

**“ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y DE
MINERALES PESADOS DE LAS UNIDADES
CUARCÍTICAS DE LAS SIERRAS DE CHASICÓ
Y CORTAPIÉ, SECTOR OCCIDENTAL DE LAS
SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES:
INTERPRETACIÓN PRELIMINAR DE LA
PROCEDENCIA SEDIMENTARIA Y
CORRELACIONES”**

**Trabajo Final de Licenciatura
Florenia Madona**

Directores: Norberto J. Uriz - Carlos A. Cingolani

2020

**Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata**



ÍNDICE

RESUMEN	1
1) INTRODUCCIÓN	3
2) GEOLOGÍA REGIONAL Y UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	5
2.1.- Geología Regional	5
2.1.1.- Estratigrafía	5
2.1.1.a.- Basamento	6
2.1.1.b.- Cubierta sedimentaria	8
2.1.2.- Estructura, metamorfismo y deformación	12
2.1.2.a.- Estructura	12
2.1.2. b.- Metamorfismo	13
2.1.1.c.- Deformación	14
2.2.- Ubicación de la zona de estudio	14
2.2.1.- Antecedentes de los afloramientos cuarcíticos en las sierras de Chasicó	17
3) OBJETIVO	19
4) MUESTREO Y TÉCNICAS APLICADAS	20
4.1.- Muestreo	20
4.2.- Petrografía sedimentaria	23
4.3.- Preparación de las muestras para estudio de minerales bajo lupa binocular, MEB (Microscopio Electrónico de Barrido) y análisis de U-Pb	24
4.4.- Microscopía electrónica de barrido	26
4.5.- Geología Isotópica U-Pb	28
5) RESULTADOS PETROGRÁFICOS	29
5.1.-Petrografía sedimentaria	29
5.2.- Descripción petrográfica	30
5.2.1.- Cerro Gregorini	30
5.2.2.- Cerro Cortapié	32
5.2.3.- Campo Pessi	33
5.2.4.- Cerro Colorado	34
5.2.5.- Sierra de Chasicó y Cortapié	37
5.2.6.- Sierra de Curamalal	38

5.2.7.- Sierras de Pigüé y Puán.....	40
5.3.- Clasificación	50
5.4.- Conclusiones parciales del capítulo	51
6) RESULTADOS DEL ESTUDIO DE LA MORFOLOGÍA Y TIPOLOGÍA DE CIRCONES.....	53
6.1.- Selección de las muestras y metodología de trabajo	53
6.2.- Análisis de las muestras	56
6.2.1.- Cerro Gregorini: Muestra 18CG02	56
6.2.2.- Cerro Cortapié: Muestra 18CC03	61
6.2.3.- Zona Cerro Colorado: Muestra 18CL07.....	65
6.2.4.- Sierra de Puán y Pigüé: Muestra 04LL19	69
6.2.5.- Análisis geoestadístico de la morfología de circones	74
6.3.- Conclusiones parciales del capítulo	76
7) RESULTADOS ISOTÓPICOS.....	80
7.1.- Unidades estudiadas	80
7.2.- Edades U-Pb.....	81
Muestra 18CC04 - Cerro Cortapié.....	81
Muestra 18CG02 - Cerro Gregorini.....	82
Muestra 04LL19 - Sierras de Pigüé.....	83
7.3.- Comparación e interpretación de datos	85
7.4.- Testeo estadístico de Kolmogorov – Smirnof (K-S test)	87
7.5.- Edad máxima de sedimentación.....	89
7.6.- Análisis de la procedencia sedimentaria	90
8) CONCLUSIONES.....	97
9) AGRADECIMIENTOS.....	101
10) BIBLIOGRAFÍA.....	102

RESUMEN

En la región occidental de la Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires afloran rocas cuarcíticas expuestas en cerros y lomadas, ubicadas geográficamente entre las lagunas de Las Encadenadas y Los Chilenos, y un poco más al sur de esta última. Estos asomos son reconocidos como Sierras de Chasicó y Cerro Cortapié (o Sierra de los Chilenos). A pesar de que las rocas cuarcíticas allí aflorantes presentan similitudes con las expuestas en el cuerpo principal de la Sierra de Curamalal (Sistema de Ventania), carece de fósiles diagnósticos y/o de estudios más detallados que permitan establecer su relación estratigráfica y litofacial.

En el presente Trabajo Final de Licenciatura (TFL) se realizaron una serie de estudios exhaustivos tendientes a caracterizar la naturaleza mineralógica y petrográfica de dichas unidades cuarcíticas referidas como parte de la sección inferior del Grupo Curamalal (formaciones La Lola y Mascota). Los resultados obtenidos fueron comparados con la sucesión equivalente expuesta en el sector occidental de la Sierra de Curamalal, con el fin de establecer las relaciones estratigráficas y su correlación. Se provee, además, un análisis e interpretación de la procedencia sedimentaria que dio lugar a esta secuencia y su evolución dentro del contexto paleogeográfico gondwánico. Para lograr los objetivos propuestos se llevaron a cabo diversas metodologías, tales como: análisis petrográficos de detalle, estudios de minerales pesados (especialmente circones) y la determinación de las relaciones isotópicas U-Pb en circones detríticos, mediante la metodología LA-ICP-MS.

De esta manera, los resultados petrográficos demuestran la homogénea composición cuarcítica de las unidades, las cuales presentan claras evidencias de deformación tectónica post-depositacional y recristalización, lo que permite definir las como metacuarcitas. Asimismo, se destaca la participación de cristales de feldespatos alcalinos en varias muestras, cuya composición resulta consistente con la de los feldespatos identificados en muestras del Granito Cerro Colorado, sustrato de esta secuencia, sugiriendo una derivación directa de los cuerpos graníticos del área de las Sierras de Chasicó. El detallado estudio de minerales pesados, especialmente el análisis de los parámetros morfológicos y tipología de los circones detríticos, ha resultado una importante herramienta para identificar preliminarmente las variaciones en los aportes detríticos en función a la ubicación geográfica de las muestras estudiadas. Así, se han podido establecer cambios o variaciones en la composición de las contribuciones detríticas, las cuales responderían a una diferenciación evolutiva en función a los diferentes niveles estratigráficos documentados y principales direcciones de paleocorrientes que influyeron en la distribución de los sedimentos.

Finalmente, los análisis isotópicos U-Pb en circones detríticos aportaron una valiosa información para determinar la procedencia sedimentaria y naturaleza de los aportes detríticos. Los resultados fueron contrastados con similares registros publicados de las mismas unidades estudiadas en el ámbito occidental de las Sierras Australes, para establecer con mayor precisión la naturaleza de los aportes sedimentarios y la evolución del relleno de la cuenca, como así también, establecer correlaciones precisas de la secuencia. En este sentido, la aplicación de análisis estadísticos (test estadístico de Kolmogorov – Smirnov) contribuyó en el reconocimiento objetivo de las similitudes y diferencias de las muestras comparadas,

sustentando las interpretaciones a las cuales se han arribado. De esta manera, a partir de los datos recopilados y obtenidos, se logró determinar una sectorización de la cuenca, donde las secuencias ubicadas hacia la región oriental recibieron mayores contribuciones de circones detríticos con edades relacionadas al Ciclo Transamazónico, procedentes del cratón del Río de La Plata expuesto en Tandilia, mientras que hacia el sector occidental (muestras del presente TFL), las unidades se encontraron enriquecidas en circones detríticos con edades vinculadas al Ciclo Pampeano-Brasiliano, mayormente derivadas del propio basamento del Sistema de Ventania, no descartándose otras potenciales áreas de aporte con dichas edades conocidas. Así, se pudo determinar que la escasez o ausencia de circones con edades relacionadas al Ciclo Transamazónico en el sector occidental se relaciona a la presencia del aquí denominado “*Alto Cerro Colorado*”, el cual constituyó una barrera topográfica que no permitió la distribución homogénea de los aportes detríticos en la cuenca.

Como síntesis final del TFL, se logró proponer un modelo paleogeográfico esquemático de la región para el momento de depositación de las unidades basales del Grupo Curamalal, el cual resume los principales rasgos geológicos que influenciaron la dinámica de relleno de la cuenca y las potenciales áreas de aportes sedimentarios dentro del contexto gondwánico.

1) INTRODUCCIÓN

El presente manuscrito constituye el Trabajo Final de Licenciatura de la carrera de Geología, de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, llevado a cabo a partir del apoyo económico parcial del PPID-N031 (Dr. N. Uriz) y las facilidades logísticas de la División Científica de Geología del Museo de La Plata, a cargo del Dr. C. Cingolani, donde tuve un lugar específico de trabajo. Parte del procesamiento de las muestras ha sido realizado en los laboratorios del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG-CONICET-UNLP).

El TFL comprende el estudio geológico comparativo de las unidades cuarcíticas aflorantes en la región occidental de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Sierras de Curamalal) y las serranías ubicadas al oeste de dicho sistema, de las cuales forman parte las Sierras de Chasicó y el Cerro Cortapié. En el ámbito del cordón serrano de Curamalal, las áreas de estudio se encontraron localizadas en el sector del Cerro Calvario y las sierras de Puán y Pigüé, haciendo principal hincapié en las formaciones La Lola y Mascota correspondientes al Grupo Curamalal (Sistema de Ventania). Asimismo, se ha incluido como objetivo de este trabajo, determinar la relación que existe con los cuerpos graníticos aflorantes en el sector de Cerro Colorado, los cuales pueden haber sido potenciales fuentes de aporte para las secuencias cuarcíticas.

Los conjuntos serranos estudiados, quedan comprendidos dentro de los partidos de Tornquist (Cerro Calvario, Sierras de Chasicó, Cerro Cortapié y Cerro Colorado) y Pigüé (sierras de Puán y Pigüé), Provincia de Buenos Aires (Fig. 1). Los afloramientos cuarcíticos de estas dos regiones principales presentan similitudes litológicas, no obstante, se encuentran aislados por depósitos cenozoicos, mediando entre ellos unos 25-30 kilómetros.

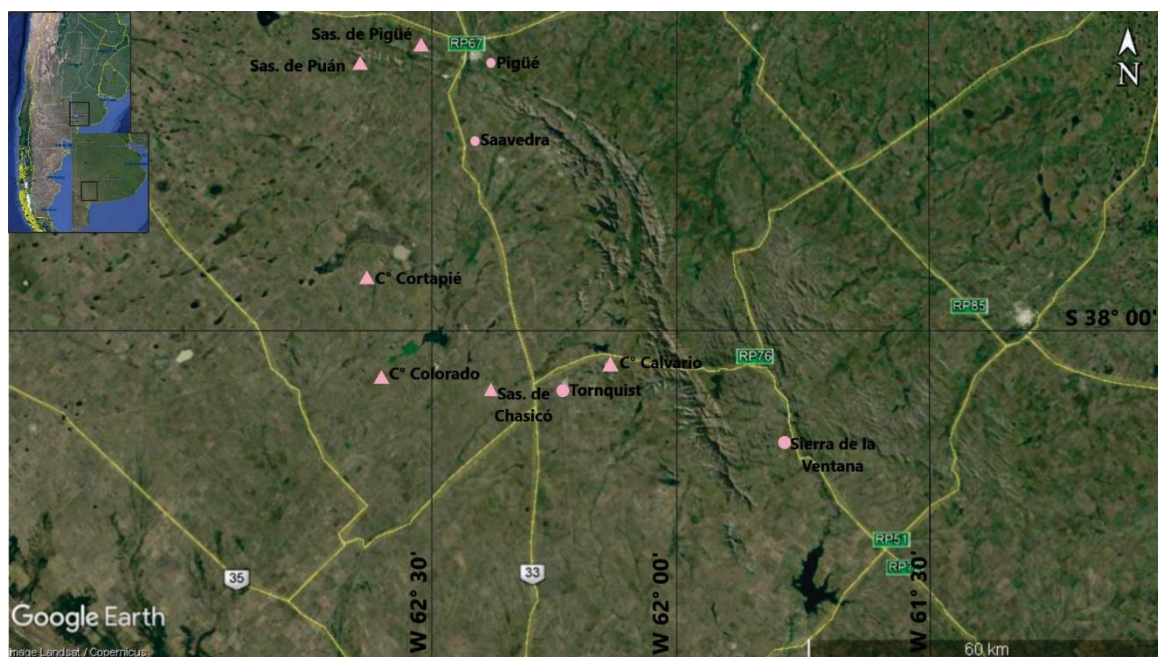


Figura 1: Mapa de la zona de estudio tomado de Google Earth.

De esta forma, la monótona composición litológica y la separación geográfica de las exposiciones, sumado a la complejidad estructural y deformacional que presenta la secuencia, ha dificultado el hecho de poder establecer con certeza si se tratan o no de las mismas unidades cuarcíticas que se observan tanto en la Sierra de Curamalal como en las serranías más occidentales, exhibiendo en cada sector diferentes niveles estratigráficos de la misma secuencia o correspondiendo a repeticiones tectónicas de las unidades. Por lo tanto, la falta de estudios profundos a la fecha, plantea una serie de incógnitas, tales como la identificación de las unidades formacionales involucradas, su correlación, edad y la relación que presentan con el basamento de esta región. Estos interrogantes se tratarán de resolver en el presente Trabajo Final de Licenciatura a partir de la aplicación de diferentes estudios y metodologías (petrografía detallada, análisis de la composición mineralógica, estudio de minerales pesados y análisis U-Pb en circones). La información obtenida de estos estudios aportará datos concluyentes sobre las similitudes o diferencias entre las secuencias cuarcíticas y permitirá caracterizar la procedencia sedimentaria de las unidades estudiadas, así como la edad máxima de sedimentación para las cuarcitas de las Sierras de Chasicó.

En este sentido, para las unidades cuarcíticas aflorantes en Cerro Gregorini, Los Cerritos, Cortapié y La Lola se llevaron a cabo estudios petrográficos y mineralógicos, análisis bajo lupa binocular de minerales pesados (identificación y recolección de circones para estudios morfológicos y dataciones isotópicas U-Pb) y obtención de imágenes de microscopía electrónica de barrido a partir de las cuales se definieron los tipos morfológicos, poblaciones y características de circones detríticos, reconociéndose e interpretándose preliminarmente si los aportes sedimentarios de las secuencias clásticas fueron comunes o no en los sectores de las Sierras de Chasicó, Cerro Cortapié respecto del sector occidental de la Sierra de Curamalal.

Cabe destacar que los estudios petrográficos han resultado clave para la identificación de minerales diagnósticos que puedan ser utilizados no solo como elementos de correlación, sino también para determinar potenciales fuentes detríticas que aportaron al relleno de la cuenca. Para ello, se ha sumado al trabajo, el análisis petrográfico del Granito Cerro Colorado, referido como parte del basamento de las Sierras Australes, con el fin de identificar, a partir de su mineralogía, la incidencia que ha tenido como área de aporte de la secuencia cuarcítica suprayacente. Cabe destacar la existencia de reportes que dan cuenta de la participación de minerales feldespáticos en las cuarcitas del Cerro Gregorini y las sierras de Puán y Pigüé, que podrían derivar de estos cuerpos ígneos (Varela *et al.*, 1985). Por tal motivo, ha sido de sumo interés la identificación de la composición de los feldespatos presentes en las cuarcitas y su comparación con los del Granito Cerro Colorado, para establecer su vinculación y comprender la historia evolutiva entre el basamento cristalino y la secuencia sedimentaria suprayacente.

2) GEOLOGÍA REGIONAL Y UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.1.- Geología Regional

Las Sierras Australes (o Sierra de la Ventana), constituyen un cordón montañoso en el suroeste de la Provincia de Buenos Aires, constituido por un conjunto de sierras definidas como sierras de Curamalal, Ventana, Pillahuincó, Bravard y Tunas. Todo el sistema presenta una estructuración sobresaliente caracterizada por un plegamiento en sentido general NO-SE que afecta a las sucesiones sedimentarias, adquiriendo una forma sigmoidea con una longitud máxima de 160 km (siguiendo la curvatura de las sierras) y ancho máximo de 70 km (en sentido este-oeste). Desde el punto de vista geológico, los sistemas serranos se hallan compuestos esencialmente por secuencias sedimentarias silicoclásticas paleozoicas que representan los depósitos de extensas plataformas desarrolladas en el margen suroeste de Gondwana, hallándose vinculadas a otras sucesiones registradas en Sudáfrica (Sistema Plegado del Cabo), Australia, Antártida (Montes Ellsworth) e Islas Malvinas (Keidel, 1916; Du Toit, 1927, 1937; von Gosen *et al.*, 1990; Cawood *et al.*, 2009).

2.1.1.- Estratigrafía

Las unidades sedimentarias paleozoicas (Schiller, 1930; Harrington, 1947, 1970) se encuentran asentadas sobre un basamento ígneo- metamórfico compuesto principalmente por gneises, meta-granitos y meta-riolitas de edad Neoproterozoico - Cámbrico medio (Cingolani y Varela, 1973; Varela y Cingolani, 1976; Rapela *et al.*, 2003). El basamento aflora escasamente en el sector occidental del Sistema de Ventana, a lo largo del flanco oeste de la Sierra de Curamalal y la llanura que se extiende hacia el oeste (von Gosen *et al.*, 1990) (Figura 2.1.1.1).

La secuencia sedimentaria corresponde a una espesa sucesión paleozoica de naturaleza marino-litoral; la cual comienza con el Grupo Curamalal (Cámbrico medio - tardío? – Ordovícico?), seguido en discordancia por el Grupo Ventana (Ordovícico medio – Devónico medio), y en igual relación continúa el Grupo Pillahuincó (Carbonífero tardío – Pérmico temprano) (Keidel, 1916; Harrington, 1947, 1970, 1972, 1980; Suero, 1972; Andreis, 1984, 1989; Varela 1979; Cellini *et al.*, 1986; Buggisch, 1986; Sellés – Martínez, 2001; Uriz *et al.*, 2008 a y b, 2011, 2012; Ramos *et al.*, 2014).

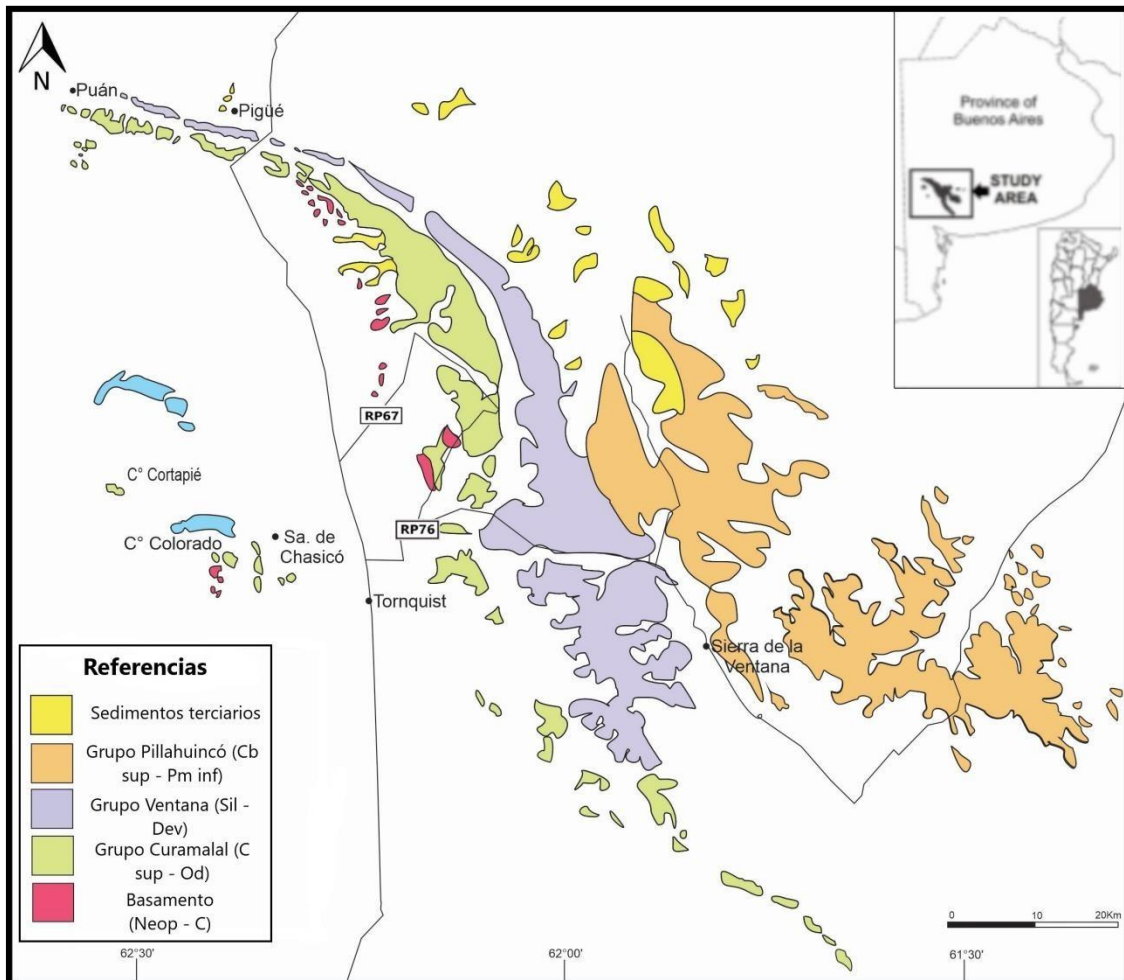


Fig 2.1.1.1: Bosquejo geológico de las Sierras Australes (modificado de Harrington, 1947; Ramos *et al.*, 2014).

2.1.1.a.- Basamento

Los primeros estudios respecto a la presencia de rocas ígneas en la sierra Colorada, pertenecen a Pronsato *et al.* (1918). Estas rocas, de composición granítica, han sido consideradas como parte integrante del “Basamento cristalino” de la región y, como tal, fueron referidas al Precámbrico o a la parte baja del Paleozoico temprano (Harrington, 1947, 1972). Este mismo autor destacó que en el cerro Colorado, las ortocuarcitas del Grupo Curamalal (Formación Mascota) reposan en discordancia sobre el granito. Harrington (1947) considera que las rocas del basamento cristalino de esta región son de edad paleozoica, encontrándose expuestas en el margen occidental de la Sierra de Curamalal y en la llanura adyacente, extendiéndose hasta la Laguna Las Encadenadas. Dichas rocas son de composición granítica están milonitizadas y forman parte de la secuencia evolutiva cortical brasiliana del este sudamericano. Gillardoni (1949) sostuvo que los granitos se presentan en forma de escamas ascendidas a la superficie por movimientos tectónicos. Estudios posteriores más detallados, como los de Kilmurray (1961, 1968 a y b), permitieron caracterizarlos petrográficamente como granitos calco-alcalinos predominantemente leucocráticos, granitos granofíricos, granofiros. Harrington (1970) señaló que el basamento en las Sierras Australes

está íntimamente ligado al plegamiento de las sedimentitas del Grupo Curamalal, por acomodamientos y ajustes estructurales.

En el trabajo de Varela y Cingolani (1973) se obtuvieron edades para los granitoides y las riolitas pertenecientes al basamento del sistema. A los granitoides se le asignaron edades Rb/Sr correspondientes al Precámbrico tardío; mientras que, las riolitas aflorantes en La Mascota y La Ermita arrojaron edades paleozoicas, 427 ± 58 Ma y 392 ± 33 Ma; se interpretó que estas edades surgen como consecuencia de la intensa deformación la cual ocasionó la apertura del sistema isotópico Rb-Sr. Posteriormente, Cuerda *et al.* (1975) proponen la denominación de Grupo Sauce Chico para las rocas graníticas y riolíticas milonitizadas que constituyen el basamento de la zona del Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral. Subsiguientemente, Ballivián Justiniano *et al.* (2020a) redefinieron el Complejo Sauce Chico al cual incorporaron las rocas de basamento aflorantes fuera de la zona del Cerro de Pan de Azúcar – Cerro del Corral. En el interior de los cuerpos graníticos que se encuentran hacia el contacto con la secuencia sedimentaria, las rocas graníticas y riolíticas fueron transformadas a protomilonitas, milonitas, ultra-milonitas y filonitas (Kilmurray, 1968 a y b; Dimieri *et al.*, 1990; von Gosen *et al.*, 1990; Delpino y Dimieri, 1992, 1993; Delpino, 1993). La intensidad de la deformación milonítica se incrementa con la proximidad a los contactos con la cubierta sedimentaria. Así puede observarse que en algunos sectores como en el área de La Mascota, las sedimentitas basales sobreyacen a las riolitas, mediando entre ambas, una franja de rocas miloníticas. La presencia de clastos riolíticos en el conglomerado basal de la Formación La Lola, indica que estas rocas representan la parte superior del complejo ígneo metamórfico, más jóvenes que los granitos, pero más antiguas que los sedimentos paleozoicos. Grecco y Gregori (1993), Grecco *et al.* (2000) y Gregori *et al.* (2005) caracterizaron mediante estudios geoquímicos los cuerpos intrusivos graníticos y los procesos de milonitización. Rapela *et al.* (2003) obtienen edades U-Pb en circones situando a los granitoides del basamento de Ventana en 607 Ma y a las rocas riolíticas en 524 Ma. A partir de las edades de cristalización U-Pb y características geoquímico-isotópicas de las distintas unidades, se reconocieron tres episodios magmáticos en el basamento, un episodio plutónico de edad neoproterozoica (Suite Meyer; Gregori *et al.*, 2005), otro episodio plutónico de edad Cámbrico temprano (Suite Cochenleufú; Gregori *et al.*, 2005) y un evento volcánico de edad Cámbrico medio. Tohver *et al.* (2012) aportan nuevos datos U-Pb (SHRIMP) para el Granito Pan de Azúcar los cuales arrojaron una edad de 581 ± 8 Ma. Los granitos post-tectónicos en Cerro Colorado (531.1 ± 4.1 Ma, 523.8 ± 4 y 533 ± 12), San Mario ($524.3 \pm$ Ma.) y Los Chilenos (533 ± 12 Ma), así como las riolitas de La Ermita (509 ± 5.3 Ma; 505 ± 18), fueron asignados al Cámbrico (Rapela *et al.*, 2003; Tohver *et al.*, 2012). El Granito de Agua Blanca tiene una edad de posible herencia (basada en xenocristales) de 2182 ± 18 Ma que indicaría un basamento Paleoproterozoico en el área como parte del Cratón del Río de la Plata (Tohver *et al.*, 2012). Todos estos cuerpos se encuentran expuestos en el lado occidental de la Sierra de la Ventana debido al transporte tectónico hacia el noreste por fallas de empuje (Cobbald *et al.*, 1986), hallándose deformados y caracterizados por una distintiva fábrica magmática y características químicas. Recientemente Ballivián *et al.*, (2020) recopilaron todos los datos U-Pb disponibles para las rocas de basamento del Sistema de Ventania aportando, además, nuevas edades (Ignimbrita Cerro del Corral 577.3 ± 3.9 ; Granito Loma Marcelo 620.3 ± 2.5 ; Granito Cerro 21 de Septiembre 620.8 ± 5.8 ; Ortogneiss Loma Marcelo 776.5 ± 4.7 y Granito Loma Meyer 783 ± 3.7). Asimismo, en su trabajo, Ballivián *et al.*, (2020) ubicaron al “Complejo Sauce Chico” dentro del contexto geológico regional de Gondwana Occidental, correlacionándolo con el Cinturón Dom Feliciano de Brasil y Uruguay y el Cinturón Gariep de Namibia.

La importante estructuración y deformación de las unidades ígneo-metamórficas que componen el basamento de las Sierras Australes y regiones circundantes han sido estudiadas por diversos autores, siendo el estilo más llamativo el intenso plegamiento y fallamiento que afectó a la cubierta sedimentaria como faja plegada y corrida de piel gruesa (Cucchi, 1966; Cuerda *et al.*, 1975; Varela y Cingolani, 1976; Varela *et al.*, 1986; Cobbold *et al.*, 1986,1991; von Gosen *et al.*, 1990,1991; González *et al.*, 2004; Ballivián Justiniano *et al.*, 2015,2017; Ballivián Justiniano, 2016).

