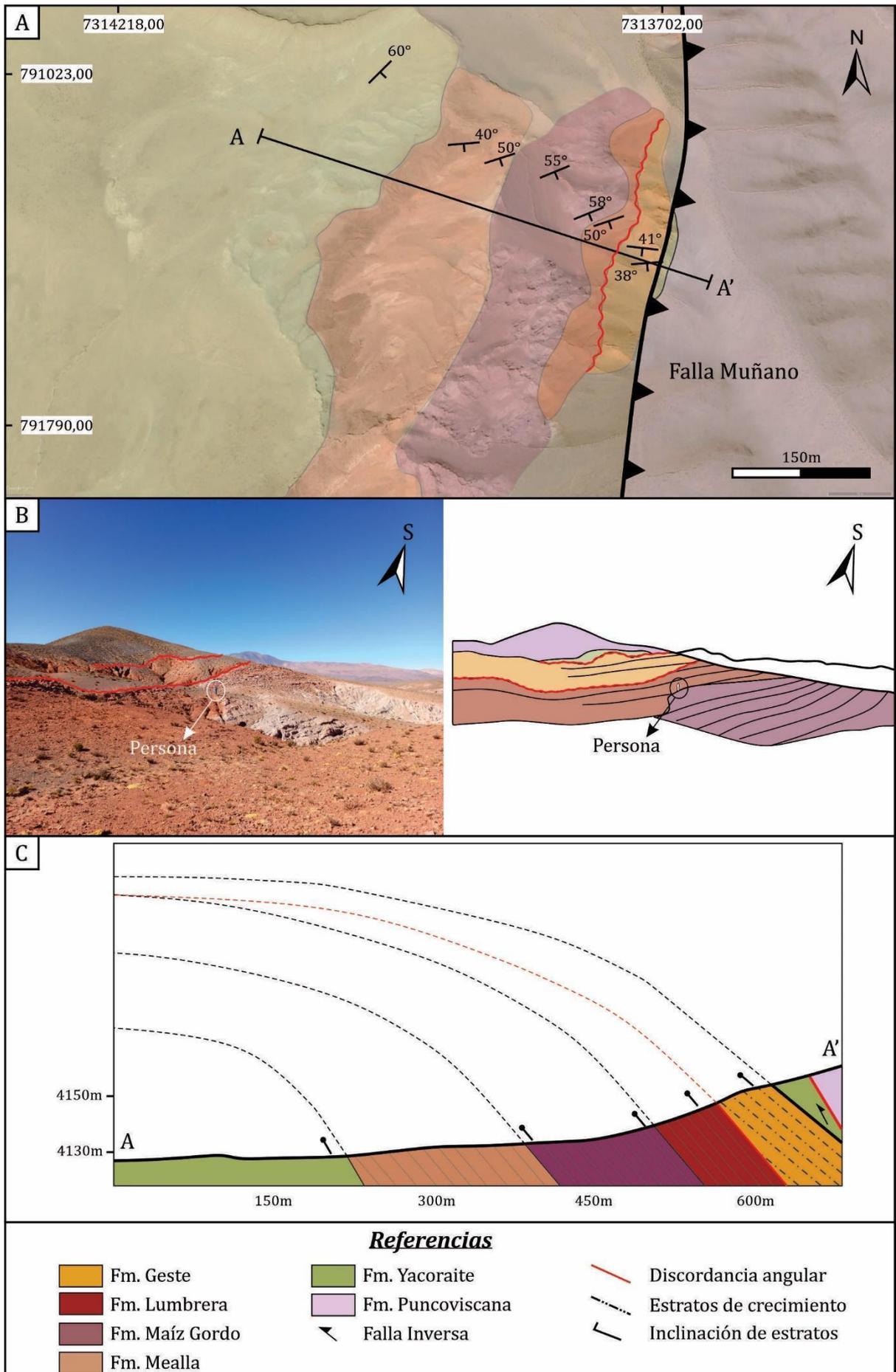


Fig. 4.12- Relaciones de contacto entre las unidades de los Subgrupos Balbuena, Santa Bárbara y la Formación Geste en el flanco noreste del anticlinal Muñano (ubicación regional en Fig. 4.5). **A)** Imagen satelital y mapa geológico de la zona de estudio. **B)** Fotos de campo de las unidades y sus relaciones de contacto. **C)** Interpretación de la estructura del flanco oriental del anticlinal de Muñano.

Las relaciones mencionadas y la configuración de esta zona del pliegue se asemejan a los modelos de crecimiento de pliegues por propagación de fallas propuestos por Suppe et al. (1992), en los que la tasa sedimentación es menor que la tasa de levantamiento, lo que produce que el espesor y el ángulo de los estratos depositados sobre la rampa disminuyan, dando lugar a estratos adelgazados e incluso relaciones discordantes entre los estratos de pre- y sin-crecimiento. Estos estratos se acuñan hacia la falla que controla la estructura, ya que se desarrollan sobre el bloque colgante del pliegue. Aquí el desplazamiento de la falla excede la tasa de enterramiento lo que genera que el bloque colgante sobrepase la superficie de depositación activa, erosionando la parte superior del pliegue. Suponiendo que el bloque colgante se erosiona continuamente a medida que sobrepasa la superficie de depositación, se desarrollará una discordancia angular simple cuyo hiatus disminuirá hacia los limbos del pliegue creciente, generando “discordancias locales”. En pliegues contraccionales por propagación de fallas de tipo trishear, estas discordancias locales se desarrollan tanto en el bloque yacente, como en el bloque colgante (Eichelberger et al., 2018).

Análisis estereográfico

Se realizó el análisis estereográfico del anticlinal central mediante el software Stereonet, versión 11.43 (Richard W. Allmendinger, © 2022), para el cual se tomaron 30 mediciones de inclinación y dirección de inclinación de los respectivos estratos. El mismo indica que la superficie axial del anticlinal en el bloque yacente de la estructura posee un buzamiento de $61,5^\circ$ y un rumbo de 40°E (dirección de inclinación/inclinación: $130^\circ/61,5^\circ$), mientras que la charnela presenta una inmersión de $15,4^\circ$ hacia los $211,4^\circ$. El ángulo interlimbos del pliegue es de $109,1^\circ$ definiéndolo como un pliegue abierto (Fig. 4.14 A).

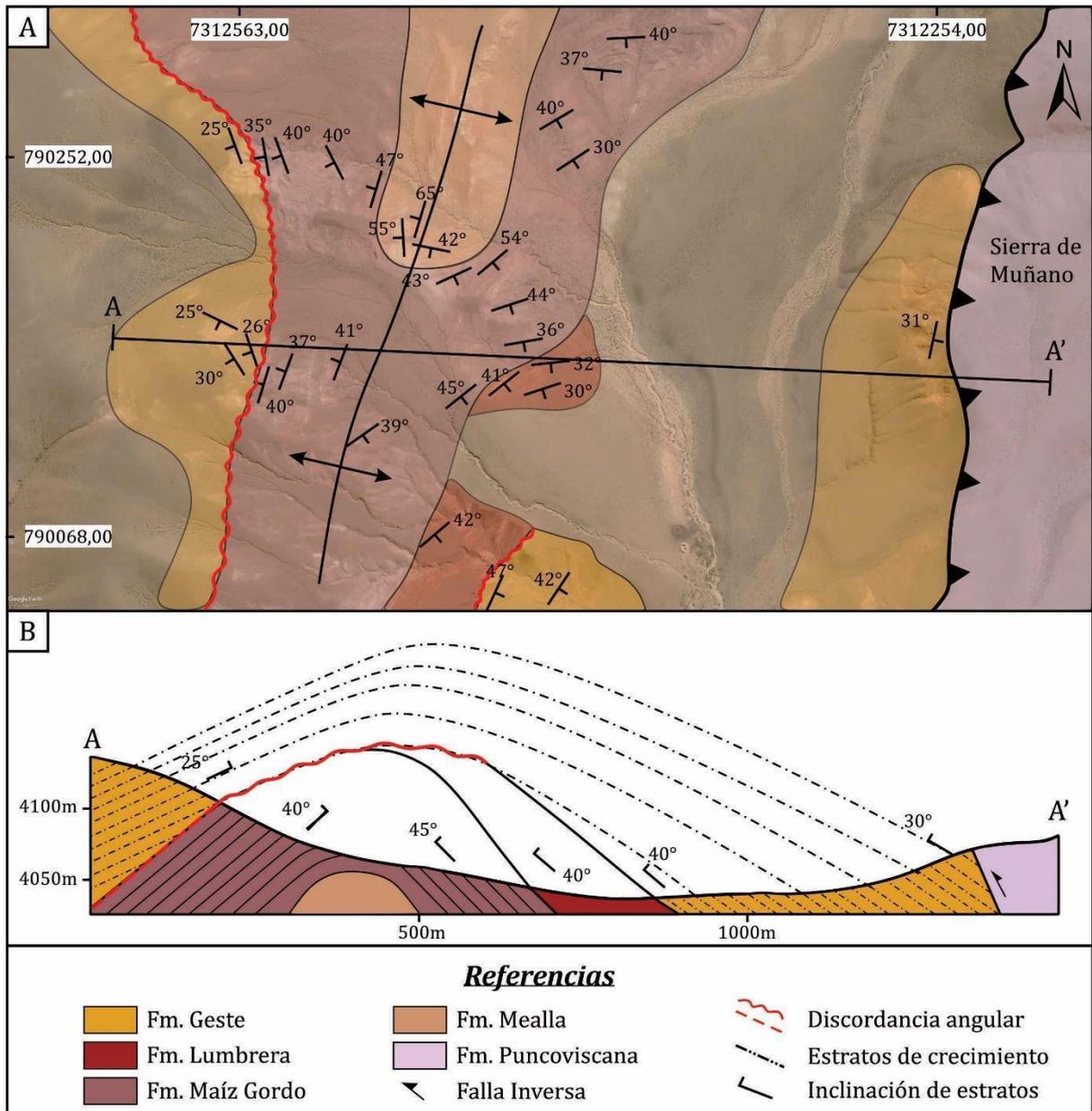


Fig. 4.13- Relaciones de contacto entre las unidades del Subgrupo Santa Bárbara y la Fm. Geste en el sector sur del anticlinal de Muñano. **A)** Imagen satelital y mapa geológico de la zona. **B)** Interpretación de los estratos de crecimiento en el anticlinal de Muñano, note el contacto entre la Fm Geste y la Fm Maíz Gordo en el flanco occidental mientras que en el flanco oriental la Fm Geste se asienta sobre la Fm Lumbrera.

Por otro lado, se realizó el análisis estereográfico del cierre sur del pliegue (Figs. 4.5, 4.13), donde se puede comparar el dominio estructural del pliegue para las unidades del Subgrupo Santa Bárbara (SSB) y para la Formación Geste, respectivamente. Este análisis demuestra que el anticlinal en el SSB posee una superficie axial con una inclinación de 70° hacia el ONO (290°), con un ángulo interlimbos de 108° y una línea de charnela con una inmersión de $24,4^\circ$ hacia los $209,5^\circ$ (Fig. 4.14 B). En contraste, los datos estructurales en la Formación Geste

indican una superficie axial buzando $74,6^\circ$ hacia el este (110°), una línea de charnela con una inmersión de $22,7^\circ$ hacia el sur ($193,4^\circ$) y un ángulo interlimbo de $137,5^\circ$ (Fig. 4.14 C).

El análisis estructural de los limbos del anticlinal en la zona sur de la estructura principal revela un dominio estructural diferenciado entre la Formación Geste y el SSB. Esto se evidencia por el buzamiento opuesto entre la superficie axial de cada pliegue. Otra diferencia es el ángulo interlimbos de cada pliegue, los cuales muestran un pliegue más cerrado para el SSB. Estas evidencias soportan la interpretación de una discordancia entre el SSB y la Formación Geste.

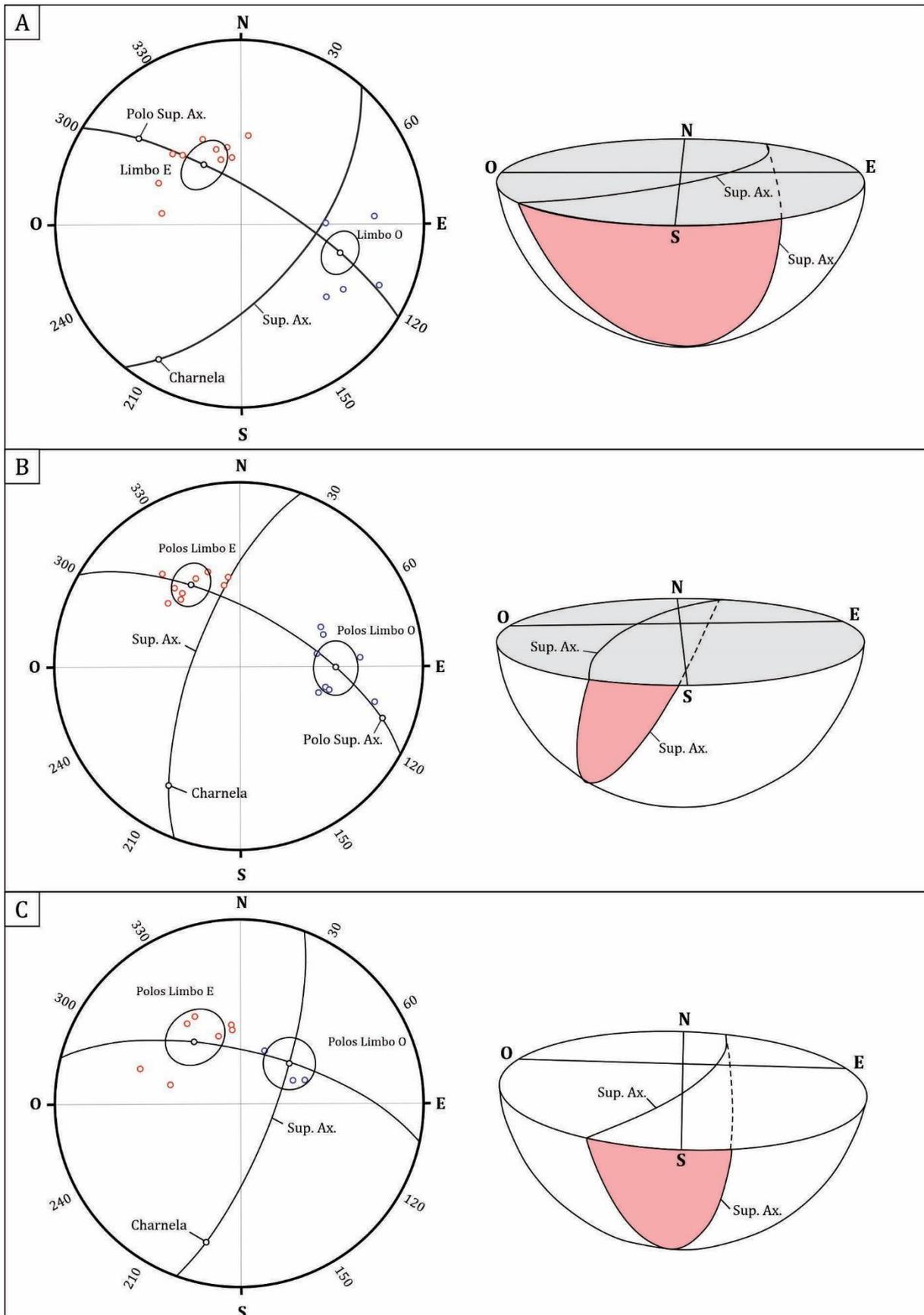


Fig. 4.14: Análisis estructural estereográfico del anticlinal Muñano. **A)** Pliegue principal. **B)** Cierre sur del pliegue, Subgrupo Santa Bárbara. **C)** Cierre sur del pliegue, Fm. Geste.

Localidad Fundiciones

En esta zona se describió una estructura sinclinal en el bloque yacente de la Falla de Muñano, en la cual participan las secciones media y superior de la Formación Geste y cuyas características fueron descritas en el apartado 4.2.3.

Como se dijo, la unidad superior muestra una disminución progresiva de inclinación de los estratos de base a techo de $\sim 35^\circ$ (Fig. 4.8). Estas variaciones internas de inclinación se asocian a estratos de crecimiento, mientras que la relación de contacto entre ambas secciones se interpreta como una discordancia progresiva, generada por la depositación sintectónica de la parte superior (Fig. 4.8 B).

Esta disposición de los estratos con respecto a la falla se asemeja a los modelos de estratos de crecimiento en pliegues por propagación de falla de tipo trishear propuestos por Hardy y Ford (1997). Estos modelos reproducen el desplazamiento del bloque colgante sobre el plano de una falla generando un alto topográfico sujeto a erosión promoviendo que los estratos (de crecimiento) se adelgacen formando una cuña (Fig. 4.15). Estos modelos predicen estratos de pre-crecimiento de alto ángulo, e incluso volcados, y con un marcado adelgazamiento en la zona de actuación de la falla (Figs. 4.8, 4.15).

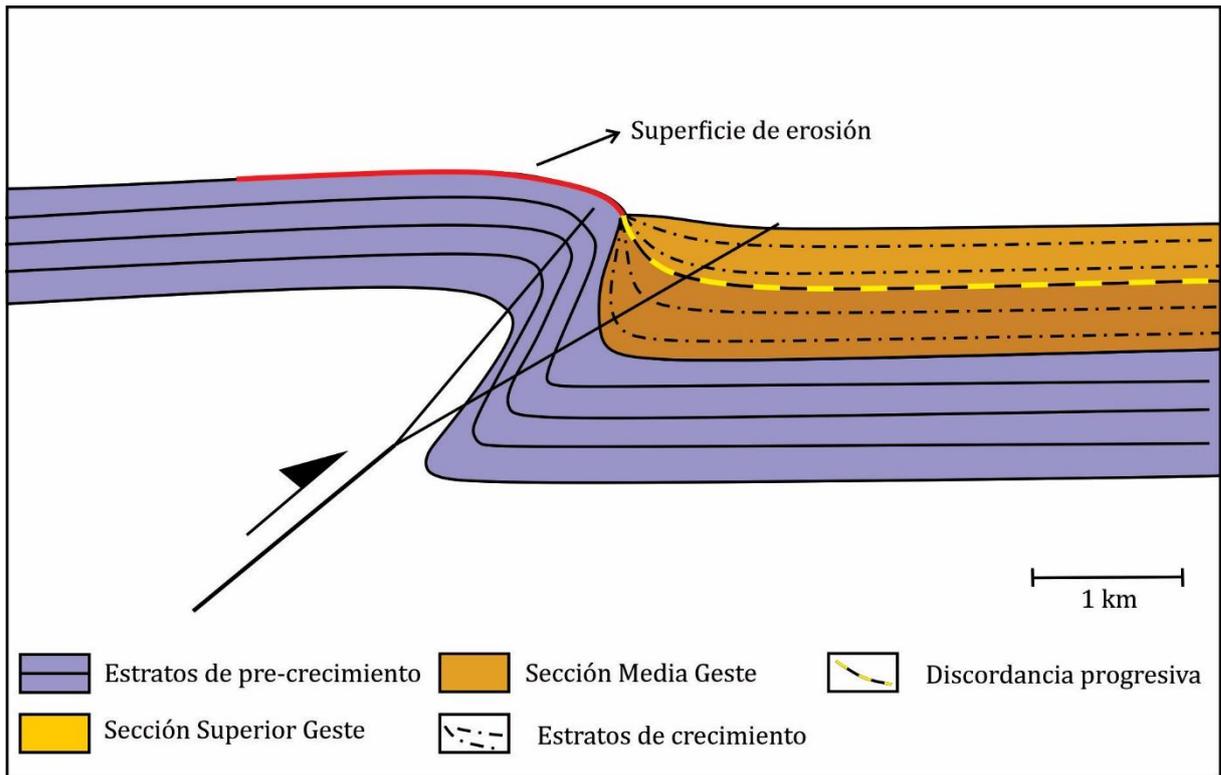


Fig. 4.15: Modelo de estratos de crecimiento asociados con plegamiento por propagación de falla trishear, con la zona de cizalla fijada el bloque colgante. Modificado de Hardy y Ford (1997).

Análisis estereográfico

El análisis estereográfico de esta estructura indica diferencias geométricas entre las secciones media y superior de la Formación Geste. Aquí se observa que la superficie axial del pliegue presenta una dirección de inclinación hacia los 135° y buzamiento de 82° en la sección media (Fig. 4.16 A), mientras que la superficie axial de la sección superior presenta dirección de buzamiento hacia los 318° y buzamiento de 88° (Fig. 4.16 B). Asimismo, este análisis destaca un ángulo interlimbos de 100° para la unidad basal, describiendo un pliegue más apretado que para la sección superior, cuyo ángulo interlimbos calculado es de 124° , evidenciando la relación discordante entre ambas secciones.

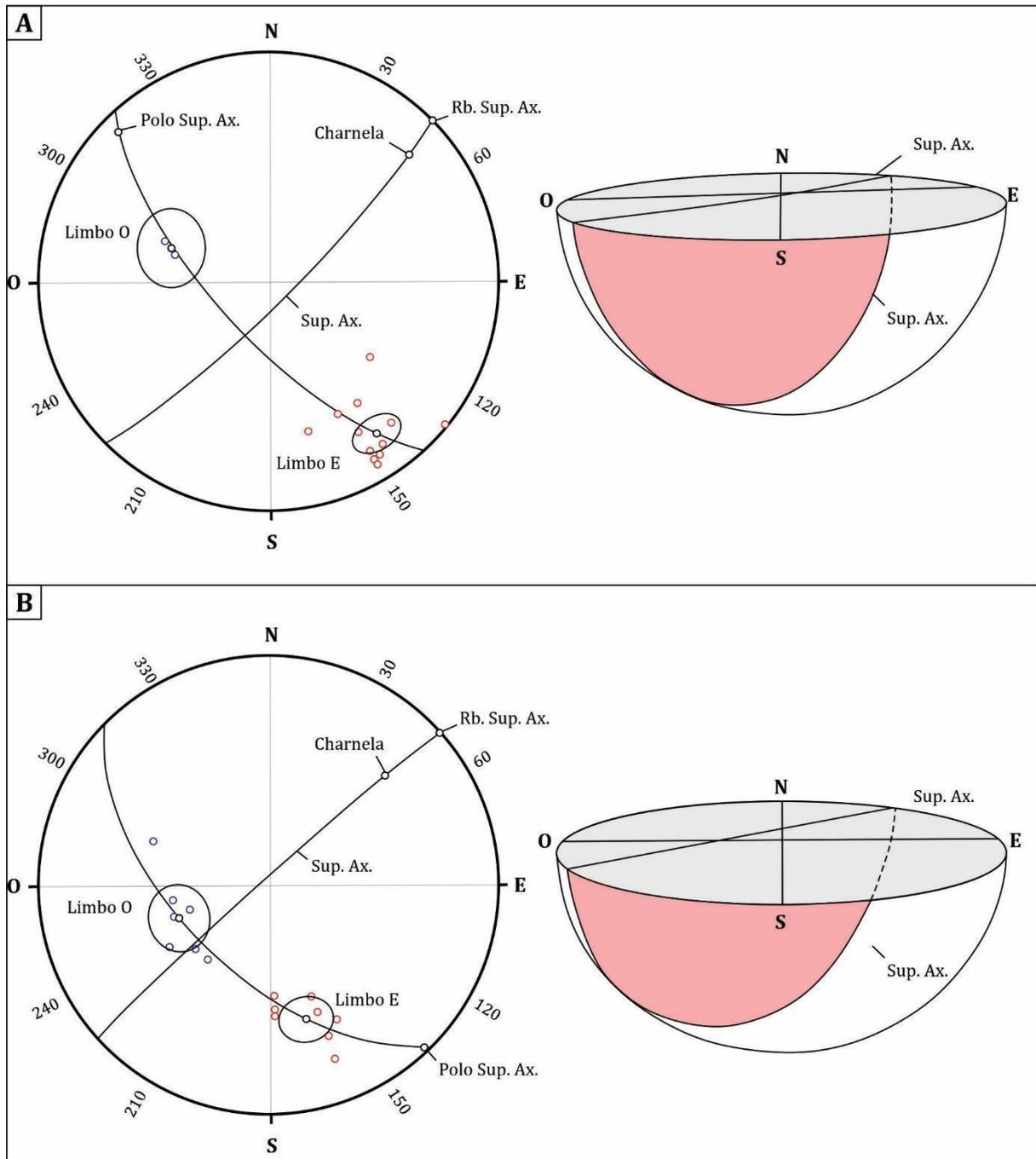


Fig. 4.16. Análisis estereográfico del sinclinal de la quebrada Fundiciones. **A)** Sección media de la Fm. Geste. **B)** Sección superior de la Fm. Geste.

Localidad Corte Blanco

Esta zona representa una localidad clave para el entendimiento de la evolución estructural de la cuenca de SAC, ya que aquí se observan las relaciones estratigráficas entre las principales unidades del antepaís cenozoico.

Se describe un anticlinal central, con núcleo compuesto por las unidades del Subgrupo Santa Bárbara y la Formación Geste. Como se explicó párrafos más arriba, la Formación Geste se asienta sobre la Formación Maíz Gordo mediante un contacto levemente discordante. La pronunciada erosión cuaternaria que presenta la estructura en la zona central impidió realizar un análisis de mayor detalle sobre estas unidades debido a la falta de afloramientos (Fig. 4.9).

Por encima de las unidades del Subgrupo Santa Bárbara y la Formación Geste, se dispone el Conglomerado Los Patos en marcada discordancia angular ($\sim 20^\circ$) de carácter local (ver Capítulo 2, sección 2.1.3; Figs. 4.9 y 4.10). Esta relación de contacto con las unidades subyacentes sugiere eventos de deformación previos a la depositación del Conglomerado Los Patos. Esta última es cubierta por el manto ignimbrítico Vizcachayoc.

La Formación San Antonio de los Cobres suprayace la Unidad Eruptiva Ignimbrítica Vizcachayoc. En esta localidad la misma se caracteriza por presentar una disminución progresiva de la inclinación de los estratos, desde el eje del anticlinal hacia su flanco occidental, con una inclinación de $\sim 60^\circ$ en el núcleo de la estructura, y dominios de inclinación del orden de los $15\text{-}20^\circ$ hacia el oeste, generando una geometría en forma de cuña triangular (Fig. 4.17 A). Las capas que describen esta cuña presentan adelgazamientos hacia la cresta del anticlinal, en dirección al este. Esta estructura es interpretada como estratos de crecimiento, con un arreglo geométrico de *onlap*, en el que el espesor de la unidad disminuye progresivamente desde la charnela del pliegue hacia el flanco. Esta geometría es compatible con una deformación compresiva bajo un régimen de crecimiento amortiguado con rotación de limbo y una relación de deformación/sedimentación alta (Rafini y Mercier, 2002) (Fig. 4.17 B).