2.1.1.b.- Cubierta sedimentaria

Sobre el basamento cristalino yace una espesa secuencia sedimentaria silicoclástica que lleva la denominación de cada uno de los sistemas serranos que la conforman (Schiller, 1930; Harrington 1947, 1972, 1980), siendo reconocidos de oeste a este como Grupo Curamalal, Grupo Ventana y Grupo Pillahuincó, cada uno de ellos a su vez, conformados por cuatro formaciones (Figura 2.1.1.2).

- **Grupo Curamalal**

El Grupo Curamalal (Harrington, 1947) se registra como el ciclo sedimentario inferior, compuesto por cuatro unidades formacionales que de base a techo son: La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo, alcanzando un espesor *ca.* 1000 metros. Sus afloramientos se extienden desde las sierras de Puán y Pigüé al noroeste, la Sierra de Curamalal, el Cerro Chaco en el sector central y sus prolongaciones hacia el sur en los cerros San Mario, Tornquist, La Ruina, El Águila, Sombra de Toro, de los Vascos, La Calera, de las Piedritas y el Morro de Dorrego. El Grupo Curamalal y el basamento ígneo-metamórfico se encuentran en contacto a través de una discordancia angular o una inconformidad, según el basamento haya estado deformado o no con anterioridad al inicio de la sedimentación paleozoica (Ballivián, 2016). En el área de los cerros Pan de Azúcar - Corral y San Mario, la Formación La Lola se encuentra en contacto directo con el basamento cristalino, mientras que en el Cerro Colorado es la Formación Mascota la que se apoya sobre las rocas de basamento, estando ausente la Formación La Lola (Harrington 1947, 1972, 1980). Sin embargo, Cucchi (1966) infiere para las localidades de los cerros San Mario, Pan de Azúcar y del Corral, un contacto de tipo tectónico por fallas inversas de alto ángulo entre el basamento cristalino y la Formación La Lola. Cucchi (1966) infiere para las localidades de los cerros San Mario, Pan de Azúcar y del Corral, un contacto de tipo tectónico por fallas inversas de alto ángulo entre el basamento cristalino y la Formación La Lola. Finalmente, recientes observaciones realizadas por Ballivián Justiniano *et al.* (2017) en el área cercana a Cerro del Corral, indican que la Formación Mascota aflora directamente sobre las milonitas graníticas, por lo tanto, infieren que el contacto basamento-cubierta paleozoica representa una discontinuidad angular.

La Formación La Lola se caracteriza por presentar conglomerados y areniscas silíceas de grano grueso a mediano y metacuarcitas, abarcando un espesor total de 100 m. Los conglomerados son abundantes, presentan colores violáceos, rojizos y rosados, alcanzando sus

clastos redondeados hasta 50 cm de diámetro. Los rodados están compuestos por cuarcitas, escasas riolitas, pizarras y cuarzo lechoso; los mismos se encuentran cubiertos por areniscas cuarzosas. Cabe destacar la falta de rodados de granitos, aún en la zona del Cerro Pan de Azúcar, donde la unidad se pone en contacto directo sobre este tipo de rocas. En parte, los rodados derivados de rocas cuarcíticas se encuentran estirados tectónicamente como resultado de la deformación sobrepuesta (Schiller, 1930; Cucchi, 1966; von Gosen *et al.*, 1990). Las facies sedimentarias y la proveniencia de estos conglomerados han sido estudiados por Zavala *et al.* (2000), quienes reconocen un ambiente de plataforma proximal, donde la madurez mineralógica de los clastos (dominantemente cuarzosos) y su grado de redondez sugieren que el área de aporte se encontraría cercana. Ramos *et al.* (2014) realizaron dataciones de circones detríticos derivados de los clastos cuarcíticos y de psamitas intercaladas de conglomerados de la Formación La Lola que muestran un pico máximo de 2050-2170 Ma, las cuales junto con el análisis de paleocorrientes sedimentarias (en los rodados imbricados de la Formación La Lola) del noreste vinculan a las unidades de Tandilia, correspondientes al cratón del Río de la Plata, como posible fuente. Continúa de manera concordante y transicional la Formación Mascota, la cual se caracteriza por ser una sucesión cuarcítica y metacuarcítica mayormente de grano fino, en bancos compactos con fractura concoide, de tonalidades predominantemente rosadas a grisáceas. Varela *et al.* (1985) mencionan por primera vez la presencia de areniscas feldespáticas (subarcosas) y sabulitas feldespáticas que ocurren únicamente en el denominado Cerro Gregorini (al noroeste del Cerro Cortapie), en donde se destacan rodados de cuarzo y feldespato potásico de hasta 1 cm de tamaño, en matriz arenosa de grano grueso.

Prosigue de manera concordante la Formación Trocadero, que se halla compuesta por areniscas silíceas de grano fino a mediano y metacuarcitas compactas y macizas. En menor proporción se observan niveles con lentes arcillosos. Entre las areniscas son frecuentes los niveles con estratificación entrecruzada. Finalmente se presenta la Formación Hinojo caracterizada por areniscas de grano fino y metacuarcitas compactas que alternan con rocas esquistosas y filíticas con abundante sericita. Harrington (1947, 1970) propuso una edad silúrica para la Formación Hinojo debido a la presencia de trazas fósiles de *Skolithos*.

Todo el conjunto ha sido interpretado como sistemas deltaicos que evolucionan a sedimentos marinos de plataforma sublitoral hasta nerítico proximal (Andreis y López Gamundí, 1985; Andreis *et al.*, 1989; Zavala *et al.*, 2000). Rodríguez (1988) describió cuatro asociaciones de trazas fósiles halladas en las secuencias arenosas de este Grupo (formaciones Mascota y Trocadero), pudiendo determinar las condiciones paleoecológicas. Dichas asociaciones integran las facies de *Skolithos* y *Cruziana*, pudiendo definir que los sedimentos se depositaron en un ambiente marino de condiciones intermareales (*foreshore*) a submareales (*shoreface*) ya que las icnofacies de *Skolithos* corresponden a un ambiente marino litoral (zona intertidal) y las icnofacies de *Cruziana* a un ambiente marino sublitoral hasta la base de ola.

La edad del Grupo Curamalal, ha sido establecida a partir de los rodados de las riolitas de La Ermita y La Mascota (*ca.* 509-505 Ma; Rapela *et al.*, 2003; Tohver *et al.*, 2012), asignándolo al Cámbrico tardío – Ordovícico.

- **Grupo Ventana**

El Grupo Ventana (no aflorante en la zona de estudio del TFL), suprayace al Grupo Curamalal en relación de discordancia erosiva. La secuencia presenta una composición principalmente cuarcítica. Los afloramientos se extienden desde el sector norte de las sierras de Puán y Pigüé y por las sierras de Bravard y de la Ventana. Este Grupo se divide en cuatro unidades formacionales, que de base a techo son: Bravard, Napostá, Providencia y Lolén.

La Formación Bravard se caracteriza por presentar areniscas conglomerádicas y lentes de conglomerados en la base. Los rodados son de cuarzo, areniscas y metacuarcitas derivados del Grupo Curamalal (Suero, 1972). Por encima se encuentra la Formación Napostá, caracterizada por areniscas silíceas de grano fino y metacuarcitas de grano fino, muy compactas, blancas, en parte con estratificación entrecruzada y fractura concoide, además, en la parte superior se intercalan lutitas pizarrosas. Esta formación presenta icnofósiles de los géneros *Arenicolites*, *Arthropycus*, *Daedalus* y *Skolithos*, entre otras trazas fósiles (Dimieri y Japas 1986; Buggisch 1986, 1987; Rodríguez 1988; Seilacher *et al.*, 2002).

Continúa la Formación Providencia, la cual se compone de areniscas de grano fino y metacuarcitas rojizas y verdosas con intercalaciones de lutitas esquistosas y filitas rojizas y verdosas, que resultan más abundantes en la sección inferior. Finalmente se registra la Formación Lolén, representada por areniscas de grano fino con intercalaciones conglomerádicas, lutitas y filitas muy semejantes a las de la formación anterior. Se incluyen niveles fosilíferos, presentándose braquiópodos de los géneros *Cryptonella* y *Schelwienella*, entre otros (Harrington, 1972, 1980), y restos de licofitas como *Haplostigma* y *Haskinsia* que permiten asignar el techo del Grupo Ventana al Devónico Temprano/Medio (Keidel, 1916; Harrington, 1947, 1970; Andreis, 1964; Cingolani *et al.*, 2002).

El análisis de procedencia basado en circones detríticos del trabajo de Ramos *et al.* (2014) muestra un pico mayor correspondiente al Ciclo Brasileño (564-540 Ma), evidenciando en menor medida circones ordovícicos en las formaciones Napostá y Bravard.

El intervalo estratigráfico para las tres unidades superiores del Grupo Ventana (formaciones Napostá, Providencia y Lolén) comprende el lapso Silúrico – Devónico medio. En los trabajos de Uriz *et al.* (2008 a y b, 2011 y 2012) se han presentado los datos de U-Pb (LA-ICP-MS y SHRIMP) en circones detríticos de estas formaciones registrando patrones de procedencia semejantes con picos principales del Neoproterozoico y Cámbrico - Ordovícico. La edad del Grupo Ventana estaría comprendida entre el Ordovícico Medio y el Devónico Medio.

- **Grupo Pillahuincó**

Finalmente se presenta el Grupo Pillahuincó, aflorando en el sector más oriental del Sistema de Ventania. Las unidades geológicas reconocidas en estas sierras son en orden ascendente las formaciones Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas (Harrington, 1947; Furque, 1973). Este grupo se apoya en discordancia sobre la Formación Lolén (Devónico Inferior – Medio) del Grupo Ventana. La secuencia constituye un registro sedimentario continuo denominado por Andreis *et al.* (1989) como tercer ciclo, el cual registra el evento de glaciación gondwánico del Carbonífero tardío (Pennsylvanio Tardío) a Pérmico temprano (Cisuraliano

temprano). Litológicamente, se caracteriza por la presencia de diamictitas, conglomerados, areniscas y escasas pelitas gris verdosas de la Formación Sauce Grande (Harrington, 1972), alcanzando 900 metros de espesor. Le suceden en concordancia 300 metros de areniscas, limolitas y fangolitas azul negruzcas a verdosas y bancos de areniscas finas amarillentas asignadas a la Formación Piedra Azul. Continúa en concordancia la Formación Bonete, con bancos de areniscas moteadas y pelitas bien estratificadas, de colores gris verdosos, depositadas en ambiente litoral a nerítico proximal con un registro fosilífero de la Fauna *Eurydesma* (Harrington, 1947). Finalmente se presenta la Formación Tunas, representando unos 100 metros de lutitas y fangolitas, portadoras de restos de la Flora de *Glossopteris*. Estas tres últimas formaciones corresponden a secuencias marino-continetales (con registro de tobas intercaladas) que tienen lugar en la etapa postglacial del Paleozoico superior de Gondwana.

En este sentido, edades U-Pb en circones procedentes de niveles tobáceos presentes en la Formación Tunas han sido reportados en los últimos años, lo que permite interpretar que la edad de sedimentación de esta unidad queda comprendida entre 280-315 Ma (Tohver et al., 2008; López-Gamundí *et al.*, 2013; Alessandretti *et al.*, 2013; Ramos et al., 2014; Arzadún *et al.*, 2018; Ballivian Justiniano *et al.*, 2020b).

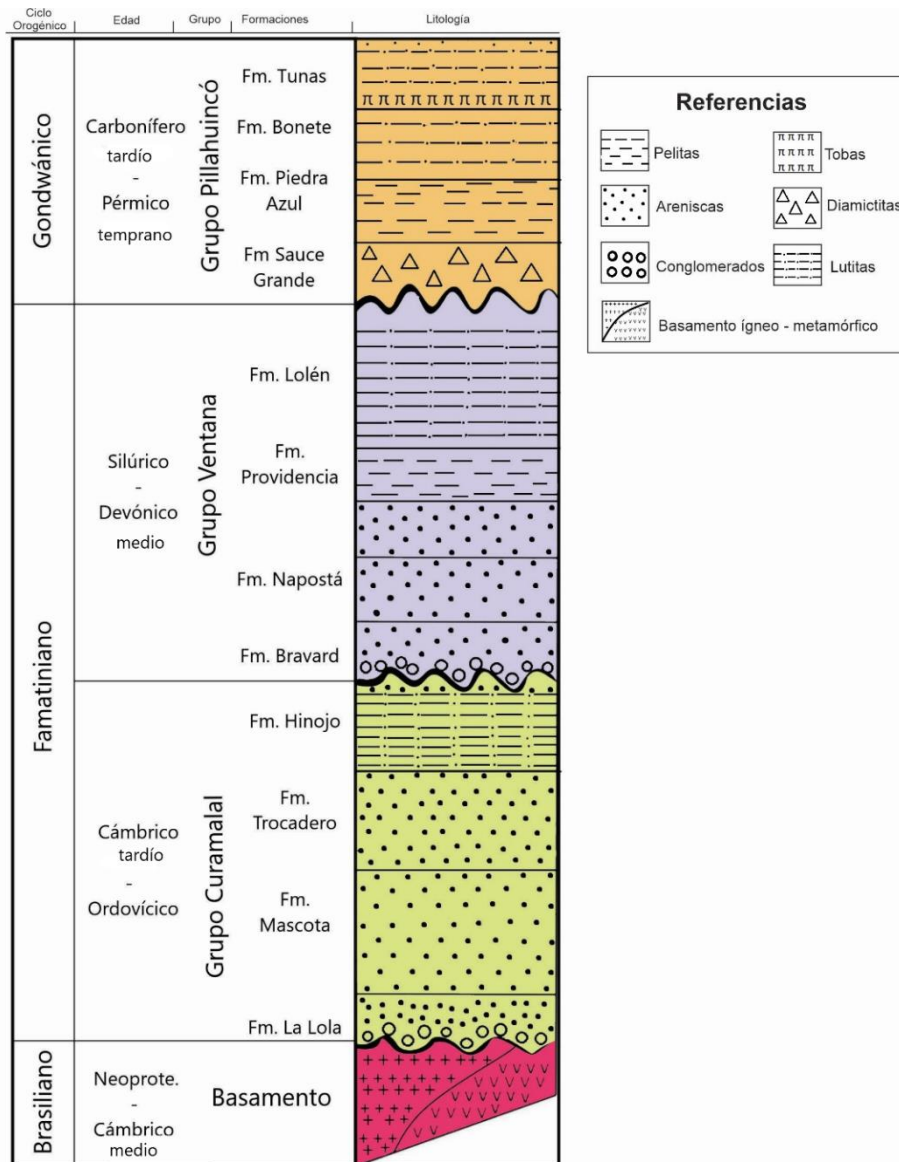


Fig 2.1.1.2: Columna cronoestratigráfica esquemática de las Sierras Australes (basada en Uriz *et al.*, 2011).

2.1.2- Estructura, metamorfismo y deformación

2.1.2.a.- Estructura

Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, se hallan integradas por una sucesión sedimentaria que ha sido deformada en una faja transpresiva plegada en arco de vergencia noreste (Massabie *et al.*, 1999). Burmistrov (1971) propone que los límites del valle interserrano del Sauce Grande estarían dados por fallas directas, asociadas a la formación de un rift de edad cretácica, sin embargo, no proporciona más evidencias que la fuerte pendiente del frente serrano. Sellés-Martínez (2001) reconoce dos regiones, un sector occidental y otro oriental. La región occidental se caracteriza por un plegamiento similar, disarmónico y más intenso que el sector oriental; presentándose además pliegues mesoscópicos del tipo volcado (al NE) con tendencia a ser isoclinales y asociados a fallas inversas con una intensa deformación dúctil en sus limbos (Cucchi, 1966; Kilmurray 1975; Leone, 1986).

El valle interserrano ha sido interpretado como evidencia de la existencia de corrimientos de importancia regional, al igual que los frentes NE y SO de las sierras (Kilmurray, 1975). El basamento aflorante en la porción occidental de la cadena (milonitas y rocas esquistosas) están íntimamente ligados al plegamiento a través del acomodamiento a los pliegues de orden superior de la Formación La Lola, determinados por movimientos diferenciales a lo largo de innumerables planos de cizallamiento (Harrington, 1970). La región rectilínea oriental representada en los cordones orientales de la Sierra de la Ventana y las sierras de las Tunas y Pillahuincó, registra una lineación de plegamiento, con un suave arco cóncavo al SO, con acomodamiento entre las localidades de Sierra de la Ventana y Saldungaray (Keidel, 1916; Suero, 1957 y Harrington, 1970). Los ejes de los pliegues presentan buzamientos constantes en dirección SE. Puede apreciarse una geometría de plegamiento menos intenso que en la región occidental, con pliegues de tipo paralelo, localmente similar (Suero, 1957), con longitudes de onda y amplitudes sensiblemente menores que en el sector occidental, planos axiales subverticales y clivaje menos desarrollado (Llambías y Prozzi, 1975).

En síntesis, se debe destacar que uno de los aspectos estructurales más importantes dentro de la deformación de la cubierta sedimentaria es la vergencia dominante de las estructuras de las sierras de Curamalal y de la Ventana (Schiller, 1930; Harrington, 1947, 1970). Las estructuras más importantes tales como el plegamiento volcado o invertido con sus superficies axiales buzantes al sudoeste, las foliaciones de plano axial como las de las formaciones Lolén y Sauce Grande también buzantes al sudoeste y las fallas de carácter inverso, indican un sentido de movimiento de la masa rocosa desde el sudoeste hacia el noreste.

2.1.2. b.- Metamorfismo

Tanto el basamento como la cubierta sedimentaria han experimentado metamorfismo dinámico y regional. Dentro de las sierras, la mayor intensidad metamórfica fue acompañada por una tensión y una recristalización dinámica de los granos detríticos de cuarzo y de illita (Buggisch 1987, von Gosen *et al.*, 1991). Cabe destacar que los grados máximos ocurren en la parte central del cinturón y en la parte cóncava del arco noroeste, sin embargo, el mayor grado metamórfico de la cubierta sedimentaria deformada no supera los niveles inferiores de las facies de esquistos verdes. El sector oriental de las sierras se caracteriza por presentar niveles de anquimetamorfismo y diagénesis.

El desarrollo de una intensa cataclasis, la presencia de abundantes venaciones cuarcíticas, así como la de brechas hidráulicas y de fajas de cizallamiento dúctil están indicando que el material fue sensiblemente debilitado por la presencia y acción de los fluidos (Sellés-Martínez, 2001). Leguizamón y Teruggi (1991) describen en las Sierras Australes la acción de un doble metamorfismo sobrepuesto a diagénesis, un mecanismo dinámico resultante del plegamiento y sus fuerzas cizallantes, que originó fábricas de tipo romboclivaje y anastomoclivaje, y un metamorfismo regional de muy bajo grado (esquistos verdes), que dio origen a microfábricas de tipo borde almenado, constituidas por moscovita y cuarzo.

2.1.1.c.- Deformación

Los primeros estudios vinculados a la interpretación de la deformación del sistema serrano se deben a Hauthal (1892, 1901), Schiller (1930), Keidel (1945), entre otros. Años más tarde, Borrello (1969, 1971) refiere a esta región como un migeosinclinal y Harrington (1970), Kilmurray (1975) y Varela (1978) la describen como una cadena montañosa aulacogénica intracratónica. Posteriormente surgieron varios modelos que tratan de interpretar el origen y evolución tectónica de esta región, tales como los propuestos por Martínez (1980) y Dalmayrac *et al.* (1980). Es de destacar la propuesta geotectónica de Ramos (1984, 1988), quien considera como hipótesis que la Patagonia es un terreno alóctono a Gondwana, el cual colisiona hacia el Pérmico-Triásico, causando los plegamientos y corrimientos del Sistema de Ventania y el desarrollo de un arco magmático en la zona del Macizo Nordpatagónico. Estudios microestructurales de detalle, como los llevados a cabo por Cobbold *et al.* (1986), Rossello *et al.* (1977) y Japas (1999), permitieron definir una deformación por transpresión dextral. Sellés Martínez (1989) propuso que se trata de una cizalla dentro de un régimen transpresivo sinistral. Más tarde, Cobbold *et al.* (1991) postularon la existencia de zonas de deformación intracontinental en el sudoeste del Gondwana durante tiempos permo-triásicos, a partir de un margen compresivo oblicuo de tipo Andino. Otros trabajos como los de Cobbold *et al.* (1986), Buggisch (1987), von Gossen *et al.* (1991) y Varela *et al.* (1985) aportan información acerca de la deformación, sus características y la edad de la misma, basados en estudios petrotectónicos. Sellés Martínez (1986, 1989) y Rossello *et al.* (1977) sugieren también un modelo transpresivo con una fase de deformación principal ocurrida durante la depositación de la Formación Tunas (Kunguriano - Wordiano), que presenta capas de tobas relacionadas a actividad volcánica explosiva (López Gamundi *et al.*, 1995). Gregori *et al.* (2008) integran las direcciones de compresión en los movimientos de bloques miloníticos en las áreas de Ventania-Norte de la Patagonia y su comparación con el Cinturón Plegado del Cabo en Sudáfrica, reforzando los modelos de interpretación compresiva. López Gamundi *et al.* (1995) restringieron la edad de la deformación de las Sierras Australes entre el Pérmico temprano tardío y el Pérmico tardío, basados en la presencia de sedimentación sinorogénica de la Formación Tunas (Grupo Pillahuincó).

La deformación es considerada de edad Pérmico – Triásico temprano a partir de las bases estratigráficas y criterios estructurales (Varela *et al.*, 1985; Cobbold *et al.*, 1986; Buggisch, 1987; von Gosen *et al.*, 1990; López-Gamundí *et al.*, 1995; Rossello *et al.*, 1997). Además, dataciones K-Ar en illitas del Grupo Curamalal brindaron edades de 282 ± 3 a 257 ± 8 Ma (Varela *et al.*, 1985; Buggisch, 1987).

2.2.- Ubicación de la zona de estudio

La zona de estudio se encuentra en los partidos de Tornquist y Pigüé, región occidental de las Sierras Australes, donde afloran rocas cuarcíticas expuestas en cerros y lomadas que se destacan en la suave topografía circundante correspondientes a la Sierra de Chasicó, de la cual forman parte los cerros Gregorini y Cortapié. En esta región, se encuentran aflorando en el área del Cerro Colorado, al sureste de la Sierra Chasicó, rocas graníticas que conforman parte del basamento de esta región las cuales han sido analizadas para establecer su vinculación con

las cuarcitas suprayacentes (Figura 2.2.1).

El área de trabajo se encuentra delimitada por las siguientes coordenadas: hacia el noroeste $37^{\circ}37'55,70''$ S / $62^{\circ}39'41,30''$ O, en el noreste $37^{\circ}45'16,80''$ S / $62^{\circ}11'5,40''$ O, hacia el sureste $38^{\circ}5'19,30''$ S / $62^{\circ}11'40,30''$ O y en el suroeste $38^{\circ}4'6,80''$ S / $62^{\circ}27'36,10''$ O. El acceso a la zona de estudio se puede realizar a partir de la Ruta Nacional N° 33 y las rutas provinciales N° 67 y 76. En las Figuras 2.2.2 y 2.2.3 se muestran fotografías de los afloramientos de la zona de estudio.

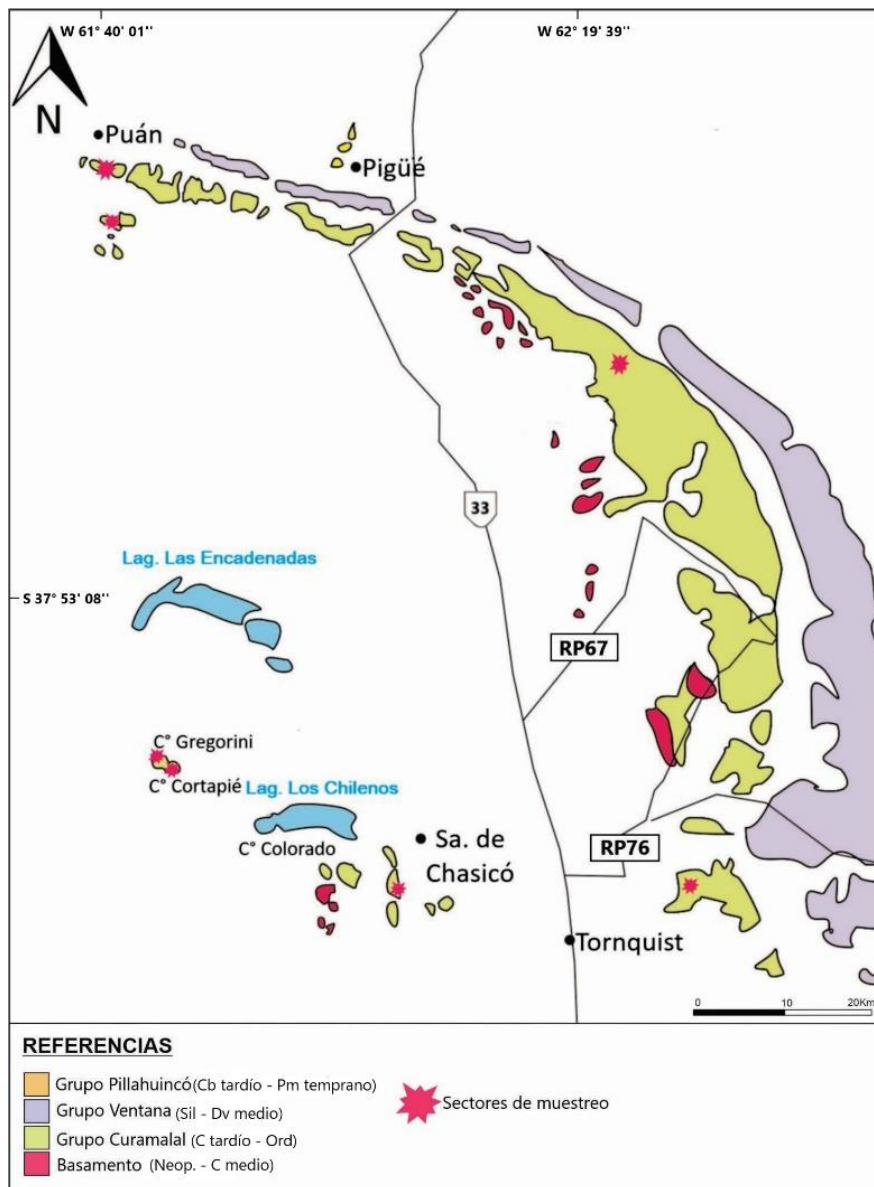


Fig 2.2.1: Mapa geológico de detalle de la ubicación de la zona de estudio (modificado de Harrington, 1947; Ramos *et al.*, 2014).

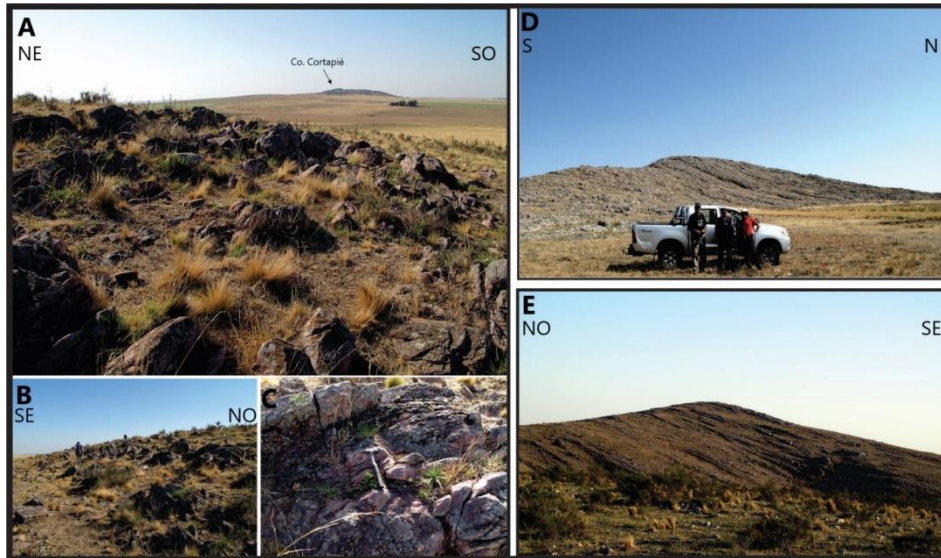


Fig 2.2.2: A, B y C) Corresponden a los afloramientos de las cuarcitas en el Cerro Gregorini; D) Cuarcitas en el Cerro Cortapié y E) Cuarcitas expuestas en el Cerro Colorado.

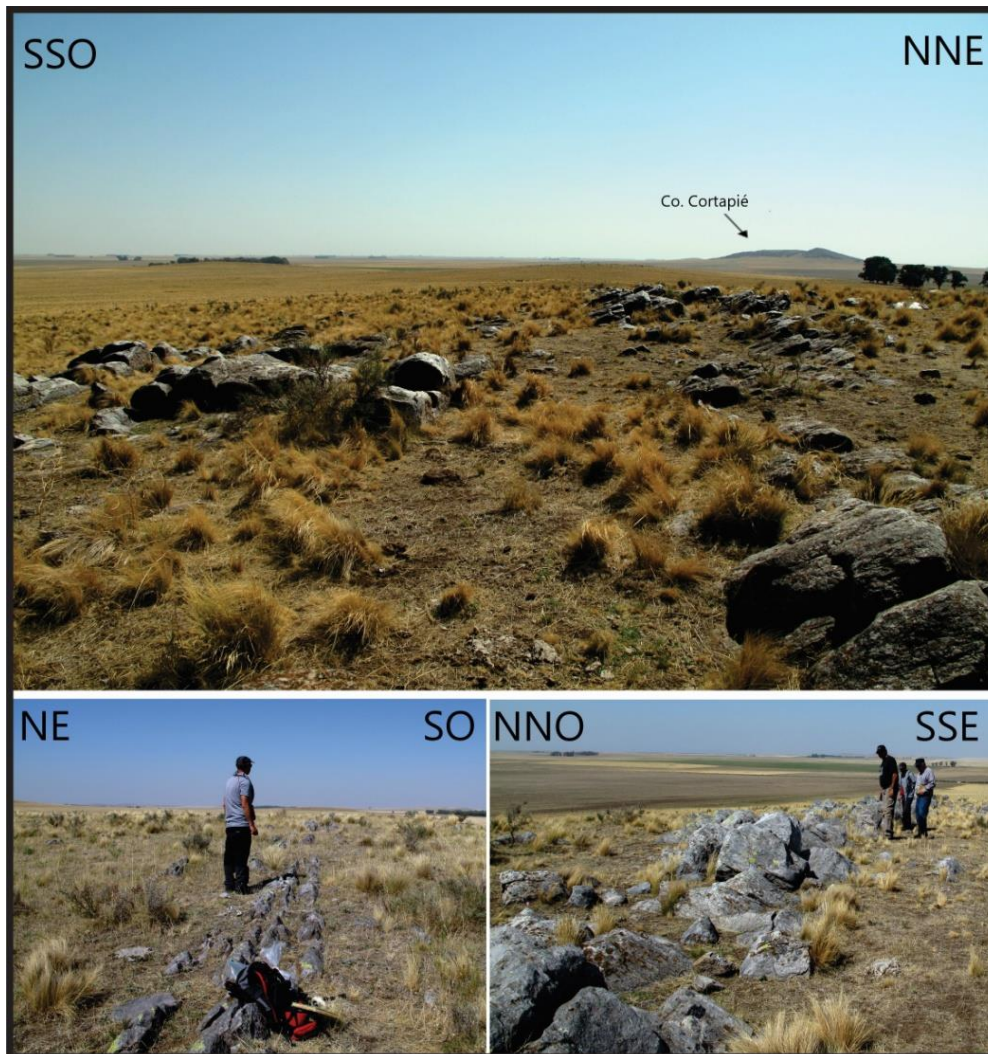


Fig 2.2.3: Niveles cuarcíticos aflorantes en el área del campo de Pessi, Sierra de Chasicó.

2.2.1.- Antecedentes de los afloramientos cuarcíticos en las sierras de Chasicó

Harrington (1947, 1970) destacó, para el área del Cerro Colorado, un contacto discordante entre las ortocuarcitas de la Formación Mascota, asignada al Cámbrico inferior? - Ordovícico y el basamento ígneo-metamórfico Neoproterozoico - Cámbrico medio. Llambías y Prozzi (1975) indicaron que entre las rocas graníticas del Cerro Colorado y las cuarcitas existe un borde de enfriamiento constituido por rocas de textura granofírica que podría evidenciar una relación de intrusividad. Varela *et al.* (1985) estudian la estructura y composición geológica del sector suroccidental de las Sierras Australes, que incluye al cerro Colorado, concluyendo que el contacto entre granitos y cuarcitas es de carácter tectónico. Los mismos autores se refieren a la edad e implicancias geotectónicas del granito del Cerro Colorado, al que le asignan una edad Rb-Sr de 487 ± 15 Ma. Rapela *et al.* (2003) y Tohver *et al.* (2012) obtuvieron más recientemente edades U-Pb que indican edades comprendidas entre 533 y 524 Ma. Asimismo, informan la presencia de areniscas feldespáticas y sabulitas feldespáticas observables en el Cerro Gregorini, inmediatamente al noroeste del Cerro Cortapié, asignadas a la Formación La Lola (base del Grupo Curamalal), donde hasta el momento no se había registrado una litología similar en la región (Varela *et al.*, 1985).

Algunos autores incluyen dentro del Grupo Curamalal a las sedimentitas cuarcíticas que se encuentran aflorando en la Sierra Colorada (en su porción nororiental) y en los Cerros Cortapié y Chasicó (Harrington 1947, Varela *et al.*, 1985), mientras que Kilmurray (1965, 1975) los desvincula y las asigna a la Formación Los Chilenos (Cámbrico-Ordovícico). Litológicamente, para esta región se destacan cuarcitas conglomerádicas, sabulíticas, de tonalidades gris claro, con clastos subredondeados de hasta 1 cm de diámetro y matriz arenosa, seguidas por cuarcitas de grano medio con niveles conglomerádicos y sabulíticos.

Si bien, por el momento las rocas cuarcíticas de las Sierras de Chasicó son estériles en cuanto al contenido fosilífero, en los recientes trabajos de campo realizados para el presente TFL, se documentó la presencia de trazas de *Skolithos* en niveles de areniscas cuarcíticas de grano medio a fino en la zona de la Sierra de Chasicó (Campo de Pessi), siendo consistente con lo publicado por Rodríguez (1988) para los afloramientos cuarcíticos de la Sierra de Curamalal (Fig. 2.2.1.1).



Fig 2.2.1.1: Trazas fósiles de *Skolithos* en las cuarcitas aflorantes en el área del campo Pessi, Sierra de Chasicó.

Entre los trabajos más recientes sobre las cuarcitas de esta región Ramos *et al.* (2014) realizaron estudios tendientes a caracterizar la procedencia sedimentaria de estas unidades silicoclásticas, comparando los registros con aquellos documentados para las cuarcitas de las formaciones La Lola y Mascota expuestas en la Sierra de Curamalal. En su trabajo, Ramos *et al.* (2014) obtuvieron edades U-Pb de cuatro muestras, referidas a las formaciones La Lola y Mascota, que permitieron definir una edad máxima de sedimentación de 534 Ma; estos resultados indicarían que las rocas cuarcíticas serían algo más antiguas que el Granito de Los Chilenos (533 Ma, Tohver *et al.*, 2012), pero las observaciones de campo favorecen la hipótesis que la Formación Mascota es más joven que el granito, coincidiendo con los criterios utilizados en el mapa de Harrington (1947) y otros autores.

Los primeros datos sobre circones detríticos aportados por Ramos *et al.* (2014) y en la presente contribución, aportan nuevas edades U-Pb en circones detríticos de las cuarcitas aflorantes en los cerros Gregorini y Cortapié que corresponden a la Formación Mascota y una muestra de las cuarcitas expuestas en la Sierra de Pigüé, asignada como parte de la Formación La Lola.

3) OBJETIVO

El presente trabajo tiene como objetivo realizar el análisis petrográfico y de minerales pesados de las unidades cuarcíticas de las sierras de Chasicó y Cortapié (sector occidental de las Sierras Australes de Buenos Aires) con el fin de establecer relaciones estratigráficas y correlaciones entre las unidades mencionadas y las rocas cuarcíticas aflorantes en la Sierra de Curamalal dentro del Sistema Ventania. Por otro lado, se pretende reconocer la composición mineralógica del Granito Cerro Colorado, expuesto en la zona de estudio, el cual forma parte del basamento y sobre el que se disponen en aparente discordancia las secuencias cuarcíticas que son portadoras de granos feldespáticos, algo muy poco común en el Grupo Curamalal. De esta manera, la identificación de minerales diagnósticos permitirá precisar si actuó como una de las posibles fuentes de aportes detríticos para estas unidades.

Como tarea secundaria relacionada a las metodologías de trabajo, la concentración de minerales pesados de las distintas unidades estudiadas, especialmente los circones detríticos, permitirán contar con el material necesario para efectuar nuevos análisis isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS). Estos nos permitirán obtener diferentes registros y patrones de edades de circones que nos brindarán información acerca de la fuente de los aportes detríticos principales, como así también, la edad máxima de sedimentación de las unidades identificadas en la secuencia.

No obstante, los estudios planteados en el presente TFL aportarán una visión preliminar y original de la procedencia sedimentaria que dio lugar a dicha secuencia en el ámbito de las Sierras Australes, permitiendo que estos datos sean incorporados a la discusión dentro del contexto paleogeográfico del Gondwana.

4) MUESTREO Y TÉCNICAS APLICADAS

4.1.- Muestreo

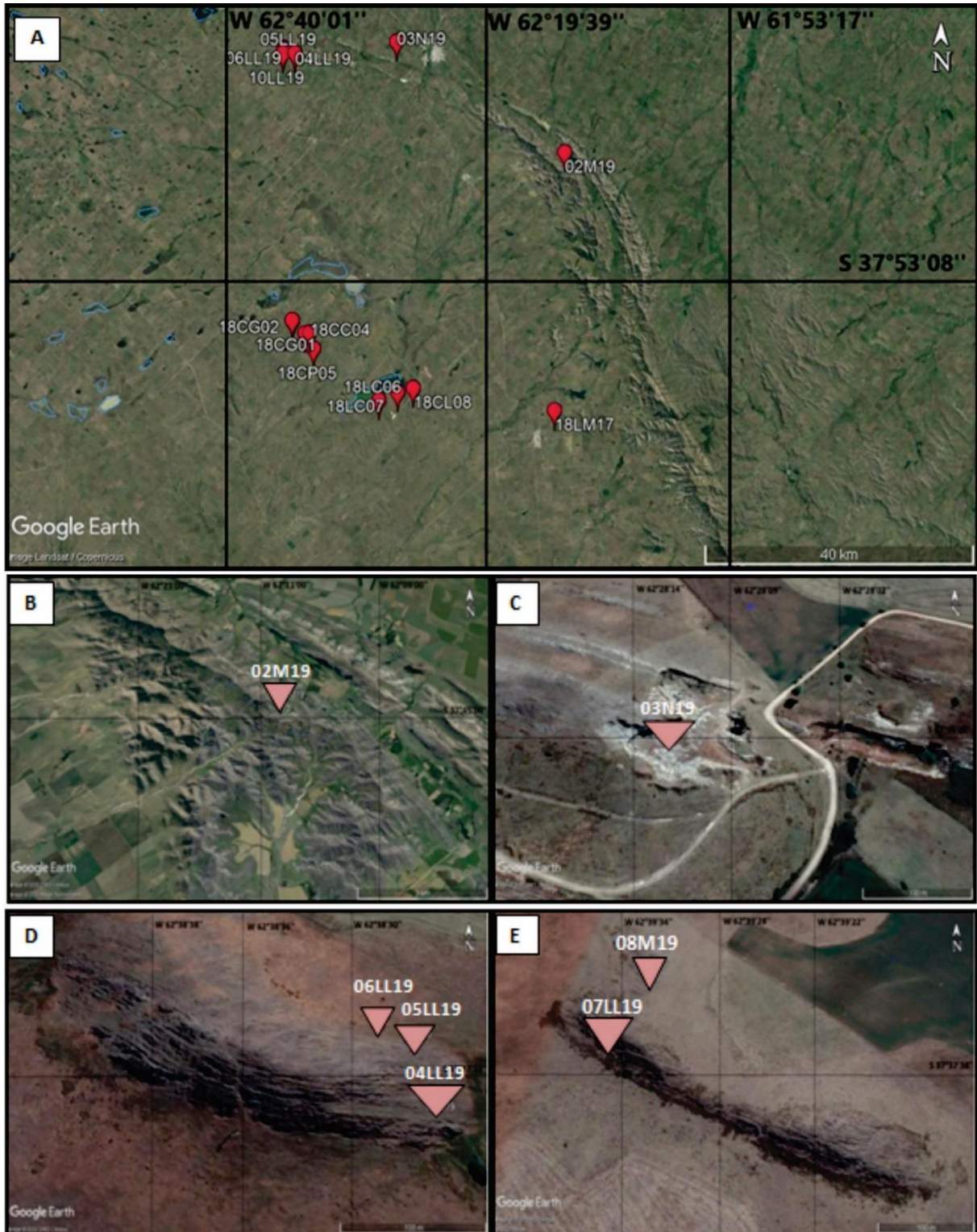
A partir de las campañas llevadas a cabo entre los años 2018 y 2019 por los Dres. Cingolani y Uriz, con el apoyo logístico del Lic. Sergio Rodríguez y el Sr. Gastón Weimann, se recolectaron un total de 19 muestras en las áreas del Cerro Gregorini, Cerro Cortapié y unidades cuarcíticas de la Sierra de Curamalal, tanto en el sector centro-occidental de las sierras, como en el sector de las denominadas Sierras de Pigüé, en el extremo noroeste del Sistema Ventania.

Las muestras colectadas se destinaron a estudios petrográficos, identificación de minerales pesados y análisis isotópicos U-Pb. Para tales fines, un total aproximado de 3 a 5 kg de roca fue muestreado en cada caso, que fueron procesados posteriormente en el laboratorio del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG-CONICET-UNLP) y dependencias del Museo de La Plata (División Científica de Geología y Servicio de Microscopía Electrónica de Barrido, FCNyM-UNLP).

En la Tabla 4.1.1 se detallan las coordenadas y el tipo de análisis que se efectuó a cada muestra, en tanto que en la Figura 4.1.2 se presentan las imágenes Google Earth indicando la ubicación geográfica de cada muestra.

N° de muestra	Ubicación	Coordenadas - Altura	Actividad realizada
18CG01 18CG02	Cerro Gregorini	37° 58' 44.5" S / 62° 38' 20.5" O - 350 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica MEB, Análisis isotópicos U-Pb
18CC03 18CC04	Cerro Cortapie	37° 59' 36.5" S / 62° 36' 35.5" O - 273 m.s.n.m.	MEB, Descripción Petrográfica Análisis isotópicos U-Pb
18CP5	Campo Pessi	38° 00' 50.1" S / 62° 36' 10.7" O - 261 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
18LC06	Cerro Colorado	38° 04' 46.1" S / 62° 29' 28.5" O - 295 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
18LC07	Zona Cerro Colorado	38° 04' 06.8" S / 62° 27' 35.1" O - 280 m.s.n.m.	MEB
18CL08	Sierra de Chasicó	38° 03' 46.6" S / 62° 26' 00.7" O - 283 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
18LM17	Sierras de Curamalal (Cerro Calvario)	38° 05' 19.3" S / 62° 11' 40.3" O - 389 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
02M19	Sierra de Curamalal	37° 37' 31.3" S / 62° 39' 33.3" O - 368 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
09M19	Sierra de Pigüé y Puán	37° 45' 16.28" S / 62° 11' 05.17" O - 1000 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
08M19		37° 37' 30.55" S / 62° 39' 34.93" O - 1000 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
03N19		37° 36' 53.78" S / 62° 28' 12.90" O - 1000 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
04LL19		37° 37' 54.00" S / 62° 38' 28.30" O - 1000 m.s.n.m.	MEB, Análisis isotópicos U-Pb, Descripción Petrográfica
05LL19		37° 37' 50.69" S / 62° 38' 29.45" O - 1000 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
06LL19		37° 37' 51.12" S / 62° 38' 29.54" O - 1000 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
07LL19		37° 37' 35.04" S / 62° 39' 34.97" O - 1000 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
10LL19		37° 37' 55.12" S / 62° 39' 07" O - 1000 m.s.n.m.	Descripción Petrográfica
GRANITO		Cerro Colorado	38° 04' 46.1" S / 62° 29' 28.5" O - 295 m.s.n.m.

Figura 4.1.1: Muestras colectadas durante la campaña 2018-2019. Se detalla la ubicación geográfica, coordenadas/altura y el análisis que se efectuó en cada muestra.



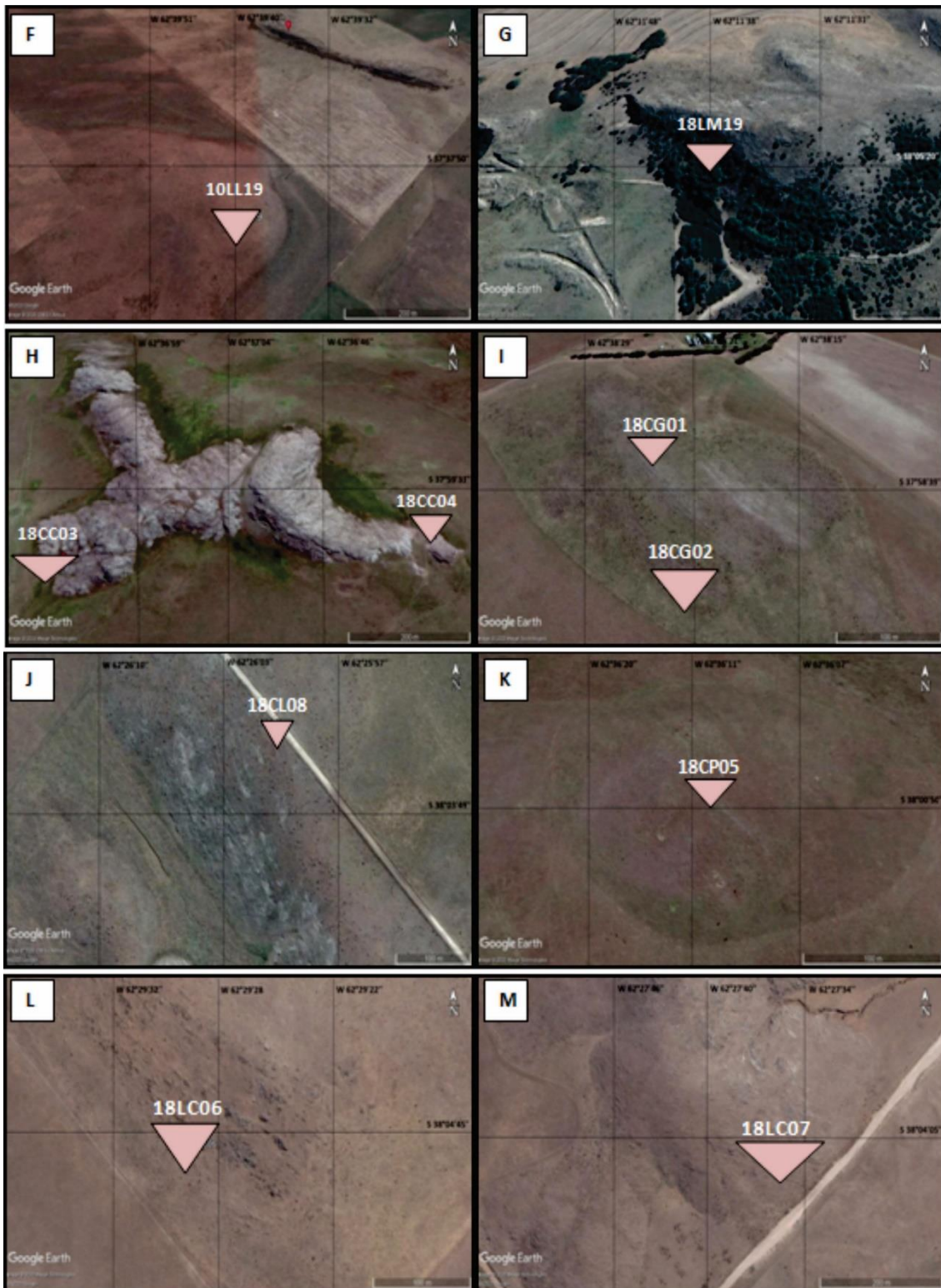


Fig 4.1.2: Ubicación geográfica de las muestras A) Imagen general de la región estudiada con los puntos de toma de muestra. Las siguientes imágenes son de detalle de los diferentes sectores muestreados: B) Sector de la vertiente occidental de la Sierra de Curamalal. C) Cantera de cuarcitas de la Sierra de Pigüé. D), E) y F) Sierras próximas a la localidad de Puán. G) Cerro Calvario. H) Cerro Cortapié. I) Cerro Gregorini. J), L) y M) Zona de Cerro Colorado. K) Campo Pessi. Imágenes tomadas de Google Earth.

4.2.- Petrografía sedimentaria

Fueron analizadas 15 muestras correspondientes a rocas cuarcíticas y una al Granito Cerro Colorado mediante estudios petrográficos de detalle. El estudio de las secciones delgadas comprende el análisis de la composición mineralógica/petrográfica, texturas, identificación de minerales pesados y otros aspectos de interés. Los trabajos petrográficos descriptivos fueron realizados en la División Científica de Geología, Museo de La Plata (DCG-MLP) (Fig 4.2.1). En el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG-CONICET-UNLP) se realizó la toma de fotografías de los cortes delgados y el conteo de puntos (Fig 4.2.2) para clasificar petrográficamente la roca mediante los triángulos de Pettijohn *et al.* (1972) y Folk *et al.* (1970) y determinar así la moda de minerales detríticos en la caracterización de la procedencia sedimentaria utilizando los diagramas de Dickinson *et al.* (1983).

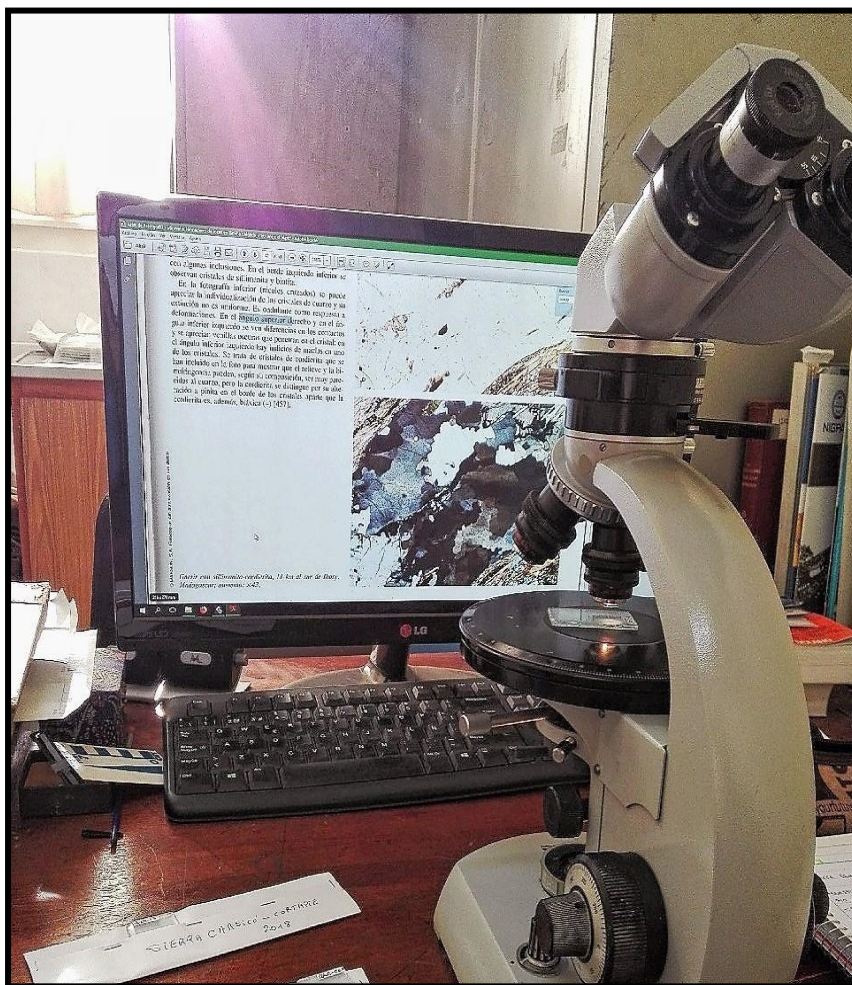


Fig 4.2.1: Equipo utilizado en el trabajo petrográfico (DCG-MLP).



Fig 4.2.2: Equipo utilizado para el conteo de puntos de cada corte delgado (CIG-CONICET-UNLP).

4.3.- Preparación de las muestras para estudio de minerales bajo lupa binocular, MEB (Microscopio Electrónico de Barrido) y análisis de U-Pb.

Para el estudio de minerales bajo lupa binocular y la concentración de minerales pesados, las muestras fueron procesadas en el Centro de Investigaciones Geológicas donde se procedió al lavado y secado del material rocoso, para efectuar luego la trituración y molienda mediante la trituradora de doble mandíbula, obteniendo un tamaño de grano adecuado para la liberación de los minerales pesados de interés.

El material triturado fue tamizado, colectando las fracciones resultantes de los tamices de malla ASTM #30, #80 y fondo o pasante de este último (Fig 4.3.1).

Una vez separadas las muestras en diferentes fracciones granulométricas, se utilizó la más fina (fondo) para realizar la concentración de minerales pesados.

Esta fracción se lavó repetidamente con agua en un vaso de precipitados (Fig 4.3.2), eliminando el líquido sobrenadante que contiene el material tamaño arcilla producto de la molienda. La muestra limpia es procesada en un recipiente con agua, donde por medio de bateas se eliminan los granos livianos de los pesados mediante movimientos elípticos, aprovechando la diferencia de densidades de los mismos. De esta manera se obtiene un pre-concentrado de minerales pesados.

El material pesado colectado en la batea es inmerso en alcohol en una cápsula de Petri bajo lupa binocular (Fig 4.3.3.A) donde se terminan de concentrar los minerales pesados, eliminando los de minerales livianos que han quedado con el uso de una pipeta. Finalmente, la concentración de aquellos minerales pesados de interés se efectúa mediante la técnica de “hand picking” (Fig 4.3.3.B).



Fig 4.3.1: Foto de los tamices y las fracciones resultantes en el Laboratorio de Molienda (CIG-CONICET-UNLP).



Fig 4.3.2: Representación del lavado de la fracción más fina de muestra en el vaso de precipitados.