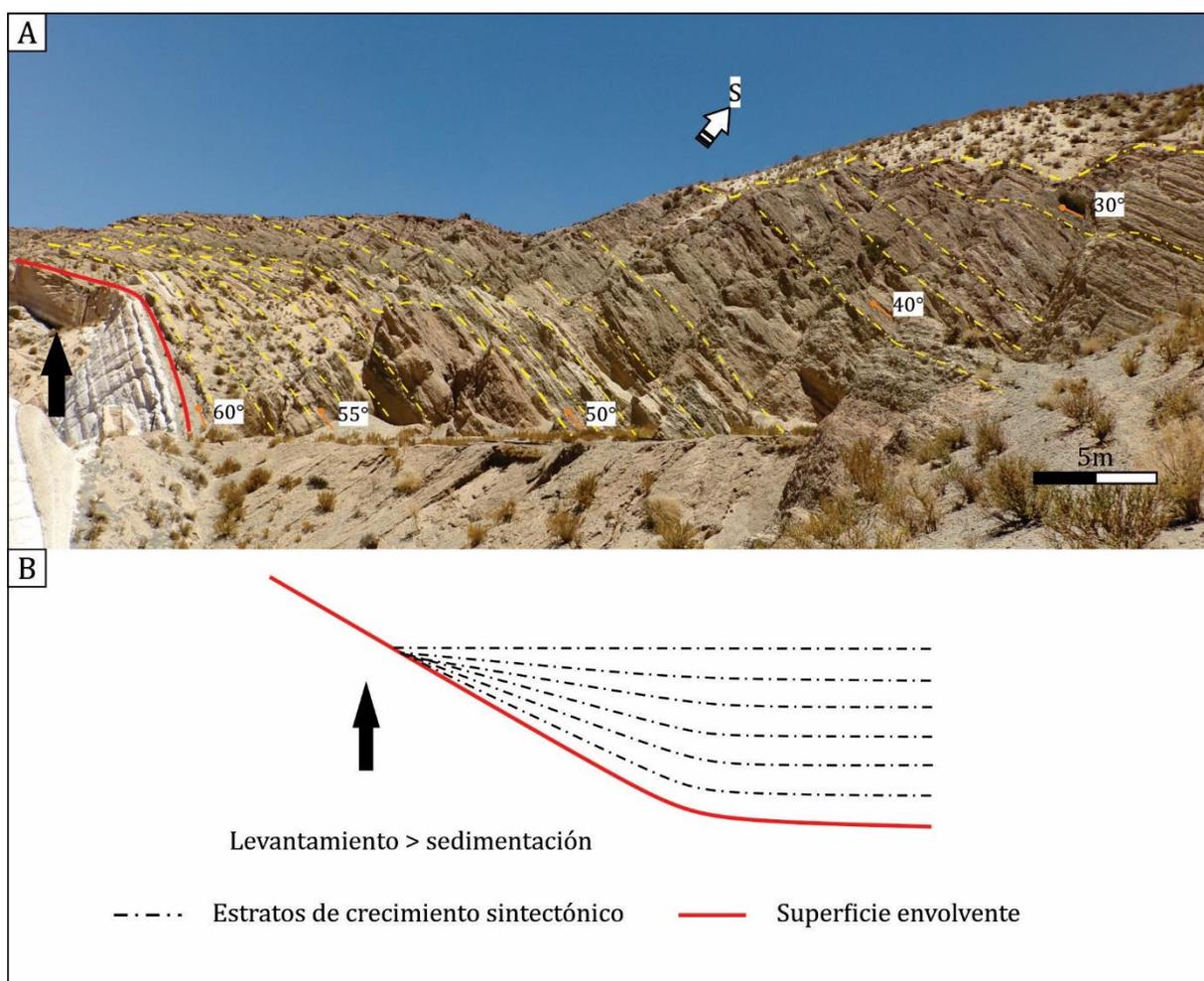


Fig. 4.17- A) Formación San Antonio de los Cobres en la localidad de Corte Blanco. Obsérvese la disminución de inclinación en los estratos desde el eje del anticlinal hacia el flanco occidental. **B)** Modelo de generación de estratos de crecimiento por rotación de limbo. Modificado de Riba (1973) y Rafini y Mercier (2022).

4.3.2 – Estructuras de deformación de sedimentos blandos (*soft-sediment deformation structures*) en la Formación Geste

En la sección basal de la Formación Geste se distinguieron diversas estructuras de escala centimétrica a métrica, tales como diques clásticos, fallas normales, intrusiones plásticas y estratificación convoluta. Estas se caracterizan por estar limitadas a la base y techo por estratos sin perturbaciones. Las mismas han sido interpretadas como estructuras de deformación de sedimentos blandos (*soft-sediment deformation structures - SSDS*). Las mismas pueden indicar procesos de deformación frágil o dúctil, y son significativas al proporcionar un registro fosilizado de procesos que actuaron sobre sedimentos no

consolidados, antes o poco después del depósito (Owen, 1987). Se generan debido a procesos de perturbación tanto autogénicos (p.e. fenómenos gravitacionales, flujos de detritos) como alogénicos (p.e. sismos) durante o inmediatamente después de la depositación (Boggs, 1987; Owen y Moretti, 2011; Owen, 1996). Estos procesos se denominan “gatilladores” (*triggers*) que influyen directamente la presión poral de fluidos (Owen, 1987). La deformación de los sedimentos generalmente ocurre en la superficie expuesta o en el subsuelo, a pocos metros de profundidad, ya sea en condiciones subaéreas o subacuáticas (Berra y Felletti, 2011).

Las SSD son comunes en arenas saturadas de agua poco compactadas, y limitadas en su base y techo por capas pelíticas que constituyen barreras de baja permeabilidad (Lowe, 1975; Maltman, 1994). Bajo estas condiciones y, cuando ocurre un evento disparador, se produce la sobrepresurización del horizonte saturado que desencadena los procesos de licuefacción y fluidización o una combinación de ambos. La licuefacción se produce cuando el sedimento saturado está siendo sometido a una fuerza o carga externa y pasa de un estado sólido a un estado líquido, por una pérdida de cohesión debido a un aumento en la presión poral. Mientras que la fluidización se refiere al reordenamiento y movimiento de partículas arrastradas por el fluido (Allen 1982; Lowe 1975). Ambos procesos se ven favorecidos por el tamaño del grano del sedimento (controla la porosidad/permeabilidad del sedimento y su cohesión), el grado de empaquetamiento y compactación, la profundidad del nivel freático, y la intensidad y duración del esfuerzo al que están sometidos los sedimentos (Obermeier, 1996). Estos procesos requieren la saturación completa de los sedimentos con agua superficial o nivel freático, mientras que la intercalación de niveles impermeables como pelitas entre los niveles de arenas saturadas favorecen la sobrepresurización (Berra y Felletti, 2011). Se describen a continuación diversas estructuras encontradas en la Formación Geste que se atribuyen como generadas por este tipo de procesos.

Estructuras de deformación frágil

Diques clásticos

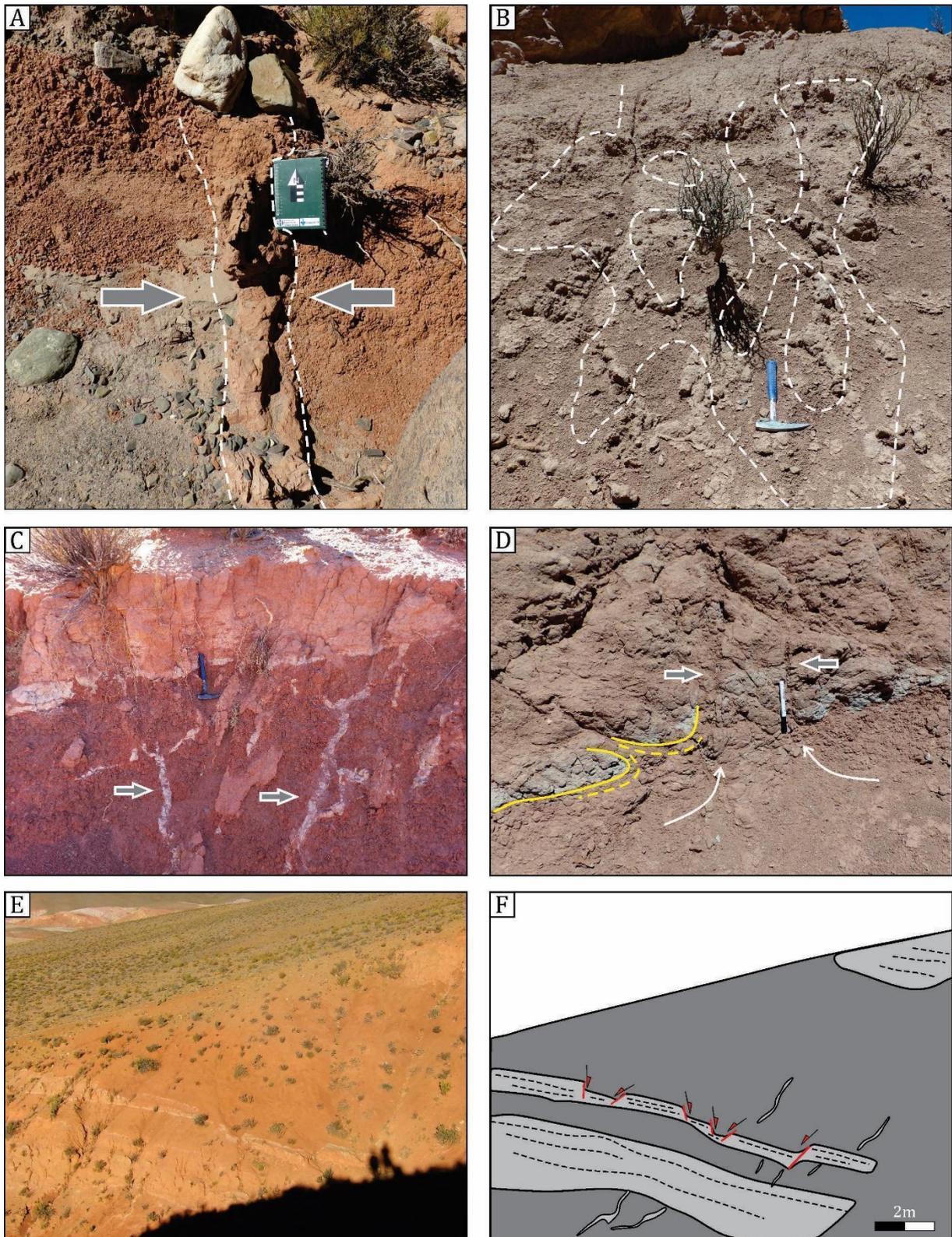
Estas estructuras se caracterizan por una morfología de cuerpos tabulares, con una orientación vertical a subvertical (perpendiculares a la estratificación) de escasos centímetros de diámetro y de varios decímetros de largo que intruyen capas de pelitas (Fig. 4.18). Se componen de limo-areniscas y areniscas finas a medianas, homogéneas, donde es común la presencia de intraclastos pelíticos dentro de estas estructuras.

Interpretación: Estas estructuras son generadas debido a procesos de licuefacción y fluidización de capas arenosas saturadas y sometidas a sobrepresurización. Estos procesos generan la fracturación hidráulica de las capas limitantes, las cuales generalmente son impermeables (Berra and Felletti, 2011; Obermeier, 1996; Obermeier et al., 2005; Owen, 1987)

De acuerdo a la clasificación propuesta por Shrock, (1948) y Montenat et al., (2007) estas estructuras corresponderían a “Diques de Inyección” generados por agua sobre-presurizada, que rellena y/o genera fracturas e inyecta sedimentos, generando diques individuales o en enjambres (Fig. 4.18 B). En el proceso de inyectar material en el nivel sedimentario superior puede ocurrir que se arrastren fragmentos semi-compactados del mismo, los cuales quedan dentro del dique como “intraclastos”.

Fallas sinsedimentarias

Se observaron diferentes niveles de areniscas afectados por fallas normales de escala métrica a decimétrica, asociadas a niveles con diques clásticos (Fig. 4.19 A, C-D). En dichos intervalos se observa cómo bancos de areniscas han sido desplazados y deformados, mientras que bancos suprayacentes se encuentran sin perturbaciones.



Referencias: Areniscas Pelitas Fallas normales

Fig. 4.18: Estructuras de Diques Sedimentarios. **A)** Dique de limoarenisca fina, de 20 cm de espesor que corta de manera abrupta y perpendicular un banco pelítico. **B)** Enjambre de diques de areniscas. **C)** Diques blanquecinos de escasos centímetros de espesor, perpendiculares a la estratificación cortando un banco de pelitas moradas. **D)** Diques pelíticos inyectando la base de una capa de areniscas medianas (flechas grises). Hacia la izquierda (líneas amarillas) se observa como la parte basal del estrato de arenisca es deformado con una morfología típica de estructuras *ball-and-pillow*. **E, F)** Espesos bancos de pelitas basales de la Fm. Geste

que intercalan con bancos de areniscas menores. Nótese como el segundo banco de areniscas muestra desplazamientos del orden métrico, generados por fallas normales y, a su vez, las capas pelíticas están penetradas por diques clásticos

Interpretación: La presencia de fallas indica deformación frágil. Estas fallas se interpretan como formadas en, o en un rango de pocos decímetros desde la interfaz sedimento-agua y pueden haber sido el resultado de las ondas de choque sísmico que atravesaron la capa superficial de sedimentos. La presencia de estas estructuras en niveles donde también se observaron los diques clásticos refuerza la interpretación de un evento sísmico como causante de las diversas estructuras observadas.

Estructuras de deformación dúctil

Intrusiones plásticas y ball-and-pillow

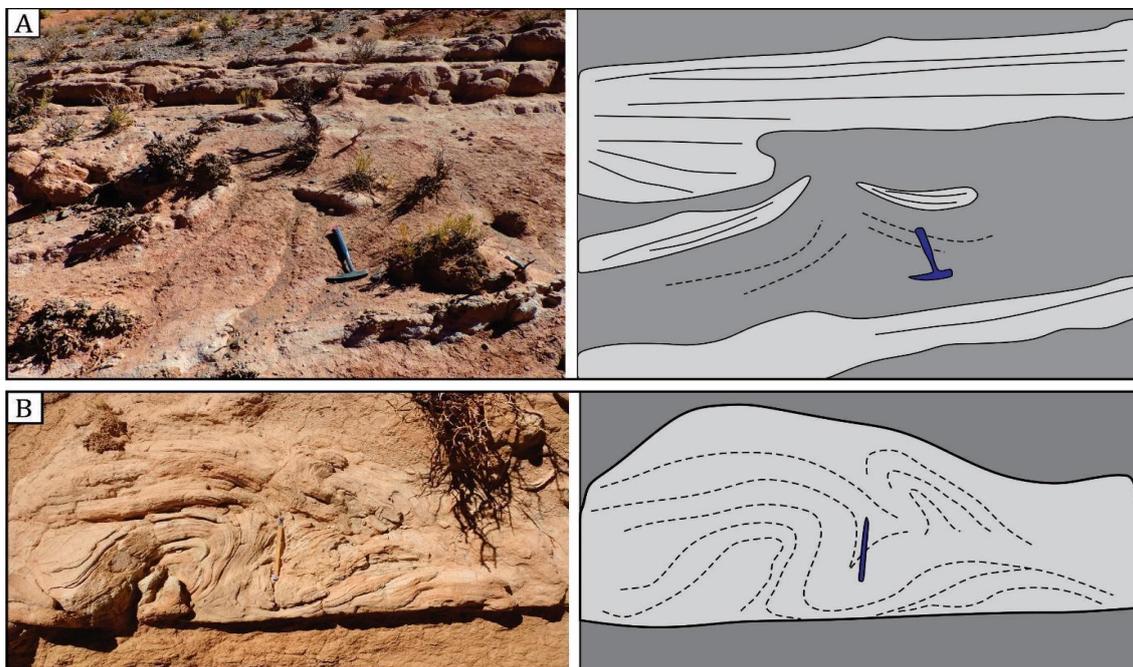
Estas estructuras se presentan en las facies sedimentarias finas (pelitas y limo-areniscas), y en las bases de capas de areniscas finas. Estas se presentan en cuerpos cóncavos hacia arriba, pudiendo estar conectados o disgregados lateralmente formando bolas (Fig. 4.18 D), o bien en estructuras cónicas (Fig. 4.19 A). Presentan laminaciones internas que acompañan la geometría externa y el espesor de las mismas es del orden centimétrico.

Interpretación: Estas estructuras son comunes en secuencias compuestas por capas alternantes de pelitas y areniscas. Cuando se produce la alternancia de estas litologías y bajo condiciones de alta tasa de sedimentación suelen sufrir procesos de licuefacción o fluidización debido a la penetración de agua forzada mientras las capas finas subyacentes se consolidan, lo que genera un colapso en su fábrica. Las arcillas, lodos no litificados y los sedimentos sin cohesión que son afectados por filtración rápida, licuefacción o fluidización fluyen fácilmente si se someten a esfuerzos de cizalla, generando intrusiones hidroplásticas (Lowe, 1975).

Pliegues o slumps

Se observaron niveles menores de areniscas los cuales presentan bases rectas, en contacto directo con los bancos pelíticos infrayacentes, y estructura interna plegada. Se observan pliegues (anticlinales) volcados o recumbentes (Fig. 4.19 B). Los estratos en los que se observan estas estructuras, en general son tabulares, con espesores de orden decimétrico, intercalados entre potentes capas de pelitas.

Interpretación: Representan pliegues producidos de manera penecontemporánea con la depositación y son producto del movimiento y desplazamiento de las capas, generalmente inducido por altas tasas de acumulación. Este tipo de procesos se presenta en general como una estructura plegada dentro un nivel estratigráfico y es atribuida a la deformación del sedimento durante o inmediatamente después de la depositación de la capa hospedante (Gladstone et al., 2018; Reineck y Singh, 1980).



Referencias: ■ Pelitas ■ Areniscas ▭ Estructura interna deformada

Fig. 4.19 – Estructuras de deformación de sedimentos blandos. A) Intrusión plástica en un banco de pelitas que afecta y deforma a un banco de areniscas superior de la Fm. Geste. **B)** Banco de arenisca de la Fm. Geste con estructura interna deformada de tipo *slump*. Obsérvese que la base del estrato es plana, y se observa una incipiente gradación inversa.

CAPÍTULO 5 – EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS DE SAN ANTONIO DE LOS COBRES

5.1 – Nuevo esquema estratigráfico

Los estudios estratigráficos realizados en el presente trabajo han permitido identificar a las unidades que componen el rift cretácico del Grupo Salta en la cuenca de San Antonio de los Cobres. Las mismas se caracterizan por presentar espesores reducidos a lo largo de la cuenca. Las unidades basales (Subgrupos Pirgua y Balbuena) en general afloran en los bordes de la cuenca mientras que, hacia el interior de la misma, es común encontrar a los depósitos del Subgrupo Santa Bárbara. De acuerdo con los estudios realizados sobre estas unidades, se sabe que el Subgrupo Santa Bárbara representa la culminación o cierre del rift cretácico implicando un periodo tectónicamente pasivo (Salfity, 1982; Salfity y Marquillas, 1994).

Por encima de los depósitos del Subgrupo Santa Bárbara se asienta la Formación Geste, base de la cuenca de antepaís, correspondiente al Grupo Pastos Grandes (Pascual, 1983). En base a la cartografía de detalle a lo largo de la cuenca se ha confirmado un contacto discordante entre estas unidades. Hacia el sector oriental de la cuenca, la Formación Geste se dispone sobre la Formación Lumbrera (unidad cuspidal del Grupo Salta) mediante un contacto discordante, mientras que, hacia el occidente, el contacto sobre la Formación Maíz Gordo es tipo discordante. Esto evidencia que los depósitos de la cuenca del rift cretácico y los depósitos de la cuenca del antepaís andino presentan dos configuraciones estructurales diferentes.

Las diferentes relaciones de contacto (paraconformidad, disconformidad y discordancia) registradas entre el Subgrupo Santa Bárbara y la Formación Geste, sumado a la evidencia de estructuras de deformación sinsedimentarias (sismitas) en la base de esta última, revelaría eventos de deformación coetáneos con la evolución inicial de la misma.

		Donato y Vergani 1988	Pingel et al. 2019	Este trabajo	
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Depósitos aluviales Basalto Chorrillos	Depósitos aluviales modernos	
		Pleistoceno	Dacita Concordia	Basalto Negro de Chorrillos Basalto San Jerónimo	Basalto Negro de Chorrillos Basalto San Jerónimo
			Conglomerados y Areniscas	Conglomerados Cuaternarios	Conglomerados Cuaternarios
	Neógeno	Plioceno	C.V. Negra Muerta Fm. Chipas	Fm. San Antonio de los Cobres	Fm. San Antonio de los Cobres
		Mioceno	Tufitas Corte Blanco		Mbo. Muñano
			Ignimbrita Vizcachayoc	Ignimbritas	Mbo. Corte Blanco
			Fm. Conglomerado Los Patos	Fm. Conglomerado Los Patos	Ignimbrita Vizcachayoc
		Paleógeno	Oligoceno	Fm. Pisungo	Fm. Conglomerado Los Patos
	Grupo Orán			Fm. Río Grande	Fm. Casa Grande
	Paleoceno	Eoceno			Fm. Geste
Paleoceno		Subgrupo Santa Bárbara	Fm. Lumbrera		
		Subgrupo Balbuena	Fm. Maíz Gordo		
Mesozoico	Cretácico	Maastrich- tiano	Fm. Mealla		
		Campaniano	Fm. Yacoraite		
			Fm. Lecho		
			Subgrupo Pirgua		
Era/Período/Época		Unidad Litoestratigráfica			

Fig. 5.1: Cuadro estratigráfico del Cenozoico en la cuenca de San Antonio de los Cobres mostrando la evolución histórica de la nomenclatura de las unidades correspondientes a la fase cuenca de antepaís.

El techo de la Formación Geste no se ha podido identificar con claridad, debido a que los afloramientos en la cuenca son aislados y preservan poco espesor y continuidad, sin embargo, en la localidad de Corte Blanco y río Los Patos, la misma se encuentra cubierta mediante una discordancia angular por el Conglomerado de los Patos, de edad Mioceno Medio (del Papa y Petrinovic, 2017). Esto marca un período de intensa actividad tectónica

en la cuenca posterior a la depositación de la Formación Geste, la cual sería contemporánea con un amplio registro de actividad volcánica evidenciada por los depósitos de la Ignimbrita Vizachayoc edad miocena media – tardía. Esta unidad cubre al Conglomerado los Patos a los ~13 Ma (del Papa y Petrinovic, 2017). Por encima de esta se desarrolla una unidad fluvio-eólica con interacción volcanoclástica la cual ha sido propuesta formalmente como Formación San Antonio de los Cobres en el presente trabajo. Esta unidad abarca desde el Mioceno tardío hasta posiblemente el Pleistoceno Medio, completando el registro de la fase antepaís de la cuenca.

5.2 – Evolución Paleógena

5.2.1 – Formación Geste (Eoceno Medio – Oligoceno?)

Paleoambiente

La Formación Geste es una sucesión continental que se caracteriza por presentar un arreglo estratigráfico grano-estrato creciente. La misma resulta de la acumulación a partir de flujos confinados y no-confinados en sistemas fluviales entrelazados, areno-gravosos y abanicos aluviales.

Durante el inicio de la sedimentación se desarrolló un sistema fluvial de baja energía hacia el este, asociado con prominentes llanuras de inundación (Fig. 5.2 A), compatible con cuencas con buen espacio de acomodación (Martinsen et al., 1999). Los períodos de alta descarga e inundación, generaron procesos de avulsión y abanicos de desborde sobre la llanura de inundación de tipo cohesivas (Nanson y Croke, 1992), compuestas por limolitas y limoareniscas, con desarrollo de paleosuelos en áreas más distales.

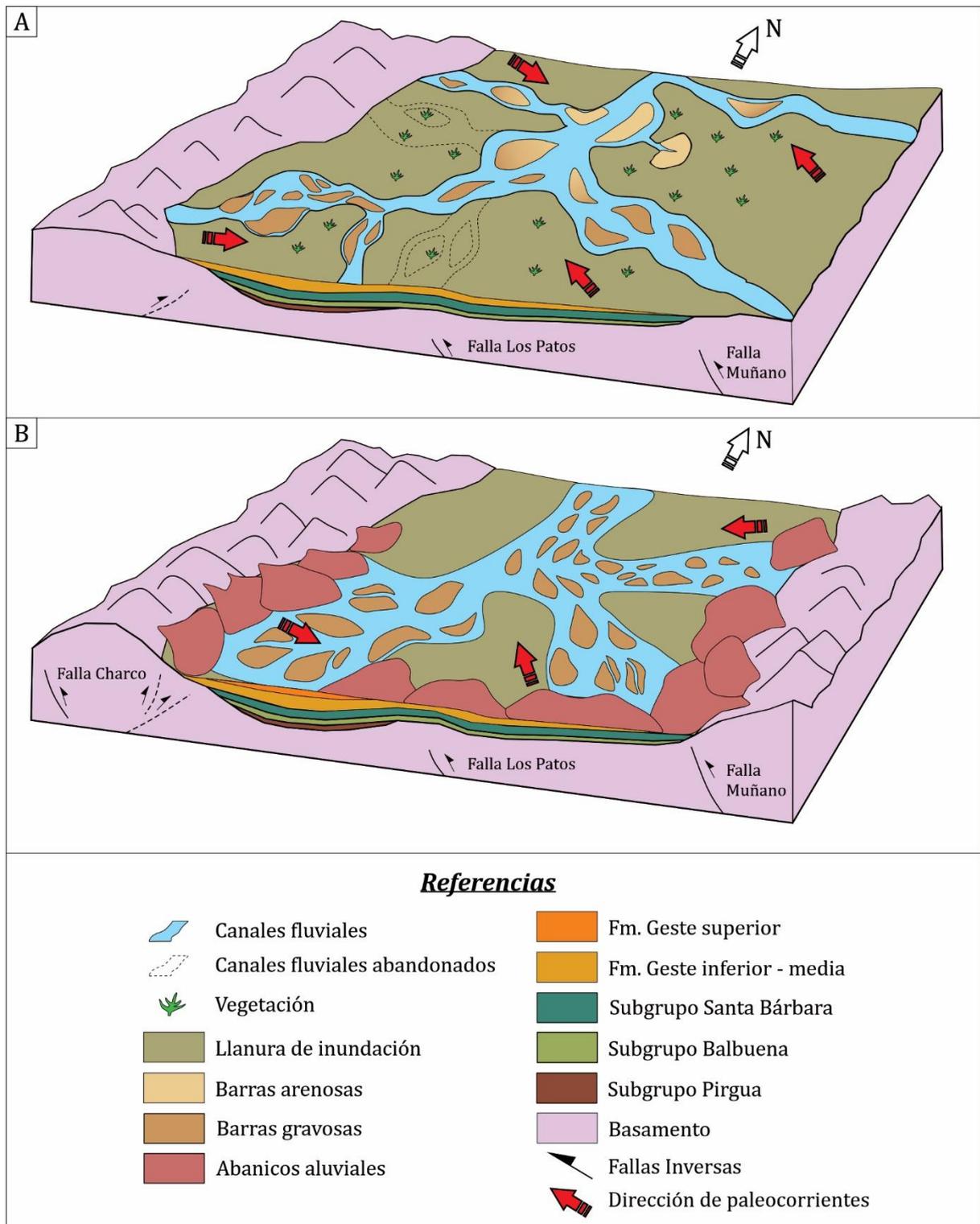


Fig. 5.2: Interpretación paleoambiental para la sección baja y media (A) y la sección superior (B) de la Formación Geste.

La variación lateral de facies hacia el centro-sur y sureste de la cuenca muestra sistemas fluviales compuestos por niveles areno-gravosos intercalados entre bancos pelíticos. La aparición de niveles gravosos es una señal de corrientes de alta capacidad de carga

generadas durante períodos de alta descarga. Esto podría significar un leve y temporal aumento de pendiente en el relieve durante la sedimentación de las secciones basal y media de la Formación Geste. La distribución de las facies más gruesas en el sector centro occidental se interpreta como una zona más proximal al área de aporte. De acuerdo a los modelos de sistemas fluviales, el incremento en la conectividad de los canales de tipo entrelazados gravosos, se podría relacionar con un aumento en la pendiente regional (Bridge, 2003). Así, se observa un predominio gradual de sistemas fluviales entrelazados, con canales amplios, poco profundos e interconectados, con rellenos complejos de barras gravosas y areno-gravosas hacia la parte media-alta de esta unidad.

La sección superior de la Formación Geste representa la depositación de conglomerados medianos a gruesos en un ambiente de abanicos aluviales en zonas proximales. Este tipo de secuencias grano-crecientes son indicativas de progradación de abanicos aluviales. Generalmente ocurren como consecuencia de procesos post-orogénicos especialmente en cuenca limitadas por fallas (Heller et al., 1988). La restricción areal de la unidad superior (limitada hacia el sur de la cuenca) y el potente espesor se corresponde con depósitos generados en una zona de subsidencia rápida (Paola, 1988).

Procedencia

El análisis de paleocorrientes medidas en esta unidad indica un cambio en la dirección del sistema fluvial hacia la parte media-alta de la Formación. Mientras que en la parte basal de la sección media se observan paleoflujos bimodales, con dirección tanto hacia el este como hacia el oeste, la parte alta de la sección media muestra una dirección de flujo hacia el NO. Este cambio en la dirección de drenaje acompañado de un aumento de la granulometría, indicaría un cambio en el área de aporte. De acuerdo con los análisis de procedencia en areniscas según lo propuesto por Garzanti et al., (2007), la parte baja de la Formación Geste

se corresponde con una procedencia desde una cuña clástica proximal, mientras que la parte media-alta representa reciclado de detritos provenientes de orógenos antiguos.

El análisis composicional de los clastos en los niveles conglomerádicos de la sección media-alta muestra un aporte principal proveniente de rocas metamórficas y metasedimentarias asociadas a las unidades que componen el basamento neoproterozoico – paleozoico inferior de la Puna, unidades que afloran en las serranías que limitan actualmente la cuenca. Una característica propia de este nivel es la presencia de clastos de calizas, indicando una procedencia local asociada a los niveles del Subgrupo Balbuena (Formación Yacoraite). En contraste, la sección superior muestra una mayor participación de clastos de filitas azules, asociados a la Formación Puncoviscana, junto con un aumento en la participación de rocas volcánicas paleozoicas, asociadas al Complejo Eruptivo Oire, aflorante hacia occidente.

Se asume entonces, un cambio en la configuración estructural de la cuenca durante la depositación de las secciones basal y media en esta unidad, pasando de una cuenca de antepaís inicial con mayor espacio de acomodación, evidenciado por el tipo de sistema fluvial interpretado y distribución de facies sedimentarias, que evoluciona a sistemas gravosos desde el suroeste. Este análisis indicaría el inicio de la estructuración del límite oriental de la cuenca que finalmente, culmina con una cuenca estructurada, separada y aislada por serranías. El levantamiento de estas sierras se vincularía a las fallas inversas Muñano y Charco, que colaborarían en la exhumación de las rocas del basamento junto con el incremento granulométrico. El aumento en la granulometría y potencia de los estratos revela que la relación entre aporte clástico y espacio de acomodación disminuyó.

Correlación de la Formación Geste en la cuenca de SAC

Los registros de los depósitos del antepaís andino se observan a lo largo de la Puna, Cordillera Oriental y Sistema Santa Bárbara en el NOA. Particularmente, en las cercanías de

la cuenca de SAC, hacia el sur y suroeste, dos unidades litoestratigráficas eocenas marcan el comienzo de la depositación de antepaís en esta zona: La Formación Geste en la Puna, unidad basal del Grupo Pastos Grandes en la cuenca homónima, al suroeste de la cuenca de SAC (Alonso, 1992; Carrapa and DeCelles, 2008; DeCelles et al., 2007; Pascual, 1983), y la Formación Quebrada de los Colorados (desde ahora QLC) en la Cordillera Oriental, unidad basal del Grupo Payogastilla (Díaz y Malizzia, 1983) hacia el sur de la cuenca de SAC, en los Valles Calchaquíes (del Papa et al 2004, 2013a, Payrola Bosio et al. 2009, Fig. 5.4). Si bien estas unidades se ubican en diferentes ámbitos geológicos, las mismas presentan marcadas similitudes sedimentológicas, estratigráficas, estructurales e incluso temporales.

Formación Geste, cuenca de Pastos Grandes (PG)

La Formación Geste en la cuenca de Pastos Grandes (PG) se asienta directamente sobre el basamento paleozoico, y consiste en una sucesión granocreciente de areniscas, conglomerados y pelitas subordinadas (Alonso, 1992). La parte inferior de la Formación Geste consiste exclusivamente de depósitos de sistemas fluviales entrelazados, con carga de fondo areno-gravosa, que pasa hacia arriba a depósitos de grano grueso en facies abanicos aluviales proximales (DeCelles et al., 2007, Carrapa y DeCelles, 2008, 2006). El aumento en la granulometría hacia el techo sugiere la existencia de suficiente relieve topográfico en el área fuente, posiblemente debido a la actividad tectónica (DeCelles et al., 2007). Los datos de paleocorrientes indican principalmente direcciones de paleoflujos hacia el este (Carrapa y DeCelles, 2006).

DeCelles et al. (2007) obtuvieron una edad máxima depositacional del Eoceno tardío (~35 – 37 Ma) a partir de U-Pb en circones detríticos. Posteriormente, Carrapa y DeCelles (2008) realizaron análisis termocronológicos en trazas de fisión en apatitas (AFT) procedentes de los niveles de areniscas basales de la Formación Geste, y obtuvieron dos poblaciones de edades limitadas al Paleoceno - Eoceno (P1: 35–52 Ma; P2: 52–65 Ma). Los autores concluyen

que estas edades documentan una señal real de exhumación tectónica activa y erosión del área fuente, lo que sugiere que el cinturón orogénico directamente al oeste del área del Salar de Pastos Grandes estaba en una fase orogénica de construcción y aportando sedimento a la cuenca de Pastos Grandes en ese momento.

En base a las características mencionadas, es posible correlacionar la Formación Geste en ambas cuencas, la evolución estratigráfica que presentan es claramente similar. Teniendo en cuenta que en la cuenca de PG, esta unidad se asienta directamente sobre el basamento ordovícico y que las unidades del Grupo Salta no afloran en esta cuenca, es posible pensar que la cuenca del Grupo Salta se desarrolló al este y al norte de las serranías de Pastos Grandes y del sistema de fallas COT (Salfity et al., 1984; Seggiaro 2006). Se puede interpretar, aunque se carezca de datos concretos, que durante el Eoceno medio a tardío la actividad compresiva de las fallas mencionadas haya contribuido al inicio de la compartimentalización del antepaís.

Formación Quebrada de los Colorados (QLC), Valles Calchaquíes

Aproximadamente 50 km hacia el este de la cuenca de PG y ~ 30-60 km al sur de la cuenca de SAC, en el borde occidental de la Cordillera Oriental (Valles Calchaquíes y Valle de Luracatao) aflora la Formación Quebrada de los Colorados (QLC). Esta unidad se apoya en una relación de discordancia sobre las unidades Paleógenas del Subgrupo Santa Bárbara del Grupo Salta (del Papa et al., 2004, 2013a; Hongn et al., 2007; Payrola Bosio et al., 2009). La Fm. QLC consiste en una sucesión continental granocreciente, que tiene un espesor de casi 1500 m en la zona Saladillo (del Papa et al., 2004). La misma ha sido interpretada por del Papa et al., (2013a) como depositada en ambiente sedimentario fluvial distal a abanicos aluviales en posiciones medias a distales. La base de esta unidad se caracteriza por depósitos limo-arcilíticos y limolíticos, con abundantes rizoconcreciones, nódulos calcáreos, niveles

pisolíticos y bioturbaciones. Hacia arriba intercalan niveles de areniscas y conglomerados (Díaz et al., 1987; Do Campo et al., 2010).

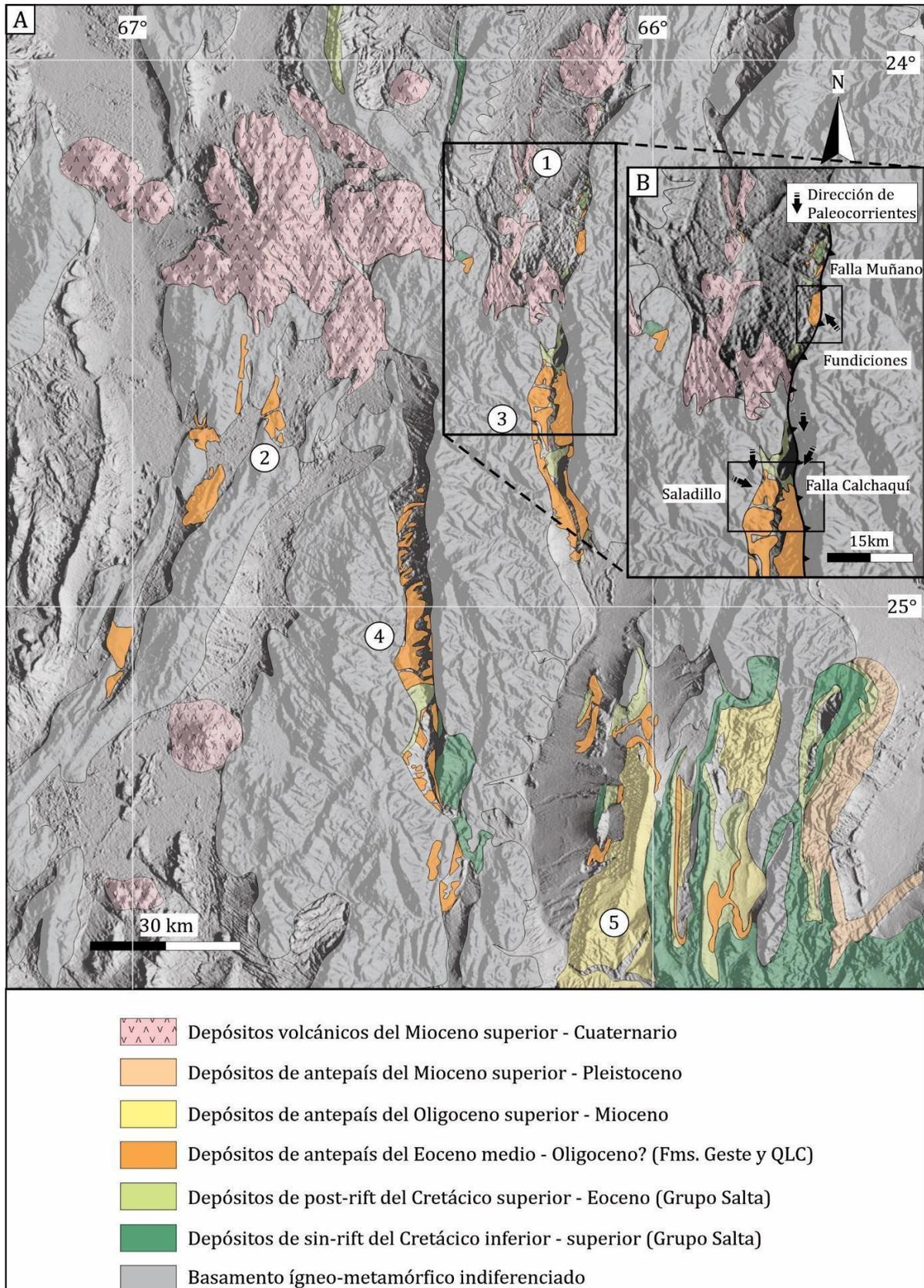


Fig. 5.3: A) Mapa regional simplificado mostrando la distribución de las unidades principales, con énfasis en los depósitos paleógenos – neógenos. **B)** Distribución de los depósitos del Antepaís Eoceno Medio – Oligoceno en la cuenca de SAC y en el extremo norte del Valle Calchaquí. 1- SAC, 2- Pastos Grandes, 3- Valle Calchaquí norte, 4- Valle de Luracatao, 5- Valle Calchaquí sur (Valles de Angastaco, Tonco, Amblayo). Modificado de Carrapa y DeCelles (2008), del Papa et al., (2013a, b); Galli et al. (2014), Payrola et al. (2020).

El ambiente ha sido interpretado en la base como sistemas fluviales de cursos sinuosos que pasan a sistemas entrelazados areno- gravosos (del Papa et al., 2013a, b). Estas características son muy similares a los depósitos basales de la Formación Geste en la cuenca de SAC (sección 2.2.1, capítulo 2). La secuencia superior de la Formación QLC en Saladillo se compone de niveles conglomerádicos gruesos que destacan por la presencia de clastos de calizas provenientes de la Formación Yacoraite y direcciones de paleocorrientes hacia el sur (Hongn et al., 2011; del Papa et al., 2013b).

El estudio de procedencia realizado por del Papa et al. (2013b) indica una exhumación progresiva de rocas del Neoproterozoico al Paleozoico Inferior, que hoy están expuestas en Cordillera Oriental y en la Puna. La composición clástica de los conglomerados en la parte norte del Valle Calchaquí, en la localidad de Saladillo (~30 km al sur de la cuenca de SAC) revela la exhumación de la Formación Yacoraite junto con direcciones de paleoflujos hacia sur.

En la localidad de Fundiciones, 25 km al norte de Saladillo, algunos niveles conglomerádicos de la sección media de la Formación Geste presentan un alto porcentaje (~20%) de clastos de la Formación Yacoraite, y paleocorrientes hacia el NO (Fig. 5.3 B). Actualmente, ambas cuencas se encuentran separadas por el cordón montañoso Nevados de Palermo – Pastos Grandes, sin embargo, la dispersión que presentan las paleocorrientes en ambas localidades y la procedencia similar hacia arriba en las secciones (particularmente el aporte de la Formación Yacoraite) indicaría que ambas cuencas evolucionaron de manera similar. No se descarta que ambas estuvieran inicialmente conectadas y que se dividieron por un proto-cordón montañoso Nevados de Palermo – Pastos Grandes, el cual

posteriormente sería un alto estructural y funcionaría como área de aporte hacia ambas cuencas, exhumando los niveles del Grupo Salta y posteriormente el basamento.

Formación Casa Grande y unidades S1-S2 en la cuenca Salinas Grandes

Hacia el norte de la cuenca de SAC, se encuentra la cuenca de Salinas Grandes, una cuenca endorreica que contiene espesas sucesiones de depósitos evaporíticos (Lopez Steinmetz et al., 2020). Esta cuenca está limitada por sierras compuestas por bloques de basamento, los cuales han sido interpretados como elevados por fallas reactivadas y/o invertidas a lo largo de heterogeneidades de basamento paleozoico heredadas y/o estructuras extensionales mesozoicas (Gangui y Götze, 1996; Coutand et al., 2001).

En cuanto al relleno sedimentario, López Steinmetz y Galli (2015) mediante estudios sísmicos, identificaron dos secuencias principales por encima del sustrato paleozoico, separadas por grandes discordancias, que fueron correlacionadas con unidades del Cretácico-Paleoceno Inferior (Grupo Salta) y depósitos cenozoicos sinorogénicos, respectivamente. La secuencia Cenozoica, con un espesor de aproximadamente 2 km, se divide en siete unidades sísmicas distintas. Las dos unidades inferiores se atribuyen al Eoceno tardío y al Oligoceno, específicamente a la Formación Casa Grande o unidades equivalentes, basándose en una correlación de campo con estratos expuestos en el sinclinal de Tucsa (López Steinmetz y Galli, 2015; Montero López et al., 2017) y la cuenca de Casa Grande (Montero López et al., 2018) al este y noreste de la cuenca de Salinas Grandes.

Si bien estos autores correlacionan a las unidades por encima del Grupo Salta con Formación Casa Grande, la cual está expuesta hacia el este, en el área de Tucsa – Laguna Colorada, debido a la ausencia de afloramientos no es posible hacer una correlación directa.

Síntesis

Se propone correlacionar a la Formación Geste en la cuenca de SAC como equivalente temporal tanto de la Formación Geste en la cuenca de PG, como a la Formación QLC en los

Valles Calchaquíes. Las características sedimentológicas y estratigráficas corresponden con sistemas fluviales entrelazados y aluviales en cuencas de antepaís fragmentado. Los estudios de procedencia muestran mayormente áreas de aporte local, lo que indicaría que las cuencas se encontraban en parte separadas, pero evolucionando en el mismo contexto geodinámico regional.

La Formación Geste se ha correlacionado con las Formaciones Quebrada los Colorados y Lumbreira superior a partir del hallazgo de fósiles de vertebrados, que incluyen marsupiales, notoungulados (del Papa et al., 2013a, 2010; Hongn et al., 2007; Payrola Bosio et al., 2009; Powell et al., 2011). La presencia de una mandíbula casi completa de un individuo juvenil asignado como *gen. et sp. indet. "Isotemnidae" (Notoungulata, Toxodontia)* en la sección basal de la Formación Geste (sección 2.3, Capítulo 2) sería correlacionable con los hallazgos de notoungulados en la Formación Quebrada de los Colorados en el Valle de Luracatao (Payrola Bossio et al., 2009) y en el Valle Calchaquí (del Papa et al., 2013; Hongn et al., 2007; Powell et al., 2011). La asociación de mamíferos está integrada por algunos taxones endémicos del Noroeste argentino que han sido asignados al Eoceno. Así mismo, el nuevo género y especie de tortuga Testudines, hallada en la Formación Geste de la cuenca de SAC (*Gestemys Powellii*) constituye el primer taxón argentino de tortugas Podocnemididae. Según los resultados filogenéticos presentados por de la Fuente et al. (2022), el nuevo taxón de la Formación Geste comparte una serie de caracteres con algunas especies extintas (*Stupendemys geographica* and *Carbonemys cofrinii*) del Paleógeno y Neógeno del norte de América del Sur (Colombia, Brasil, y Venezuela).

La interpretación de la edad eocena se refuerza con la datación de $37,6 \pm 1,2$ Ma de Carrapa et al., (2012) en circones detríticos en la base de la Formación QLC en la zona de Pucará, Valles Calchaquíes (Fig. 5.3 A). Asimismo, las edades de circón detrítico de 37–35 Ma de DeCelles et al., (2007) se superponen con edades bioestratigráficas de Pascual (1983)

para la Formación Geste en la cuenca de Pastos Grandes, por lo que esto permite asignar una edad eocena media a la Formación Geste en la cuenca de SAC.

5.3 – Evolución Neógena

5.3.1 – Conglomerado Los Patos (Mioceno Medio)

Paleoambiente y procedencia

Esta unidad representa el transporte de sedimentos en distancias relativamente cortas, con procesos de inundaciones repentinas y depositación en masa, dominados por una componente gravitacional. Estos procesos generalmente se vinculan a zonas de alto relieve y pendiente, en ambientes de abanicos aluviales. Las geometrías irregulares de los depósitos de flujo de detritos cohesivos (Gmm) sugieren el relleno de paleocanales de alimentación incisos en las zonas proximal a apical en un ambiente de abanico aluvial (Blair y McPherson, 1994). El patrón sedimentario vertical, en combinación con el flujo cohesivo confinado en la sección inferior que cambia a flujos diluidos no confinados en la sección superior, indica un sistema de agradacional a retrogradacional que es consistente con una paleo-pendiente local decreciente (del Papa y Petrinovic, 2017).

La composición de los clastos junto a la dirección de paleocorrientes refleja una procedencia local, desde el basamento ígneo-metamórfico de la cuenca que actualmente conforman el cordón montañoso de Pastos Grandes – Nevados de Palermo, como desde los depósitos volcánicos del Mioceno Medio, vinculados al lineamiento COT (Fig. 5.4).

Significado estructural

Debido a la extensión limitada de estos depósitos y sus afloramientos escasos, no se realizaron mayores interpretaciones. Un completo análisis sobre esta unidad fue realizado por del Papa y Petrinovic (2017), quienes proponen al Conglomerado Los Patos como resultado de una cuenca extensional, de corta duración. En un análisis estructural de

mesoescala, los datos y los análisis cinemáticos presentados por estos autores en el sur de la cuenca de SAC (en las intersecciones del COT con las fallas Cajón y Toro Muerto), junto con el análisis cinemático de las fallas del COT realizado por Norini et al. (2013), refuerzan la teoría de un componente extensional NE-SW y E-W del COT en el segmento sur de San Antonio de los Cobres (Fig. 5.4).

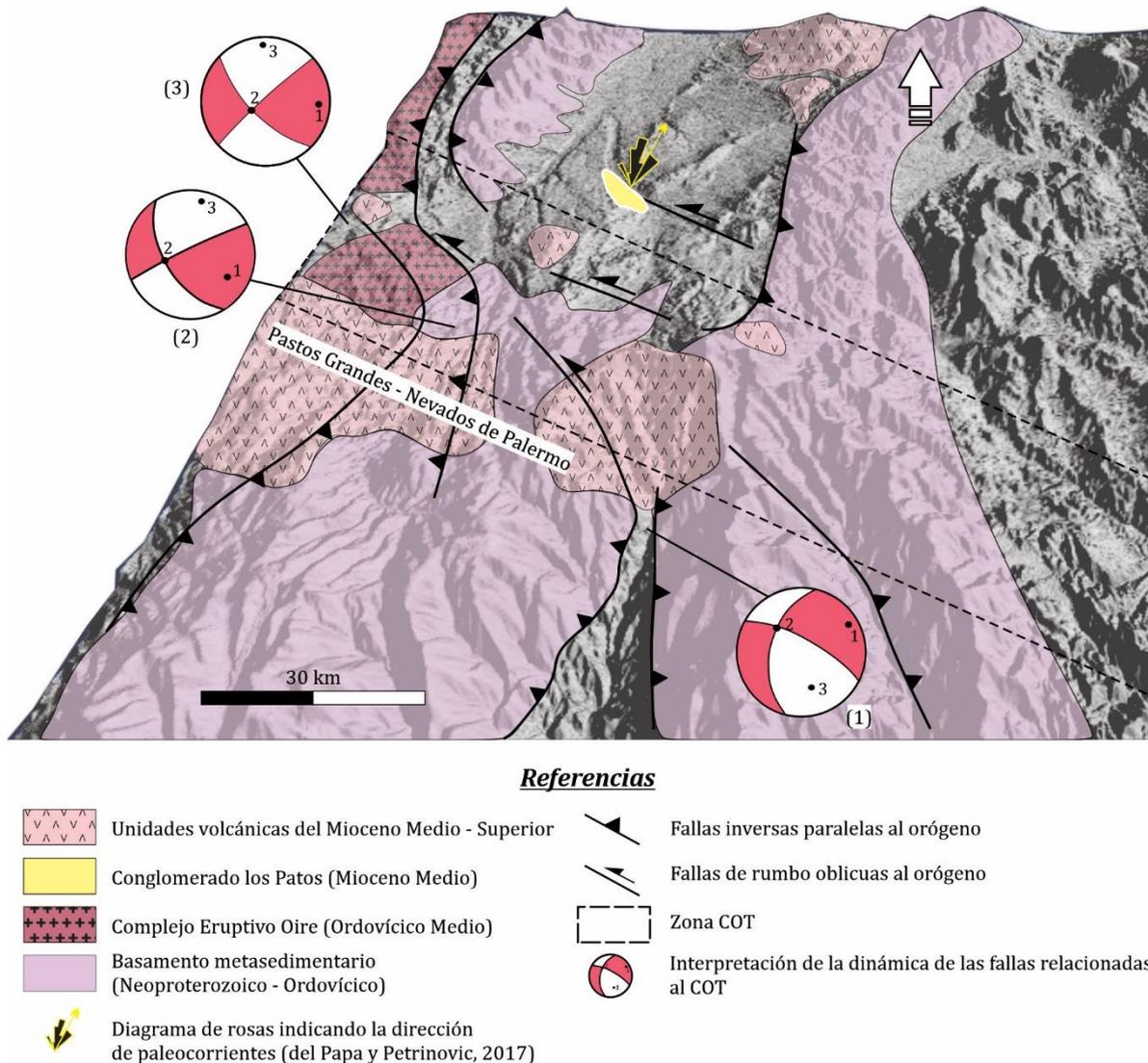


Fig. 5.4. Mapa geo-estructural sobre DEM 3D mostrando los afloramientos de las rocas que componen los detritos de la Fm. Conglomerado los Patos y la distribución y orientación de las fallas principales. Los ploteos de interpretación de la dinámica de las fallas del Sistema COT fueron tomados de: (1) Saladillo y (2) Arcazoque del Papa y Petrinovic, 2017, (3) Norini et al. 2013.