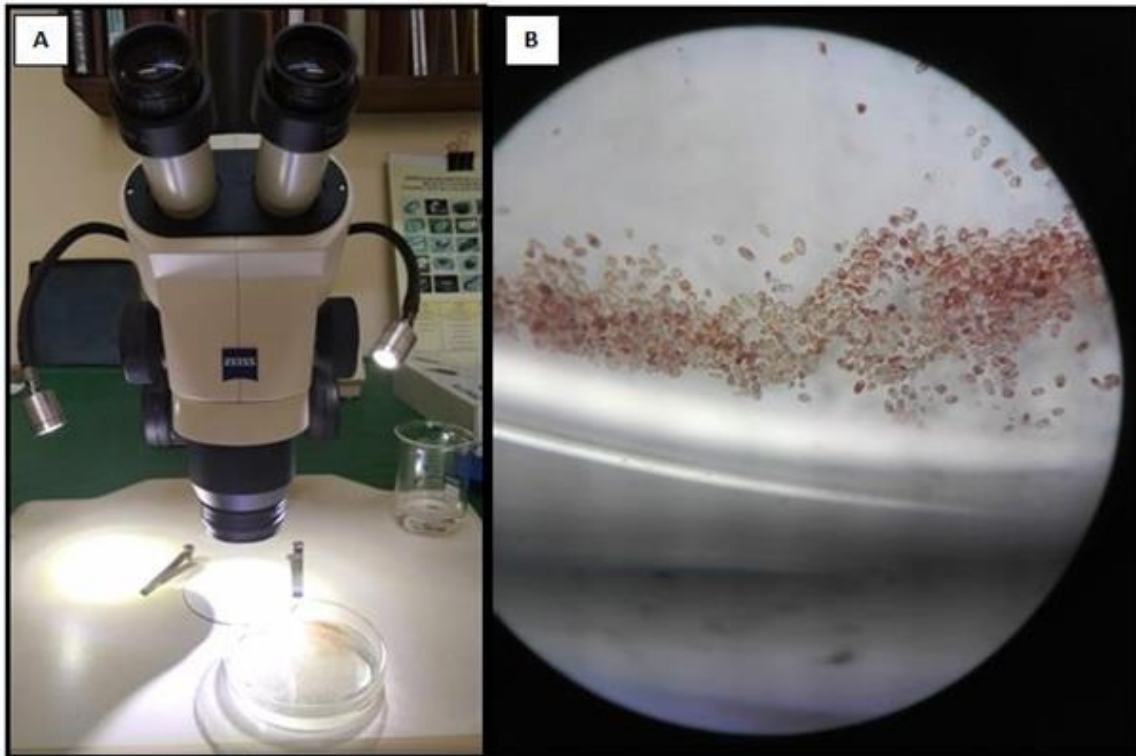


Fig 4.3.3: A) La foto representa la observación de minerales pesados bajo lupa binocular. B) Detalle de la concentración de minerales pesados que serán extraídos mediante la técnica de “hand picking”.

4.4.- Microscopía electrónica de barrido

Se realizó el estudio de microscopía electrónica de barrido a cuatro muestras de circones detríticos procedentes de las cuarcitas obtenidas en los cerros Gregorini, Cortapie, sierras de Puán y Pigüé, y en la zona del Cerro Colorado; correspondientes a las muestras 18CG2, 18CC03, 04LL19 y 18LC07, respectivamente. El mismo se realizó en la DCG-MLP (Fig 4.4.1).

Un total de cincuenta circones de cada muestra fueron extraídos al azar y montados sobre una cinta bifaz adherida a una pequeña placa metálica (*mount*) (Fig 4.4.2). El *mount* fue metalizado con oro para aumentar la interacción de electrones de las superficies y obtener una mejor respuesta en las imágenes.

Las imágenes obtenidas son procesadas mediante un software para clasificar los circones a partir de diferentes parámetros, tales como: hábito, elongación del cristal, redondez, grado de abrasión, etc., siguiendo los trabajos de Pupin (1980), Uriz *et al.* (2011) y Gärtner *et al.* (2013), para identificar las diferentes poblaciones y potenciales orígenes, los cuales conducirán a establecer preliminarmente las principales fuentes detríticas que han aportado a la cuenca.



Fig 4.4.1: Microscopio Electrónico de Barrido del Museo de La Plata.

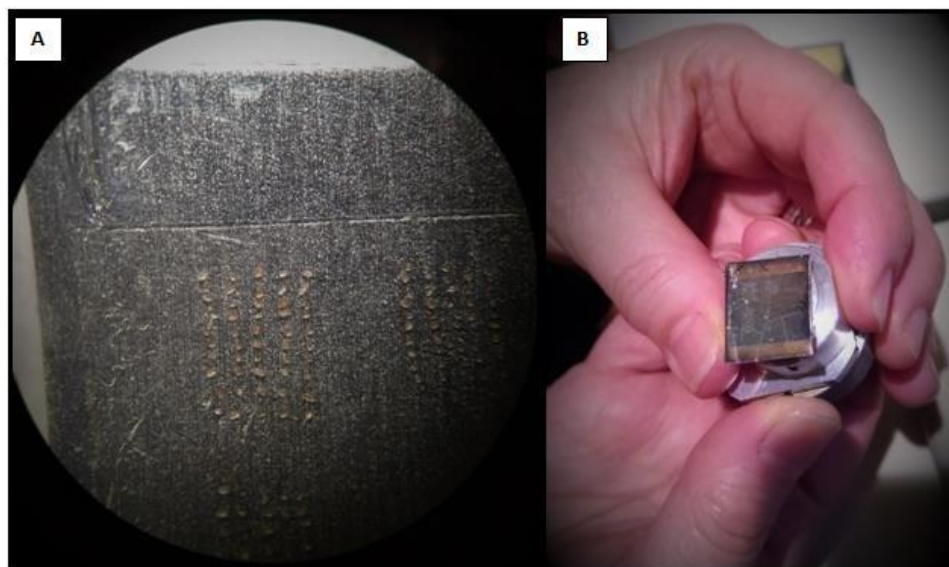


Fig 4.4.2: A) Circones montados sobre cinta bifaz adherida a una pequeña placa metálica. B) “Mount” con los granos preparados metalizado con oro para obtener las imágenes en el MEB.

4.5.- Geología Isotópica U-Pb

La metodología de datación U-Pb *in situ* en circones utilizando un equipo LA-MC-ICP-MS, nos brinda una poderosa herramienta para establecer la fuente y evolución de la roca de la cual derivan estos circones. El circón ($ZrSiO_4$) es un mineral accesorio presente en rocas ígneas y son resistentes a la alteración química como física, por lo que es común encontrarlo en rocas sedimentarias detríticas. Por otra parte, el sistema isotópico U-Pb presenta una temperatura de cierre cercana a los 800°C en este mineral, por lo que la datación U-Pb en circones permite determinar la edad de cristalización del circón cuando deriva de una roca ígnea o caracterizar cuáles fueron las fuentes de aporte sedimentario que contribuyeron al relleno de la cuenca cuando se tratan de circones detríticos, estableciendo de esta forma, su procedencia sedimentaria.

Para los estudios isotópicos llevados a cabo en el presente TFL, se aplicó esta metodología analítica a una población de circones detríticos obtenidos de las muestras 18CC04, 18CG02 y 04LL19. Para tal fin, se prepararon entre 100 y 150 cristales de circón de cada muestra mediante las técnicas descriptas en el punto 4.3. Los circones fueron adecuadamente embalados para ser enviados al Laboratorio de Geología Isotópica de Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil, donde se realizaron los análisis de acuerdo con procedimientos estándar que se describen en el Capítulo 7 (Resultados Isotópicos).

Esta metodología utiliza inicialmente una inspección visual en computadora combinando fotomicrografías bajo lupa e imágenes de catodoluminiscencia de los circones para ubicar la mejor ubicación para realizar la ablación láser. La ablación ejecuta de acuerdo a parámetros definidos experimentalmente y siguiendo una secuencia que considera la deriva instrumental durante el tiempo de análisis. Finalmente, la obtención de datos se realiza mediante un programa desarrollado por el CPGeo, mientras que los gráficos y diagramas se realizan utilizando un complemento de Excel Isoplot (Ludwig, 2008).

5) RESULTADOS PETROGRÁFICOS

5.1.-Petrografía sedimentaria

Se analizaron un total de 16 cortes petrográficos correspondientes a las muestras procedentes de la zona de estudio, las cuales se detallan en la Tabla 5.1.1.

En términos generales, las muestras corresponden a rocas descritas como de tipo cuarcíticas, que afloran en las sierras de Puán y Pigüé, al oeste de la Sierra Curamalal y las sierras de Chasicó y Cortapié. A este conjunto de muestras se sumó un corte petrográfico correspondiente al Granito Cerro Colorado, considerado parte del basamento de las sedimentitas, para realizar comparaciones mineralógicas que puedan brindar información sobre si ha sido fuente de aporte a la secuencia sedimentaria suprayacente. Si bien las rocas cuarcíticas han sido asignadas a las unidades basales del Grupo Curamalal, la discontinuidad de los afloramientos hacia el sector de las sierras de Chasicó y Cortapié, no permite precisar en el campo a qué unidad y nivel estratigráfico corresponden. De esta forma, estos estudios permitirán brindar una mayor información y detalles que posibiliten la identificación de las unidades y correspondiente secuencia estratigráfica. A los fines de la nomenclatura del muestreo utilizada, se han asignado letras referidas en algunos casos a las localidades geográficas y en otros, donde se ha tenido mayor certeza, a la unidad formacional que corresponde.

El análisis de las secciones delgadas permitió determinar: composición petrográfica, textura, estructuras, presencia de minerales accesorios y demás aspectos de interés. Asimismo, a partir de la moda de los minerales detríticos cuantificados con un contador de puntos se pudo clasificar la roca de acuerdo a los clásicos gráficos de Folk *et al.* (1970) y Pettijohn *et al.* (1972) teniendo en cuenta algunos aspectos que se detallaran en el presente capítulo.

Muestra	Ubicación
18CG1	Cerro Gregorini
18CC03	Cerro Cortapie
18CP05	Campo Pessi
18LC06	Cerro Colorado
18CL08	Sierra de Chasicó
18LM17	Sierra de Curamalal (Cerro Calvario)
02M19	Sierra de Curamalal
08M19	Sierra de Pigüé y Puán
09M19	
03N19	
04LL19	
05LL19	
06LL19	
07LL19	
10LL19	
GCC	Cerro Colorado

Tabla 5.1.1: Muestras que fueron utilizadas para descripciones petrográficas.

A continuación, se presenta la descripción detallada de cada una de las muestras, junto con las

imágenes más relevantes de los cortes delgados. En la sección 5.3 se incluyen los gráficos de la clasificación de los cortes petrográficos.

5.2.- Descripción petrográfica

Las descripciones petrográficas de las muestras se han ordenado de acuerdo a los principales sectores de las áreas de estudio.

5.2.1.- Cerro Gregorini

- **Muestra 18CG01**

La muestra presenta clastos redondeados a subangulosos, donde el tamaño máximo es de 3395,6 μm y el tamaño mínimo es de 225,4 μm . La roca se compone casi exclusivamente de cuarzo, tanto los cristaloclastos mayores como los cristales de menor tamaño que los rodean, los cuales conforman un microtextura tipo mortero, es decir, cristales generados por recristalización dinámica de fragmentos. Esta consiste en pequeños granos, formados por recristalización, sobre un núcleo deformado de mayores dimensiones de igual composición mineralógica y se denomina ‘textura núcleo y manto’.

También se observó la presencia de filosilicatos, feldespatos potásico (microclino, evidenciado por la presencia de maclas en enrejado), circones y minerales opacos.

Es de importancia observar el comportamiento del cuarzo en este tipo de cortes, pudiéndose mencionar una serie de características tales como: extinción ondulosa, cintas o bandas de cuarzo rodeando a otros cristaloclastos (estructura catacintada), contactos rectos y suturados entre los cristales y láminas de Böhm.

Por las características mencionadas anteriormente se concluye que la roca sufrió un proceso de cataclasis evidenciado por:

- Deformación intragranular: láminas de Böhm y extinción ondulante en los cristales de cuarzo, y maclado en enrejado en los feldespatos.
- Deformación intergranular: contactos rectos y suturados en los cristales de cuarzo y fracturación en los cristales de cuarzo que formó el cuarzo mortero.
- Estructura catacintada.
- Estructura de lineación cataclástica representada por líneas de depresión.
- Textura cataclástica.

En relación a la composición, textura, estructura y fabrica, se considera a la muestra madura composicional y texturalmente, con estructuras y fabricas características de una roca sometida a procesos de deformación. Además, se identificaron puntos triples que define una textura granoblástica poligonal, característica de procesos de recristalización estática; por lo tanto, hay evidencia de procesos de recristalización tanto dinámico como estático a la cual ha sido sometida la roca.

En las Figuras 5.2.1a y b se muestran imágenes generales y detalles de las particularidades observadas en la sección delgada analizada de la roca.

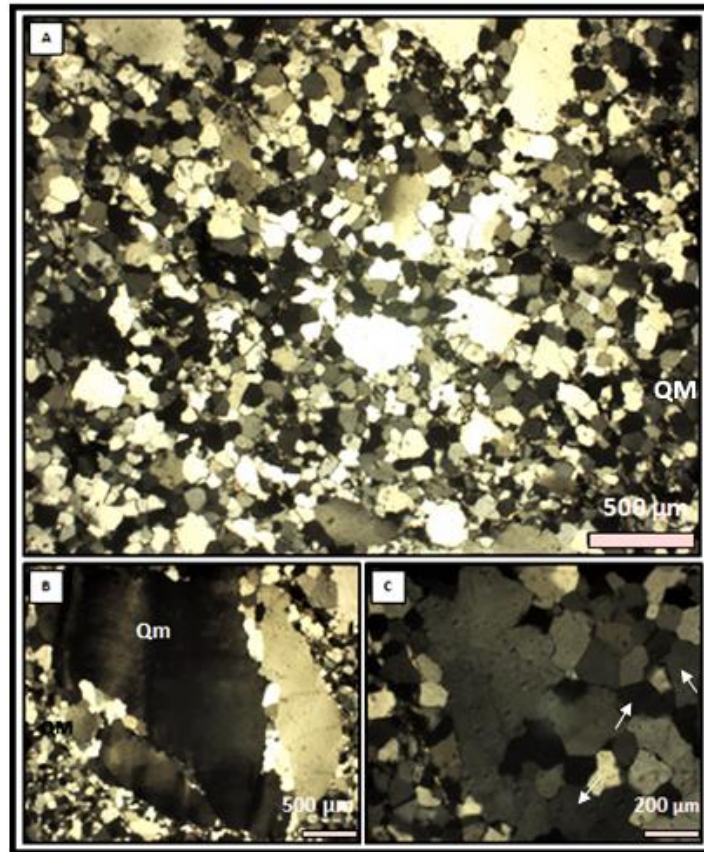


Fig 5.2.1a. Microfotografías del corte delgado 18CG01. A) Vista general del corte a 2x de aumento. B) Detalle de extinción ondulosa en un cristal de cuarzo monocristalino y la textura cataclástica de los cristales de cuarzo. C) Detalle de puntos triples (textura granoblástica poligonal) (indicados mediante flechas) entre los cristales de cuarzo y contactos rectos. Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero.

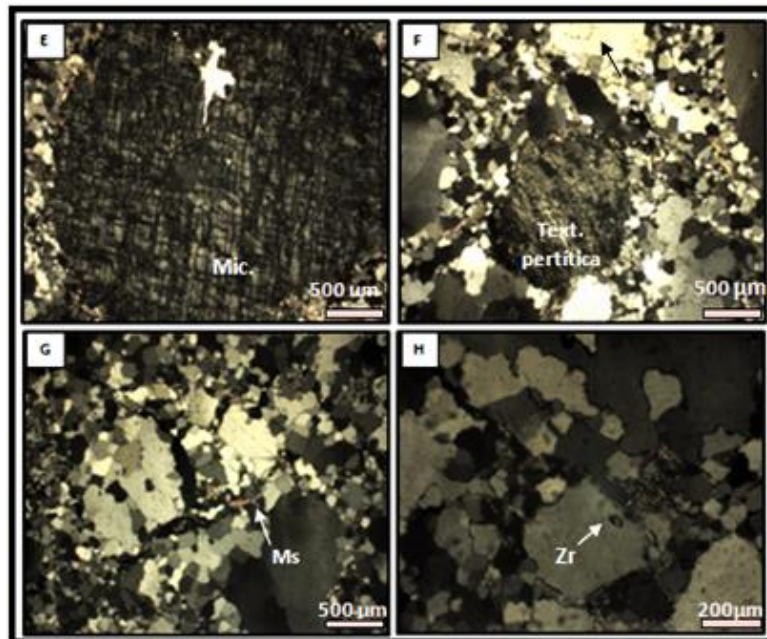


Fig 5.2.1b. Microfotografías del corte delgado 18CG01. E) Feldespato potásico (microclino) con maclas en enrejado. F) Feldespato con textura peritítica; en el margen derecho se observa un cristal de cuarzo con láminas de Böhm (indicadas por flechas). G) Finas láminas de filosilicatos entre los cristaloclastos de cuarzo. H) cristal de circón. Mic: microclino, Ms: moscovita, Zr: circón.

5.2.2.- Cerro Cortapié

- **Muestra 18CC03**

La muestra presenta granos de cuarzo subredondeados a angulosos. Se observa una granulometría bastante uniforme, con un máximo de 736,6 μm y un mínimo de 129,2 μm . Se compone casi exclusivamente de cuarzo pudiéndose observar también filosilicatos y manchas de óxidos. Es de destacar que se observan texturas planares cataclásticas, la misma es del tipo lenticlástica, en la que se observan lentes de cuarzo aplastados de manera paralela, rodeados por cuarzo mortero intersticial. Aunque en este caso no hay una substancial diferencia granulométrica, no obstante, otras características observadas dan cuenta de la deformación y cataclasis. En este sentido, como evidencia del proceso cataclástico que sufrió la roca, se observa extinción ondulosa de los cristaloclastos, láminas de Böhm, contactos cóncavo-convexos y *kinkbands*. Se considera una roca madura textural y composicionalmente. La Figura 5.2.2 corresponde a imágenes generales de la sección delgada de la roca y detalles observados en la misma.

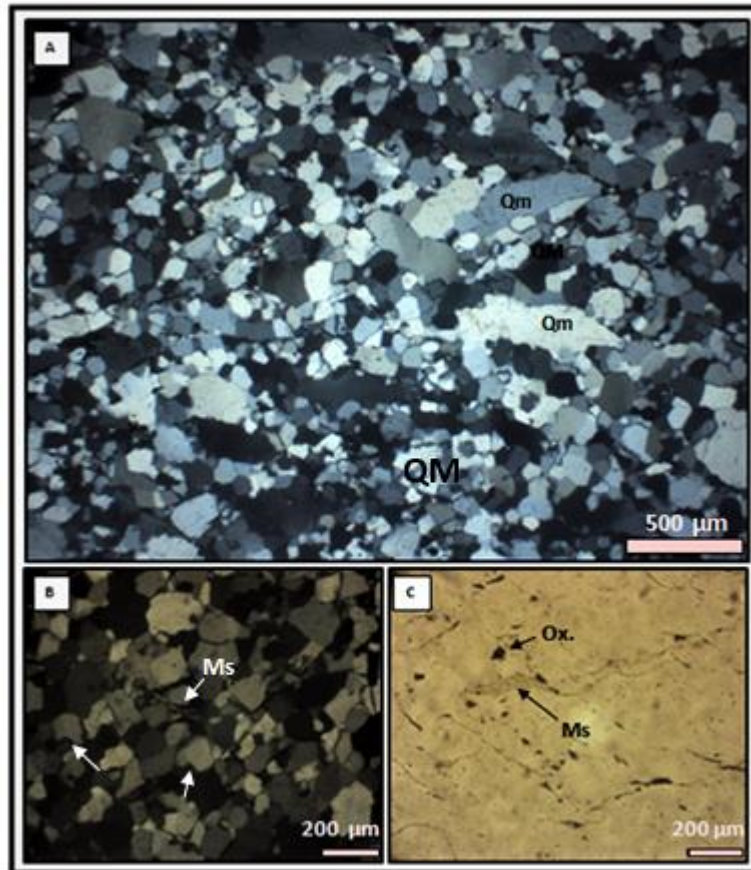


Fig 5.2.2: Microfotografías del corte delgado 18CC03. A) Vista general del corte a 4x de aumento, en la que se observa la textura lenticlástica. B) y C) Detalle con 10x de aumento, a la izquierda la imagen es con analizador (cruzando nicoles) y a la derecha se muestra la imagen sólo con polarizador (sin cruzar nicoles); se puede observar filosilicatos muy finos entre los cristales de cuarzo y óxidos, contactos cóncavo-convexos (indicados con flechas en B). Qm: cuarzo monocristalino, Ox: óxidos, Ms: moscovita.

5.2.3.- Campo Pessi

- **Muestra 18CP05**

La muestra presenta principalmente cristaloclastos de cuarzo, con formas redondeados a subangulosas, presentándose un tamaño máximo promedio de 1088,5 μm y un mínimo de 99,2 μm . Predomina la granulometría fina, siendo la misma interpretada como un mortero generado por deformación y recristalización, característico de una textura cataclástica. Esta textura se identifica por presentar fenocristales rodeados de cuarzo mortero producto de la trituración y posterior recristalización que generó la cataclasis en los granos.

Otros resultados de la cataclasis se pueden observar en la muestra, tales como colas o sombras de presión de filosilicatos o cuarzo mortero rodeando a cristaloelastos de cuarzo, extinción ondulosa de los cuarzos monocristalinos y contactos cóncavo-convexos. Se considera a la roca madura composicional y texturalmente, ya que presenta una textura clasto-sostén y una composición predominantemente cuarzosa.

Además del cuarzo, entre los fenocristales se observan finas láminas de filosilicatos, bordeándolos como sombras de presión, y otras se encuentran en dirección perpendicular al cristal. También hay presencia de líticos ígneos, parches de óxidos y posiblemente arcilla producto de la alteración de feldespatos.

Las Figuras 5.2.3a y b corresponden a una imagen general de la sección delgada de la roca y detalles observados en la misma.

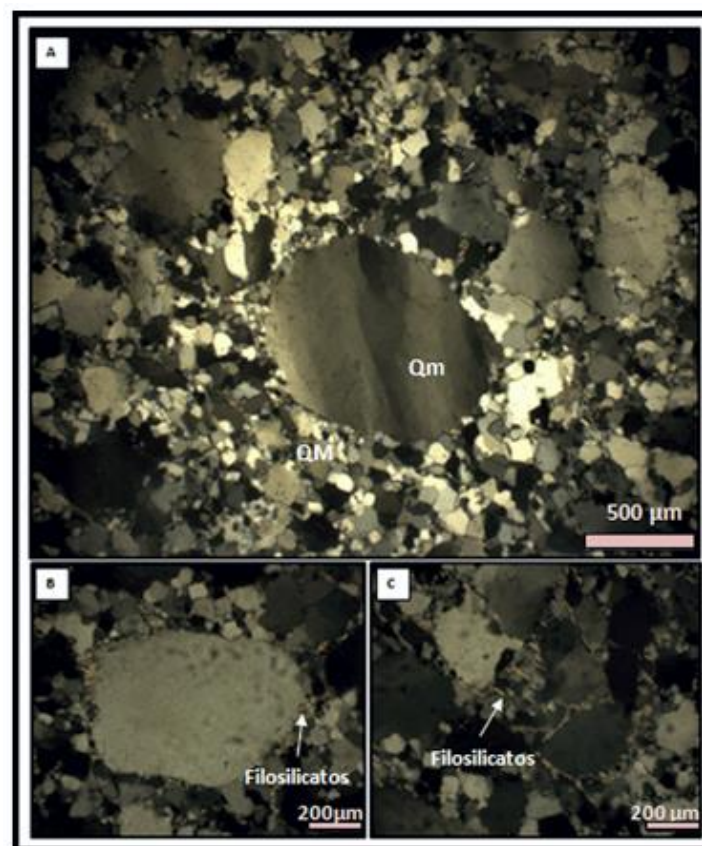


Fig 5.2.3a.: Microfotografía del corte delgado 18CP05. A) Vista general del corte a 4x de aumento. B) y C)

Imagen detallada con 10x de aumento, en ambas fotos se observan los filosilicatos y cuarzo mortero bordeando al cristal de cuarzo. Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero.

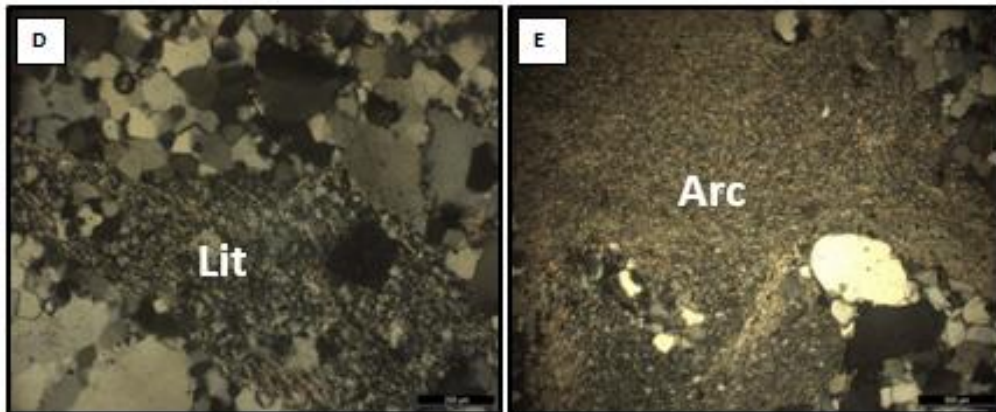


Fig 5.2.3b.: Microfotografía del corte delgado 18CP05. D) Se observa un lítico, con filosilicatos a su alrededor. E) Alteración de un feldespato a arcilla. Lt: lítico, Arc: arcilla.

5.2.4.- Cerro Colorado

- **Muestra 18LC06**

La muestra presenta clastos redondeados a subangulosos principalmente de cuarzo. El tamaño máximo promedio es de 1000 μm y el mínimo de 100 μm . Se puede observar que predomina la granulometría fina que corresponde a mortero debido a la trituración y consecuente recristalización de los granos mayores de cuarzo. Además, se observaron circones y filosilicatos.

La distribución de los fenocristales y la granulometría más fina (compuesta por cuarzo mortero y filosilicatos) generan una estructura de fluxión donde se observan planos *S* apretados y sinuosos rodeando a los porfiroclastos más resistentes. La distribución mencionada también deja reflejada una textura lenticlástica donde se observan lentes aplastados de cuarzo de manera paralela con cuarzo mortero rodeándolo (ver el Esquema 5.2.4a). También, es frecuente encontrar contactos rectos y cóncavo-convexos entre los cristales.

Las Figuras 5.2.4a y b corresponden a una imagen general de la sección delgada de la roca y detalles observados en la misma, en tanto que en la Figura 5.2.4a' se esquematiza la textura y estructura identificada en la roca analizada.

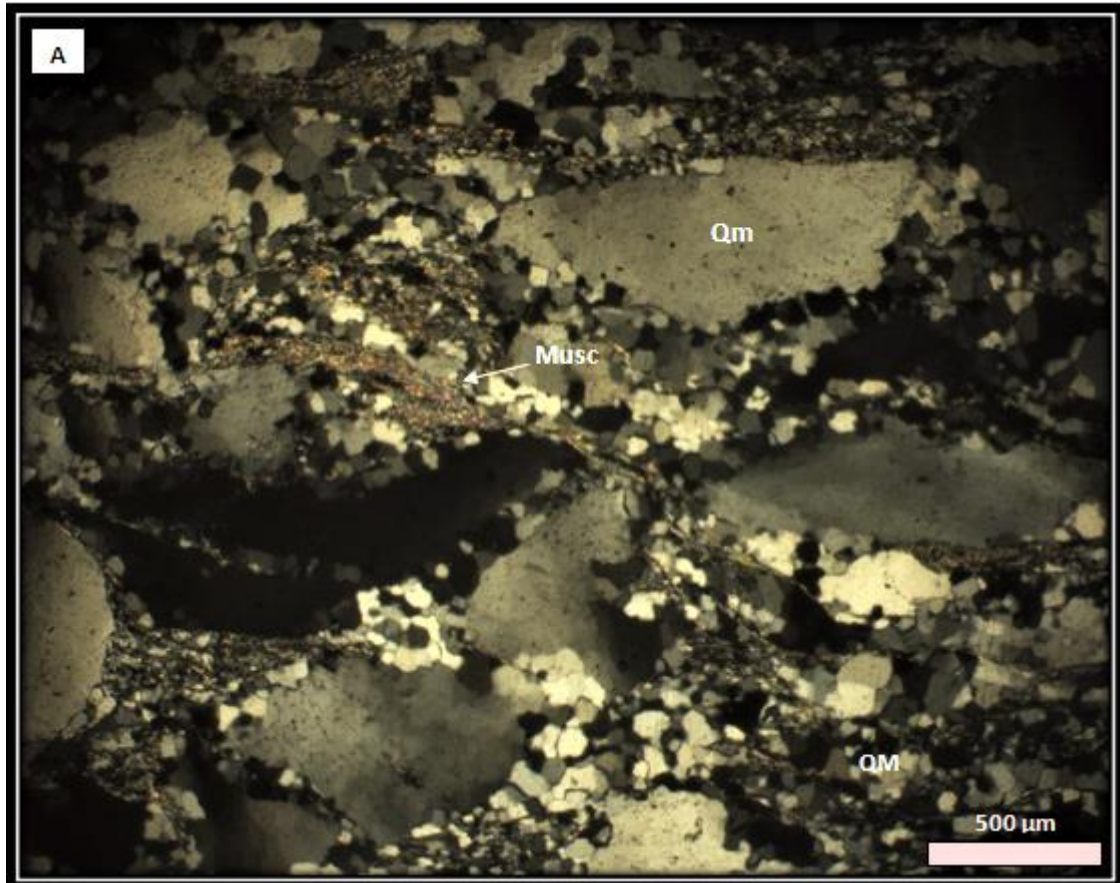
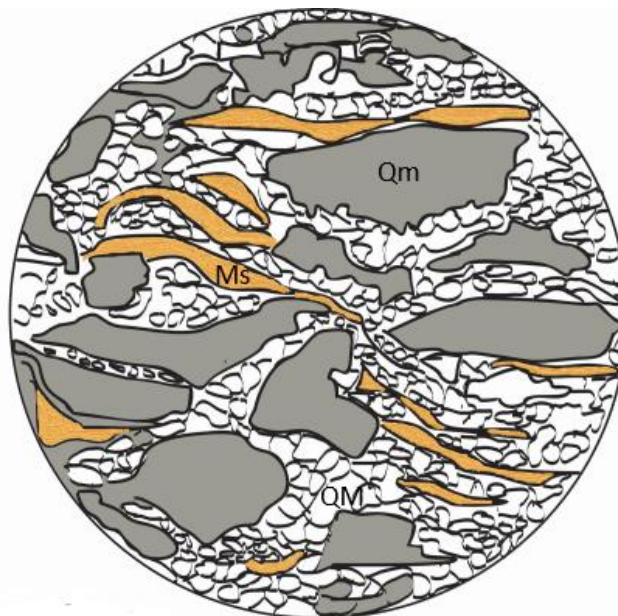


Fig 5.2.4a.: Microfotografía del corte delgado 18LC06. A) Vista general del corte a 4x de aumento en la que se observa la estructura flexural y textura lenticular. Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero, Musc: moscovita.



Esquema 5.2.4a': Esquema de la textura lenticular y estructura flexural. Qm: cuarzo monocristalino, Musc: muscovita, QM: cuarzo mortero.

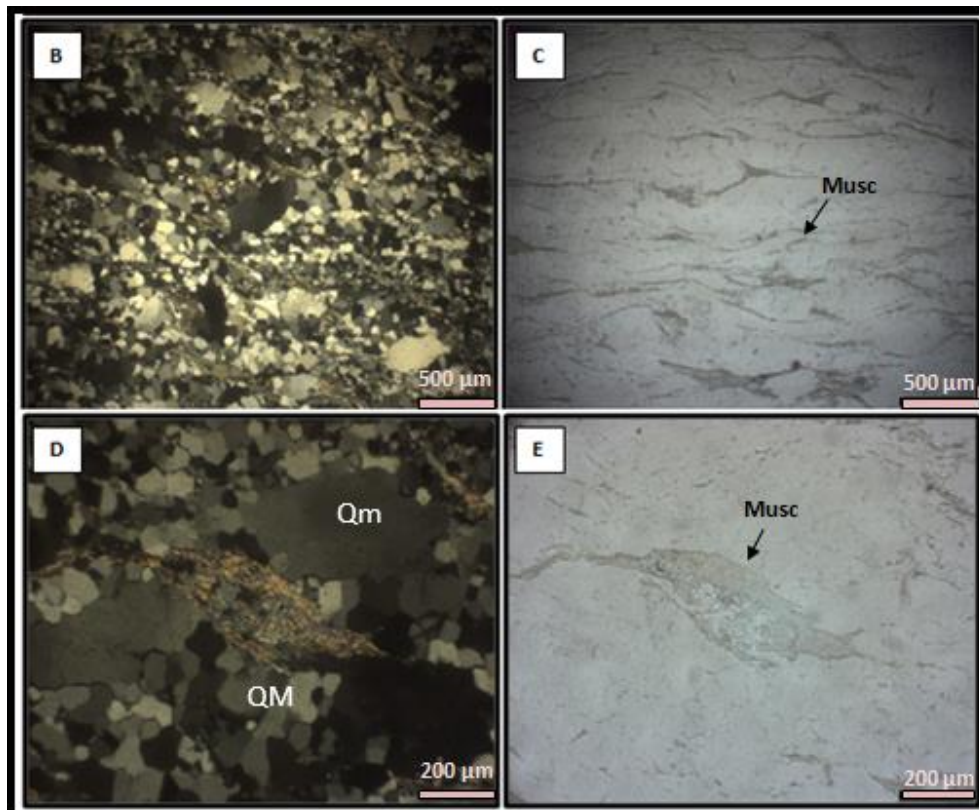


Fig 5.2.4b.: Microfotografía del corte delgado 18CL06 con 4x de aumento. A la izquierda las imágenes son con analizador (cruzando nicoles) y a la derecha se muestran las imágenes sólo con polarizador (sin cruzar nicoles); B) y C) Filosilicatos bordeando a los cristales de cuarzo. D) y E) “Peces de mica” generados por deformación de filosilicatos (las flechas indican posible dirección de flujo). Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero, Musc: moscovita.

- **Muestra GCC - Granito Cerro Colorado**

En muestra de mano, la roca presenta una coloración rosada-grisácea, es holocristalina. Exhibe cristales de cuarzo, feldespato alcalino (posiblemente alterado a caolinita), biotitas y anfíboles. La muestra en general es equigranular con desarrollo anhedral a subhedral.

Según el diagrama QAPF (Strekeisen, A.L., 1974) se lo puede clasificar tentativamente como sienita o cuarzo sienita.

Microscópicamente, con un aumento de 4x, los granos presentan un tamaño mínimo de 656 μm y máximo de 3414,8 μm. Los minerales que se observan son:

- Cuarzo: forma anhedral y extinción ondulosa, cristales de cuarzo y cuarzo mortero. Entre ellos presentan textura consertal.
- Feldespato potásico (ortosa): se observan alteraciones, presencia de pertitas y macla de Carlsbad.
- Biotita.

Las texturas microscópicas de deformación características se expresan en la extinción ondulosa del cuarzo, mortero poligonizado de cuarzo y flexión/granulación de cristales de biotita desferriada en bandas isorientadas asociadas a subgranos de cuarzo.

En las Figuras 5.2.4c y d se muestran distintas particularidades texturales y mineralógicas observadas en la sección delgada de la roca.

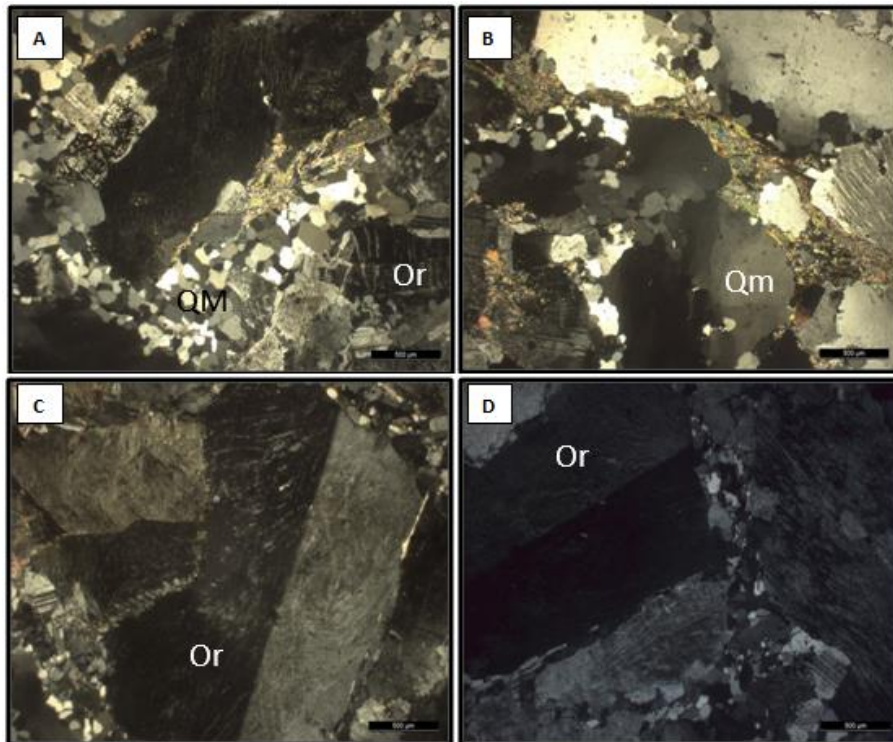


Fig 5.2.4c: Microfotografía del corte delgado Granito Cerro Colorado con 4x de aumento. A) Se muestra una Feldespato potásico (ortosa) y otras con macla de Carlsbad. B) Cuarzo policristalino con textura consertal. C) Feldespato con macla de Carlsbad. D) Macla de Carlsbad y textura perfitica en feldespato. Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero, Or: ortosa, Bt: biotita.

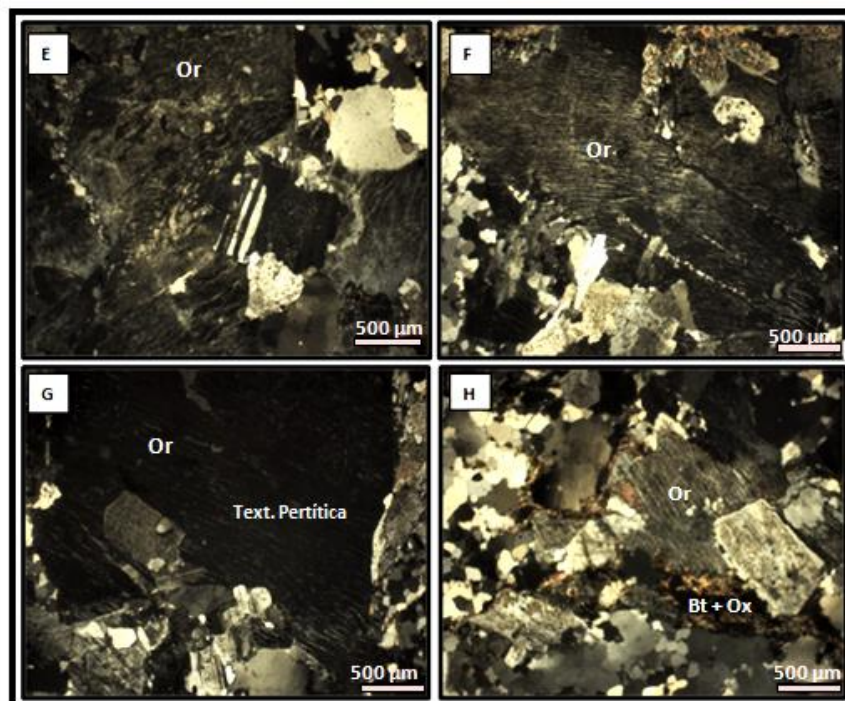


Fig 5.2.4d.: Microfotografía del corte delgado del Granito Cerro Colorado con 4x de aumento. E) Macla polisintética y textura perfitica en feldespato. F y G) Textura perfitica en feldespatos. H) Cristales de biotita y óxidos. Or: ortosa, Bt: biotita, Ox: óxidos.

5.2.5.- Sierra de Chasicó y Cortapié

• **Muestra 18CL08**

La muestra presenta clastos redondeados a subangulosos compuestos principalmente de cuarzo, con tamaños máximos en promedio de 1000 μm y mínimos de 100 μm . En la muestra predomina la granulometría fina, representada por un cuarzo mortero producto de la cataclasis que registra la roca. Si bien la mineralogía predominante es cuarzosa, también se observó la presencia de circones, minerales ferríferos y filosilicatos. En la muestra se identificaron diversas evidencias de cataclasis, tanto de deformación intragranular como intergranular, pudiéndose mencionar las siguientes: extinción ondulosa, contactos aserrados y cóncavo-convexos. Además, los cristales mayores de cuarzo presentan formas de lentes producto del aplastamiento y consecuente estiramiento de los mismos, y se encuentran rodeados por granos de cuarzo mortero mucho más fino, característico de la textura lenticlástica. También se identificaron puntos triples (textura granoblástica poligonal) producto de la recristalización “estática” que le sigue a la deformación.

La Figura 5.2.5 corresponde a imágenes generales del corte delgado de la roca y detalles observados en la misma.

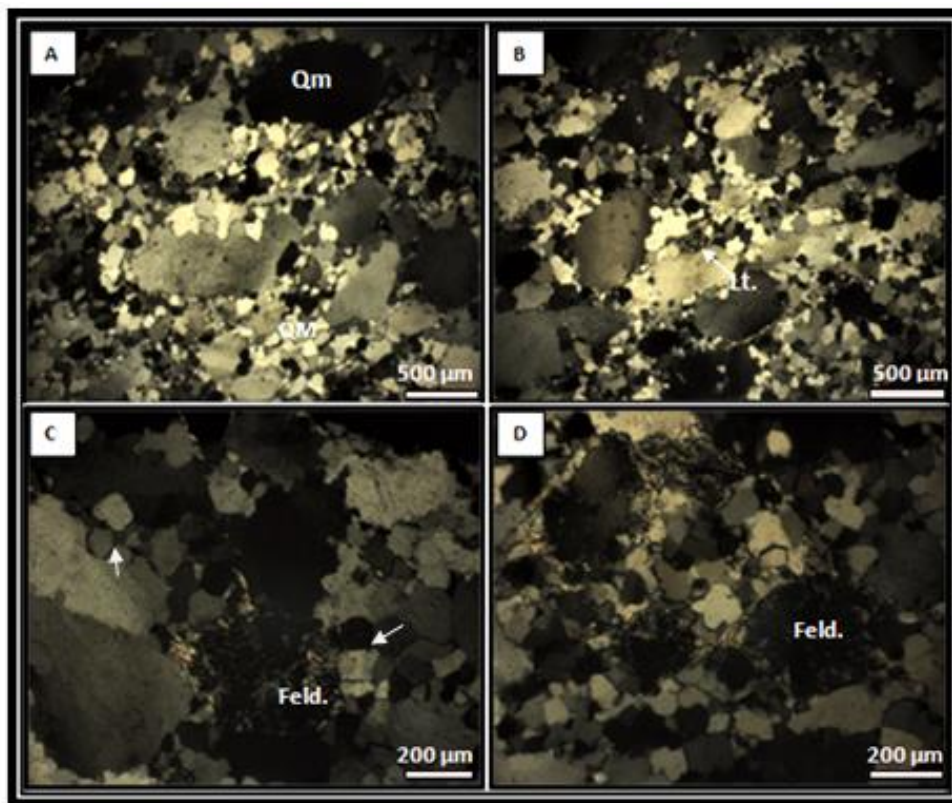


Fig 5.2.5: Microfotografía del corte delgado 18CL08. A) Vista general del corte a 4x de aumento en el que se observa la textura lenticlástica. Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero, Lt: lítico, Feld: feldespato. B) Se observan líticos y puntos triples (indicados por flechas) de los cristaloclastos de cuarzo. C) y D) Se observa feldespato alterado. Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero, Lt: líticos, Feld: feldespato.

5.2.6.- Sierra de Curamalal

• **Muestra 18LM17**

La muestra se compone principalmente por cristales de cuarzo con forma subangulosa a subredondeada. Predominan las granulometrías finas con un tamaño promedio de 132,2 μm . Sin embargo, hay cristales aislados de mayor granulometría, con un tamaño máximo promedio de 645 μm . Si bien predominan clastos de cuarzo, también se observaron líticos ígneos, circones y filosilicatos.

Como se ha descrito en las muestras anteriores, la granulometría fina corresponde a un mortero que se originó como producto de cataclasis. Este proceso de deformación está evidenciado por:

- Deformación intragranular: láminas de Böhm, extinción ondulosa de los cristales, deformación de filosilicatos.
- Deformación intragranular: contactos rectos y cóncavos-convexos, presencia de cuarzo mortero.
- Textura cataclástica: estructura maciza, sin orientación de los fragmentos, rodeados de matriz fina de cuarzo mortero y material triturado.

La muestra se caracteriza por ser madura, composicional y texturalmente, debido a la predominante composición cuarcítica y la textura clasto sostén.

En las Figuras 5.2.6a y b se detallan distintas particularidades texturales y mineralógicas observadas en la sección delgada de la roca.

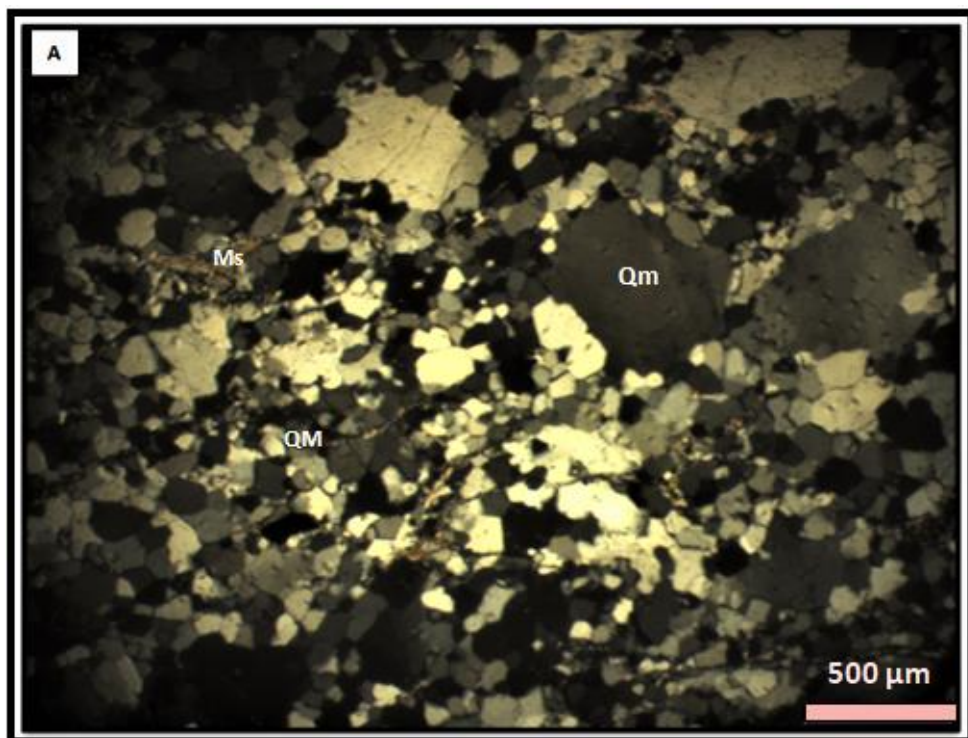


Fig 5.2.6a: Microfotografía del corte delgado 18LM17. A) Vista general del corte a 4x de aumento, se observa la textura cataclástica. Ms: moscovita, Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero.

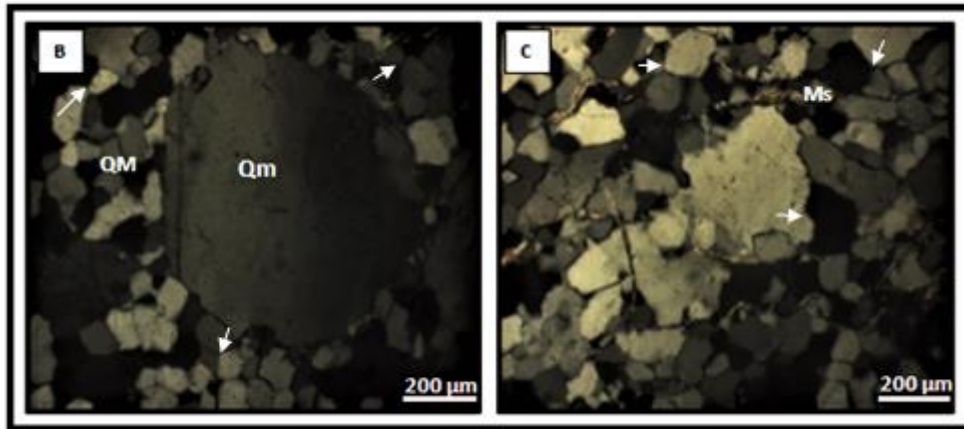


Fig 5.2.6b: Microfotografía del corte delgado 18LM17. B) Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa, y puntos triples (indicado por flechas). C) Se pueden observar puntos triples y contactos rectos/cóncavo-convexos (indicados por flechas) entre los cristaloclastos de cuarzo debido a la deformación. Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero, Ms: moscovita.

5.2.7.- Sierras de Pigüé y Puán

- **Muestra 02M19**

La muestra se compone principalmente de cristaloclastos de cuarzo, con formas subangulosas a redondeadas. En promedio los clastos presentan un tamaño de 452,9 µm. Si bien en la muestra predomina la composición cuarzosa, también se observó cristales de feldespato con textura perítica, óxidos, circones y sericita. En cuanto a la microfábrica, se presentan fábricas post-depositacionales de compactación, tanto mecánica como química, evidenciado por contactos de puntos triples, contactos rectos y suturados entre los cristales. Además, se observan láminas de Böhm en los cristales de cuarzo.

En síntesis, la muestra presenta una textura clasto-suturada (ver Esquema 5.2.7a) en la cual la deformación comienza a afectar los bordes produciendo recristalización con cuarzo mortero. En las Figuras 5.2.7a y b se detallan distintas particularidades texturales y mineralógicas observada en la sección delgada de la roca, en tanto que en la Figura 5.2.7a' se esquematiza la textura identificada en la roca analizada. Cabe destacar la presencia de granos de feldspatos alcalinos en esta muestra.

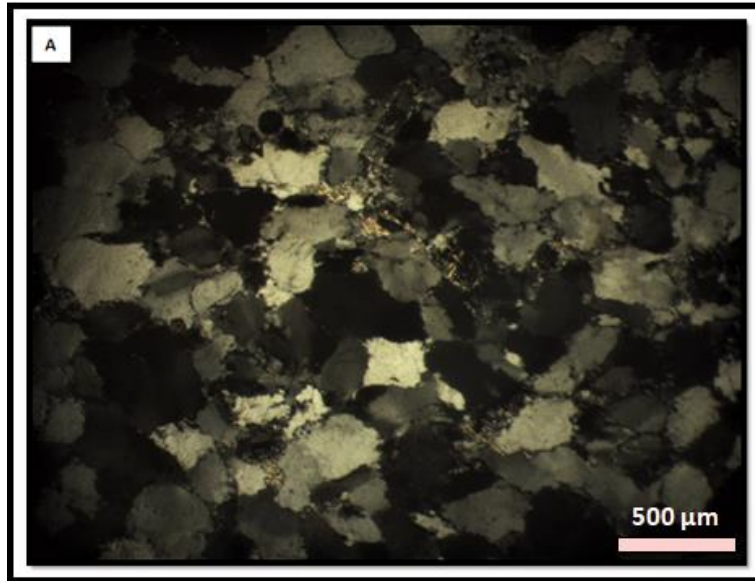
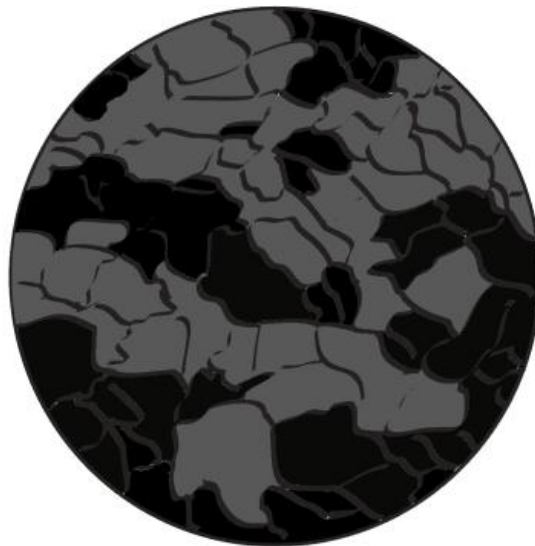


Fig 5.2.7a: Microfotografía del corte delgado 02M19. A) Vista general del corte con 4x de aumento, mostrando la textura clasto-suturada.



Esquema 5.2.7.a': Representación de la textura clasto-suturada.

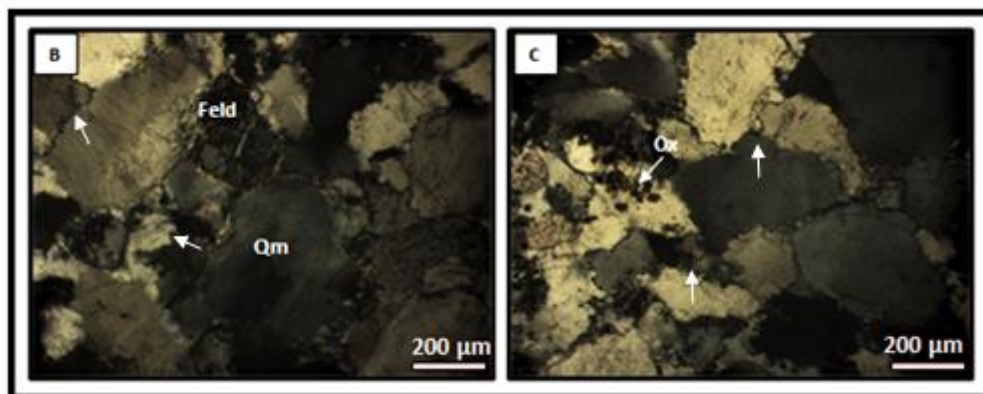


Fig 5.2.7b: Microfotografía del corte delgado 02M19. B) Feldespatos alterados. C) Bordes aserrados (indicados con flechas) de los cristaloclastos de cuarzo y en el sector izquierdo se presentan óxidos. Qm: cuarzo monocristalino, Feld: feldespato, Ox: óxidos.

- **Muestra 08M19**

La muestra presenta cristaloclastos de cuarzo con forma subangulosa a redondeada, las granulometrías más gruesas tienen un tamaño promedio de 1520 μm y las granulometrías finas presentan un tamaño promedio de 200 μm . En general, predomina la granulometría más fina, la cual es producto de la recristalización generada por el proceso de cataclasis (mortero). Otras evidencias de deformación que se observaron son: extinción ondulosa en los cristales, láminas de Böhm y contactos cóncavo-convexos y rectos entre los cristales de cuarzo.

Si bien la muestra se la considera madura composicionalmente, por la predominancia de clastos cuarzosos, también se observó la presencia de granos de feldespatos, líticos, circones y filosilicatos.

En la Figura 5.2.7c se detallan distintas particularidades texturales y mineralógicas observadas en la sección delgada de la roca.

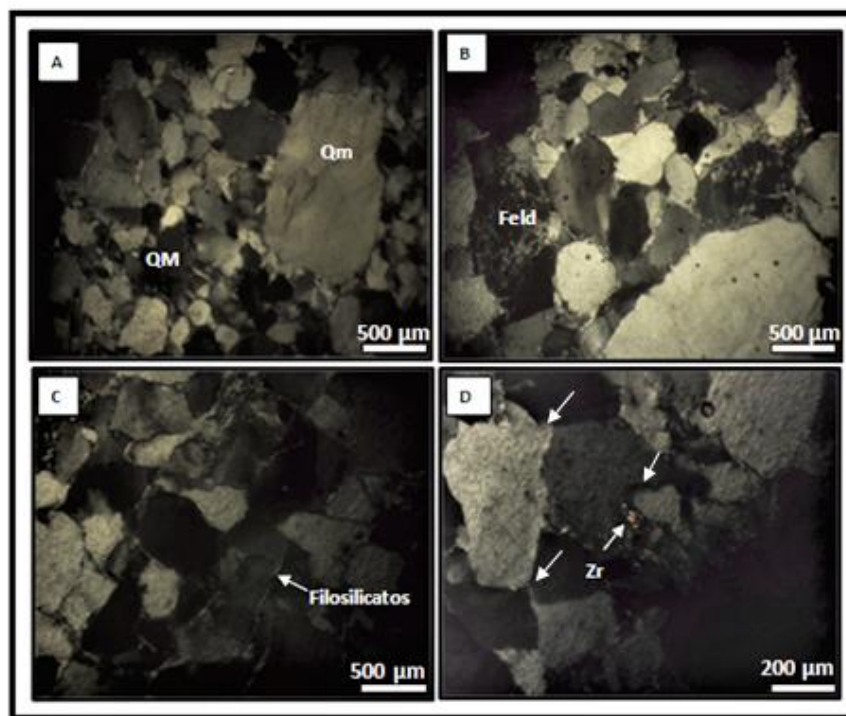


Fig 5.2.7c: Microfotografía del corte delgado 08M19. A) Vista general del corte a 4x de aumento. B) Cristales de feldespato alterados. C) Cristales de cuarzo rodeados por filosilicatos (10x de aumento). D) Detalle de los contactos cóncavo-convexos y puntos triples (indicados con flechas) entre los cristaloclastos de cuarzo. Además, se observa un circón en el centro de la imagen. Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero, Feld: feldespatos, Zr: circones.