Los resultados del método de diedros rectos de Angelier y Mechler (1977) para los datos de deslizamiento de estas fallas, son consistentes con un σ_1 de tendencia aproximada de E a O, un σ_3 horizontal con tendencia N-S y un σ_2 subvertical (Fig. 5.4, del Papa y Petrinovic,

(2017); Norini et al., (2013)). En base a esto, se interpreta que esta zona densamente fallada, con un claro movimiento de rumbo, pudo haber sido la responsable de generar el espacio de acomodación hacia el N-NE, el cuál sería una potencial zona de acumulación de los sedimentos del Conglomerado de los Patos.

Así, se concluye que la cuenca del Conglomerado de los Patos evolucionó como una cuenca extensional, con deslizamiento de rumbo (*strike-slip basin*). Estas cuencas en general son de tipo sintectónicas y de poca envergadura, debido a que casi no presentan evidencias de subsidencia termal (Allen y Allen, 1992). El relleno sedimentario se caracteriza por una distribución de facies asimétrica y discordancias complejas, como resultado de tasas de subsidencia que suelen ser relativamente muy altas, y variables (Allen y Allen, 1992).

Es común que las cuencas con deslizamiento de rumbo continentales se vean afectadas o limitadas por fábricas geológicas pre-existentes o heredadas (Allen y Allen, 1992). Los registros de los depósitos de sinrift cretácicos se truncan abruptamente contra la faja occidental del COT, mientras que, hacia el norte y noreste, estos depósitos describen fosas elongadas, de espesor considerable. En base a esta evidencia, se interpreta que el lineamiento COT constituye un rasgo estructural heredado de una posible falla extensional cretácica inclinada al norte, que limitó la cuenca del Grupo Salta hacia la Puna sur, lo cual es coincidente con interpretaciones realizadas por del Papa y Petrinovic (2017), Norini et al. (2013) y Seggiaro (2006). Otra evidencia de esto es la ausencia de detritos relacionados al Grupo Salta en los depósitos del Conglomerado Los Patos. Si bien esta unidad se asienta sobre las unidades del Subgrupo Santa Bárbara y la Formación Geste mediante una pronunciada discordancia angular, no se reconocieron clastos provenientes de estas unidades como parte del relleno del Conglomerado Los Patos, lo que indica que hacia el S-SO, estas unidades no formaban parte del área fuente (del Papa y Petrinovic, 2017).

La edad de $14,5 \pm 0,5$ Ma presentada por del Papa y Petrinovic, (2017) representa la edad máxima depositacional para el Conglomerado Los Patos, mientras que la parte superior está limitada por la Ignimbrita Viscachayoc de $13 \pm 0,3$ Ma (Petrinovic et al., 1999). Estas edades son coincidentes con un período de actividad tectónica particularmente intensa y de levantamiento superficial por remoción de la litósfera inferior en el borde oriental de la Puna y la Cordillera Oriental para el Mioceno Medio a tardío ($\sim 16 - 10$ Ma, Garziona et al., 2017), respaldado por datos estructurales y termocronológicos (Fig. 5.5, Allmendinger y Gubbels 1996; Carrapa et al. 2011, 2012; Deeken et al. 2006; Haschke et al. 2005; Payrola et al. 2020, 2021; Pearson et al. 2012, 2013).

Este intervalo temporal coincide con un período de generación de calderas de colapso que están genéticamente vinculados a la actividad de zonas de transtensión-transpresión de primer orden de rumbo NO-SE a escala local y regional (Petrinovic et al., 2010; Riller et al., 2001). Particularmente, en el borde SE de la cuenca de SAC, en la intersección entre el lineamiento COT y las Fallas Calchaquí y Muñano, la monzonita del Acay (Llambías et al., 1985) de $12,61 \pm 0,25$ Ma, presenta un emplazamiento somero y exhumación rápida (Insel et al., 2012), junto con la generación de caldera de colapso Negra Muerta, con eventos volcánicos a los 9 – 7 Ma (Petrinovic et al., 2005; Riller et al., 2001). Hacia el oeste, sobre la traza del COT, se encuentra la caldera de colapso Cerro Aguas Calientes con eventos volcánicos a los 17.5 – 10 Ma, desencadenados por un aumento de la transpresión regional, lo que favoreció la dilatación local a través de fallas de rumbo menores, a partir de las cuales se generó el colapso de la caldera (Petrinovic et al., 2010). En consecuencia, se interpreta que la formación de la cuenca del Conglomerado Los Patos fue contemporánea al período máximo de acortamiento en sentido NO-SE (vinculado al sistema transcurrente del lineamiento COT) y levantamiento en la región.

5.3.2 – Centros volcánicos del Mioceno Medio – Superior

Durante el Neógeno y hasta la actualidad, se desarrolló un arco magmático con una orientación general N-S en la Puna Austral. Particularmente durante el Mioceno Medio – Superior, ocurre una expansión del volcanismo hacia el retroarco, representado por el emplazamiento de grandes estratovolcanes y mantos ignimbríticos asociados a calderas de colapso y centros volcánicos alineados en dirección NO-SE, y en menor medida, NE-SO (Fig. 5.6 A, Kay et al., 2010; Salisbury et al., 2011). Este vulcanismo de alrededor de los 10 Ma se ha atribuido al derretimiento parcial de la corteza tectónicamente engrosada como consecuencia del calentamiento por un mayor influjo de material astenosférico. La distribución espacial de los centros volcánicos siguiendo lineamientos regionales de rumbo NO-SE y NE-SO configuró las denominadas Cadenas Volcánicas Transversales (Viramonte et al. 1984), y evidencia un importante control estructural en el desarrollo del volcanismo de retroarco (e.g., Viramonte y Petrinovic 1990; Petrinovic et al. 1999; 2010 Riller et al. 2001). Sobre el lineamiento COT, Petrinovic et al., (2010) y Riller et al., (2001) describieron un régimen transpresivo – transtensivo activo durante el Mioceno Medio – Superior, lo que implica una dirección de acortamiento ONO - ESE y un cambio en el régimen de deformación de un engrosamiento predominantemente vertical a un estiramiento paralelo al orógeno al alcanzar el espesor máximo de la corteza y la elevación crítica de la superficie. Estas propuestas coinciden con la sugerencia de (Marrett et al., 1994) para el Mioceno en la región de la Puna, y es coetánea con un aumento en el engrosamiento de la corteza (Isacks, 1988).

Las variaciones geoquímicas y espaciales en los productos volcánicos durante el Neógeno han sido explicadas por variaciones en el ángulo de subducción y tasas de convergencia de la placa de Nazca (Coira et al., 1993; Kay y Coira 2009) y/o por la ocurrencia del proceso de delaminación litosférica (e.j. Kay y Kay 1993; Kay et al. 1994; Guzmán et al., 2014; Garzione et al., 2017).

Las rocas de edad Mioceno Medio se concentran hacia el límite sur de la cuenca de SAC, sobre el lineamiento COT (Fig. 5.6 B). Los depósitos de este ciclo efusivo se encuentran bien representados en la columna estratigráfica de la cuenca de SAC. Particularmente, Arnosio et al. (2005) en base al análisis de elementos de tierras raras y trazas de las pómez presentes en la Unidad Eruptiva Ignimbrita Vizcachayoc, encontraron similitudes con la Ignimbrita El Morro, siendo junto con esta, los depósitos más antiguos en la historia eruptiva (13 Ma Ignimbrita Vizcachayoc y 12 Ma Ignimbrita El Morro – Petrinovic et al., (1999) asociados al Centro Eruptivo El Morro (Fig. 5.6 B). En contacto discordante sobre esta unidad se apoyan las denominadas Ignimbritas Corte Blanco y Ramadas, datadas recientemente en $\sim 7.5 - 6.4$ Ma (Pingel et al., 2019).

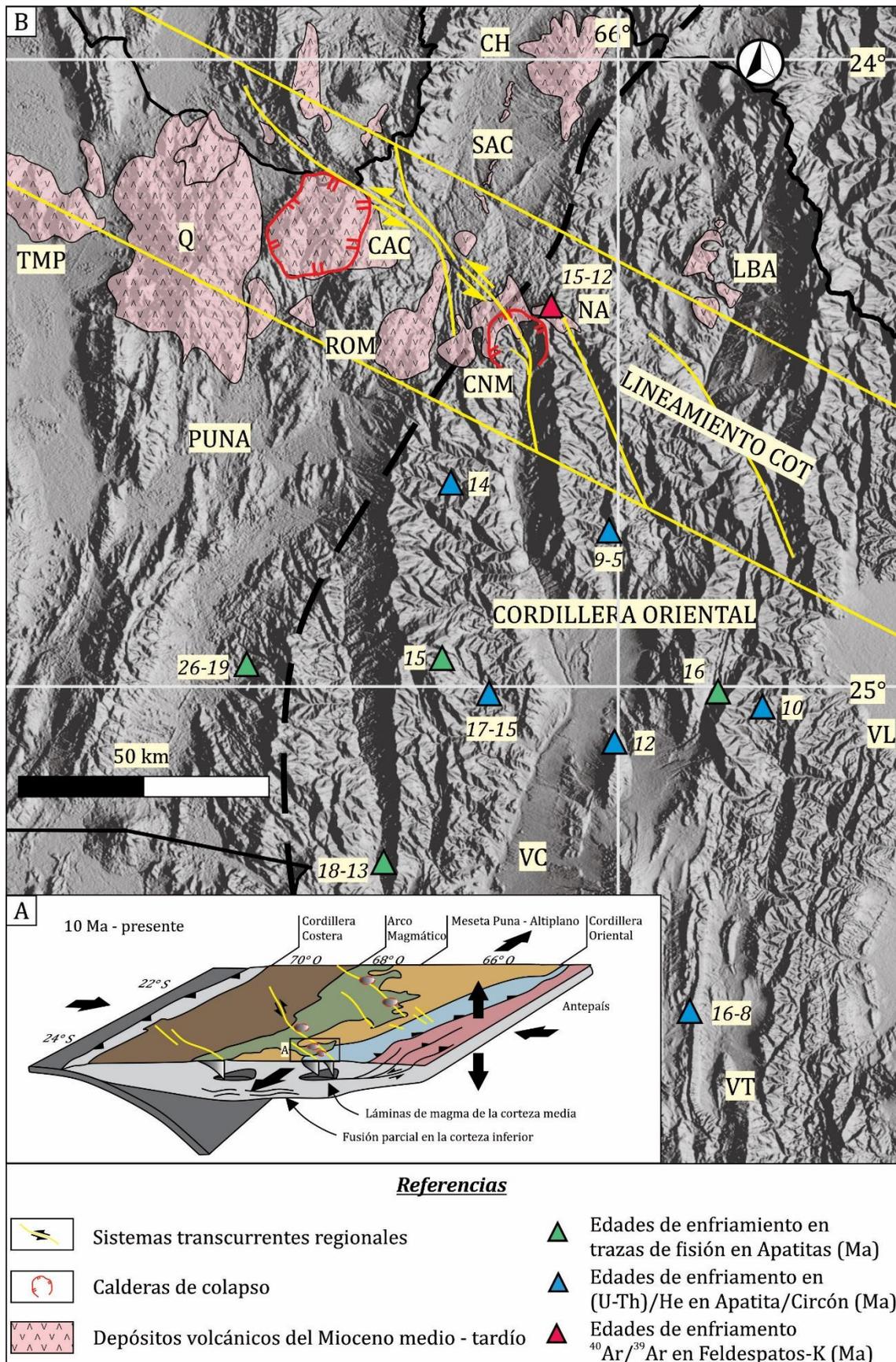


Fig. 5.5 – A) Block diagram mostrando la etapa evolutiva desde el Mioceno tardío a la actualidad del sur de los Andes Centrales, que marca el comienzo de la extensión longitudinal de la corteza superior mediante la aparición de zonas de fallas de desplazamiento de rumbo (*strike-slip faults*), las cuales controlan la ubicación

de las calderas de colapso. El engrosamiento cortical vertical es transferido hacia el antepaís (Cordillera Oriental). Tomado de Riller et al., (2001). **B)** DEM mostrando la distribución de las unidades volcánicas del Mioceno Medio – tardío sobre la traza del lineamiento COT y sobre el límite entre la Puna y Cordillera Oriental. LBA: Complejo Las Burras – Almagro, NA: Nevado de Acay, CNG: Caldera Negra Muerta, ROM: Rupasca, Organullo, El Morro, CAC: Caldeera Aguas Calientes, Q: Quevar, TMP: Tul-tul, del Medio, Pocitos, CH: Chimpa. Modificado del Riller et al., 2001; Petrinovic et al., 2005, 2010; Norini et al., 2013. Los datos termocronológicos de AFT, AHe y ZHe se tomaron de Haschke et al. 2005; Deeken et al. 2006; Carrapa et al. 2011; Pearson et al. 2012, 2013; Payrola et al. 2020, 2021.

A su vez, un conjunto de lavas e intrusivos subvolcánicos aflorantes al sureste de la cuenca, fueron descritos como Complejo Volcánico Negra Muerta (Llambías et al., 1985) y posteriormente datados en 9 – 7,3 Ma (Petrinovic et al., 2005). Además, hacia el NE de la cuenca, sobre el bloque yacente de la extensión norte de la Falla Muñano, entre los 12-11 Ma se emplazó el volcán Chimpa (Arnosio 2010, Fig. 5.6 B) el cuál comprende un ciclo explosivo que emitió ignimbritas y depósitos de flujos de bloques y ceniza de composición andesítica, y un ciclo efusivo, representado por lavas andesíticas y andesitas basálticas.

La actividad volcánica del Mioceno Medio – Superior en la región de trasarco ha sido controlada fundamentalmente por los sistemas transcurrentes (Viramonte et al., 1984; Petrinovic et al. 1999; 2010; Riller et al., 2001), así como la actividad volcánica cuaternaria con el emplazamiento de diversos volcanes monogenéticos (San Gerónimo, Negro de Chorrillos y el centro eruptivo Tocomar - Petrinovic et al. 2006).

5.3.3 – Formación San Antonio de los Cobres

Miembro Corte Blanco

En base a las variaciones verticales y laterales de las facies y asociaciones de facies, se interpreta un ambiente eólico dominado principalmente por dunas transversales con crestas sinuosas y dunas menores con crestas rectas (AF1) asociadas con mantos de arenas eólicas (AF2) y áreas de interdunas húmedas (AF3) hacia el margen del campo. Esta interpretación es consistente con los modelos sedimentarios de interacción fluvio-eólica descritos por Langford y Chan (1989) y Tripaldi y Limarino (2005).

Correlación con otros depósitos eólicos a lo largo de la Puna

El registro eólico en el noroeste de Argentina se caracteriza por diversos depósitos arenosos del Oligoceno tardío al Mioceno tardío y por una amplia evidencia de procesos de deflación del Mioceno tardío al presente (Ledesma et al., 2022 y referencias allí mencionadas). Espesos depósitos de areniscas eólicas del Oligoceno tardío al Mioceno temprano, muestran consistentes direcciones de paleovientos desde el oeste, y se extienden a lo largo de la Meseta de la Puna, la Cordillera Oriental y el Sistema de Santa Bárbara hacia el este (Fig. 5.6 A). En las regiones de Salina del Fraile y Sierra de Calalaste, hacia el sur de la meseta de la Puna (Fig. 5.6 A), por ejemplo, la Formación Chacras contiene una unidad eólica de ~ 150 m de espesor de ~ 22 Ma que muestra direcciones de paleoflujo desde el oeste (Kraemer et al. al., 1999; Carrapa et al. 2005). Asimismo, en la cuenca de Arizaro, depósitos eólicos de ~ 120 m de espesor se identificaron en la Formación Vizcachera Inferior (Fig. 5.6 A). Estos depósitos arrojan edades que oscilan entre ~ 21–18 Ma con direcciones de paleovientos desde el este y oeste (DeCelles et al., 2015). Además, en la Cordillera Oriental, se han reportado depósitos eólicos de 500 m de espesor con edades de ~ 28 a 17 Ma y paleovientos desde el oeste a noroeste en la Formación Angastaco en la Región Calchaquí (Fig. 10A; DeCelles et al. 2011; Carrapa et al. 2012; del Papa et al. 2013a, 2013b; Payrola et al. 2020). De manera similar, la Formación Río Seco de ~ 15 Ma en el Valle de Lerma, Cordillera Oriental (Fig. 5.6 A) exhibe gruesos estratos eólicos (Starck y Vergani 1996; Reynolds et al. 2000).

Por otro lado, las unidades eólicas del Mioceno tardío (~ 8–6 Ma) son más delgadas y están restringidas sobre el borde oriental de la Puna (Fig. 5.6 A). Por ejemplo, se ha descrito un depósito eólico de ~120 m de espesor de 7,7–7,8 Ma en la región de Pasto Ventura, al sur de la Puna (Fig. 5.6 A), que muestra una dirección de paleovientos desde el noroeste (Schoenbohm y Carrapa, 2015; Zhou et al., 2016b). Curiosamente, López-Steinmetz y López-

Steinmetz (2018) describieron varias unidades eólicas de edad Mioceno Superior inferidas al norte de la cuenca de Salinas Grandes, en la norte Puna norte (Fig. 5.6 A), revelando paleovientos desde el noroeste. En concordancia con estos datos, los datos de paleovientos obtenidos en esta tesis (Figs. 5.6 B) muestran que, durante el período de $\sim 7,8$ – $6,5$ Ma, los vientos predominantes soplaban desde el noroeste. Un dato adicional se desprende del mapeo de la distribución del depósito de caída de cenizas del Centro Volcánico Ramadas (CVR) en una tendencia sureste desde su fuente (Viramonte et al., 1994; Fig. 5.6 B).

En contraste con la sedimentación de areniscas eólicas del Mioceno tardío documentada en la meseta de la Puna oriental, se han documentado procesos de deflación eólica en la meseta de la Puna occidental y meridional (Fig. 5.6 A). McMillan y Schoenbohm, (2020), por ejemplo, estudiaron procesos de erosión eólica a gran escala que generaron la depresión de Salinas del Fraile desde el Mioceno Medio-tardío hasta el presente (Fig. 5.7 A). Algunos estudios han demostrado que los fuertes vientos unidireccionales del norte-noroeste han estado erosionando el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP) a lo largo del norte de Chile (Fig. 5.6 A). En esta área, hay evidencia de que los procesos de deflación eólica modelaron yardangs y crestas alargadas sobre unidades de ignimbritas de edad Plioceno–Pleistoceno (~ 5.3 – 1.35 Ma; Bailey et al., 2007; Greene 1995). Asimismo, de Silva et al., (2010) encontraron evidencia de erosión eólica sobre unidades de ignimbrita de ca. 70–13 kyr en el Campo de Piedra Pómez (CPP en la Fig. 5.6 A) en el sur de la Puna. Estos autores destacan la alineación consistente entre los yardangs y la dirección moderna del viento (NW-SE). Además, McMillan y Schoenbohm (2020) infirieron un flujo de viento predominante del noroeste actual en el área de Salina del Fraile, con base en la alineación de características geomorfológicas como yardangs y megaripples.

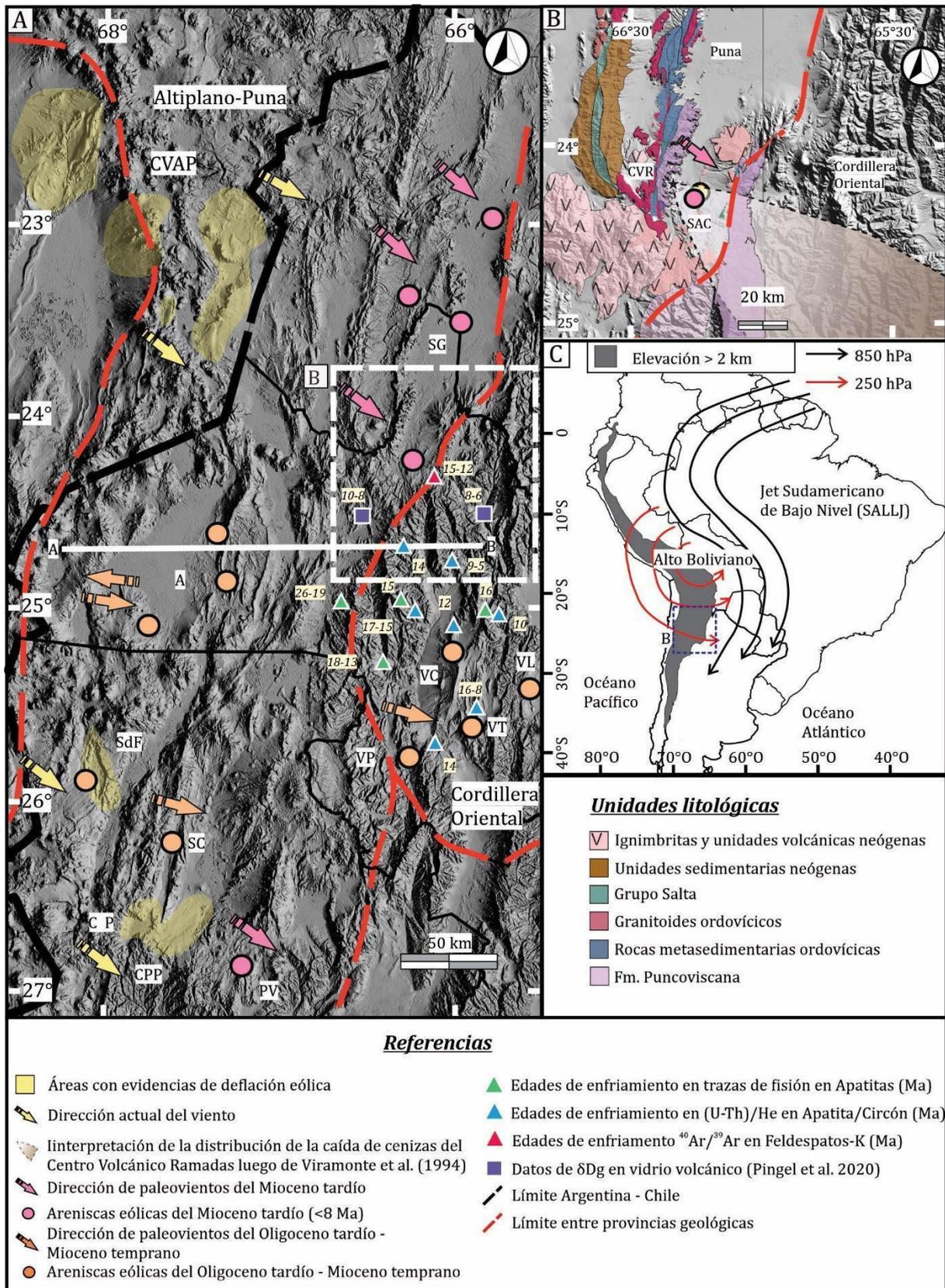


Fig. 5.6 - A) Modelo de elevación digital (DEM) del NO de Argentina que muestra la distribución de unidades eólicas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano y Mioceno tardío a lo largo de la Meseta de la Puna y la Cordillera Oriental, y las direcciones de paleocorrientes reportadas. CVAP, Centro Volcánico Altiplano-Puna; SG, cuenca Salinas Grandes; A, cuenca de Arizaro; SdF, Salina del Fraile; SC, Sierra de Calalaste; CP, Campo Purulla; CPP, Campo de Piedra Pómez; PV, Pasto Ventura; VC, Valle Calchaquí; VL, Valle de Lerma; VT, Valle del

Tonco; VP, Valle de Pucará. Los datos termocronológicos de AFT, AHe, ZHe, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se tomaron de Deeken et al. 2006; Carrapa et al. 2011; Haschke et al., 2005; Pearson et al. 2012, 2013; Payrola et al. 2020, 2021. **B)** Modelo de elevación digital (DEM) de la Meseta Puna norte mostrando las principales unidades litológicas hacia el noroeste de la cuenca SAC que podrían haber sido las áreas de aporte del campo eólico arenoso desarrollado en la cuenca SAC. Después de Blasco et al. (1996) y Seggiaro et al. (2015). **C)** Patrones de circulación a gran escala durante la época de verano en América del Sur (diciembre, enero, febrero) (según Fiorella et al., 2015; Lenters y Cook, 1997; Pingel et al., 2016; Vera et al., 2006; Vuille, 1999).

Implicancias paleoclimáticas

Los patrones actuales de circulación y precipitación troposférica de nivel medio a alto en la región de la Meseta Altiplano-Puna están regulados por el anticiclón del Alto Boliviano sobre el Altiplano (Fig. 5.6 C - Gutman and Schwerdtfeger, 1965; Lenters y Cook, 1997; Virji, 1981). Este anticiclón se caracteriza por fuertes vientos desde el NO, los cuales impiden la penetración de la humedad que los vientos del este traen desde el interior del continente, generando condiciones más frescas y secas a lo largo de la Puna-Altiplano (Fiorella et al. 2015; Lenters y Cook, 1999; Vuille 1999). En la actualidad, la meseta de la Puna-Altiplano es una región productora de polvo que alimenta sedimentos a las áreas orientales hasta las capas de hielo de la Antártida y el Océano Atlántico (p. ej., Gaiero, 2007; Gaiero et al., 2013; Milana and Krhling, 2017). El movimiento del polvo es impulsado por los vientos del oeste de la troposfera superior con velocidades que oscilan entre 19 y 80 km/h (Buitrago et al. 1999) y picos de ~ 130 km/h (p. ej., Gaiero et al. 2013). Curiosamente, los resultados obtenidos en este trabajo sugieren que las velocidades de los vientos del Mioceno tardío en la cuenca SAC fueron $\sim 24\text{--}38$ km/h, con velocidades máximas de $\sim 55\text{--}75$ km/h (Anexo), que coinciden con las velocidades reportadas por López Steinmetz y López Steinmetz (2018) para unidades eólicas del Mioceno tardío al norte del área de estudio, en la cuenca de Salinas Grandes (Fig. 5.6 A).

La circulación atmosférica actual sobre América del Sur muestra que la cordillera de los Andes actúa como una barrera orográfica meridional para los vientos húmedos provenientes del Océano Atlántico y la cuenca del Amazonas (Bookhagen and Strecker, 2008; Mulch et al.,

2010; Pingel et al., 2016; Rohrmann et al., 2016; Strecker et al., 2007, entre otros). Debido a este bloqueo, los vientos del este son redirigidos a lo largo del orógeno hacia el sur, formando la Corriente de Chorro Sudamericana de Bajo Nivel (*SALLJ* siglas en inglés, Fig. 5.6 C - Vera et al. 2006; Strecker et al. 2007; Rohrmann et al. 2016). Los factores que favorecen la aridez en la Puna-Altiplano incluyen el efecto de sombra de lluvia, un enfriamiento importante relacionado con los cambios en la circulación oceánica global ca. 15–10 Ma, y la reducción de la humedad transportada por los vientos desde el oeste (Bookhagen y Strecker, 2008; Houston y Hartley, 2003).

Significado regional y paleoclimático

El Plateau Altiplano-Puna ha experimentado levantamiento y propagación de la deformación hacia el este desde el Eoceno-Oligoceno (Kraemer et al. 1999; Coutand et al. 2001; Carrapa et al. 2005; Coutand et al. 2006; DeCelles et al. 2007; del Papa et al., 2013; entre otros). El Mioceno Medio a tardío (~ 15–6 Ma) fue un período de actividad tectónica particularmente intensa y levantamiento de la superficie en la meseta oriental de la Puna y la Cordillera Oriental, respaldado por datos estructurales y termocronológicos (Figs. 5.6, 5.7 A; p. ej., Allmendinger y Gubbels 1996; Haschke et al. 2005; Deeken et al. 2006; Carrapa et al. 2011, 2012; Pearson et al. 2012, 2013; Payrola et al. 2020, 2021). El establecimiento de *SALLJ* en ca. 10–8 Ma (Mulch et al. 2010; Pingel et al. 2016; Rohrmann et al. 2016), y el efecto de sombra de lluvia (*rain-shadow*) en ca. 15–10 Ma (Hartley, 2003; Houston y Hartley 2003), sugieren que el borde oriental de la Puna ya era una barrera orográfica lo suficientemente alta como para causar una perturbación en la circulación paleo-troposférica de nivel inferior. Además, los cambios climáticos a condiciones hiperáridas en el margen occidental de los Andes entre 19 y 13 Ma (Rech et al. 2006) y condiciones más húmedas en el antepaís subandino a partir de ~12 Ma (Mulch et al. 2010) son consistentes con simulaciones de modelos de circulación general de la respuesta climática a una meseta ascendente (Poulsen

et al. 2010, Insel et al. 2012). Apoyando esto, los cambios negativos de isótopos de hidrógeno del vidrio volcánico (δD_g) en rocas de la cuenca de Pastos Grandes (Meseta de Puna) y de la cuenca de El Toro (Cordillera Oriental) revelan un levantamiento de la superficie de escala kilométrica a los 10–8 Ma para la Meseta de Puna y en 8–6 Ma para la Cordillera Oriental, respectivamente (Figs. 5.6 A, 5.7; Pingel et al., 2020).

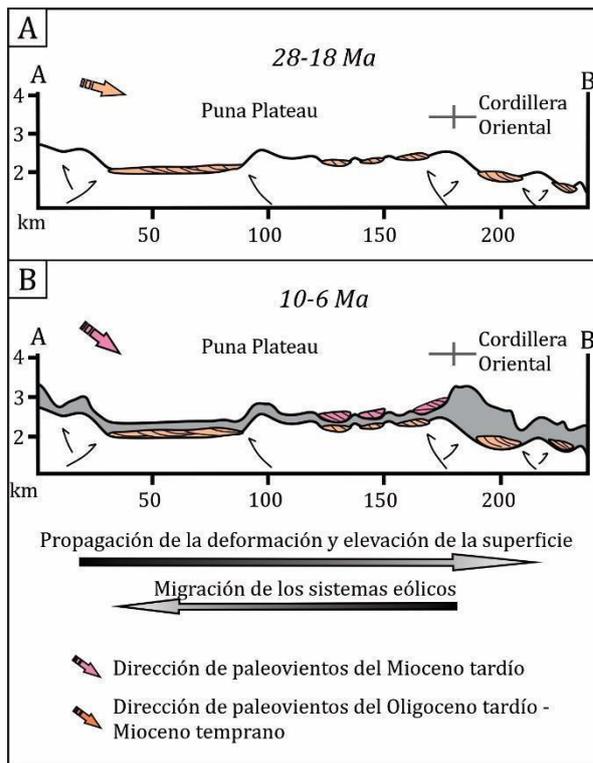


Fig. 5.7) Perfiles de elevación interpretados (según Hartley 2003; Pingel et al. 2020) mostrando la evolución y distribución de los sistemas eólicos en las regiones de la Puna y la Cordillera Oriental para A) el Oligoceno tardío-Mioceno temprano (28–18 Ma) y B) el Mioceno tardío (10–6 Ma) respectivamente.

El estudio de depósitos eólicos arenosos del Mioceno tardío (8–6 Ma) documenta que fueron formados por vientos constantes del oeste - noroeste (Fig. 5.6 A). La distribución de estas unidades como fajas delgadas adheridas a los flancos

occidentales (lado de barlovento) de las altas montañas actuales que limitan el borde entre la Meseta de la Puna y la Cordillera Oriental sugiere un control topográfico (Fig. 5.7).

La dirección de paleovientos desde el norte-noroeste registrada por las unidades eólicas arenosas del Mioceno tardío alrededor de la meseta de la Puna está en línea con los vientos dominantes actuales (Gaiero et al. 2013; Milana y Kröhling 2017; López Steinmetz y López Steinmetz 2018; McMillan y Schoenbohm 2020). Por lo tanto, se propone que los patrones de circulación de la troposfera media a alta se han mantenido casi constantes durante al menos los últimos 8 millones de años. En contraste con la acumulación eólica arenosa a lo largo del margen oriental de la Puna, la región occidental se vio afectada por procesos de

erosión eólica, evidenciados por superficies de deflación, yardangs y crestas lineales derivadas del viento con tendencia noroeste-sureste (Bailey et al. 2007; de Silva et al., 2010; McMillan y Schoenbohm, 2020).

Finalmente, considerando que la circulación troposférica media a alta está regulada actualmente por el anticiclón Alto Boliviano que genera fuertes vientos desde el noroeste, y el levantamiento de la superficie que experimentó el borde oriental de la Puna a los ca. 15–6 Ma junto con el establecimiento del Jet Sudamericano de Bajo Nivel (*SALLJ* por sus siglas en inglés), se propone que todos estos fenómenos han ocurrido de manera simultánea e influenciado el desarrollo de un clima árido en la Puna desde finales del Mioceno.

Miembro Muñano

Paleoambiente

Esta unidad representa la depositación en un sistema de abanicos aluviales de baja pendiente, en frentes montañosos tectónicamente estables o con ascenso lento (Burbank y Anderson 2001).

Los depósitos aluviales están integrados en forma dominante por conglomerados polimícticos gruesos, en su mayoría lenticulares con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y en artesa. Estos niveles, intercalan con depósitos distales de areniscas macizas, mantiformes, generados por flujos de corrientes hiperconcentradas durante inundaciones repentinas, y con depósitos de areniscas gruesas y conglomerados con estratificación horizontal-planar, relacionados a flujos mantiformes (*sheetfloods*) generados en posiciones medias de abanicos aluviales (Blair y McPherson, 1994).

Procedencia

El análisis composicional de las areniscas y los niveles conglomerádicos revelan una procedencia principal asociada a las unidades que componen el basamento y los altos

estructurales de la cuenca, las cuales aportan los clastos de filitas azules y orto-cuarcitas, así como los líticos metasedimentarios, interpretadas como provenientes de la Formación Puncoviscana. De manera secundaria, se observan niveles con abundantes clastos de rocas volcánicas y líticos plutónicos. Estos corresponden a los depósitos volcánicos asociados a unidades ignimbríticas del Mioceno Medio – tardío (p.e., Ignimbrita Vizcachayoc, Ignimbrita Verde, Ignimbrita Tajamar), que afloran hacia el sector centro-sur y suroeste de la cuenca (Petrinovic et al., 2010), así como las unidades eruptivas del Miembro Corte Blanco, Ignimbritas Corte Blanco y Ramadas.

Evolución estructural

Como se mencionó en la sección 4.3, esta unidad se asienta de manera paraconcordante sobre la Ignimbrita Ramadas en la localidad de Corte Blanco. Se caracteriza por presentar una disminución progresiva en la inclinación de los estratos, generando una geometría en forma de cuña triangular, que ha sido interpretada como estratos de crecimiento, con un arreglo geométrico de *onlap*, en el que el espesor de la unidad disminuye progresivamente desde la charnela del pliegue hacia el flanco, sugiriendo una deformación compresiva bajo un régimen de crecimiento amortiguado con rotación de limbo y una relación de deformación/sedimentación alta (Rafini y Mercier, 2002) (Fig. 5.8).

Esta unidad representa un período de deformación y erosión local. La estructura principal forma un pliegue anticlinal de vergencia occidental, asimétrico y rumbo NNO - SSE, que documenta un crecimiento sintectónico del Miembro Muñano desde al menos 7,7 – 7,4 Ma.

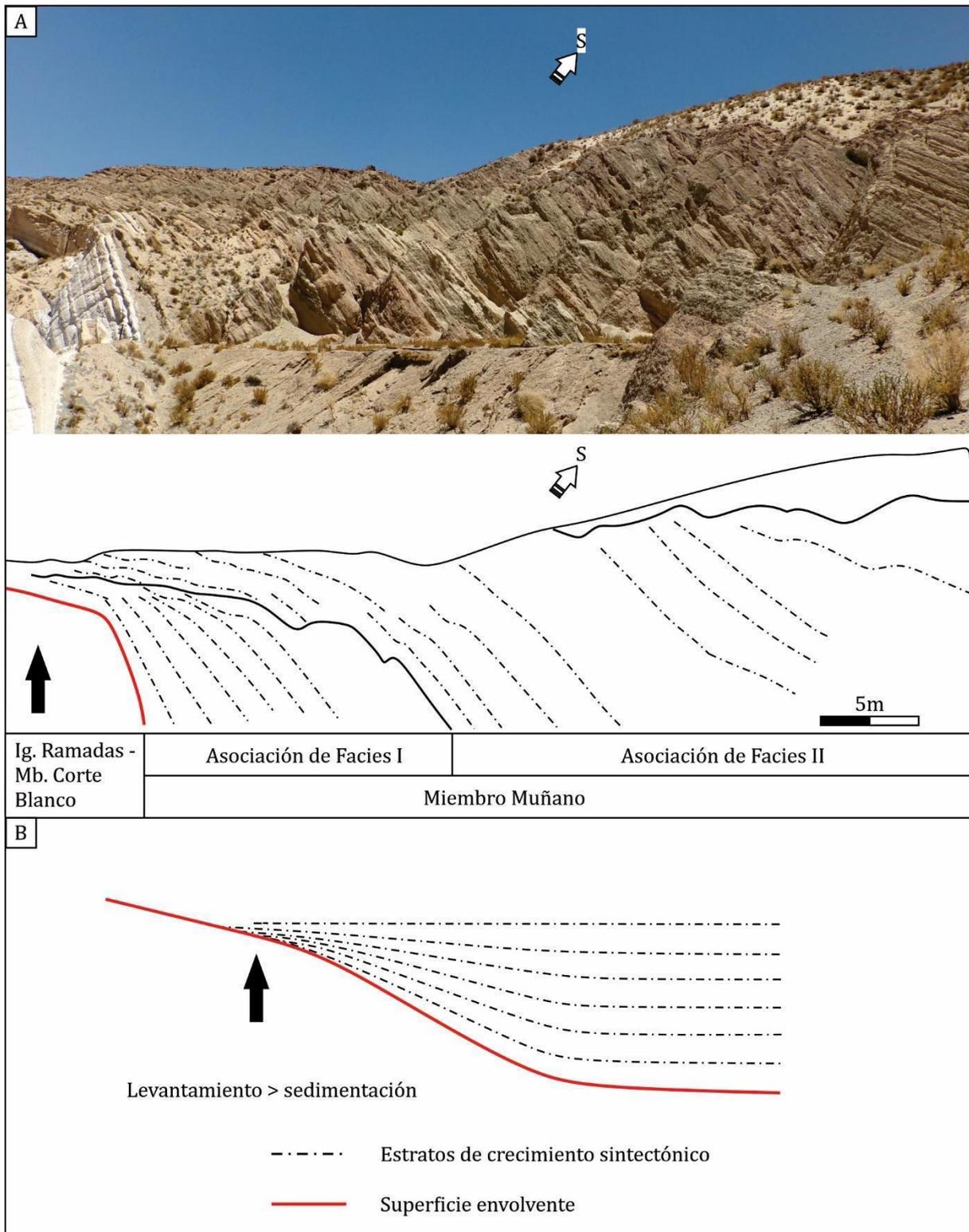


Fig. 5.9: **A)** Relación de contacto entre el Mbo. Corte Blanco y el Mbo. Muñano en la localidad de Corte Blanco. Obsérvese como la inclinación de los estratos que componen el Mbo. Muñano disminuyen progresivamente su inclinación a medida que se alejan del núcleo del pliegue. **B)** Modelo de generación de estratos de crecimiento por rotación de limbo. Modificado de Riba (1973) y Rafini y Mercier (2022).

5.4 – Evolución estructural de la cuenca de SAC

La meseta del Altiplano-Puna ha experimentado levantamiento y propagación de la deformación hacia el este desde el Eoceno-Oligoceno (Carrapa et al., 2005; Coutand et al., 2006, 2001; DeCelles et al., 2007; Kraemer et al., 1999; entre otros). Las discordancias de edad Eocena y los estratos de crecimiento en el interior orogénico Andino (Puna y Cordillera Oriental) sugieren una reactivación selectiva de fallas pre-andinas y andinas que revelan un patrón de levantamientos de bloques diacrónico y espacialmente dispar (Hongn et al., 2007; Strecker et al., 2012). La evidencia indica una deformación episódica, fuera de secuencia y un aumento del desplazamiento de fallas desde el Eoceno-Oligoceno (Puna Plateau) al Mioceno (Cordillera Oriental), aparentemente controlado por heterogeneidades pre-cenozoicas (Payrola et al., 2020 y referencias allí citadas).

Se han propuesto varios escenarios para explicar el patrón de deformación cenozoica entre los 23° y 27° de latitud sur. Uno de estos modelos sugiere que la deformación migró sistemática y regularmente hacia el este desde la región de Atacama durante el Paleoceno, a la Puna durante el Eoceno-Oligoceno (Fig. 5.10), a la Cordillera Oriental en el Oligo-Mioceno, llegando al Sistema de Santa Bárbara durante el Plioceno. Este escenario causaría la fragmentación sucesiva de un antepaís paleógeno simple (Carrapa et al., 2011, 2005; Carrapa y DeCelles, 2008; Coutand et al., 2001; Deeken et al., 2006; Zhou et al., 2016). Otros estudios sugieren una evolución espacial y temporalmente dispar de la deformación desde el Eoceno-Oligoceno que se extiende desde la Cuenca de Atacama en Chile (e.j. Armijo et al., 2015; Mpodozis et al., 2005) hasta los sectores orientales de la actual Puna y Cordillera Oriental, infiriendo una fragmentación del antepaís durante el Eoceno Medio-Oligoceno en la Puna y en el área occidental de Cordillera Oriental, donde los altos estructurales están “nucleados” por bloques de basamento (del Papa et al., 2013, 2004; Hongn et al., 2007; Montero-López et

al., 2018; Payrola Bosio et al., 2009; Payrola et al., 2020; Riller y Oncken, 2003; Strecker et al., 2012).

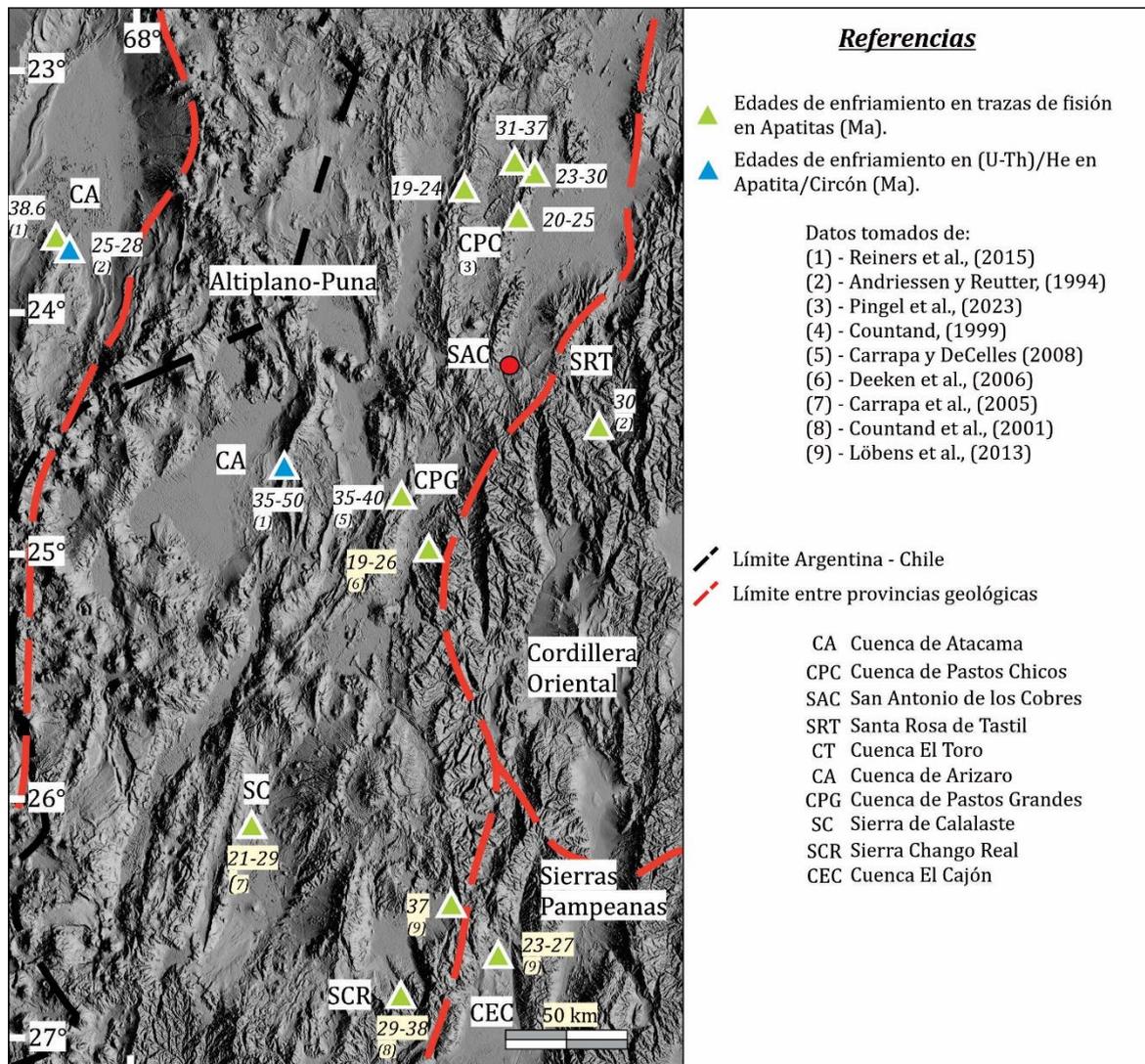


Fig. 5.10: Modelo de elevación digital (DEM) del NOA, mostrando la distribución de datos termocronológicos de baja temperatura basados en (Andriessen y Reutter, 1994; Carrapa et al., 2005; Carrapa y DeCelles, 2008; Coutand et al., 2001, 1999; Deeken et al., 2006; Löbens et al., 2013; Pingel et al., 2023; Reiners et al., 2015). Ver el texto para más detalles.

En los últimos 20 años, han aumentado los datos disponibles de termocronología de baja temperatura a lo largo de la Puna y Cordillera Oriental, con el fin de restringir temporalmente la estructuración del antepaís andino (Fig. 5.10). El levantamiento Eoceno en la Puna central es consistente con recientes estudios sedimentológicos y termocronológicos de trazas de fisión en apatita (TFA), que sugieren deformación y exhumación de serranías en el centro y sur de la Puna y a lo largo de su margen oriental

durante el Eoceno-Oligoceno (Carrapa et al., 2005; Coutand et al., 2006, 2001; Deeken et al., 2006; Kraemer et al., 1999).

Particularmente, los datos de Carrapa y DeCelles (2008) de la Formación Geste, en la cuenca de Pastos Grandes, al suroeste de la cuenca de SAC, sugieren eventos de exhumación activa entre los 40 – 35 Ma en las serranías que limitan el borde occidental de la cuenca (Fig. 5.10). Andriessen y Reutter (1994) obtuvieron edades de enfriamiento en TFA de 30 Ma en la Sierra Santa Rosa de Tastil, al este de la cuenca de SAC (Fig. 5.10).

En base a esta premisa y a las evidencias discutidas en el capítulo anterior, se propone que el inicio de la depositación de la Formación Geste en la cuenca de SAC, fue contemporáneo con un periodo de deformación Eocena (~ 40 Ma), que comenzó a fragmentar el antepaís andino en estas latitudes. La relación discordante entre las formaciones Maíz Gordo y Lumbrera (Eoceno Inferior – Eoceno Medio) y la Formación Geste (Eoceno Superior? – Oligoceno?) y la presencia de estructuras de estratos de crecimiento y deformación sin-sedimentaria (sección 4.3) sustentan esta interpretación. De esta manera se propone el siguiente esquema evolutivo para la cuenca de SAC.

Eoceno Inferior – Medio: Este período marcó el final del postrift del Grupo Salta. Estudios previos en la cuenca de SAC (Donato y Vergani, 1988) revelan espesores reducidos de los depósitos del Grupo Salta (<1000 m) comparados con los espesores medidos hacia el este, en Cordillera Oriental, los cuales superan los miles de metros (del Papa y Salfity, 1999; Marquillas et al., 2005). Por su parte, los depósitos del Subgrupo Pirgua afloran en los extremos noreste (Piscuno), sureste (al pie del Nevado del Acay) y hacia el suroeste (Quebrada Cajón), mientras que hacia el centro de la cuenca se observó a la Formación Yacoraite aflorando en discordancia sobre los depósitos de la Formación Puncoviscana. De este modo, se interpreta un paleorelieve, que limitó la depositación del Subgrupo Pirgua en el sector central de la cuenca (Fig. 5.11 A).

Eoceno Medio – Superior?: En la cuenca de SAC, este régimen comienza con la inversión de las fallas normales cretácicas y la activación de las fallas inversas Muñano, Garbanzo y Los Patos, hacia el centro y oriente de la cuenca (Fig. 5.11 B, B₁). El conjunto de datos indica que, particularmente, las fallas de los bordes de la actual cuenca de SAC ya controlaron los límites de la misma y la acomodación para los sedimentos de la Formación Geste. Esta unidad se habría depositado de forma contemporánea con la actividad de las fallas, generando erosión diferencial de la Formación Lumbrera en las charnelas de los pliegues, llegando a depositarse directamente sobre la Formación Maíz Gordo mediante una discordancia de bajo ángulo (Fig. 5.11 B₂).

Las relaciones estratigráficas entre la Formación Geste y las unidades del Subgrupo Santa Bárbara son variables. Las mismas muestran relaciones discordantes en las cercanías a estructuras, hasta paraconformidades que implican hiatos variables, no muy prolongados, alejados de las principales estructuras que estuvieron activas durante el Paleógeno, como por ejemplo el contacto entre la Formación Geste y la Formación Maíz Gordo en la localidad de Los Patos (Fig. 5.11 B₂).

Eoceno Superior – Oligoceno Inferior?: El desplazamiento de las fallas de borde de cuenca generaron el levantamiento y exhumación de las unidades del Subgrupo Santa Bárbara, exponiendo al Subgrupo Balbuena en las proto-sierras (Figs. 5.11 C, C₁, C₂). La presencia de clastos de calizas oolíticas y fosilíferas, característicos en los niveles conglomerádicos de la sección media de la Formación Geste, junto con el aumento gradual en la granulometría soportan esta interpretación.

Oligoceno Inferior – Superior?: La sección superior de la Formación Geste interpretada en esta Tesis documenta la completa erosión de las unidades del Grupo Salta y exhumación del basamento, además la identificación de discordancias progresivas y estratos de crecimiento (Figs. 5.11 D, D₁, D₂) sustentan la actividad tectónica contemporánea. Las facies

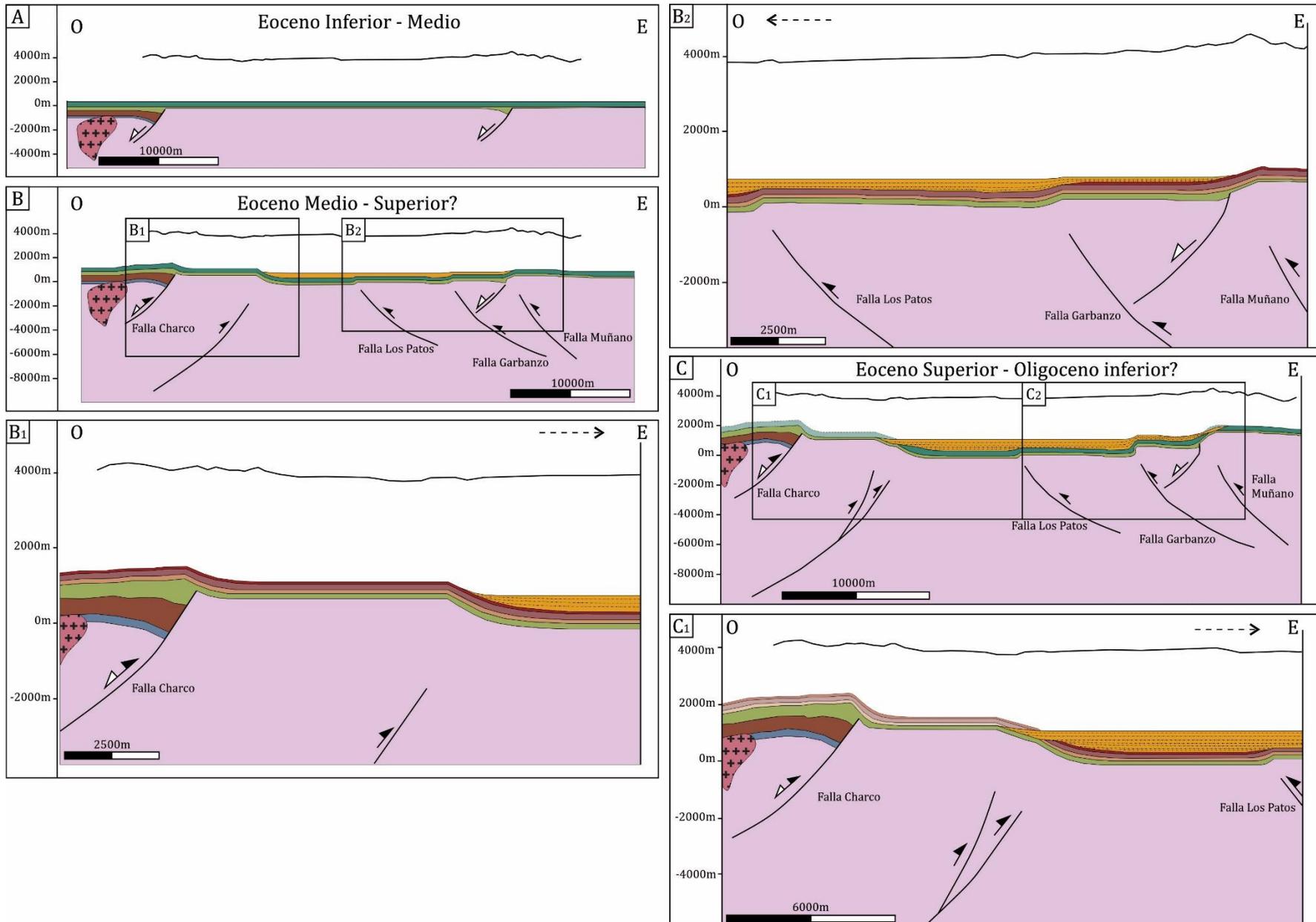
que componen esta unidad se asocian con un ambiente de abanicos aluviales, generados por flujos de alta energía en zonas proximales de alto relieve, lo cual respeta esta interpretación.