- **Muestra 09M19**

La muestra exhibe clastos de cuarzo con formas angulosas a subangulosas, donde las granulometrías mayores presentan un tamaño promedio de 800 μm y las menores promedio de 520 μm . Mineralógicamente se compone principalmente de cuarzo, pero también se han observado finas láminas de filosilicatos (posible sericitación).

Es importante destacar las deformaciones que presenta la muestra, tanto intragranular como

intergranular, pudiéndose reconocer:

- En los cristales de cuarzo, extinción ondulante y láminas de Böhm.
- Deformación que afecta a los bordes de los cristales y límites de granos contiguos, en los que se pueden apreciar puntos triples, contactos rectos y cóncavo-convexos.

Todas las características mencionadas indican que la roca fue afectada por una deformación post-depositación.

En la Figura 5.2.7d se detallan distintas particularidades texturales y mineralógicas observadas en la sección delgada de la roca.

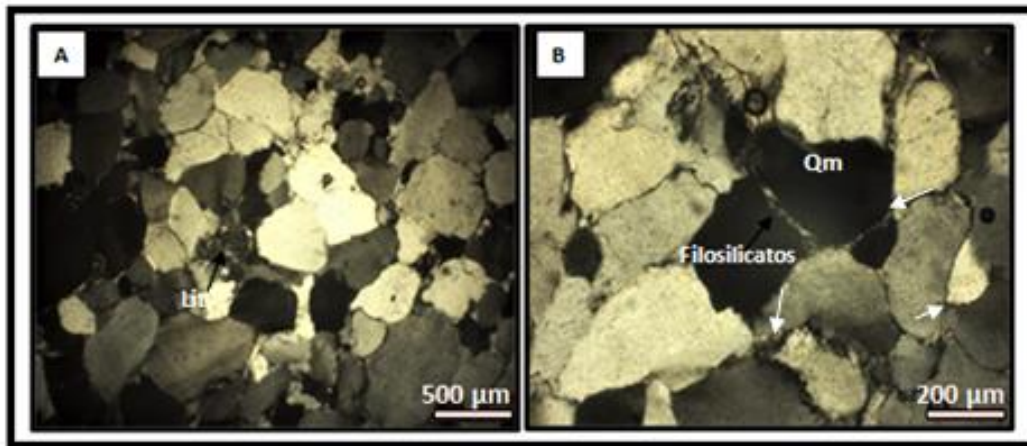


Fig 5.2.7d: Microfotografía del corte delgado 09M19. A) Vista general del corte a 4x de aumento. B) Se observan cristales de cuarzo con los bordes aserrados, puntos triples y rodeados por filosilicatos (indicados con flechas). Qm: cuarzo monocristalino, Lit: líticos.

• **Muestra 03N19**

La muestra presenta clastos redondeados a subangulosos, observándose en algunas formas alargadas/lenticulares. Las granulometrías más gruesas están representadas por un tamaño promedio de 1600 µm, mientras que las finas presentan un tamaño promedio de 540 µm. Composicionalmente predomina el cuarzo, caracterizado por presentar una extinción ondulosa muy marcada y láminas de Böhm. Además, entre los cristales de cuarzo se observan puntos triples, contactos rectos y cóncavo-convexos. Cabe destacar que entre los cristales de cuarzo se puede observar la presencia de caolinita producto de la alteración del feldespato. Todas las características mencionadas evidencian la deformación post-depositacional que registra la roca.

En las Figura 5.2.7e se detallan distintas particularidades texturales y mineralógicas observadas en la sección delgada de la roca.

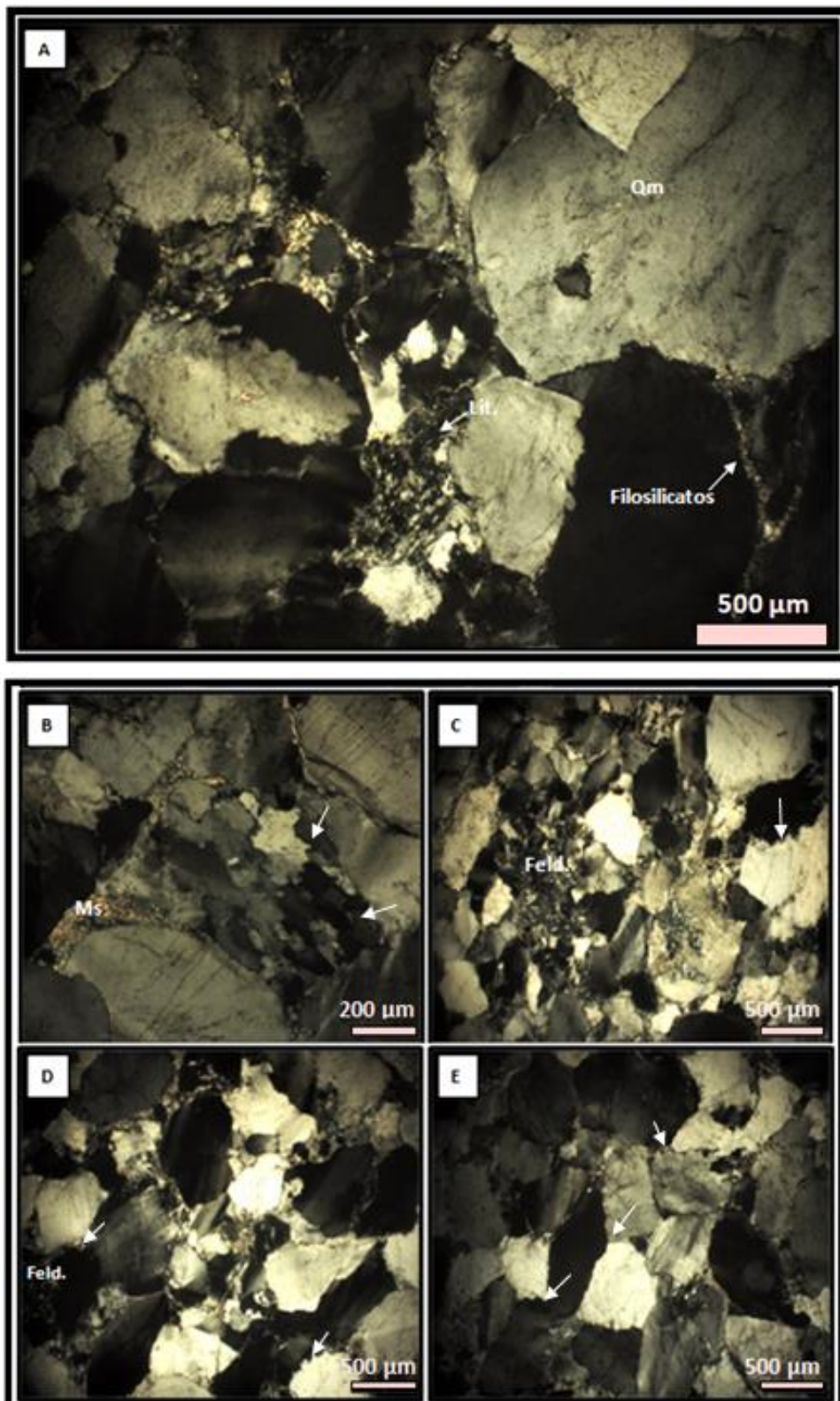


Fig 5.2.7e: Microfotografía del corte delgado 03N19. A) Vista general del corte a 4x de aumento. B) Migración de borde de grano (indicado con flechas) de los cristales de cuarzo (10x). C) y D) Bordes aserrados de los cristaloclastos y puntos triples (indicados con flechas) 10x). E) Puntos triples entre los cristaloclastos de cuarzo (indicados con flechas) (10x). Qm: cuarzo monocristalino, Feld: feldespato, Ms: moscovita, Lit.: líticos.

- **Muestra 04LL19**

La muestra presenta clastos redondeados a subangulosos, con un tamaño máximo promedio de 640 μm y un mínimo promedio de 290 μm , predominando este último. La granulometría fina corresponde a un mortero generado como producto de la cataclasis.

Mineralógicamente predomina el cuarzo, pero también se halló caolinita entre los granos, la cual se interpreta como resultado de la alteración de feldespatos.

Es importante mencionar que la muestra exhibe una serie de efectos producto de la cataclasis, tales como: láminas de Böhm, extinción ondulosa, granulación mineral y aparición de cuarzo mortero. Además, la disposición de los granos ofrece como resultado una estructura y textura lenticlástica, lentes aplastados de cuarzo de manera paralela con cuarzo mortero acompañando.

En las Figura 5.2.7f se detallan distintas particularidades texturales y mineralógicas observadas en la sección delgada de la roca.

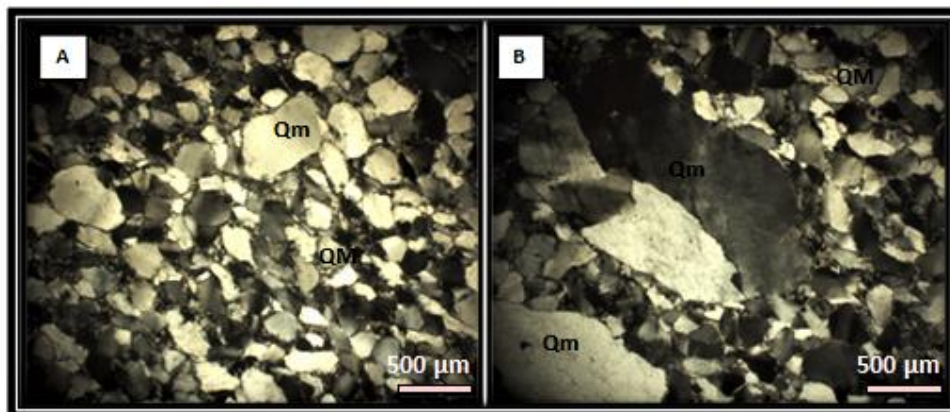


Fig 5.2.7f: Microfotografía del corte delgado 04LL19. A) Vista general del corte a 4x de aumento. B) Extinción ondulosa de los cristales de cuarzo. Ambas fotografías muestran la estructura y textura lenticlástica. Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero.

- **Muestra 05LL19**

La muestra presenta clastos redondeados a subangulosos con un tamaño máximo de 800 μm y mínimo promedio de 350 μm , siendo este último el predominante y consistente en un mortero generado por cataclasis. La distribución de ambas granulometrías genera una estructura y textura lenticlástica, en la cual se presentan lentes de cristales de cuarzo aplastados con disposición paralela entre ellos y a su alrededor la presencia de cuarzo mortero.

Composicionalmente la muestra presenta cristales de cuarzo que se caracterizan por exhibir puntos triples, contactos suturados y extinción ondulosa. Además del cuarzo se encontraron cristales de feldespato, pudiendo observar diferentes tipos, algunos con estructura peritética y otros con un maclado en enrejado (microclino). Bordeando a los cristales, tanto de feldespato como a los de cuarzo, se observa la presencia de óxidos y arcilla (posiblemente caolinita). También se observan circones.

En las Figuras 5.2.7g y h se detallan distintas particularidades texturales y mineralógicas observadas en la sección delgada de la roca.

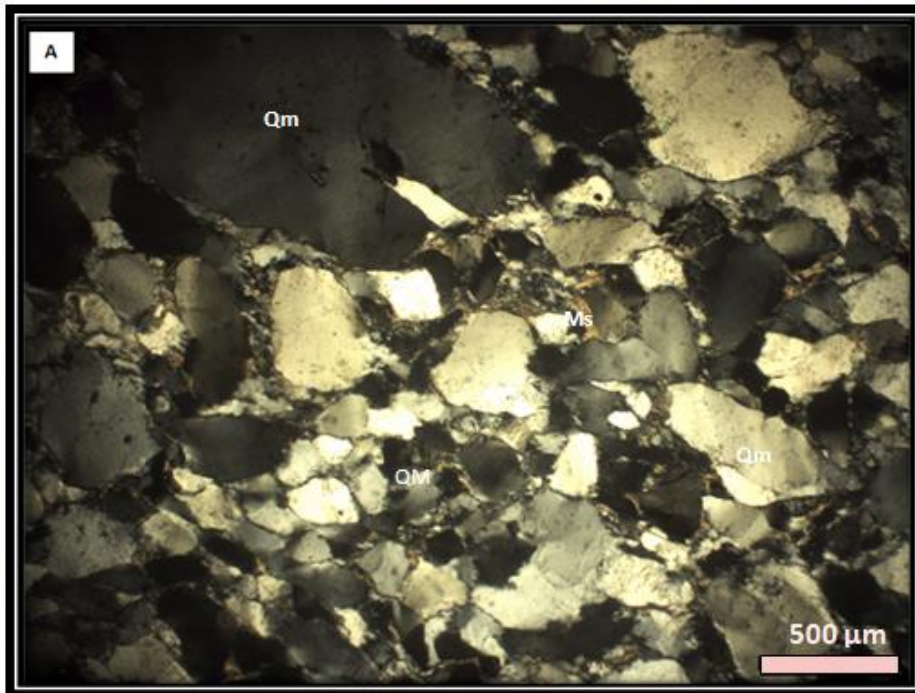


Fig 5.2.7g: Microfotografía del corte delgado 05LL19. A) Vista general del corte a 4x de aumento. Se observa la textura y estructura lenticlástica. Qm: cuarzo monocristalino, QM: cuarzo mortero.

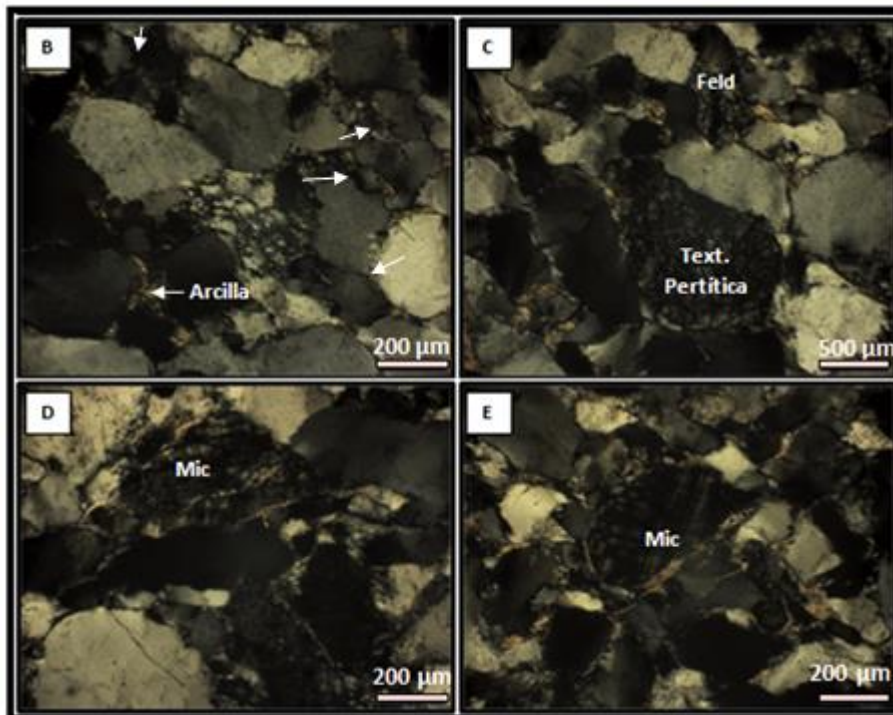


Fig 5.2.7h: Microfotografía del corte delgado 05LL19. B) Puntos triples y migración de borde de subgrano (indicados con flechas) entre los cristaloclastos de cuarzo (10x). C) Feldespato con textura pertítica (10x). D) y E) Feldespato con macla en enrejado (10x). Mic: microclino, Feld: feldespato.

• **Muestra 06LL19**

La muestra presenta clastos redondeados a subredondeados, con un tamaño máximo de 900 μm y un mínimo que predomina de 260 μm . La granulometría más fina presente entre los cristales mayores corresponde a cuarzo mortero, generado por recristalización y la trituración que sufrió la roca producto de la cataclasis. Composicionalmente la muestra presenta cristales de cuarzo, los cuales exhiben contactos suturados y otros cóncavo-convexos, puntos triples, láminas de Böhm y extinción ondulosa. Además del cuarzo se observaron cristales de feldespato con textura pertítica. En cuanto a las fábricas cataclásticas se registró lineación cataclástica, representada por colas de presión, y una textura protomilonítica, en la cual se aprecia el inicio de la deformación de los granos a partir de su estiramiento/aplastamiento en su intento por orientarse paralelamente entre sí. En las Figuras 5.2.7i y j se detallan distintas particularidades texturales y mineralógicas observadas en la sección delgada de la roca.

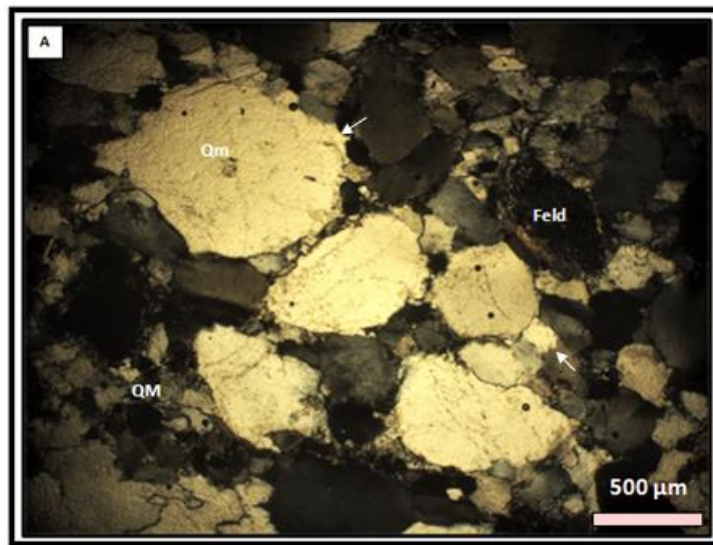


Fig 5.2.7i: Microfotografía del corte delgado 06LL19. A) Vista general del corte a 4x de aumento. Además, se observan bordes suturados, cuarzo mortero y feldespato. Qm: cuarzo monocristalino, Feld: feldespato, QM: cuarzo mortero.

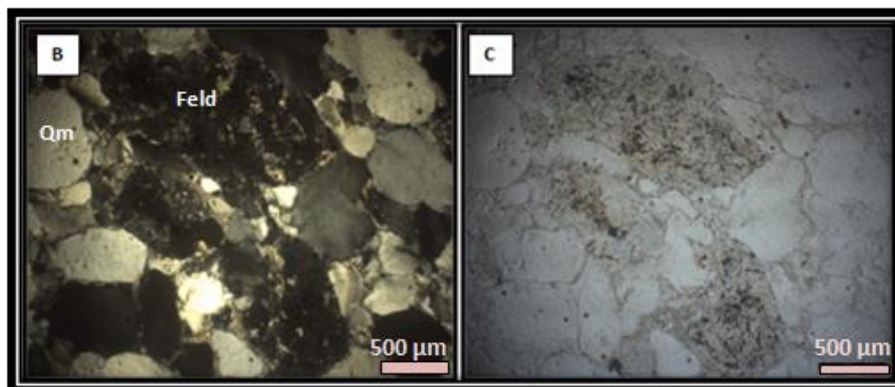


Fig 5.2.7j: Microfotografía del corte delgado 06LL19. B) y C) Detalle de la Fig. 5.2.7i con analizador (cruzando nicoles) y la imagen de la izquierda sin cruzar nicoles. Cristoclastos de cuarzo con bordes suturados y con puntos triples y cristales de feldespatos alterados. Feld: feldespato, Qm: cuarzo monocristalino.

- **Muestra 07LL19**

La muestra presenta clastos angulosos a subangulosos. Se exhiben clastos con un tamaño máximo promedio de 1400 μm y un mínimo de 140 μm , donde abunda la granulometría fina. Composicionalmente abundan los cristaloclastos de cuarzo, los mismos presentan extinción ondulosa, contactos suturados y rectos, y puntos triples. Cabe destacar que además del cuarzo, se observan cristales de feldespato perfitico y filosilicatos rodeando tanto al cuarzo como al feldespato.

En las Figuras 5.2.7k y l se detallan distintas particularidades texturales y mineralógicas observadas en la sección delgada de la roca.

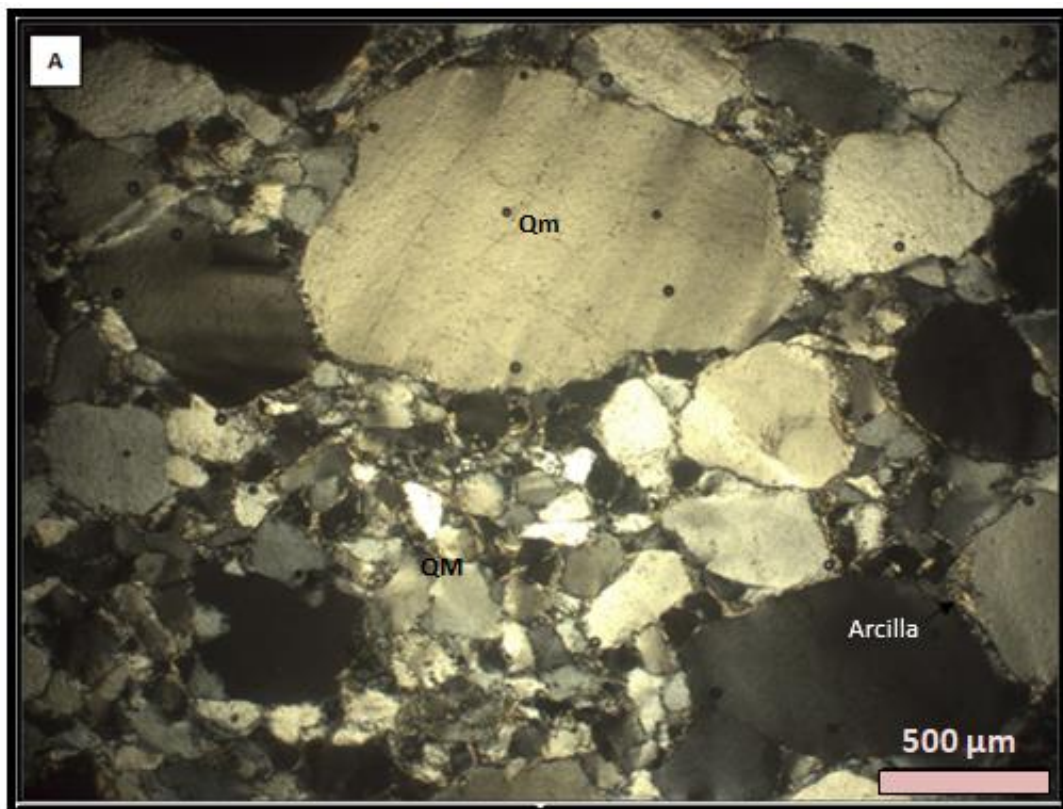


Fig 5.2.7k: Microfotografía del corte delgado 07LL19. A) Vista general del corte con 4x de aumento. Se observó cuarzo monocristalino, puntos triples y bordes suturados (indicados con flechas). Qm: cuarzo monocristalino.

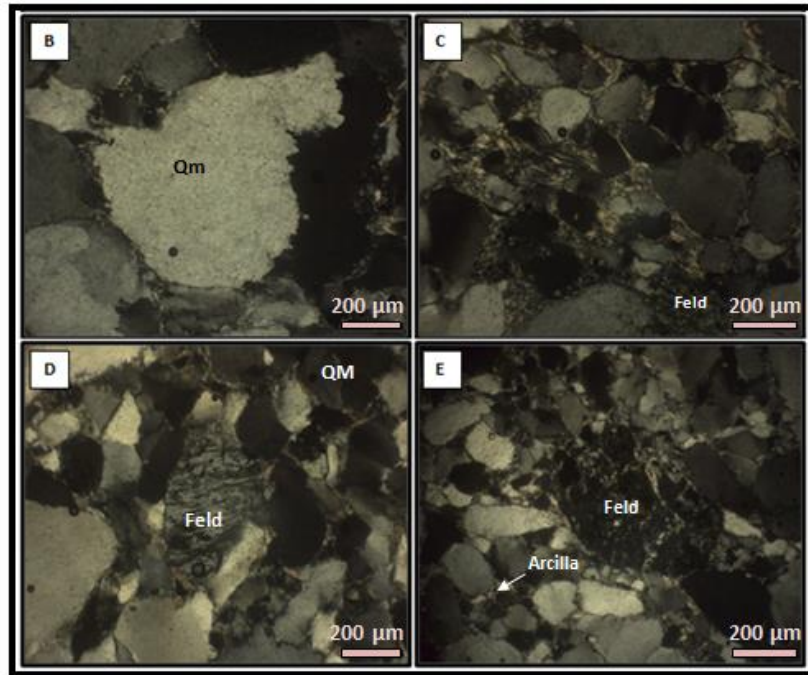


Fig 5.2.7l: Microfotografía del corte delgado 07LL19. B) Bordes saturados en cristales de cuarzo (10x). C) Se observan los cristaloclastos de feldespato alterándose a caolinita (indicado con flechas). D) Feldespato alterado, con textura perthítica. E) Arcillas (caolinita) bordeando a los cristaloclastos. Qm: cuarzo monocristalino, Feld: feldespato.

- **Muestra 10LL19**

La muestra presenta granos angulosos a subredondeados, con un tamaño bastante uniforme en promedio de 400 µm.

Composicionalmente domina el cuarzo, pero también se observan minerales tales como feldespato alterado a caolinita y finas láminas de filosilicatos entre los cristales de cuarzo y feldespato. Los cristales de cuarzo se caracterizan por presentar extinción ondulosa, puntos triples y contactos suturados. Debido a la textura clasto sostén y a la composición principalmente cuarzosa, la muestra se define como madura textural y composicionalmente.

En la Figura 5.2.7m se detallan distintas particularidades texturales y mineralógicas observadas en la sección delgada de la roca.

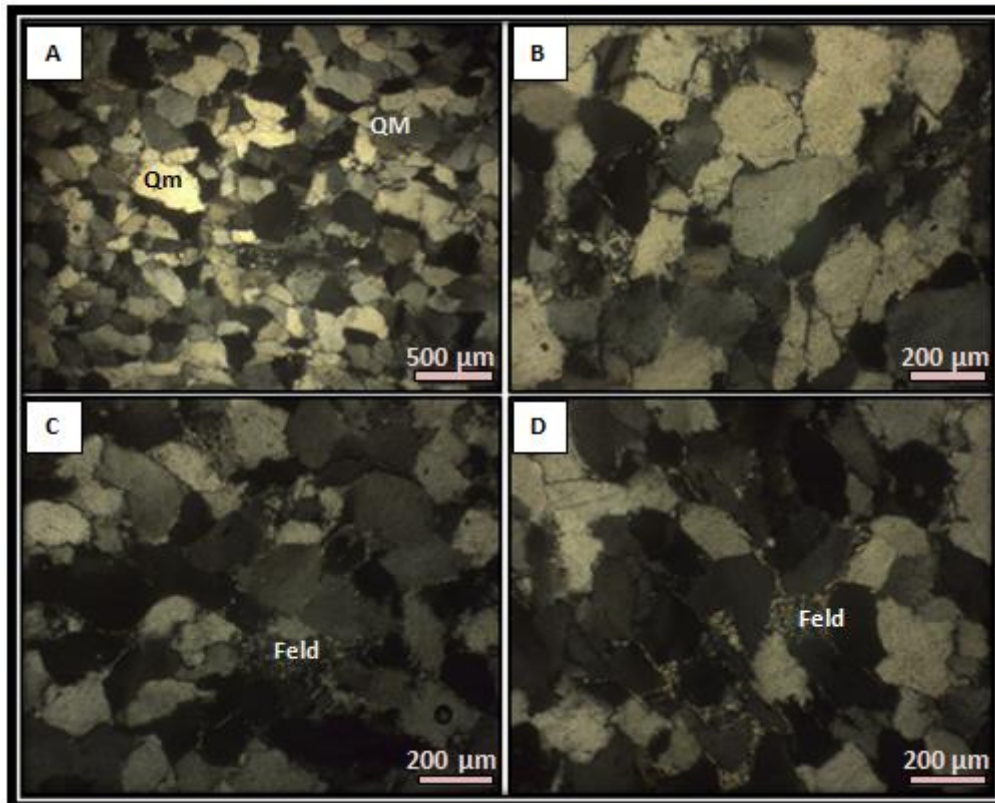


Fig 5.2.7m: Microfotografía del corte delgado 10LL19. A) Foto general del corte con un aumento de 4x. B) Extinción ondulada de los cristaloclastos de cuarzo y bordes aserrados (indicado con flechas) (10x). C) Bordes suturados en cristales de cuarzo y la presencia de feldespato. D) Cristales de feldespato alterados.