Las estructuras más antiguas conservadas sugieren una vergencia dominante hacia el oeste. Esto queda en evidencia por la presencia de estratos del Grupo Salta que definen anticlinales con limbos occidentales muy empinados en los bloques colgantes de las fallas inversas.

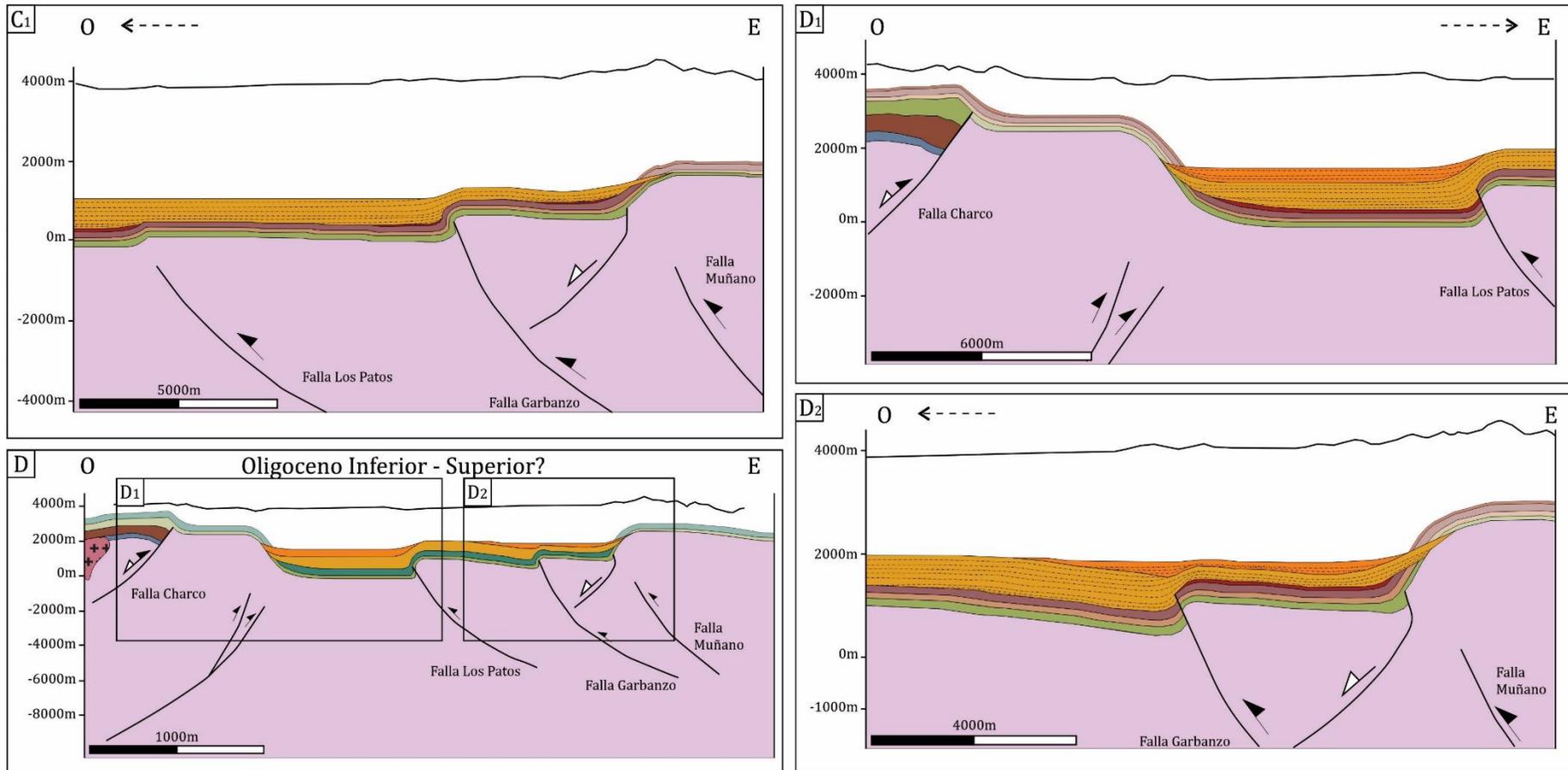
Mioceno Medio - Superior?: Durante esta etapa se terminaría de estructurar la cuenca, con una mayor elevación en los bordes, particularmente en el borde oriental, donde la Falla Muñano exhuma el basamento, marcando la estructuración del límite Puna – Cordillera Oriental durante el Mioceno Medio a Superior. Esta interpretación está en concordancia con los datos termocronológicos regionales, que sugieren una mayor tasa de levantamiento en la Cordillera Oriental hacia el Mioceno Superior (Figs. 5.6 A y 5-7).

El modelado estructural realizado con el software MOVE v2019.1 (Petroleum Experts, 2020). indica que la cuenca sufrió un acortamiento aproximado de 8.8 km (18 %), dato que está en concordancia con estudios estructurales regionales en la Puna (Coutand et al., 2001).

5.4 – Evolución estructural de la cuenca de SAC



5.4 – Evolución estructural de la cuenca de SAC



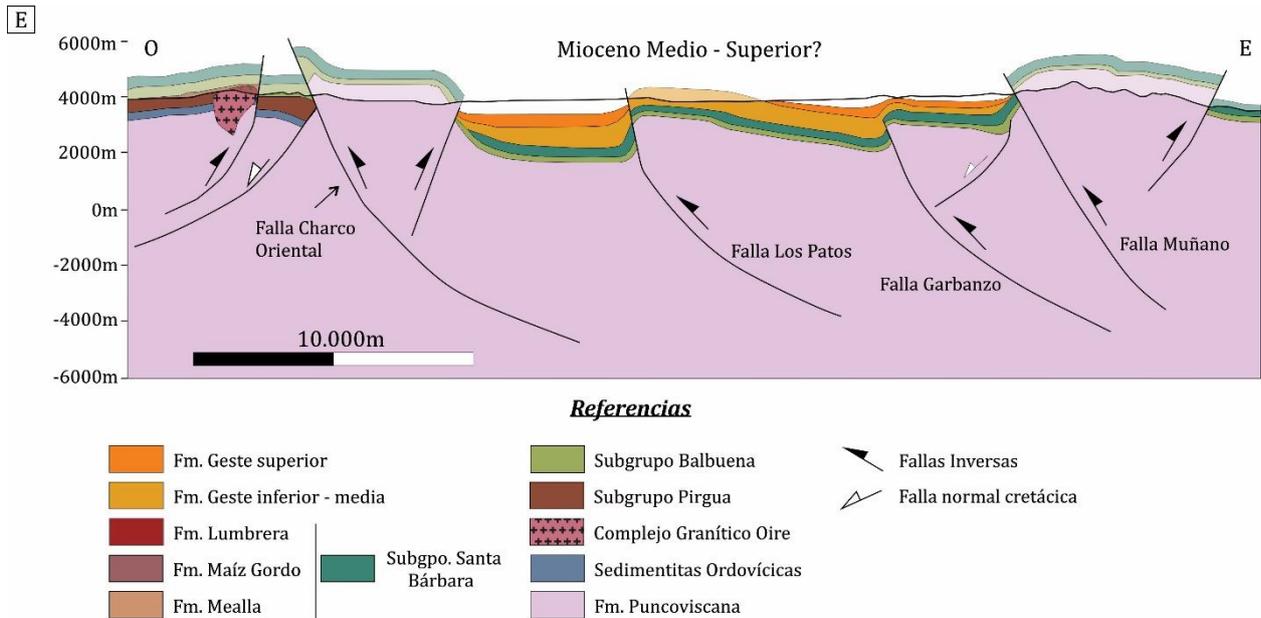


Fig. 5.11 – Evolución estructural de la cuenca Paleógena de SAC. **A)** Estadio final de los depósitos del Grupo Salta. **B)** Inicio del régimen compresivo. Primeras fallas inversas en zonas de debilidad previas, asociadas al rift, que exhuman a los depósitos del Subgrupo Salta Bárbara en los márgenes de la cuenca (**B₁**, **B₂**). Las fallas en el interior de la cuenca generan pliegues y depositación sintectónica de la Formación Geste (**B₂**). Esto se evidencia por las relaciones angulares entre la Formación Lumbreira y la Formación Geste. En algunas zonas de la cuenca, la Formación Geste erosiona a la Formación Lumbreira en la charnela de los anticlinales, depositándose directamente sobre la Formación Maíz Gordo (**B₂**), mediante un contacto paraconcordante o discordante de bajo ángulo, según la zona de la cuenca que se analice. **C)** En los bordes de la cuenca se exponen los niveles del Subgrupo Balbuena, el cual contribuye al aporte clástico de los niveles de la sección media de la Formación Geste (**C₁**, **C₂**), mientras que en el interior de la cuenca continúa la depositación sintectónica de la Formación Geste. **D)** Continúa el levantamiento principal en los bordes de la cuenca, exhumando por completo el basamento (**D₁**, **D₂**). Se genera una discordancia progresiva interna entre la sección media y superior de la Formación Geste. **E)** Configuración final de la cuenca hacia el Mioceno, con la estructuración del límite Puna – Cordillera Oriental hacia este.

CAPÍTULO 6 – CONCLUSIONES

➤ Se propone en este trabajo una nueva columna estratigráfica para la cuenca de antepaís Cenozoica de San Antonio de los Cobres. La misma se inicia con la Formación Geste (Grupo Pastos Grandes, Eoceno Medio – Oligoceno?), la cual se asienta en discordancia angular sobre las unidades del Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta). Esta es cubierta de forma erosiva por el Conglomerado Los Patos y por la Unidad Eruptiva Ignimbrita Vizcachayoc (ambas de edad Mioceno Medio). Por encima de estas unidades, y mediante una discordancia angular pronunciada, se define a la Formación San Antonio de los Cobres (Mioceno Superior – Plioceno).

➤ Se identifica por primera vez a la Formación Geste en la cuenca de San Antonio de los Cobres, una unidad continental, grano-estratocreciente, compuesta por 3 secciones informales. Las secciones basal y media, formadas inicialmente en ambiente fluvial de ríos tipo *wandering* y entrelazados areno-gravosos, caracterizados por canales interconectados, con rellenos complejos de barras areno-gravosas transversales y longitudinales de acreción corriente abajo. Estos canales se encuentran confinados entre depósitos de llanura de inundación de tipo cohesivas. La sección superior se caracteriza por facies gravosas gruesas, producto de flujos mantiformes (*sheetflood deposits*) en un ambiente de abanicos aluviales.

➤ El análisis de procedencia evidencia un aporte desde rocas metamórficas y metasedimentarias del Neoproterozoico (Formación Puncoviscana) y Paleozoico Inferior (Grupos Mesón y Santa Victoria), así como rocas plutónicas asociadas al Complejo Eruptivo Oire (Ordovícico), que componen el basamento de la cuenca. La presencia de clastos de calizas, areniscas calcáreas y areniscas rojizas en las facies gravosas indican la exhumación y reciclado del Grupo Salta, evidenciando áreas de aporte proximales.

➤ Se descubrieron dos sitios fosilíferos para la Formación Geste. Por un lado, la presencia de un individuo juvenil de Notoungulata *Toxodontia* permite correlacionar esta

unidad con la Formación Geste en la cuenca de Pastos Grandes, y con la Formación Quebrada los Colorados, en los Valles Calchaquíes, ambas de edad Eoceno Medio - Oligoceno Superior?. Por otro lado, el hallazgo de Testudines resultó en un nuevo taxón de tortuga, *Gestemys powelli* sp. (de la Fuente et al., 2022).

➤ Se describen para esta unidad evidencias de deformación sin-sedimentaria, como diques clásticos, estructuras de deformación en sedimentos blandos, discordancias progresivas y estratos de crecimiento. Esto sumado a la discordancia con el Subgrupo Santa Bárbara, registra un período de deformación Eoceno Medio.

➤ El análisis y modelado estructural realizado sugiere la generación de fallas inversas en zonas de debilidad heredadas del rift cretácico y/o del basamento en los bordes de la cuenca (Fallas Charco oriental y Muñano). Estas exhumaron las unidades del Grupo Salta y del basamento en los bloques montañosos que actuaron como áreas de aporte a la cuenca de la Formación Geste, y que potencialmente, comenzaron a estructurar los límites de la cuenca desde el Eoceno Medio - superior?. Además, las fallas inversas en el interior de la misma (Falla Los Patos y Falla Garbanzo), generaron pliegues anticlinales de vergencia occidental en las unidades del Grupo Salta.

➤ La discordancia angular entre la Formación Geste y las Formaciones Lumbrera y Maíz Gordo en el anticlinal de Muñano revela una progresiva disminución del ángulo de inclinación de la Formación Geste con respecto de las unidades del Subgrupo Santa Bárbara. Esto se interpreta como una discordancia progresiva generada por el crecimiento del pliegue anticlinal. Así mismo, la estructura sinclinal en la localidad Fundiciones, en la cual participan las secciones media y superior de la Formación Geste, muestra una disminución progresiva de inclinación de los estratos de base a techo. Estas variaciones internas de inclinación se asocian a estratos de crecimiento, mientras que la relación de contacto entre ambas

secciones se interpreta como una discordancia progresiva, posiblemente asociada a la actividad de la Falla Muñano en el sector sur de la cuenca.

➤ Se refuerza la idea de un cambio en el régimen de deformación, pasando de un engrosamiento cortical predominantemente vertical a un estiramiento pseudoparalelo al orógeno, generando sistemas transcurrentes regionales oblicuos, durante el Mioceno Medio – Superior. En este contexto, el Conglomerado Los Patos se interpreta como depositada en ambiente de abanicos aluviales, en una cuenca de tipo *strike-slip*, en concordancia con lo propuesto por del Papa y Petrinovic, (2017).

➤ Se define formalmente a la Formación San Antonio de los Cobres de edad Mioceno Superior – Plioceno?, la misma está formada por dos miembros. El Miembro basal está compuesto por una sucesión de carácter eólico – fluvio-eólico, que intercala con niveles volcaniclásticos, agrupados en el Miembro Corte Blanco (*Nom. Nov.*). Y un Miembro superior integrado por una sucesión de carácter netamente fluvial, denominada Miembro Muñano (*Nom. Nov.*).

➤ En base a las variaciones verticales y laterales de las facies y asociaciones de facies del Miembro Corte Blanco, se interpreta un ambiente eólico dominado principalmente por un campo de dunas transversales con crestas sinuosas y dunas menores con crestas rectas, asociadas con mantos de arenas eólicas y áreas de interdunas húmedas hacia los márgenes del campo.

➤ El análisis petrográfico de las areniscas eólicas indica una procedencia a partir de la disección del arco magmático, junto con la elevación y erosión del basamento metamórfico, mientras que el análisis de composición de los niveles conglomerádicos fluviales indica un origen principalmente volcánico.

➤ Los paleovientos soplaban desde el norte-noroeste, dato que está en línea con los reportados para diversos depósitos eólicos Mioceno tardío ubicados sobre el sector oriental

de la Puna. Esta dirección coincide con vientos dominantes actuales, por lo que se propone que los patrones de circulación de la tropósfera media a alta se han mantenido casi constantes durante, al menos, los últimos 8 millones de años.

➤ El Miembro Muñano representa la depositación en un ambiente de abanicos aluviales en frentes montañosos. Las asociaciones de facies revelan procesos de flujos de corrientes hiperconcentrados durante inundaciones repentinas, flujos mantiformes (*sheetfloods*) y procesos gravitacionales en zonas de mayor pendiente, generando flujos de detritos.

➤ Las areniscas y conglomerados revelan un aporte extracuenal, dominado por clastos de filitas, orto-cuarcitas y líticos metasedimentarios, provenientes de las rocas que componen el basamento y los altos estructurales de la cuenca, y un aporte intracuenal, compuesto por rocas volcánicas, asociadas a diversas unidades ignimbríticas del Mioceno Medio a tardío. De particular interés son los clastos blanquecinos, con cristales de biotita y granate, y los clastos pumíceos en los niveles conglomerádicos, así como los líticos con texturas vesiculares y texturas vítreas en las secciones delgadas, que han sido interpretadas como provenientes del retrabajo de las unidades eruptivas del Miembro Corte Blanco (ignimbritas Corte Blanco y Ramadas).

➤ La estructura principal forma un pliegue anticlinal asimétrico de vergencia occidental, y rumbo NNO - SSE, que documenta un crecimiento sintectónico del Miembro Muñano desde al menos 7,7 – 7,4 Ma, por lo que se interpreta a estos depósitos como estratos de crecimiento.

➤ El modelado estructural revela un acortamiento de ~ 8.8 km (18%) para la cuenca de San Antonio de los Cobres.

BIBLIOGRAFÍA

- Acocella, V., Gioncada, A., Omarini, R., Riller, U., Mazzuoli, R., Vezzoli, L., 2011. Tectonomagmatic characteristics of the back-arc portion of the Calama-Olacapato-El Toro Fault Zone, Central Andes. *Tectonics* 30. <https://doi.org/10.1029/2010TC002854>
- Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *Am. J. Sci.* <https://doi.org/10.2475/ajs.268.3.243>
- Allen, J.R.L. (1982) *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*, Vol 11. Elsevier, Amsterdam.
- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: Bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (L. devonian), welsh borders. *Sediment. Geol.* 33, 237–293. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(83\)90076-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(83)90076-3)
- Allen, P.A., Allen, J.R., 1992. *Basin Analysis, Principles and Application*, 2nd Edition. Blackwell Publishing Ltd.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L., 1997. The Evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 25, 139–174. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.139>
- Allmendinger, R. W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M., Isacks, B.L., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics* 2, 1–16.
- Allmendinger, R. W., Gubbels, T. (1996). Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*, 259(1-3), 1–13. doi:10.1016/0040-1951(96)00024-8
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fischer, D.M., 2012, *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*: Cambridge University Press, 313 p.
- Alonso-Zarza, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record, *Earth-Science Reviews*. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00106-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00106-X)
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., 2010. Calcretes, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Developments in Sedimentology Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*. Elsevier, pp. 225–267. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06105-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06105-6)

- Alonso, R.N., 1992. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 47, 189–199.
- Andrews, E., White, T., del Papa, C., 2017. Paleosol-based paleoclimate reconstruction of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum, northern Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 471, 181–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.042>
- Andriessen, P., Reutter, K., 1994. Tectonics of the Southern Central Andes. *Tectonics South. Cent. Andes* 1–2. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-77353-2>
- Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., Carrizo, D., 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Rev.* 143, 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.005>
- Arnosio, M., V. Marmol., R. Becchio, 2005. Estratigrafía volcánica y evolución del centro volcánico El Morro (24° 17' S – 66° 15' O) Puna Salteña. *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino*. La Plata. 859-866.
- Babot, J., García-lópez, D., Deraco, V., Herrera, C.M., del Papa, C. E., 2017. Mamíferos paleógenos del subtrópico de argentina: síntesis de estudios estratigráficos, cronológicos y taxonómicos 725–748.
- Bagnold, R.A., 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*: London, Chapman and Hall.
- Bailey, J.E., Self, S., Wooller, L.K., Mougins-Mark, P.J., 2007. Discrimination of fluvial and eolian features on large ignimbrite sheets around La Pacana Caldera, Chile, using Landsat and SRTM-derived DEM. *Remote Sens. Environ.* 108, 24–41. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.10.018>
- Beck, S. L., Zandt, G., Ward, K. M., Scire, A. 2015. Multiple styles and scales of lithospheric foundering beneath the Puna Plateau, central Andes. *Geological Society of America Memoirs*. 212, 43–60. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(03\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(03))
- Berra, F., Felletti, F., 2011. Syndepositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): Stratigraphic significance. *Sediment. Geol.* 235, 249–263. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.08.006>
- Bianucci, H.A., Acevedo, O., Cerdan, J., 1981. Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la subcuenca Lomas de Olmedo (provincias de Salta y Formosa). *Actas VIII Congreso*

- Geológico Argentino, III: 159-172. San Luis.
- Bigazzi, G., 2004. Fission track dating of the Corte Blanco Tuff. In: Tait, M.A., 2004. Dynamics Eruption Dynamics and Evolution of a Highly Explosive Rhyolitic Volcanic Complex in the High Andes: The Late Miocene Ramadas Volcanic Centre, Andean Puna, Salta Argentina. Ph.D. Thesis, Monash University, Melbourne, Australia.
- Bird, P., 1978a. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth* 83, 4975-4987.
- Biot, P., 1937. Recherches sur la morphologie des Pyriénés orientales. Franco-Espagnoles. Bailliere et Fils Ed. Paris.
- Blair, T.C., 1999. Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. *Sedimentology* 46, 1015-1028.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 2009. Processes and Forms of Alluvial Fans, in: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer Science+Business Media B.V. 2009, pp. 413-467. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9>
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *J. Sediment. Res. A Sediment. Petrol. Process.* 450-489. <https://doi.org/10.1306/d42681b7-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- Blasco, G., Zappettini, E.O., Hongn, F., 1996, Hoja Geológica 2566-I, San Antonio de los Cobres: Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Provincias de Jujuy y de Salta, Boletín 217, 1:250,000.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1237-1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Boggs, S., 1987. Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Maxwell Macmillan Intern. Publ. Co., New York, 784p.
- Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2012. Spatiotemporal trends in erosion rates across a pronounced rainfall gradient: Examples from the southern Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 327-328, 97-110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.02.005>
- Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophys. Res. Lett.* 35, 1-6.

- <https://doi.org/10.1029/2007GL032011>
- Bridge, J.S., 2003. Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell Science Ltd.
- Brierley, G.J., 1991. Floodplain sedimentology of the Squamish River, British Columbia: relevance of element analysis. *Sedimentology* 38, 735–750. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1991.tb01017.x>
- Bristow, C.S., Mountney, N.P., 2013. Aeolian Startigraphy, in: Shroder, J.F. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Elsevier Inc., San Diego, pp. 246–268. <https://doi.org/10.1016/j.neuroscience.2011.02.004>
- Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* 24, 303–332. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00126.x>
- Buitrago, L.G., Larran, M., Romano, R., Hurtado, R., Portal, M.R., Gonzalvez, M., Valdiviezo, M., Savio, A., Gonzalez, P., 1999, *El Clima de la Provincia de Jujuy, Segunda Edición: Cátedra de Climatología y Fenología Agrícola, Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Jujuy*, 39 p.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*, Journal of Geological Education. Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.5408/0022-1368-32.5.310>
- Burns, C.E., Mountney, N.P., Hodgson, D.M., Colomera, L., 2017. Anatomy and dimensions of fluvial crevasse-splay deposits: Examples from the Cretaceous Castlegate Sandstone and Neslen Formation, Utah, U.S.A. *Sediment. Geol.* 351, 21–35. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.02.003>
- Cadena, E. A. 2015. A global phylogeny of Pelomedusoides turtles with new material of *Neochelys franzeni* Schleich, 1993 (Testudines, Podocnemididae) from the middle Eocene, Messel Pit, of Germany. *PeerJ*, 3, e1221. doi:10.7717/peerj.1221
- Cadena, E. A., Scheyer, T. M., Carrillo Briceño, J. D., Sanchez, R., Aguilera Socorro, O. A., Vanegas, A., Pardo, M., Hansen, D. M., Sanchez Villagra, M. R., 2020. The anatomy, paleobiology and evolutionary relationships of the largest extinct side necked turtle. *Science Advances*, 6, eaay4593. doi:10.1126/sciadv.aay4593
- Carrapa, B., Adelman, D., Hilley, G.E., Mortimer, E., Sobel, E.R., Strecker, M.R., 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics* 24, 1–19. <https://doi.org/10.1029/2004TC001762>

- Carrapa, B., DeCelles, P.G., 2006, Eocene detrital record of the Argentina Puna: Implications for early plateau development: Geological Society of America Abstracts with Programs, Speciality Meeting No. 2, p. 33.
- Carrapa, B., DeCelles, P.G., 2008. Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina. *Tectonics* 27. <https://doi.org/10.1029/2007TC002127>
- Carrapa, B., DeCelles, P. G. 2015. Regional exhumation and kinematic history of the central Andes in response to cyclical orogenic processes. *Geological Society of America Memoirs*. 212, 201–213. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(11\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(11))
- Carrapa, B., DeCelles, P.G., Reiners, P.W., Gehrels, G.E., Sudo, M., 2009. Apatite triple dating and white mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes: A multiphase tectonothermal history. *Geology* 37, 407–410. <https://doi.org/10.1130/G25698A.1>
- Carrapa, B., Trimble, J.D., Stockli, D.F., 2011. Patterns and timing of exhumation and deformation in the Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics* 30, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010TC002707>
- Carrera, N., Muñoz, J.A., 2013. Thick-skinned tectonic style resulting from the inversion of previous structures in the southern Cordillera Oriental (NW Argentine Andes). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 377, 77–100. <https://doi.org/10.1144/SP377.2>
- Carrera, N., Muñoz, J.A., Sàbat, F., Mon, R., Roca, E., 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *J. Struct. Geol.* 28, 1921–1932. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.07.006>
- Coira, B., 2008. Volcanismo del Paleozoico Inferior en Puna jujeña, in: *Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy*, pp. 140–154.
- Coira, B., Kay, S.M., Viramonte, J., 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna - A model for changing subduction geometry. *Int. Geol. Rev.* 35, 677–720.
- Coutand, I., Carrapa, B., Deeken, A., Schmitt, A.K., Sobel, E.R., Strecker, M.R., 2006. Propagation of orographic barriers along an active range front: Insights from sandstone petrography and detrital apatite fission-track thermochronology in the intramontane Angastaco basin, NW Argentina. *Basin Res.* 18, 1–26. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2006.00283.x>
- Coutand, I., Chauvin, A., Cobbold, P.R., Gautier, P., Roperch, P., 1999. Vertical axis rotations across the Puna plateau (northwestern Argentina) from paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, 22965–22984.

- <https://doi.org/10.1029/1999jb900148>
- Coutand, I., Cobbold, P.R., De Urreiztieta, M., Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E.A., López-Gamundí, O., 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics* 20, 210–234. <https://doi.org/10.1029/2000TC900031>
- Cristallini, E., Cominguez, A.H., Ramos, V.A., 1997. Deep structure of the Metan-Guachipas region: tectonic inversion in Northwestern Argentina. *J. Sou* 10, 403–421.
- de la Fuente, M.S., Maniel, I.J., Ruiz, P.G., Ledesma, J., Deraco, M. V., del Papa, C., Herrera, C., 2022. A new podocnemidid (Pleurodira: Pelomedusoides) from the Eocene of northwestern Argentina, with comments on its evolutionary relationships and palaeoenvironmental settings. *J. Syst. Palaeontol.* 20, 1–31. <https://doi.org/10.1080/14772019.2022.2081939>
- de Silva, S.L., Bailey, J.E., Mandt, K.E., Viramonte, J.M., 2010. Yardangs in terrestrial ignimbrites: Synergistic remote and field observations on Earth with applications to Mars. *Planet. Space Sci.* 58, 459–471. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2009.10.002>
- DeCelles, P.G., Carrapa, B., Gehrels, G.E., 2007. Detrital zircon U-Pb ages provide provenance and chronostratigraphic information from Eocene synorogenic deposits in northwestern Argentina. *Geology* 35, 323–326. <https://doi.org/10.1130/G23322A.1>
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems, *Basin Research*.
- Deeken, A., Sobel, E.R., Coutand, I., Haschke, M., Riller, U., Strecker, M.R., 2006. Development of the southern Eastern Cordillera, NW Argentina, constrained by apatite fission track thermochronology: From early Cretaceous extension to middle Miocene shortening. *Tectonics* 25. <https://doi.org/10.1029/2005TC001894>
- del Papa, C., García, V., Quattrocchio, M., 2002. Sedimentary facies and palynofacies assemblages in an Eocene perennial lake, Lumbreira formation, northwest Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 553–569. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00081-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00081-0)
- del Papa, Cecilia, Hongn, F., Payrola Bosio, P., Powell, J., Deraco, V., Herrera, C., 2013. Relaciones estratigráficas de las formaciones Quebrada De los Colorados y Angastaco (Paleógeno-Neógeno), Valles Calchaquíes, Salta (Argentina): Significado en el análisis de la cuenca del Grupo Payogastilla. *Lat. Am. J. Sediment. Basin Anal.* 20, 51–64.
- del Papa, C., Hongn, F., Powell, J., Payrola, P., Do Campo, M., Strecker, M.R., Petrinovic, I., Schmitt, A.K., Pereyra, R., 2013. Middle Eocene-Oligocene broken-foreland evolution in the Andean Calchaqui Valley, NW Argentina: Insights from stratigraphic, structural and

- provenance studies. *Basin Res.* 25, 574–593. <https://doi.org/10.1111/bre.12018>
- del Papa, C., Kirschbaum, A., Powell, J., Brod, A., Hongn, F., Pimentel, M., 2010. Sedimentological, geochemical and paleontological insights applied to continental omission surfaces: A new approach for reconstructing an eocene foreland basin in NW Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 327–345. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.06.004>
- del Papa, C.E., 2006. Estratigrafía y paleoambientes de la Formación Lumbrera, Grupo Salta, noroeste Argentino. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 61, 313–327.
- del Papa, C.E., Hongn, F.D., Petrinovic, I.A., Domínguez, R., 2004. Evidencias de deformación pre-miocena media asociada al antepaís andino en la Cordillera Oriental (24°25' S - 66°12' O). *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 59, 506–509.
- del Papa, C.E., Petrinovic, I.A., 2017. The development of miocene extensional and short-lived basin in the Andean broken foreland: The Conglomerado Los Patos, Northwestern Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 73, 191–201. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.12.008>
- del Papa, C.E., Salfity, J.A., 1999. Non-marine paleogene sequences, salta group, northwest Argentina. *Acta Geol. Hisp.* 34, 105–121.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. D. Reidel Publishing Company, pp. 333–361.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic settings. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 222–235. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222:PONAPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:PONAPS>2.0.CO;2)
- Dickinson, W.R., Suczek, C.R., 1979. Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 63, 2164–2182.
- Do Campo, M., Bauluz, B., del Papa, C., Payrola, P., Yuste, A., Mayayo, M.J., 2021. Terrestrial record of cyclic early Eocene warm-humid events in clay mineral assemblages from the Salta basin, northwestern Argentina. *Sediment. Geol.* 425, 106004. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.106004>
- Donato, E., G. Vergani, 1988. Geología del área de San Antonio de los Cobres. *Bol. Inf. Pet.* 5 (15), 83-101 (Buenos Aires)
- Eichelberger, N.W., Nunns, A., Perez, N.D., Ball, S., Claroni, D.J., He, D., 2018. Incorporating simple erosion into structural forward models: The effects of regional erosion on

- growth strata geometry. *J. Struct. Geol.* 116, 146–158.
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.08.011>
- Fiorella, R.P., Poulsen, C.J., Pillco Zolá, R.S., Barnes, J.B., Tabor, C.R., Ehlers, T.A., 2015. Spatiotemporal variability of modern precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in the central Andes and implications for paleoclimate and paleoaltimetry estimates. *J. Geophys. Res.* 120, 4630–4656.
- Fryberger, S.G., 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 73, 167–197.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.073.01.11>
- Gaiero, D.M., 2007. Dust provenance in Antarctic ice during glacial periods: From where in southern South America? *Geophys. Res. Lett.* 34, 1–6.
<https://doi.org/10.1029/2007GL030520>
- Gaiero, D.M., Simonella, L., Gassó, S., Gili, S., Stein, A.F., Sosa, P., Becchio, R., Arce, J., Marelli, H., 2013. Ground/satellite observations and atmospheric modeling of dust storms originating in the high Puna-Altiplano deserts (South America): Implications for the interpretation of paleo-climatic archives. *J. Geophys. Res. Atmos.* 118, 3817–3831.
<https://doi.org/10.1002/jgrd.50036>
- Galli, C.I., Coira, B., Alonso, R., Reynolds, J., Matteini, M., Hauser, N., 2014. Tectonic controls on the evolution of the Andean Cenozoic foreland basin: Evidence from fluvial system variations in the Payogastilla Group, in the Calchaquí, Tonco and Amblayo Valleys, NW Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 52, 234–259.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.03.003>
- Galliski, M.A., Viramonte, J.G., 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina : A petrologic approach. *J. South Am. Earth Sci.* 1, 329–342.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. *J. Geol. Soc. London* 129, 93–131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>
- Garzanti, E., 2019. Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Science Rev.* 192, 545–563. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.014>
- Garzanti, E., Dinis, P., Vermeesch, P., Andò, S., Hahn, A., Huvi, J., Limonta, M., Padoan, M., Resentini, A., Rittner, M., Vezzoli, G., 2018. Dynamic uplift, recycling, and climate control on the petrology of passive-margin sand (Angola). *Sediment. Geol.* 375, 86–104.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.009>
- Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G., Andò, S., 2007. Orogenic Belts and Orogenic Sediment

- Provenance. *J. Geol.* 115, 315–334. <https://doi.org/10.1086/512755>
- Garziona, C.N., Hoke, G.D., Libarkin, J.C., Withers, S., MacFadden, B.J., Eiler, J., Ghosh, P., Mulch, P. 2008. Rise of the Andes. *Science*, 320, 1304–1307.
- Garziona, C.N., McQuarrie, N., Perez, N.D., Ehlers, T.A., Beck, S.L., Kar, N., Eichelberger, N., Chapman, A.D., Ward, K.M., Ducea, M.N., Lease, R.O., Poulsen, C.J., Wagner, L.S., Saylor, J.E., Zandt, G., Horton, B.K., 2017. Tectonic evolution of the Central Andean Plateau and implications for the growth of plateaus. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45, 529–559. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-020612>
- Gibling, M.R., 2006. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. *J. Sediment. Res.* 76, 731–770. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.060>
- Gladstone, C., McClelland, H.L.O., Woodcock, N.H., Pritchards, D., Hunt, J.E., 2018. The formation of convolute lamination in mud-rich turbidites. *Sedimentology* 65, 1800–1825.
- Greene, L.L., 1995. Eolian landforms in the central Andes: implications for the long-term stability of atmospheric circulation [M.S. Thesis]: Ithaca, N.Y., Cornell University, 62 p.
- Grier, M., 1990. The influence of the cretaceous Salta rift basin on the development of andean structural geometries. NW Argentina Andes. Tesis Doctoral, Cornell University. Ithaca. USA, 178p. (Inédito).
- Grier, M.E., Salfity, J.A., Allmendinger, R.W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 4, 351–372.
- Gutman, G.J., Schwerdtfeger, W.S., 1965. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. *Meteorol. Rundschau* 18, 69–75.
- Guzmán, S., Grosse, P., Montero-López, C., Hongn, F., Pilger, R., Petrinovic, I., Seggiaro, R., Aramayo, A., 2014. Spatial-temporal distribution of explosive volcanism in the 25–28°S segment of the Andean Central Volcanic Zone. *Tectonophysics* 636, 170–189. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.08.013>
- Hardy, S., Ford, M., 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics* 16, 841–854. <https://doi.org/10.1029/97TC01171>
- Harms, J.C., Southard, J.B., Walker, R.G. 1982. Structures and sequences in clastic rocks. *SEPM Short Course*, 259 pp.
- Harrington, H.J., A. Leanza, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas

- Press, Lawrence, 276 p.
- Hartley, A., 2003. Andean uplift and climate change. *J. Geol. Soc. London* 160, 7–10.
- Haschke, M., Deeken, A., Insel, N., Sobel, E., Grove, M., Schmitt, A.K., 2005. Growth pattern of the Andean Puna plateau constrained by apatite fission track, apatite (U-Th)/He, K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and zircon U-Pb geochronology. 6th Int. Symp. Andean Geodyn. (ISAG 2005, Barcelona), Ext. Abstr. 360–363.
- Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S., Paola, C., 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology* 16, 501–504.
- Hongn, F., del Papa, C., Powell, J., Petrinovic, I., Mon, R., Deraco, V., 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°-26°S): Control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology* 35, 271–274. <https://doi.org/10.1130/G23189A.1>
- Hongn, F., Mon, R., Petrinovic, I., del Papa, C., Powell, J., 2010. Inversión y reactivación tectónicas cretácico-cenozoicas en el noroeste argentino: Influencia de las heterogeneidades del basamento neoproterozoico-paleozoico inferior. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 66, 38–53.
- Hongn, F., Seggiaro, R.E., Monaldi, C.R., Alonso, R.N., González, R.E., Igarzábal, A.P., Ramallo, E., Godeas, M., Fuertes, A., Gracia, R., Moya, F., González, O. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248, 94 págs. Buenos Aires.
- Hongn, F., Tubía, J.M., Aranguren, A., Mon, R., 2001. El Batolito de Tastil (Salta, Argentina): un caso de magmatismo poliorogénico en el basamento andino. *Boletín Geológico y Minero*, 112 112, 113–124.
- Hongn, F.D., Tubía, J.M., Aranguren, A., Vegas, N., Mon, R., Dunning, G.R., 2010. Magmatism coeval with lower Paleozoic shelf basins in NW-Argentina (Tastil batholith): Constraints on current stratigraphic and tectonic interpretations. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 289–305. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.07.008>.
- Houseman, G.A., McKenzie, D.P., Molnar, P., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth.* 86, 6615-6132.
- Houston, J., Hartley, A.J., 2003. The central andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *Int. J. Climatol.* 23, 1453–1464. <https://doi.org/10.1002/joc.938>

- Howard, J.L., 1993. The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA. *Sedimentology* 40, 157–174. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01759.x>
- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24, 361–387. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00128.x>
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.* 54, 103–116.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.* 93, 3211–3231. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>
- Jordan, T.E., 1981. Thrust Loads and Foreland Basin Evolution, Cretaceous, Western United States. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 65, 2506–2520. <https://doi.org/10.1306/2f919f3a-16ce-11d7-8645000102c1865d>
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A Modern Analogue of Rocky Mountain Foreland Deformation. *Am. J. Sci.* 286, 737–764.
- Jordan, T.E., Alonso, R.N., 1987. Cenozoic Stratigraphy and Basin Tectonics of the Andes Mountains, 20°–28° South Latitude. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 71, 49–64. <https://doi.org/10.1306/94886d44-1704-11d7-8645000102c1865d>
- Jordan, T.E., Flemings, P.B., Beer, J.A., 1988. Dating Thrust-Fault Activity by Use of Foreland-Basin Strata, in: Kleinspehn, K.L., Paola, C. (Eds.), *New Perspectives in Basin Analysis*. Springer New York, pp. 307–330. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3788-4_16
- Kay, S.M., Coira, B.L., 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. In: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (Eds.), *Backbone of the Americas: Plateau Uplift, Shallow Subduction and Ridge Collision*. Geological Society of America Memoir 204. Geological Society of America, Boulder CO, pp. 229–259.
- Kay, S.M., Coira, B.L., Caffè, P.J., Chen, C.H., 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198, 81–111. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.013>
- Kley, J., Monaldi, C. R. 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation?. *Geology* 26, 723–726. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0723:TSACTI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0723:TSACTI>2.3.CO;2)

- Kley, J., Monaldi, C.R., 2002. Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics* 21, 11-1-11-18. <https://doi.org/10.1029/2002TC902003>
- Kocurek, G., 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 19, 43-75.
- Kocurek, G., Nielson, J., 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33, 795-816. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1986.tb00983.x>
- Kraemer, B., Adelmann, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., Van Den Bogaard, P., Görler, K., 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau: The Salar de Antofalla area, NW Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 12, 157-182. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00012-7)
- Langford, R.P., Chan, M.A., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology* 36, 1023-1035.
- Ledesma, J., del Papa, C., Payrola, P., 2019. Revisión de la estratigrafía Eocena-Pliocena de la cuenca intermontana de San Antonio de los Cobres, Puna Salteña, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 26, 57-73.
- Ledesma, J., del Papa, C., Payrola, P., 2022. The late Miocene eolian record at the eastern margin of the Puna Plateau, NW Argentina: Evidence of upper-tropospheric paleocirculation. *Journal of Sedimentary Research* 92, 32-49. <https://doi.org/10.2110/jsr.2021.018>
- Lenters, J.D., Cook, K.H., 1999. Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation. *Mon. Weather Rev.* 127, 409-431. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<0409:spvosa>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<0409:spvosa>2.0.co;2)
- Lenters, J.D., Cook, K.H., 1997. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. *J. Atmos. Sci.* 54, 656-677. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054<0656:otootb>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<0656:otootb>2.0.co;2)
- Llambías, J.E., Sato, A.M., Tomsic, S., 1985. Geología y características químicas del stock Terciario del Nevado de Acay y vulcanitas asociadas, provincia de Salta. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 3-4.
- Löbens, S., Sobel, E.R., Bense, F.A., Wemmer, K., Dunkl, I., Siegesmund, S., 2013. Refined exhumation history of the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Tectonics* 32, 453-472. <https://doi.org/10.1002/tect.20038>

- López Steinmetz, R.L., López Steinmetz, L.C., 2018. Paleo-eolian Dynamics in the Andean Plateau: Inferences from Sedimentology of Fossil and Modern Dunes. *J. Sediment. Res.* 88, 129–147. <https://doi.org/10.2110/jsr.2018.4>
- Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 157–204. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1975.tb00290.x>
- Lucci, F., Rossetti, F., Becchio, R., Theye, T., Gerdes, A., Opitz, J., Baez, W., Bardelli, L., De Astis, G., Viramonte, J., Giordano, G., 2018. Magmatic Mn-rich garnets in volcanic settings: Age and longevity of the magmatic plumbing system of the Miocene Ramadas volcanism (NW Argentina). *Lithos* 322, 238–249. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.10.016>
- Malvicini, L., 1985. La mina de hierro del Nevado de Acay, provincia de Salta, un depósito de tipo Skarn. *Asociación Geológica Argentina, Revista XL (1-2):89-96.*
- Maro, G., Caffè, P.J., 2012. Volcanismo máfico terciario de la Puna jujeña, los Cerros Negros de Jama, in: *Serie Correlación Geológica. Aportes Al Magmatismo y Metalogénesis Asociada I. Tucumán*, pp. 51–72.
- Marquillas, R.A., del Papa, C., Sabino, I.F., 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *Int. J. Earth Sci.* 94, 94–113. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0443-2>
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N., Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 7, 179–207. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)90007-8](https://doi.org/10.1016/0895-9811(94)90007-8)
- Marriott, S.B., 2004. Floodplain. In: Goudie, A.S. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, U.K., pp. 381–384.
- Martin, C.A.L., Turner, B.R., 1998. Origins of massive-type sandstones in braided river systems. *Earth-Science Rev.* 44, 15–38. <https://doi.org/10.1306/c9ebc135-1735-11d7-8645000102c1865d>
- Martinsen, O.J., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H., Torkildsen, G., Idil, S., 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46, 235–263. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00208.x>
- Maltman, A.J., 1994. *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London.
- McKee, E.D., 1979. *A Study of Global Sand Seas*, McKee, E.D. ed, Geological Survey Professional Paper 1052. <https://doi.org/doi.org/10.3133/pp1052>
- McMillan, M., Schoenbohm, L.M., 2020. Large-Scale Cenozoic Wind Erosion in the Puna

- Plateau: The Salina del Fraile Depression. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 125, 1–15.
<https://doi.org/10.1029/2020JF005682>
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D., Viera, 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 4: 89-100. Carlos Paz.
- Mendez, V., Turner, J.C.M., Navarini, A., Amengual, R., Viera, V., 1979. *Geología de la Región Noroeste, Provincias de Salta y Jujuy*. República Argentina. 122p. Buenos Aires, Ministerio de Defensa. Dirección General de Fabricaciones Militares. Centro de Exploración Geológico-Minera
- Mendez, V., Nullo, F.E., Pezzuti, N., Otamendi, J., González, R., Salani, F., 1997. Hoja Geológica 2566-33, Sierra del Cobre. Provincias de Salta y Jujuy. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Miall, A., 2014. Fluvial Depositional Systems. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-00666-6>
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*, *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4>
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* 22, 261–308. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Sci. Rev.* 13, 1–62. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90055-1](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90055-1)
- Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Co-Chairmen), *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc.Econ. Paleontol. Mineral., Pac. Sect., Short Course, pp. 1 – 38.
- Milana, J.P., Kröhling, D.M., 2017. First data on volume and type of deflated sediment from Southern Puna Plateau and its role as source of the Chaco-Pampean loess. *Quat. Int.* 438, 126–140. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.007>
- Miller, J., Holdsworth, R., Buick, I., Hand, M. (eds.) 2001. *Continental reactivation and reworking*. Geological Society, Special Publication 184, 408 p., London.
- Mirré, J., 1974. Nuevas evidencias de volcanismo Ordovícico en la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(1): 128-134. Buenos Aires.
- Mingramm A., Russo, A. Pozzo, A., Cazau, L., 1979. Sierras Subandinas. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, 1: 95- 137.
- Mon, R., Salfity, J.A., 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina. In:

- Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (Ed.): Petroleum basins of South America. *American Association of Petroleum Geologists*, 62: 269-283
- Montenat, C., Barrier, P., Ott dEstevou, P., Hibsich, C., 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sediment. Geol.* 196, 5–30. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.004>
- Montero-López, C., del Papa, C., Hongn, F., Strecker, M.R., Aramayo, A., 2018. Synsedimentary broken-foreland tectonics during the Paleogene in the Andes of NW Argentina: new evidence from regional to centimetre-scale deformation features. *Basin Res.* 30, 142–159. <https://doi.org/10.1111/bre.12212>
- Moreno, J.A., 1970. Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 24: 9-44.
- Mortimer, E., Carrapa, B., Coutand, I., Schoenbohm, L., Sobel, E.R., Gomez, J.S., Strecker, M.R., 2007. Fragmentation of a foreland basin in response to out-of-sequence basement uplifts and structural reactivation: El Cajón - Campo del Arenal basin, NW Argentina. *Bull. Geol. Soc. Am.* 119, 637–653. <https://doi.org/10.1130/B25884.1>
- Mulch, A., Uba, C.E., Strecker, M.R., Schoenberg, R., Chamberlain, C.P., 2010. Late Miocene climate variability and surface elevation in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 290, 173–182. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.019>
- Nanson, G.C., Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459–486. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.3.7.611>
- Nemec, W., Porębsky, S.J., Steel, R.J., 1980. Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Książ Formation (Famennian—Tournaisian), southwestern Poland. *Sedimentology* 27, 519–538. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01645.x>
- Norini, G., Baez, W., Becchio, R., Viramonte, J., Giordano, G., Arnosio, M., Pinton, A., Groppelli, G., 2013. The Calama-Olacapato-El Toro fault system in the Puna Plateau, Central Andes: Geodynamic implications and stratovolcanoes emplacement. *Tectonophysics* 608, 1280–1297. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.013>
- North, C.P., Davidson, S.K., 2012. Unconfined alluvial flow processes: Recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth-Science Rev.* 111, 199–223. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.008>

- Obermeier, S.F., 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis - An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the locat. *Eng. Geol.* 44, 1–76. [https://doi.org/10.1016/s0013-7952\(96\)00040-3](https://doi.org/10.1016/s0013-7952(96)00040-3)
- Obermeier, S.F., Olson, S.M., Green, R.A., 2005. Field occurrences of liquefaction-induced features: A primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Eng. Geol.* 76, 209–234. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.07.009>
- Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 29, 11–24. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.029.01.02>
- Owen, G., 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology.* 43, 279–293.
- Owen, G., Moretti, M., 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sediment. Geol.* 235, 141–147. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.10.003>
- Paola, C., 1988. Subsidence and Gravel Transport in Alluvial Basins 231–243. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3788-4_11
- Pascual, R., Vucetich, M.G., Fernández, J., 1978. Los primeros mamíferos (Notoungulata, Henricosborniidae) de la Formación Mealla (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara) sus implicancias filogenéticas, taxonómicas y cronológicas. *Ameghiniana* 15:367–390.
- Pascual, R., 1983. Novedosos Marsupiales Paleógenos de la Formación Pozuelos (Grupo Pastos Grandes) de la Puna, Salta, Argentina. *Ameghiniana* 265–280.
- Payrola Bosio, P., Powell, J., Papa, C. del, Hongn, F., 2009. Middle Eocene deformation-sedimentation in the Luracatao Valley: Tracking the beginning of the foreland basin of northwestern Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 28, 142–154. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.06.002>
- Payrola, P., del Papa, C., Aramayo, A., Pingel, H., Hongn, F., Sobel, E.R., Zeilinger, G., Strecker, M.R., Zapata, S., Cottle, J., Salado Paz, N., Glodny, J., 2020. Episodic out-of-sequence deformation promoted by Cenozoic fault reactivation in NW Argentina. *Tectonophysics* 776, 228276. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228276>
- Pearson, D.M., Kapp, P., DeCelles, P.G., Reiners, P.W., Gehrels, G.E., Ducea, M.N., Pullen, A., 2013. Influence of pre-Andean crustal structure on Cenozoic thrust belt kinematics and shortening magnitude: Northwestern Argentina. *Geosphere* 9, 1766–1782.