5.3.- Clasificación

Teniendo en cuenta la composición mineralógica y considerando a las rocas como sedimentarias, sin tener en cuenta la deformación que sufrieron, las muestras han sido clasificadas como cuarzo-arenitas y arenita cuarzosa/subarcósica según los criterios de Folk *et al.* (1970) y Pettijhon *et al.* (1972), respectivamente (ver Figuras 5.3.1 y 5.3.2). De esta manera, teniendo en cuenta las evidencias de procesos de cataclasis y deformación que ha sufrido la roca, es posible definirla como metacuarcitas formadas a partir de protolitos arenitas cuarzosas y subarcósicas.

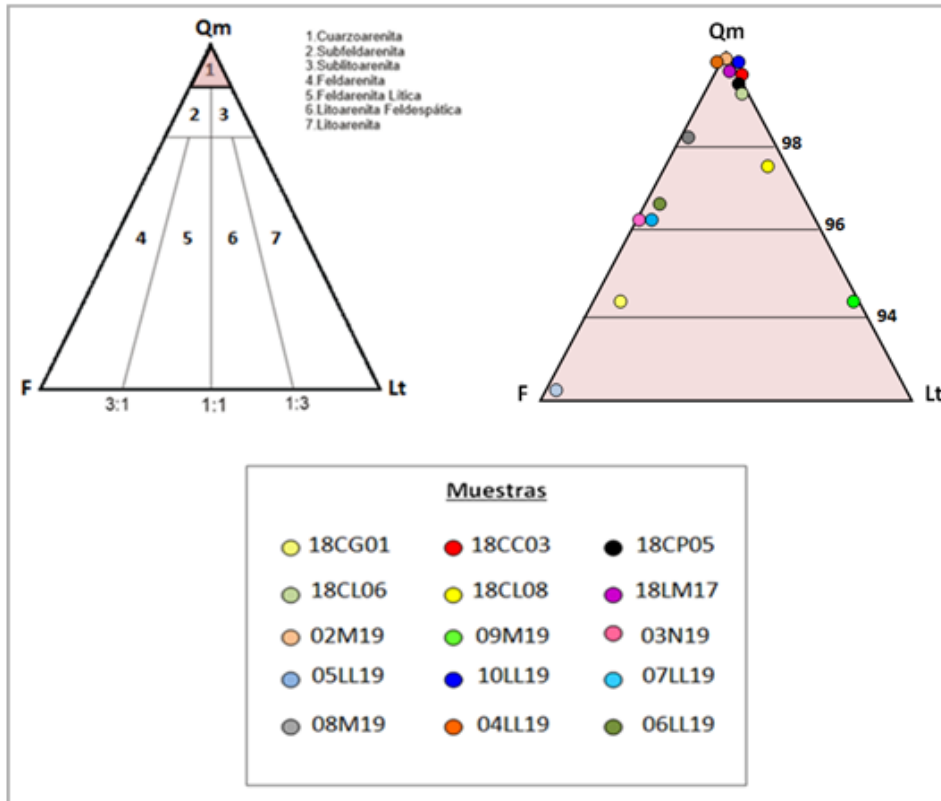
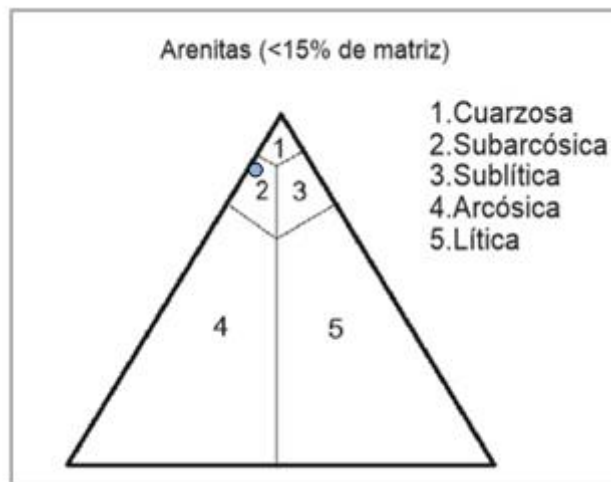


Fig 5.3.1: Clasificación según Folk et al. (1970). Se puede observar que todas las muestras se ubican en el campo número uno correspondiente a cuarzo-arenitas. El triángulo de la izquierda representa un detalle de dicho campo.



5.3.2: Clasificación según Pettijohn et al. 1972. Debido a que las muestras presentan menos 15% de matriz, se utilizó el gráfico de arenitas y no el de vaques de Pettijohn. Todas las muestras se ubican en el campo uno (arenitas cuarzosas) excepto la 05LL19 que fue ubicada en el campo dos (subarcósica) por presentar mayor porcentaje de feldespatos.

5.4.- Conclusiones parciales del capítulo

Los cortes petrográficos presentan granulometrías que van desde arena muy gruesa a gruesa mediana, con clastos que varían desde angulosos a redondeados. Los minerales que componen a las rocas mayormente son: cuarzo monocristalino y el producto de su trituración y

recristalización (mortero), filosilicatos (biotita, moscovita), feldespato potásico (ortosa y microclino), caolinita, litoclastos, minerales accesorios (circón) y opacos (óxidos).

Los cortes fueron clasificados como maduros composicional y texturalmente, debido a la abundancia de minerales estables (cuarzo) y la ausencia de matriz o pseudomatriz, ya que en general presentan un mortero generado por deformación y trituración post-depositacional que han producido el estiramiento de clastos mayores con márgenes difusos.

El estudio petrográfico ha evidenciado que las muestras fueron afectadas por una deformación tectónica, actuando una cataclasis que deformó a los cristales de cuarzo, generando recristalización y posterior formación de cuarzo mortero.

En todas las muestras descriptas quedan plasmados en mayor o menor medida dichos efectos de deformación post-depositacional. Se pueden observar las primeras etapas de compactación con la presencia de puntos triples y posterior evolución con la representación de contactos rectos, cóncavo-convexos, suturados y luego la recristalización de los granos generando el cuarzo mortero.

En los cortes se observó deformación tanto intragranular como intergranular, dentro de las primeras se reconoció: láminas de Böhm y extinción ondulante. En cuanto a la deformación intergranular se observaron los diferentes contactos mencionados anteriormente, la granulación en los bordes de los cristales y la posterior formación de cuarzo mortero.

La distribución del cuarzo monocristalino junto con el cuarzo mortero generó diferentes fábricas cataclásticas en los cortes, tales como: estructura lenticlástica, estructura catacintada, estructura de fluxión, lineación cataclástica, textura lenticlástica, textura protomilonítica y texturas lineales cataclásticas.

De acuerdo a las descripciones expuestas en el presente capítulo, se puede concluir que las rocas analizadas corresponden mayormente a metacuarcitas cuyo protolito estaría representado por una roca sedimentaria cuarcítica. Por otro lado, resultó interesante la participación de feldespatos en algunas de las muestras analizadas (18CG01, 02M19, 08M19, 03N19, 05LL19 06LL19, 07LL19 y 10LL19), reconocido como mineral constituyente del Granito Cerro Colorado. En ambos casos los feldespatos presentaron principalmente maclas de Carlsbad (ortosa) y en enrejado (microclino), o se encontraron alterados a caolinita o sericita. La presencia de pertitas reconocidas en los feldespatos del granito indica una composición alcalina. Estos feldespatos han resultado ser minerales clave para establecer las fuentes de aportes de las metacuarcitas, ya que feldespatos con las mismas características se han identificado formando parte de varias de las rocas aquí analizadas, por lo tanto, se infiere una directa derivación de los mismos de los cuerpos graníticos en el área de las Sierras de Chasicó y que integran el basamento de esta región (Granito Cerro Colorado).

6) RESULTADOS DEL ESTUDIO DE LA MORFOLOGÍA Y TIPOLOGÍA DE CIRCONES

El circón es un mineral accesorio que se encuentra dentro del grupo de los nesosilicatos ($ZrSiO_4$), siendo calificado como clase nueve de la escala de Strunz por su dureza y densidad. El circón es considerado un “resistato”, es decir, un mineral que resiste a los fenómenos de transporte, erosión, diagénesis, etc. Puede quedar “libre” de la roca madre, ya que los demás elementos que la conformaban han sido alterados o liberados. Debido a éstas características, el estudio de la morfología y tipología de circones detríticos constituye un importante recurso para comprender la procedencia de los sedimentos y, consecuentemente, hacer una interpretación de la evolución geológica de las cuencas sedimentarias.

De acuerdo a las morfologías y hábitos de estos minerales, es posible dilucidar la naturaleza de las fuentes de donde proceden estos minerales. Para ello, se tienen en cuenta parámetros tales como la relación largo/ancho de los cristales (elongación), hábitos cristalinos, grado de redondez y rasgos superficiales como marcas de abrasión, fracturas, delaminación, etc. (según Gärtner et al., 2013 y trabajos de referencia como el de Uriz et al., 2011). De esta manera, es posible relacionar aquellos circones con hábitos prismáticos alargados con fuentes de rocas ígneas volcánicas, en tanto que, aquellos circones que muestran desarrollo de caras cristalinas con hábitos prismáticos cortos, se podrán relacionar a fuentes de rocas plutónicas. Aquellos cristales con complejos facetados de caras cristalinas (multifacetados) y valores medios de elongación, se relacionan con fuentes rocas metamórficas. Finalmente, existen cristales que por sucesivos eventos de reciclaje han adoptado formas muy redondeadas y tamaños equidimensionales, identificándose como circones “cratónicos”, asumiéndose que se tratan de antiguos cristales que han sufrido largas historias de retrabajo (reciclado) desde su cristalización hasta la depositación final.

6.1.- Selección de las muestras y metodología de trabajo

Para este trabajo final de licenciatura (TFL) se extrajeron circones de cuatro muestras de distintos sectores: Cerro Gregorini (18CG02), Cerro Cortapié (18CC03), zona Cerro Colorado (18CL07) y Sierras de Puán y Pigüé (04LL19) (Figura 6.1.1).

El estudio de la morfología y tipología de circones se realizó a partir de las imágenes obtenidas con microscopía electrónica de barrido (MEB) explicada en el Capítulo 4.

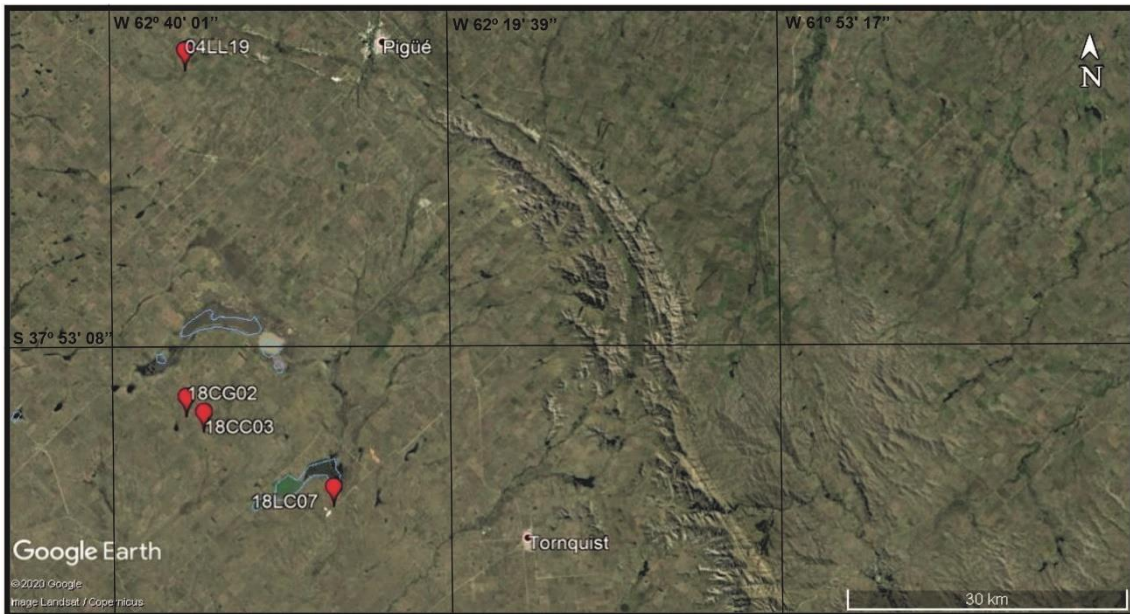


Fig 6.1.1: Ubicación de las muestras que fueron utilizadas para el estudio de morfología y tipología de circones.

A partir de las imágenes MEB de los cristales, se procedió a la descripción cristalográfica y morfológica para su posterior interpretación y comparación entre las diferentes poblaciones. Previamente a las descripciones de las muestras analizadas, se brinda una definición de los parámetros utilizados, para tener una clara comprensión de los mismos y de los procesos que actuaron en su generación. De esta manera, según la definición de Murawsky y Meyer (2010), la **redondez** es el alisado de los bordes cristalinos por abrasión. Esta característica es el principal indicador que nos da una estimación relativa de la intensidad de la energía que afectó a los cristales durante el proceso de transporte, la duración o la distancia desde su lugar de origen.

Schneiderhöhn (1954) propone diez clases o grado de redondez, que va desde formas sin redondear (sin evidencias de transporte) hasta completamente redondeado. Las diez clases de redondez son definidas como: 1) completamente no redondeado, 2) parcialmente no redondeado, 3) muy pobremente redondeado, 4) levemente redondeado, 5) medianamente redondeado, 6) redondeado, 7) bien redondeado, 8) muy bien redondeado, 9) parcial a completamente redondeado y 10) completamente redondeado (los números hacen referencia a los de la Figura 6.1.2).

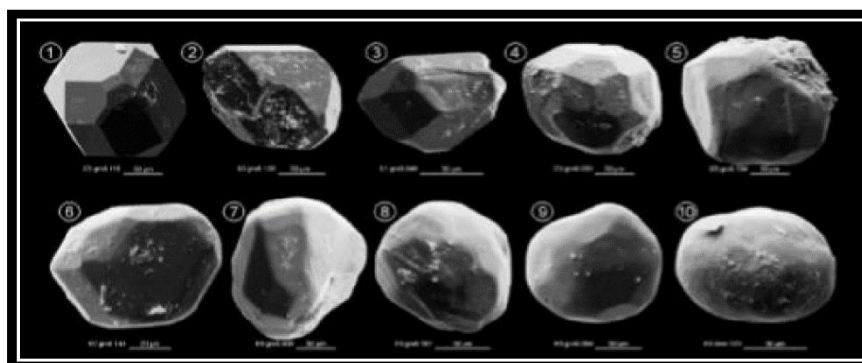


Fig 6.1.2: Clases de redondez que propone Schneiderhöhn (1954). Tomado de Gärtner *et al.* (2013).

La **elongación** es la relación entre el largo y ancho de los cristales y está estrechamente ligada al origen de los circones. Así, por ejemplo, en el caso de circones de rocas magmáticas los cristales presentarán diferente elongación dependiendo de la velocidad de enfriamiento; durante un enfriamiento rápido se generan circones más elongados (mayor desarrollo del cristal según su eje “c” respecto a los otros) en relación a aquellos que se enfrían más lentamente (ejes cristalográficos de similares dimensiones) dentro de la cámara magmática (Kostov, 1973; Zimbemerle, 1975). Para estudios que incluyen sedimentos se debe considerar que este parámetro se encuentra condicionado por la distancia de transporte y los agentes de transporte. Al igual que la redondez, los granos tienden a ser más cortos cuando el agente lo transporta en largas distancias durante un largo período de tiempo (Wyatt, 1954; Poldervaart, 1956; Dietz, 1973). Mitterer (2001) utiliza una clasificación de siete etapas para estudios morfológicos de circones que son clasificados según la relación ancho/largo o largo/ancho (véase Fig 6.1.3).

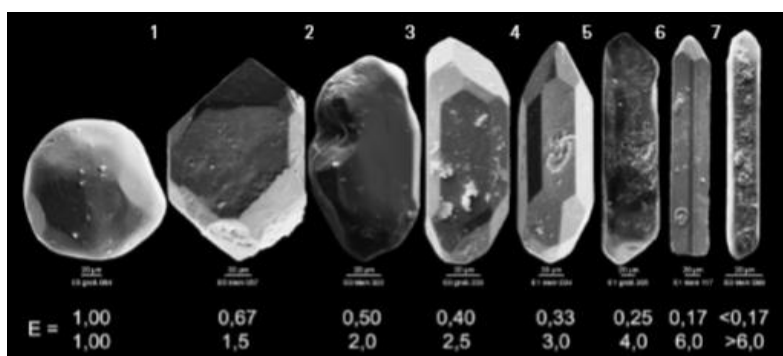


Fig 6.1.3: Clases de redondez propuestas por Schneiderhöhn (1954). Tomado de Gärtner *et al.* (2013).

En la Tabla 6.1.1 se presenta una nueva propuesta de clasificación, que será utilizada en este trabajo, la cual se realizó a partir de modificar la categorización citada en el trabajo de Gärtner *et al.* (2013).

Hábito del cristal	Equidimensional	Prismático Corto	Prismático Largo	Prismático muy largo	Columnar	Acicular
Elongación (Largo/Ancho)	1.0 – 1.5	> 1,5 - 2.0	> 2.0 - 3.0	> 3.0 - 4.0	> 4.0 - 6.0	> 6.0

Tabla 6.1.1: Clasificación de elongación modificada de Mitterer (2001).

Además de las propiedades mencionadas hasta el momento, se pueden describir características de la **superficie del cristal** tales como fracturas, grietas, rasguños, marcas de impacto entre otras, las cuales pueden dar información del proceso de transporte que sufrió el mismo.

Las **fracturas** se generan durante el transporte y pueden ser paralelas o perpendiculares al eje cristalográfico “c” (eje de mayor elongación). Según la cantidad de cristales facturados, se podrá determinar la energía del agente de transporte (Gaetner *et al.*, 2013).

Las **grietas** se generan por el crecimiento concéntrico durante la cristalización o debido a colisiones durante el transporte (Kempe *et al.*, 2004, Gärtner, 2011). Para este atributo hay una simple clasificación, con presencia o ausencia de grietas.

Por último, se encuentran las *marcas de colisión*, relacionadas con la energía cinética durante el transporte de los granos.

6.2.- Análisis de las muestras

6.2.1.- Cerro Gregorini: Muestra 18CG02

Clasificación cristalográfica y grados de redondez

Se analizaron 50 circones extraídos de una arena con tamaño de grano medio. Según la clasificación cristalográfica, no se han observado granos con formas euhedrales, sólo se identificaron circones con vestigios de sus caras cristalinas (formas subhedrales) o concisamente sin preservación de las mismas (cristales anhedrales) (Fig 6.2.1.1).

Algunos ejemplos de preservación o ausencia de caras cristalinas en los circones de la muestra estudiada se detallan en la Figura 6.2.1.2.

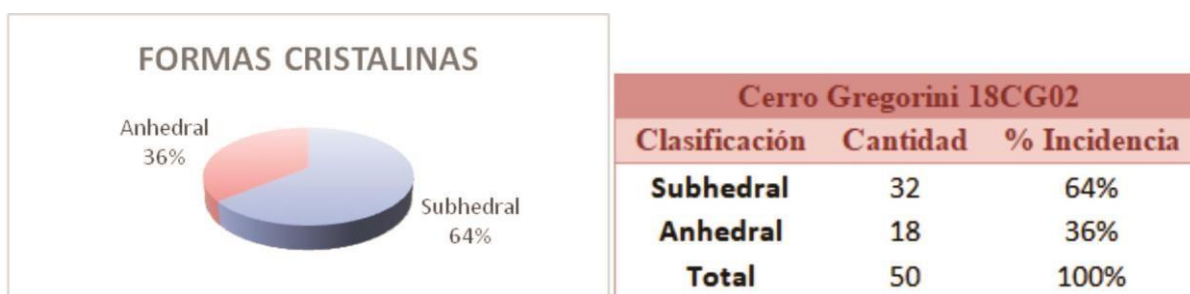


Figura 6.2.1.1: Síntesis de los datos estadísticos de la muestra 18CG02.

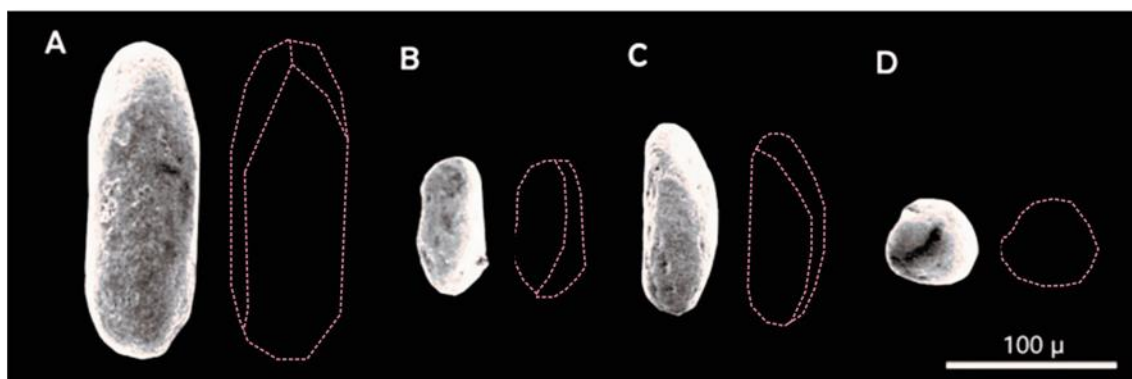


Fig 6.2.1.2: Circones de la muestra 18CG02 con tenue preservación de las caras cristalinas. A, B y C) Vestigios de caras prismáticas bipiramidales (formas cristalinas subhedrales). D) Sin caras cristalinas preservadas (forma anhedral).

Los circones varían su grado de redondez desde medianamente redondeado a completamente redondeado, correspondiendo a las clases 5 y 10 de la clasificación de Schneiderhöhn (1954). En la Figura 6.2.1.3 se representa el número de circones correspondientes a cada una de las clases identificadas, se evidencia la predominancia de circones que pertenecen a las clases 9 y 10. Una selección de estos circones con los diferentes grados de redondez identificados se puede ver en la Figura 6.2.1.4.

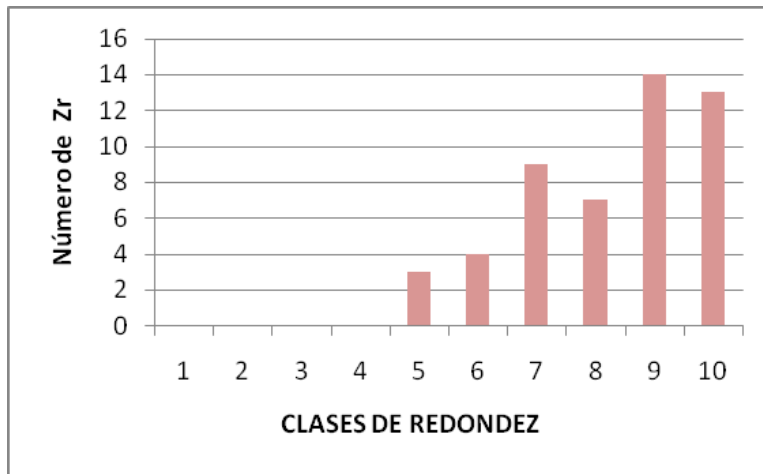


Fig 6.2.1.3: Gráfico de barras donde se observa la cantidad de circones correspondientes a cada una de las clases de Schneiderhöhn pertenecientes a la muestra 18CG02.

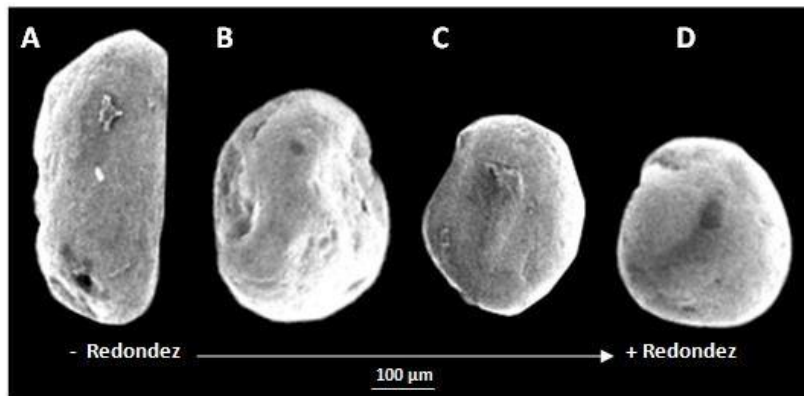


Fig 6.2.1.4: Diferentes grados de redondez de la muestra 18CG02. A) Cristal medianamente redondeado (Clase 5); B) Cristal bien redondeado (Clase 7); C) Cristal parcialmente completamente redondeado (Clase 9) y D) Cristal completamente redondeado (Clase 10).

Características de la superficie cristalina

Es importante destacar que en los cristales se vieron diferentes tipos de marcas superficiales, tales como fracturas, marcas de colisión y delaminación. Estas marcas dan cuenta del grado de “agresividad” del agente e importante grado de reciclaje del material.

A partir de la observación de los cristales estudiados se determinó que el 100% de los mismos presentan marcas de colisión, el 16% se encuentra fracturado y el 20% presenta delaminaciones. En la Fig 6.2.1.5 se destacan algunos de los cristales con diferentes marcas superficiales mencionadas.

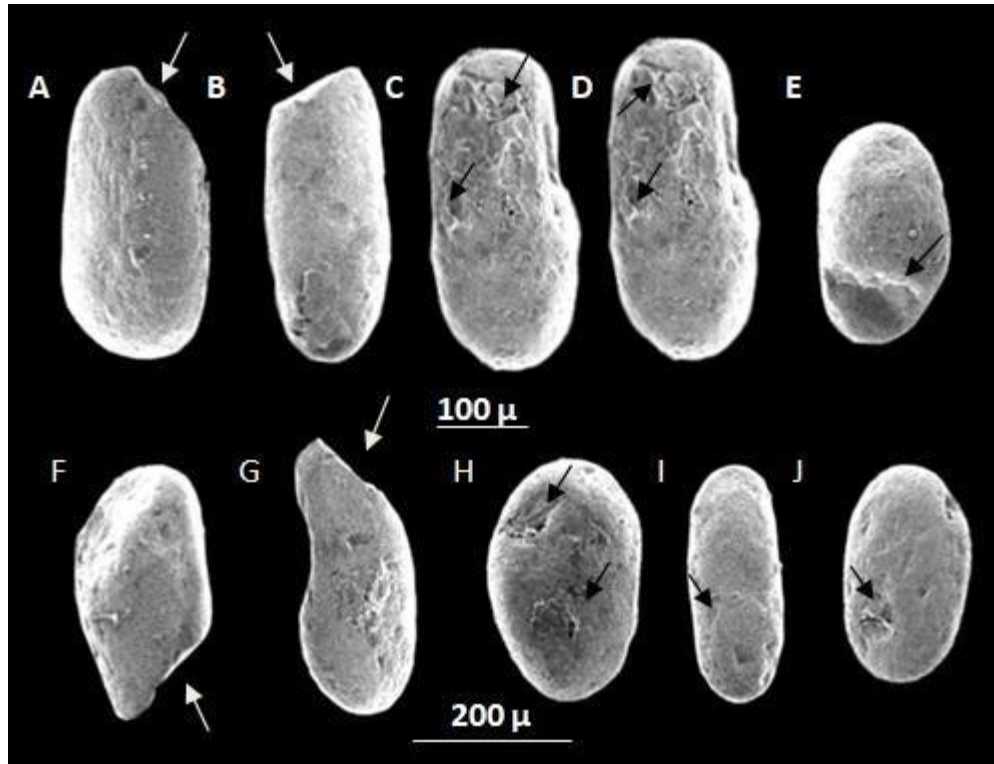


Fig 6.2.1.5: Marcas de superficie. A, B, F y G) Cristales con fracturas (indicadas con flechas blancas). C, D y H) Cristales con marcas de colisión (indicadas con flechas negras). E, I y J) Cristales con delaminación en la superficie de los circones.