- <https://doi.org/10.1130/GES00923.1>
- Petrinovic, I.A., Grosse, P., Guzman, S., Caffè, P.J., 2017. Evolución del Volcanismo Cenozoico en la Puna Argentina, in: *Relatorio Del XX Congreso Geológico Argentino*. Tucumán, p. 15.
- Petrinovic, I.A., Martí, J., Aguirre-Díaz, G.J., Guzmán, S., Geyer, A., Paz, N.S., 2010. The Cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: An example of a tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 194, 15–26. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.04.012>
- Petrinovic, I.A., Mitjavila, J., Viramonte, J., Martí, J., Becchio, R., Arnosio, M., Colombo, F., 1999. Descripción geoquímica y geocronológica de secuencias volcánicas neógenas de Trasarco, en el extremo oriental de la Cadena Volcánica Transversal del Quevar (Noroeste de Argentina). *Acta Geológica Hispánica* 34, 255–272.
- Petrinovic, I.A., Riller, U., Brod, J.A., 2005. The Negra Muerta Volcanic Complex, southern Central Andes: Geochemical characteristics and magmatic evolution of an episodically active volcanic centre. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 140, 295–320. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.09.002>
- Pingel, H., Alonso, R.N., Altenberger, U., Cottle, J., Strecker, M.R., 2019. Miocene to Quaternary basin evolution at the southeastern Andean Plateau (Puna) margin (ca. 24°S lat, Northwestern Argentina). *Basin Res.* 31, 808–826. <https://doi.org/10.1111/bre.12346>
- Pingel, H., Deeken, A., Coutand, I., Alonso, R.N., Riller, U., Sobel, E.R., Cottle, J.M., Strecker, M.R., 2023. Cenozoic exhumation and deformation of the intermontane Pastos Chicos Basin in the southern Central Andes: Implications for the tectonic evolution of the Andean Plateau (Puna) and the Eastern Cordillera between 23 and 24°S, NW Argentina. *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/2022tc007487>
- Pingel, H., Mulch, A., Alonso, R.N., Cottle, J., Hynek, S.A., Poletti, J., Rohrmann, A., Schmitt, A.K., Stockli, D.F., Strecker, M.R., 2016. Surface uplift and convective rainfall along the southern Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 440, 33–42. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.009>.
- Pingel, H., Strecker, M.R., Mulch, A., Alonso, R.N., Cottle, J., Rohrmann, A., 2020. Late Cenozoic topographic evolution of the Eastern Cordillera and Puna Plateau margin in the southern Central Andes (NW Argentina). *Earth Planet. Sci. Lett.* 535, 116112. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116112>.
- Pope, D.C., Willett, S.D., 1998. A thermal-mechanical model for crustal thickening in the

- central Andes driven by ablative subduction: *Geology*. 26, 511–514.
- Potter, P.E., Pettijohn, F.J., 1977, *Paleocurrents and Basin Analysis*, 2nd Edition: Berlin, Springer-Verlag, 413 p.
- Powell, J.E., Babot, M.J., García López, D.A., Deraco, M.V., Herrera, C., 2011. Eocene vertebrates of northwestern Argentina: annotated list. *Cenozoic Geol. Cent. Andes Argentina* 349–370.
- Prezzi, C.B., Götze, H.-J., 2009. Estructura litosférica de los Andes Centrales a partir de un modelo gravimétrico 3D. *Rev. la Asoc. Geológica Argentina* 65, 81–96.
- Pye, K., Tsoar, H., 2009, *Aeolian Sand and Sand Dunes*: Berlin, Springer-Verlag 416 p.
- Rafini, S., Mercier, E., 2002. Forward modelling of foreland basins progressive unconformities. *Sediment. Geol.* 146, 75–89. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00167-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00167-1).
- Ramos V.A., 1970. Geología de los primeros contrafuertes de la Puna Salto-Jujeña entre San Antonio de los Cobres y El Moreno. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Buenos Aires
- Ramos, V.A., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna Saltojujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. *Actas del V Congr. Geológico Argentino* 159–202.
- Ramos, V.A., 2017. Las Provincias Geológicas del Noroeste Argentino. *Relat. del XX Congr. Geológico Argentino* 42–56.
- Rech, J.A., Currie, B.S., Michalski, G., Cowan, A.M. 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology* 34(9), 761–64.
- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments. With Reference to Terrigenous Clastics*. Springer Berlin, Heidelberg. 551 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-81498-3>.
- Reiners, P.W., Thomson, S.N., Vernon, A., Willett, S.D., Zattin, M., Einhorn, J., Gehrels, G., Quade, J., Pearson, D., Murray, K.E., Cavazza, W., 2015. Low-temperature thermochronologic trends across the central Andes, 21°S–28°S. *Mem. Geol. Soc. Am.* 212, 215–249. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(12\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(12))
- Retallack, G.J., 1990. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*. Urwin Hyman, Inc., Londres, 520 pp.
- Reyes, F.C., 1972. Correlaciones en el Cretácico de la cuenca Andina de Bolivia, Perú y Chile. *Rev. Téc. YPF*, 1:101:144.
- Reyes, F.C., Salfity, J.A., 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo

- Pirgua) del noroeste argentino. *Actas 5 Congreso Geológico Argentino*, 3: 355- 385.
- Rhoads, B., 2020. *River Dynamics: Geomorphology to Support Management*. Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/9781108164108
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sediment. Geol.* 15, 213–233. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(76\)90017-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(76)90017-8)
- Riba, O., 1973. Las discordancias del Alto Cardener (Prepirineo catalán). *Ensayo de interpretación evolutiva. Acta Geológica Hispánica* 3, 90–99.
- Riller, U., Hongn, F., 2003. Structural significance of Paleozoic discontinuities on Cretaceous to Quaternary tectonism in the eastern Cordillera, NW-Argentina. *Geophysical Research, Abstracts*, 5.
- Riller, U., Oncken, O., 2003. Growth of the central Andean plateau by tectonic segmentation is controlled by the gradient in crustal shortening. *J. Geol.* 111, 367–384. <https://doi.org/10.1086/373974>
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., Oncken, O., 2001. Late cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 299–311. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00333-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00333-8)
- Rohrmann, A., Sachse, D., Mulch, A., Pingel, H., Tofelde, S., Alonso, R.N., Strecker, M.R., 2016. Miocene orographic uplift forces rapid hydrological change in the southern central Andes. *Sci. Rep.* 6, 1–7. <https://doi.org/10.1038/srep35678>
- Rubin, D.M., Hunter, R.E., 1983. Reconstructing bedform assemblages from compound crossbedding, in: Brookfield, M.E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.), *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier, Amsterdam, pp. 407–427.
- Russo, A., 1972. La estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. *V Congreso Geológico Argentino, Resúmenes*: 29, Villa Carlos Paz.
- Rust, B.R., 1972. Structure and Process in a Braided River. *Sedimentology* 18, 221–245. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1972.tb00013.x>
- Sabino, I.F., 2002. *Geología del Subgrupo Pirgua (Cretácico) del noroeste argentino*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, p 1-260. [Inédito].
- Salfity, J.A., 1978. Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) del norte de Argentina. *Actas 7 Congreso Geológico Argentino*, 1: 505-515. Neuquén.
- Salfity, J.A., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico - Eogénico),

- Argentina. Actas 5 Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 11-26. Buenos Aires.
- Salfity, J.A., Marquillas, R.A., 1994. Tectonic and Sedimentary Evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina, in: Salfity, J.A. (Ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes*. pp. 266–315.
- Salisbury, M.J., Jicha, B.R., de Silva, S.L., Singer, B.S., Jiménez, N.C., Ort, M.H., 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *Bull. Geol. Soc. Am.* 123, 821–840. <https://doi.org/10.1130/B30280.1>
- Schoenbohm, L.M., Carrapa, B., 2015. Miocene-Pliocene shortening, extension, and mafic magmatism support small-scale lithospheric foundering in the central Andes, NW Argentina. *Mem. Geol. Soc. Am.* 212, 167–180. [https://doi.org/10.1130/2015.1212\(09\)](https://doi.org/10.1130/2015.1212(09))
- Schumm, S. A., 1963. The disparity between the present rates of denudation and orogeny. U.S. Geological Survey Professional Paper 454–H.
- Schumm, S. A., 1977. *The fluvial system*. Wiley, New York.
- Schwab, K., 1984. Contribución al conocimiento del sector occidental de la cuenca sedimentaria del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) en el noroeste argentino. Actas 9 Congreso Geológico Argentino, 1:586-604. Bariloche.
- Seggiaro, R.E., Becchio, R., Bercheñi, V., Ramallo, L., 2015, Hoja Geológica 2366-III Susques, provincias de Jujuy y Salta: Buenos Aires, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 414, p. 103.
- Seggiaro, R., Guzmán, S., Pereyra, R., Coppolecchia, M., Cegarra, M., 2016. Neotectónica y volcanismo monogenético Cuaternario sobre el segmento central del lineamiento Calama Olacapato Toro, NO Argentino. *Rev. la Asoc. Geol. Argentina* 73, 468–477.
- Seggiaro, R.E., Villagrán, C.A., Celedrón, M.R., Barrabino, E., Apaza, F.D., 2017. Reactivación de fallas paleozoicas durante la tectónica andina en la Cordillera Oriental-Noroeste Argentino. En: *Relatorio Del XX Congreso Geológico Argentino*. Tucumán, pp. 602–623.
- Seggiaro, R.E., Aguilera, N., Amengual, R., Boso, M., Del Papa, C., Gallardo, E., Galli, C., Hongn, F., Marquillas, R., Ramallo, E. y Sabino, I., 2019. Hoja Geológica 2566-II, Salta. Provincias de Salta y Jujuy. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 440, 92 pp. Buenos Aires.
- Shrock, B.R., 1948. *Sequence in Layered Rocks*. Mc Graw-Hill, N Y. 507 pp.
- Siks, B.C., Horton, B.K., 2011. Growth and fragmentation of the Andean foreland basin during eastward advance of fold-thrust deformation, Puna plateau and Eastern Cordillera,

- northern Argentina. *Tectonics*, 30, 1-27. <https://doi.org/10.1029/2011TC002944>.
- Smith, D.G., Smith, N.D., 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *J. Sediment. Petrol.* 50, 157–164. <https://doi.org/10.1306/212F7991-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Sobel, E.R., Strecker, M.R., 2003. Uplift, exhumation and precipitation: Tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Research*, 15, 431–451. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2003.00214.x>
- Starck, D., Vergani, G., 1996. Desarrollo tecto-sedimentario del Cenozoico en el sur de la provincia de Salta - Argentina. XIII Congr. Geológico Argentino y III Congr. Explor. Hidrocarburos, Actas I 433–452.
- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., Trauth, M.H., 2007. Tectonics and Climate of the Southern Central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 35, 747–787. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140158>
- Strecker, M.R., Sobel, E.R., Hilley, G.E., Bookhagen, B., 2012. Structural, Geomorphic, and Depositional Characteristics of Contiguous and Broken Foreland Basins: Examples from the Eastern Flanks of the Central Andes in Bolivia and NW Argentina. *Tectonics Sediment. Basins Recent Adv.* 508–521. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch25>
- Suppe, J., Chou, G.T., Hook, S.C., 1992. Rates of folding and faulting determined determined From growth strata, in: McClay, K.R. (Ed.), *Trusth Tectonics*. Springer Dordrecht, pp. 105–121. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0>
- Tait, M.A., 2004. Dynamics Eruption Dynamics and Evolution of a Highly Explosive Rhyolitic Volcanic Complex in the High Andes: The Late Miocene Ramadas Volcanic Centre, Andean Puna, Salta Argentina. Ph.D. Thesis, Monash University, Melbourne, Australia.
- Tait, M.A., Cas, R.A.F., Viramonte, J.G., 2009. The origin of an unusual tuff ring of perlitic rhyolite pyroclasts: The last explosive phase of the Ramadas Volcanic Centre, Andean Puna, Salta, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 183, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.02.014>
- Tao, W.C., O'Connell, R.J. 1992. Ablative subduction: a two-sided alternative to the conventional subduction model. *Journal of Geophysical Research*. 97 <https://doi.org/10.1029/91JB02422>
- Tassara, A., Echaurren, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: Three-dimensional

- density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189, 161–168. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05397.x>
- Todd, S.P., 1989. Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology* 36, 513–530.
- Tripaldi, A., 2012. La Formación Vallecito como ejemplo de sedimentación eólica cenozoica de las cuencas andinas del noroeste argentino: paleoambientes y consideraciones estratigráficas y paleoclimáticas. *An. la Acad. Ciencias Exactas Físicas y Nat.* 64, 55–71.
- Tripaldi, A., Limarino, C.O., 2005. Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 343–357. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.04.006>
- Turner, J.C.M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13:15-39.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta). *Acta Geológica Lilloana*, 3:191-226.
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K., Alonso, R.N., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes. *Geology*, 23, 145–148. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0145:COIDDA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0145:COIDDA>2.3.CO;2)
- Vera, C., Baez, J., Douglas, M., Emmanuel, C.B., Marengo, J., Meitin, J., Nicolini, M., Nogues-Paegle, J., Peagle, J., Penalba, O., Salio, P., Saulo, C., Silva Dias, M.A., Silva Dias, P., Zipser, E., 2006. The South American Low-Level Jet Experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 63–78.
- Vilela, C.R., 1969. Descripción geológica de la Hoja 6c, San Antonio de los Cobres. Provincias de Salta y Jujuy. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 110, Buenos Aires.
- Viramonte, J.G., M.A. Galliski, V.A. Saavedra, A. Aparicio, L. García-Cacho, C.M. Escorza y C. Parica, 1984. Edad, génesis y mecanismos eruptivos de las riolitas granatíferas de San Antonio de los Cobres, provincia de Salta. IX Congreso Geológico Argentino. Actas III, 216-233.
- Viramonte, J.G., Reynolds, J.H., del Papa, C., Disalvo, A., 1994. The Corte Blanco garnetiferous tuff: A distinctive late Miocene marker bed in northwestern Argentina applied to magnetic polarity stratigraphy in the Río Yacones, Salta Province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 519–531. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90088-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90088-4)

- Virji, H., 1981. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Mon. Wea. Rev.* 109, 599–610.
- Vlachos, E., Randolfe, E., Sterli, J., Leardi, J.M., 2018. Changes in the diversity of turtles (Testudinata) in South America from the Late Triassic to the present. *Ameghiniana*, 55, 619–643.
- Vuille, M., 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation. *Int. J. Climatol.* 19, 1579–1600. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19991130\)19:14<1579::AID-JOC441>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19991130)19:14<1579::AID-JOC441>3.0.CO;2-N)
- Wentworth, C.K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *J. Geol.* 30, 377–392. <https://doi.org/10.1086/622910>
- Wooldridge, C.L., Hickin, E.J., 2005. Radar architecture and evolution of channel bars in wandering gravel-bed rivers: Fraser and Squamish rivers, British Columbia, Canada. *J. Sediment. Res.* 75, 844–860. <https://doi.org/10.2110/jsr.2005.066>
- Zhou, R., Schoenbohm, L.M., Sobel, E.R., Carrapa, B., Davis, D.W., 2016. Sedimentary record of regional deformation and dynamics of the thick-skinned southern Puna Plateau, central Andes (26–27°S). *Earth Planet. Sci. Lett.* 433, 317–325. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.11.012>

ANEXO

Cálculo de velocidad de paleovientos en función de la granulometría

El movimiento de los granos de arena y su organización en un entorno eólico depende del tamaño y densidad de los mismos, así como de la dirección y velocidad del viento (régimen eólico). Por ende, las fluctuaciones en el régimen del viento se reflejarán en la estructura interna de una duna de arena y en su tamaño de grano. El reconocimiento de estos parámetros es clave para reconstruir el régimen eólico que construyó un campo de dunas de arena (Pye y Tsoar 2009). Para lograr esto, se analizaron y midieron los arreglos espaciales de las estructuras sedimentarias, incluidas las superficies de reactivación y las estratificaciones cruzadas, para determinar la dirección predominante del paleoviento. Los datos fueron restituidos a la horizontalidad. Para los cálculos se utilizó el software Stereonet, versión 10.0 (Richard W. Allmendinger, © 2018) (Allmendinger et al. 2012). Los diagramas de rosas se trazaron en el hemisferio superior (Potter y Pettijohn 1977).

Muestreo y preparación de muestras

El método de muestreo se centró en las variaciones de facies a lo largo de los afloramientos. Se recogieron muestras de al menos 150 gramos (Fig. A1 A). La preparación de la muestra para el análisis textural consistió en el tratamiento con ácido clorhídrico y peróxido de hidrógeno para eliminar el cemento y la materia orgánica, respectivamente. Una

vez eliminado el cemento, se procede al lavado y centrifugado de las muestras (Fig. A1 B, C), con la finalidad de extraer los químicos utilizados. El centrifugado se realiza para separar el sedimento del líquido, y así poder extraer líquido sobrenadante (Fig. A1 C). Este contiene los sedimentos finos de la muestra, por lo que se lo coloca en un tubo de ensayos para que decante, y luego separarlo (Fig. A1 B). Posteriormente, se debe revolver la muestra mediante un dispositivo llamado *Multi- Position Magnetic Stirrer* (Fig. A1 C), que a través de atracción magnética mueve unos imanes, llamados buzos magnéticos (Fig. A1 D) que giran dentro de la muestra. El procedimiento se repite como mínimo 4 veces para garantizar la extracción completa de los químicos utilizados. A medida que avanzamos en los lavados, el tiempo de centrifugado es mayor.





Fig. A1: A) Muestra cruda, sin tratamiento. B) Tubo de ensayo con el sobrenadante de las muestras. El sedimento fino decantó luego del centrifugado. C) Centrifugadora. D) Muestra con los buzos magnéticos, en el proceso de lavado. E) Centrifugadora y dispositivo *Multi-Position Magnetic Stirrer*. F) Tamizadora. G) Tamices lavados luego de tamizar cada muestra.

Una vez eliminado el cemento y los químicos, las muestras se separaron en alícuotas de 100 gramos y posteriormente se tamizaron durante 20 minutos en una tamizadora mecánica semiautomática, accionada por motor, utilizando un juego de tamices estándar ASTM (Fig. A1 F). Se eligieron nueve tamices de apertura 1000, 710, 500, 350, 250, 210, 105 y 74 micrones (Fig. A1 G). En las muestras J11-18-11 y J10-18-20 se agregaron los tamices con apertura 1410 y 2000 micrones debido a que presentaban una granulometría mayor.. Una vez terminado el proceso, se extrae la columna y se procede a pesar el material retenido en cada uno de los tamices, para luego calcular el porcentaje de la fracción retenida sobre el peso total de la muestra (los resultados se observan en las Tablas A1 – A9).

J11-18-11			
Peso	100 g	99,7 g	97,92 g
pasante	Retenido	Peso (g)	
	2000	0,39	0,40
2000	1410	8,62	8,8
1410	1000	18,08	18,46
1000	710	8,51	8,69
710	500	10,57	10,79
500	350	7,88	8,04
350	250	14,73	15,04
250	210	4,24	4,33
210	105	12,44	12,7
105	74	3,85	3,93
74		8,61	8,79

Tabla A2: Muestra J10-18-07			
Peso	100,9 g	100,6 g	99,58
Pasante (μm)	Retenido en maya (μm)	Peso (g)	%
1410	1000	0,08	0,08
1000	710	0,18	0,18
710	500	0,57	0,57
500	350	2,22	2,23
350	250	12,68	12,73
250	210	6,99	7,02
210	105	47,76	47,96
105	74	13,82	13,88
74		15,28	15,34

Tabla A3: Muestra J10-18-08			
Peso	100,1 g	99,64 g	98,18 g
Pasante (μm)	Retenido en maya (μm)	Peso (g)	%
1000	710	-	-

710	500	0,72	0,73
500	350	5,46	5,56
350	250	29,70	30,44
250	210	9,45	9,62
210	105	29,89	30,44
105	74	10,66	11
74		12,3	12,5

Tabla A4: Muestra J10-18-09			
Peso	100,2 g	100,1g	98,5 g
Pasante (µm)	Retenido en maya (µm)	Peso (g)	%
1000	710	-	-
710	500	0,20	0,20
500	350	1,96	2
350	250	17,97	18,2
250	210	8,74	8,9
210	105	43,75	44,4
105	74	14,53	15
74		11,35	11,5

Tabla A5: Muestra J10-18-10			
Peso	100,1 g	96,8 g	96,74 g
Pasante (µm)	Retenido en maya (µm)	Peso (g)	%
1000	710	0,27	0,28
710	500	2,5	2,6
500	350	7,91	8,17
350	250	23,58	24,37
250	210	6,73	7
210	105	29,87	31
105	74	12,90	13,3
74		12,98	13,4

Tabla A6: Muestra J10-18-17			
Peso	100,2 g	99,67 g	98,58 g
Pasante (µm)	Retenido en maya (µm)	Peso (g)	%

1000	710	0,11	0,11
710	500	1,26	1,28
500	350	5,62	5,7
350	250	30,75	31,2
250	210	7,82	8
210	105	37,34	38
105	74	9,33	9,5
74		6,35	6,4

Tabla A7: Muestra J10-18-18			
Peso	100 g	98,73 g	97,69 g
Pasante (μm)	Retenido en maya (μm)	Peso (g)	%
1000	710	0,25	0,25
710	500	1,08	1,1
500	350	2,63	2,7
350	250	14,36	15
250	210	7,59	8
210	105	43,59	45
105	74	16,51	17
74		11,68	12

Tabla A8: Muestra J10-18-20			
Peso	100,1 g	98,83 g	97,56 g
Pasante (μm)	Retenido en maya (μm)	Peso (g)	%
	2000	0,29	0,3
2000	1410	12,1	12,4
1410	1000	3,16	3,2
1000	710	22,11	23
710	500	7,67	8
500	350	4,8	5
350	250	9,49	10
250	210	2,73	3
210	105	14,07	14,4
105	74	9,09	9,3
74		12,05	12,3

Tabla A9: Muestra J10-18-15			
Peso	100,1 g	99,8 g	97,22 g
Pasante (μm)	Retenido en maya (μm)	Peso (g)	%
1000	710	0,38	0,4
710	500	3,06	3,1
500	350	10,40	10,6
350	250	22,51	23,1
250	210	5,57	6
210	105	23,82	24,5
105	74	13,22	13,5
74		18,26	19

Análisis Textural

El análisis textural de los tamaños de grano, la distribución y las estadísticas se realizaron utilizando el paquete estadístico GRADISTAT (Blott y Pye 2001) presentado en la Tabla A2. Los parámetros estadísticos se calcularon aritmética y geoméricamente (en unidades métricas - media (MG), moda (μm), mediana (D50 (μm)) y clasificación (σG)) y logarítmicamente (en unidades phi - media (MZ), moda (φ), mediana (D50 (φ)) y clasificación (σ1)) utilizando el método de momentos y el método gráfico de Folk y Ward (Blott y Pye 2001).

Tabla A10 - Estadísticas de las muestras

Muestra		J10-18-07	J10-18-08	J10-18-09	J10-18-10	J10-18-15b	J10-18-17	J10-18-18	J10-18-20	J11-18-11
Media (M_G):	μm	138,4	171	150,3	166,1	161,7	188	146,2	320,1	410,7
Selección (σ_G):		1,73	1,823	1,723	1,915	2,004	1,727	1,733	3,048	2,873
Media (M_I):	φ	2,853	2,548	2,734	2,59	2,628	2,412	2,774	1,643	1,284
Selección (σ_I):		0,791	0,867	0,785	0,937	1,003	0,788	0,793	1,608	1,522
Moda 1 (μm):		67	300	157,5	300	67	300	157,5	855	1200
Moda 2 (μm):		157,5	67	67	67	300	157,5	67	67	300
Moda 3 (μm):		—	—	300	157,5	—	67	—	1700	67
Moda 1 (φ):		3,908	1,757	2,752	1,757	3,908	1,757	2,752	0,247	-0,243
Moda 2 (φ):		2,752	3,908	3,908	3,908	1,757	2,752	3,908	3,908	1,757
Moda 3 (φ):		—	—	1,757	2,752	—	3,908	—	-0,743	3,908
D ₅₀ (μm):		141,8	192,5	152,1	176,9	172,9	200,8	145,8	386,9	445,1
D ₅₀ (φ):		2,818	2,377	2,717	2,499	2,532	2,316	2,778	1,37	1,168

% Grava muy fina	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,30%	0,40%
% Arena muy gruesa	0,10%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	15,60%	27,10%
% Arena gruesa	0,80%	0,70%	0,20%	2,90%	3,50%	1,40%	1,40%	30,50%	19,90%
% Arena mediana	15,00%	35,80%	20,20%	32,60%	33,90%	38,10%	17,40%	14,60%	23,00%
% Arena fina	42,90%	32,40%	42,10%	30,10%	24,10%	35,10%	41,20%	13,60%	13,80%
% arena muy fina	38,30%	28,60%	35,20%	31,90%	34,90%	24,10%	37,80%	22,90%	14,10%
% Limo y Arcilla	3,00%	2,40%	2,20%	2,60%	3,70%	1,30%	2,30%	2,40%	1,70%

Calculos de velocidad de paleovientos

Las velocidades de los paleovientos se calcularon utilizando la fórmula propuesta por Bagnold (1941):

$$V_{*(t)} = A * \sqrt{\frac{\rho_s - \rho_a}{\rho_a} * g * d} \quad (\text{Ec. 1})$$

donde $V_{*(t)}$ representa la velocidad de cizalla crítica del paleoviento. Este parámetro representa el umbral de velocidad mínimo necesario para que los granos que yacen sobre la superficie del sustrato comiencen a moverse o viajar, y está estrechamente relacionado con las características texturales del sedimento, ya que varía con la raíz cuadrada del diámetro del grano (Bagnold, 1941). A es un coeficiente experimental con un valor de 0,1 para partículas mayores de 0,1 mm. El parámetro ρ_s corresponde a la densidad de un grano de cuarzo, que es de 2650 kg/m³. Esta elección se basa en el hecho de que las arenas eólicas del Miembro Corte Blanco son abundantes en cuarzo, así como en feldespato K y plagioclasa (con densidades de 2500-2600 kg/m³ y 2600-2700 kg/m³, respectivamente). ρ_a es la densidad del aire, cuyo valor es de 0,87 kg/m³ a una altura de 3400–3500 m.s.n.m. (López Steinmetz y López Steinmetz 2018). El parámetro g corresponde a la aceleración de la gravedad y d es el diámetro de la partícula.

Para calcular el umbral de velocidad del paleoviento a una altura z sobre la superficie se utilizó la fórmula propuesta por Bagnold (1941) (Ec. 2) y la propuesta por Pye y Tsoar

(2009) (Ec. 3a y 3b) con el objetivo de compararlos y comprobar la fiabilidad de nuestros datos. La fórmula propuesta por Bagnold (1941) (Ec. 2) es:

$$v_t = 5.75 * V_{*(t)} * \log \frac{z}{k} \quad (\text{Ec. 2})$$

donde 5.75 es un factor de proporcionalidad entre la velocidad del viento y la altura (Bagnold 1941); $V_{*(t)}$ proviene de la Ecuación 1, z es la altura sobre la superficie, y k es la altura focal donde convergen todas las líneas de velocidad, en cuyo punto la velocidad del viento es cero y es igual a $d/30$, donde d corresponde al diámetro del grano. Por otro lado, la fórmula de Pye y Tsoar (2009) es:

$$U/u_{*(t)} = \frac{1}{k} * \ln \frac{z}{z_0} \quad (\text{Eq. 3a})$$

donde $u_{*(t)}$ es la velocidad de cizalla crítica del viento, que es igual a $V_{*(t)}$, y por lo tanto la Ecuación 3a se puede escribir de la siguiente manera:

$$U = \frac{V_{*(t)}}{k} * \ln \frac{z}{z_0} \quad (\text{Eq. 3b})$$

donde U es la velocidad del viento a una altura $z = 2\text{m}$ sobre la superficie; $V_{*(t)}$ proviene de la Ecuación 1, k se conoce como la *constante universal de von Kármán* para flujo turbulento, cuyo valor se toma como 0.40 (von Kármán 1935; Tennekes 1973), y z_0 es la longitud de rugosidad de la superficie, que es aproximadamente $d/30$, y d es el diámetro de partícula.

Para realizar estos cálculos se tuvo en cuenta el tamaño de grano medio de cada muestra (ver Tabla 2, Estadísticas texturales). Así obtuvimos los parámetros correspondientes a la velocidad media de cizalla crítica del paleoviento ($V_{*(t)}$ media) y la velocidad media del paleoviento a una altura z sobre la superficie según Bagnold (1941) ($v_{(t)}$ media), y según Pye y Tsoar (2009) (U_{mean}), para cada muestra. Partiendo de la premisa de que los granos de mayor diámetro necesitarán un umbral de velocidad del viento más alto para iniciar el

movimiento, los valores de diámetro utilizados corresponden al diámetro máximo de grano determinado en cada muestra y, por lo tanto, se puede calcular la máxima velocidad de cizalla crítica del paleoviento necesaria para comenzar a mover un grano con un diámetro igual al tamaño de grano máximo de cada muestra ($V_{(t)}^*$ máx). En consecuencia, la velocidad máxima del viento a una altura de dos metros sobre la superficie se puede calcular para cada muestra según Bagnold (1941) ($v_{(t)} \text{ max}$) y Pye y Tsoar (2009) (U_{max}) (Ver Tabla 4).