Clasificación según la elongación

A partir de la medición y la relación longitud/anchura se obtuvo la elongación de cada circón y se los clasificó en cuatro grupos: cristales prismáticos largos (2.0 – 3), cristales equidimensionales (1 – 1,5), cristales prismáticos cortos (1,5 – 2) y cristales prismáticos muy largos (3 – 4). En la Figura 6.2.1.6 se representa un diagrama de torta correspondiente a los porcentajes de circones pertenecientes a cada rango de elongación.

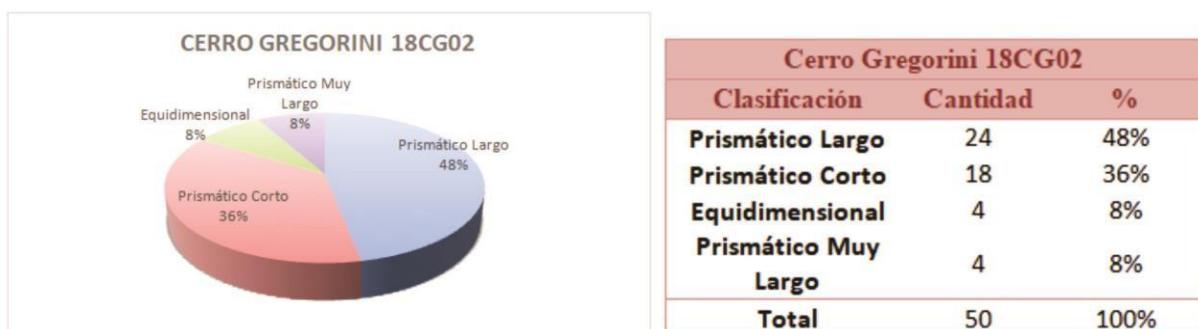


Fig 6.2.1.6: Síntesis de los datos estadísticos obtenidos.

En la Figura 6.2.1.7 se muestran los grupos de circones identificados a partir de los valores de elongación de la clasificación utilizada.

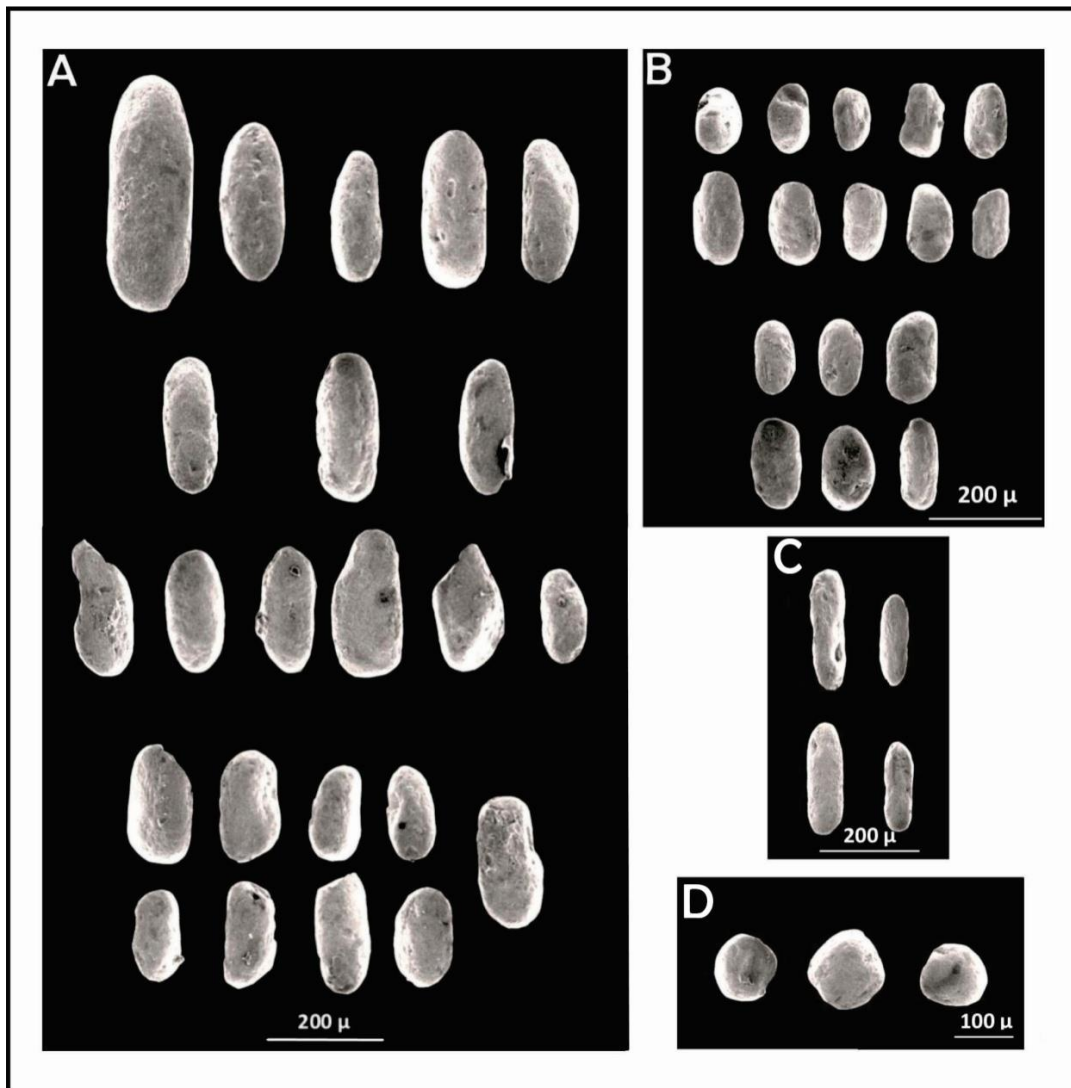


Fig 6.2.1.7: Morfologías de circones halladas en la muestra 18CG02. En las imágenes se observan las cuatro clases definidas: A) Cristales prismáticos largos, B) Cristales prismáticos cortos, C) Cristales prismáticos muy largos, D) Cristales equidimensionales.

Determinación de poblaciones

Se definieron dos poblaciones de circones a partir de las diferentes características descriptas anteriormente.

La primera población corresponde el 92% de los circones analizados y a una posible *fuentes ígnea plutónica*, la misma se puede observar en la Figura 6.2.1.8.

A pesar de que todos los circones presentan características que permiten agruparlos a un mismo tipo de fuente, se observaron particularidades que posibilitaron subdividir la población en familias:

- **Familia 1:** representa el 48% de los cristales, caracterizándose por ser “cristales prismáticos largos”, con valores de elongación $>2 - 3$. Se presentan formas cristalinas subhedrales (Fig 6.2.1.8A).
- **Familia 2:** representa el 36% de los cristales, con valores de elongación entre $>1,5 - 2$

calificando como “cristales prismáticos cortos”. Se exhiben formas cristalinas anhedrales (Fig. 6.2.1.8 B1) y subhedrales (Fig. 6.2.1.8 B2). La diferencia de tamaño respecto a otras poblaciones identificadas, podría indicar el aporte desde otras áreas fuentes, contribuyendo con circones de otra naturaleza.

- **Familia 3:** constituye el 8% restante, se caracterizan por ser “cristales prismáticos muy largos” con valores de elongación entre $>3 - 4$. Los cristales tienden a ser subhedrales (Fig. 6.2.1.8C).

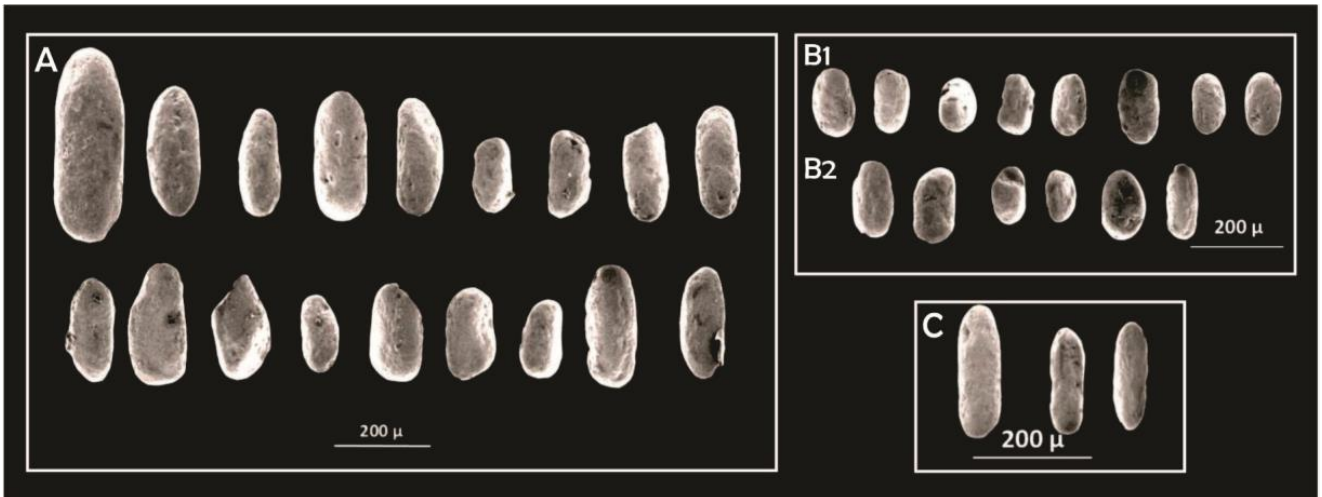


Fig 6.2.1.8: Población ígnea – plutónica. A) Familia 1, B1) Familia 2 Anhedral, B2) Familia 2 Subhedral y C) Familia 3.

Finalmente, la segunda población corresponde a cristales definidos como *cratónicos*, los cuales representan el 8% del total de circones analizados. Se caracterizan por ser “cristales equidimensionales”, con valores de elongación entre 1-1,5, los mismos se observan en la Figura 6.2.1.9. Dentro de esta población no se conservan caras cristalinas, presentando un grado de redondez muy elevado interpretado como resultado de un intenso reciclaje.

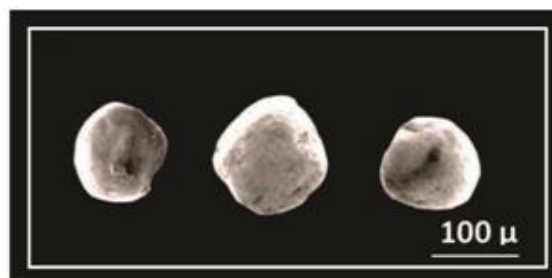


Fig 6.2.1.9: Población de cristales ‘cratónicos’.

6.2.2.- Cerro Cortapié: Muestra 18CC03

Clasificación cristalográfica y grado de redondez

Se analizaron 52 circones extraídos de una muestra de granulometría de tamaño arena. Según la clasificación cristalográfica, no se han observado cristales con formas euhedrales, reconociéndose circones con vestigios de sus caras cristalinas (formas subhedrales) o sin preservación de las mismas (cristales anhedrales). En la Tabla 6.2.2.1 se detallan los datos geostatísticos relevados del análisis de los cristales. Asimismo, se muestra en el diagrama de torta la proporción de las formas identificadas.

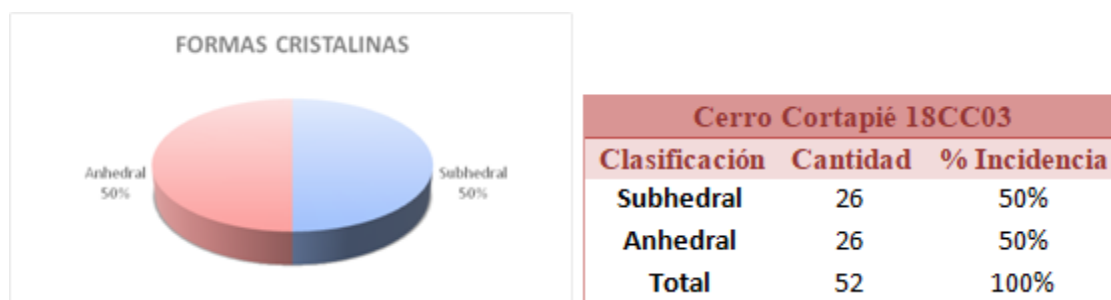


Figura 6.2.2.1: Síntesis de los datos estadísticos de la clasificación cristalográfica de la muestra 18CC03.

En la Figura 6.2.2.2 se muestran algunos circones seleccionados con diferentes grados de preservación de caras cristalinas, aquellos que tienen una mayor preservación evidencian morfologías prismáticas bipiramidales.

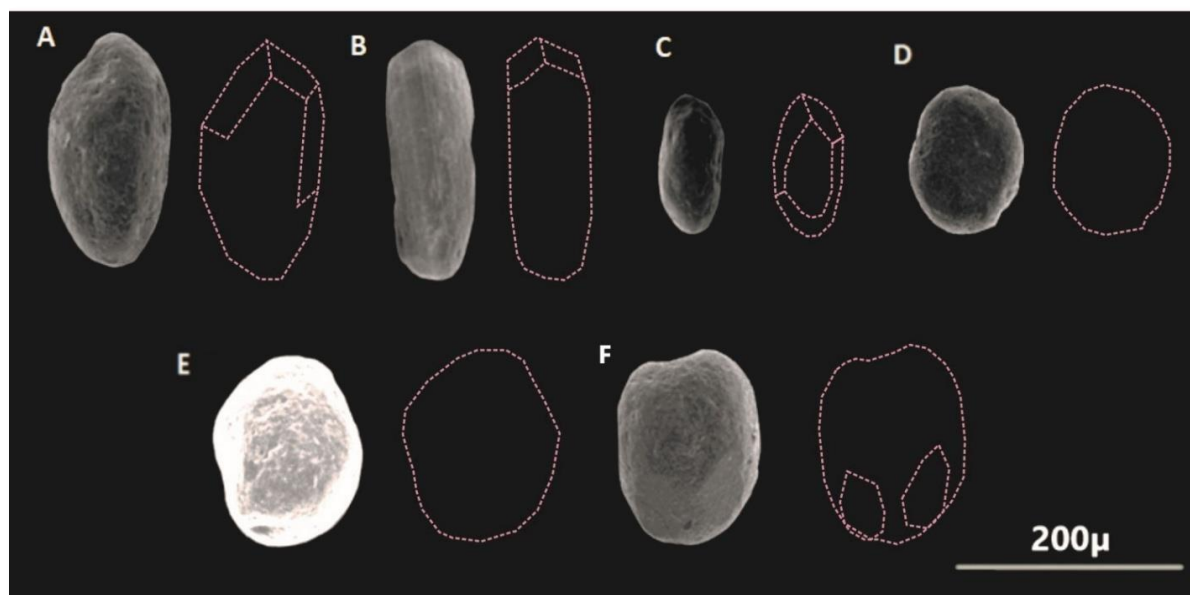


Fig 6.2.2.2: Preservación de caras cristalinas en circones de la muestra 18CC03. A) y B) Cristales subhedrales, caras prismáticas y piramidal. C) Cristal subhedral, con caras piramidales. D) y E) Cristales anhedrales sin preservación de caras. F) Cristal fracturado con leve preservación de caras bipiramidales.

El grado de redondez de los cristales varía de redondeado a completamente redondeado (Clases 6, 7, 8, 9 y 10). La Figura 6.2.2.3 representa la cantidad de circones que corresponden

a cada una de las clases, donde se evidencia el predominio de las formas parcial a completamente redondeadas y completamente redondeadas (clases 9 y 10).

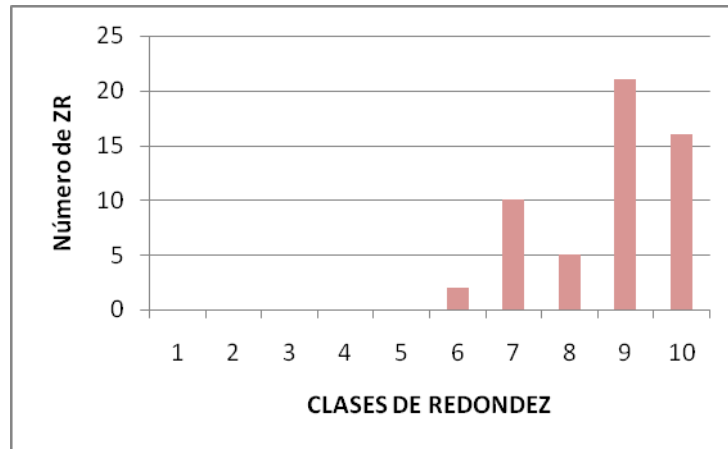


Fig 6.2.2.3: Gráfico de barras donde se observa la cantidad de circones correspondientes a cada una de las clases de Schneiderhöhn (1954) pertenecientes a la muestra 18CC03.

En la Figura 6.2.2.4 se seleccionaron cristales con diferentes grados de redondez.

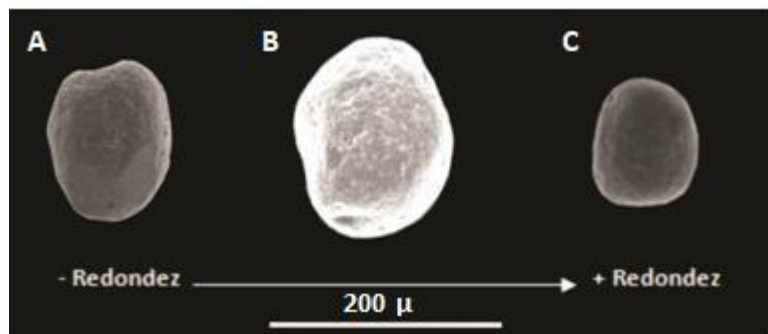


Figura 6.2.2.4: Grado de redondez de la muestra 18CC03. A) Cristal bien redondeado (Clase 7); B) Cristal parcial a completamente redondeado (Clase 9); C) Cristal completamente redondeado (Clase 10).

Características de la superficie cristalina

Se observaron diferentes tipos de marcas superficiales tales como fracturas, marcas de colisión y delaminación, vinculadas a la energía del agente de transporte.

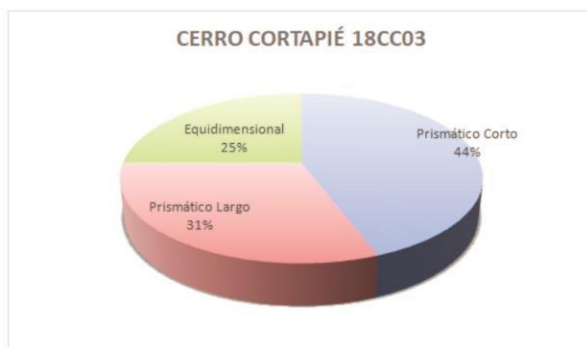
A partir de la observación de los cristales estudiados se determinó que el 95 % de los cristales presentan marcas de colisión, el 12% se encuentra fracturado y el 19% presenta delaminaciones. En la Figura 6.2.2.5 se pueden observar algunos de los cristales con diferentes marcas superficiales mencionadas.



Fig 6.2.2.5: Marcas de superficie indicadas mediante flechas. A) Fracturación, B) Marcas de colisión, C y D) Delaminaciones de los cristales.

Clasificación según la elongación

La elongación de los circones de la muestra 18CC03 permitió definir tres grupos de circones según la clasificación de elongación utilizada en el presente trabajo: cristales prismáticos cortos (> 1,5 – 2), cristales equidimensionales (1 – 1,5) y cristales prismáticos largos (>2 – 3). En la Figura 6.2.2.6 se muestra un diagrama de torta los porcentajes de los diferentes grupos de circones según la elongación.



Cerro Cortapié 18CC03		
Clasificación	Cantidad	%
Prismático Corto	23	44%
Prismático Largo	16	31%
Equidimensional	13	25%
Total	52	100%

Fig 6.2.2.6: Síntesis de los datos estadísticos obtenidos.

En la Figura 6.2.2.7 se destacan los tres grupos reconocidos a partir de los valores de elongación.

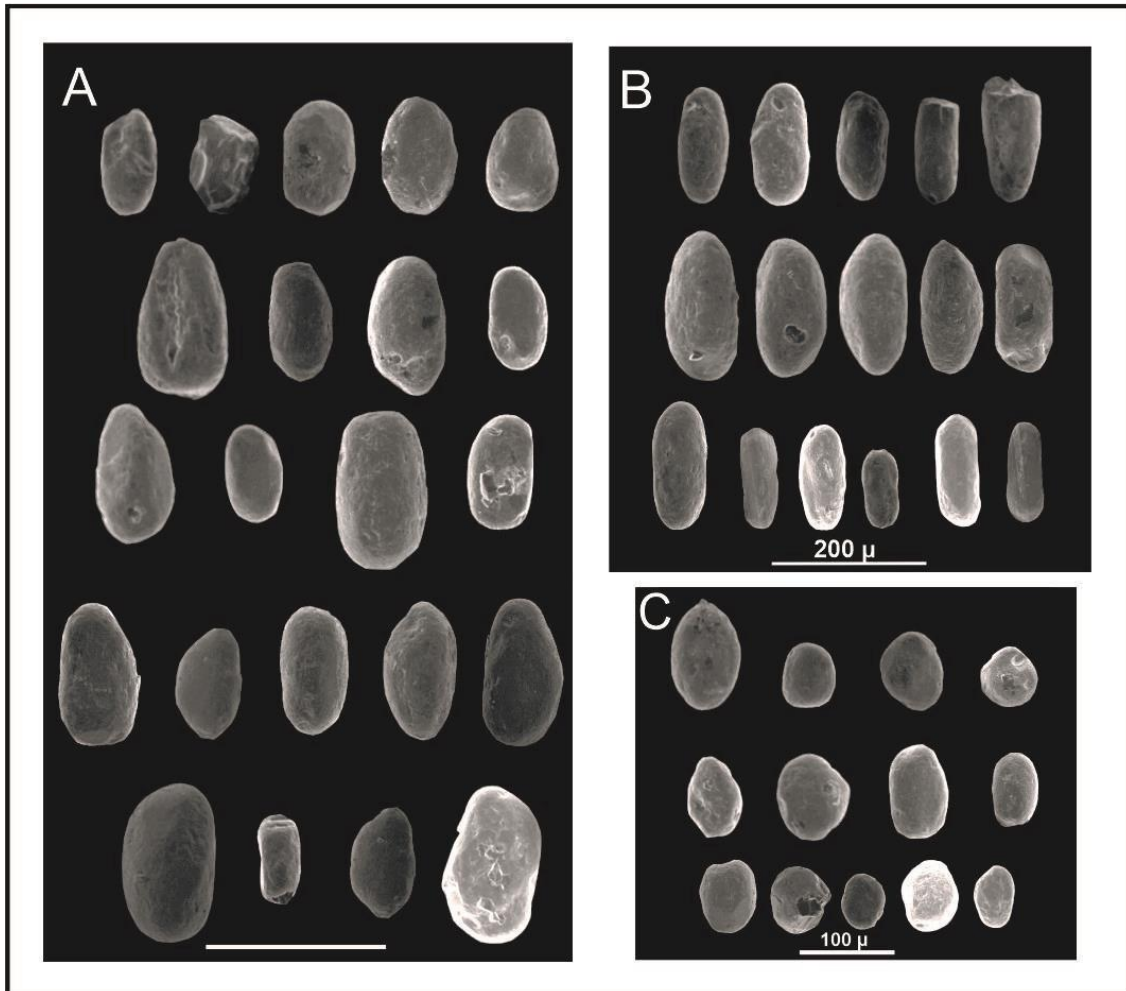


Fig 6.2.2.7: Morfologías de circones halladas en la muestra 18CC03. En las imágenes se observan las tres clases definidas: A) prismáticos cortos, B) prismáticos largos, C) equidimensionales.

Determinación de poblaciones

A partir de las propiedades analizadas, se puede agrupar la muestra en dos poblaciones.

La primera población comprende el 85% de los circones analizados y a una posible **fuentes ígnea plutónica** (Fig 6.2.2.8). Dentro de este grupo principal, se pudo observar similares morfologías, pero con diferentes valores de elongación conllevando a subdividir a la población en tres familias:

- **Familia 1:** Representa el 44% de los cristales, caracterizándose por ser “cristales prismáticos cortos”, con valores de elongación entre $>1,5 - 2$. Se exhiben formas cristalinas subhedrales (Fig 6.2.2.8 A1) y anhedrales (Fig 6.2.2.8 A2).
- **Familia 2:** el 31% corresponden a “cristales prismáticos largos”, reconociéndose formas subhedrales (Fig 6.2.2.8 B1) y anhedrales (Fig 6.2.2.8 B2)
- **Familia 3:** el 10% restante, representa cristales subhedrales con valores de elongación entre $1 - 1,5$, evidenciando formas prismáticas muy cortas. Podrían relacionarse como procedentes de rocas ígneas plutónicas, pero cuyos cristales han sido muy retrabajados. (Fig 6.2.2.8 C).

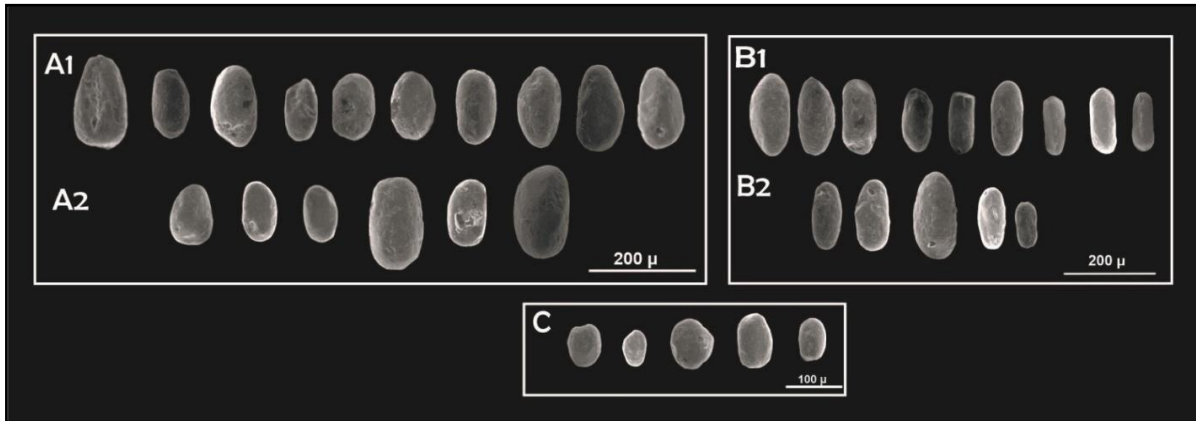


Fig 6.2.2.8: Población ígnea – plutónica. A1) Familia 1, cristales subhedrales. A2) Familia 1, cristales anhedrales. B1) Familia 2, cristales subhedrales, B2) Familia 2, cristales anhedrales. C) Familia 3.

La segunda población corresponde a cristales asignados como *cratónicos*, representando el 15% de los cristales restantes (Fig 6.2.2.9). Los mismos no conservan caras cristalinas, son equidimensionales y presentan valores de elongación entre 1 – 1,5.

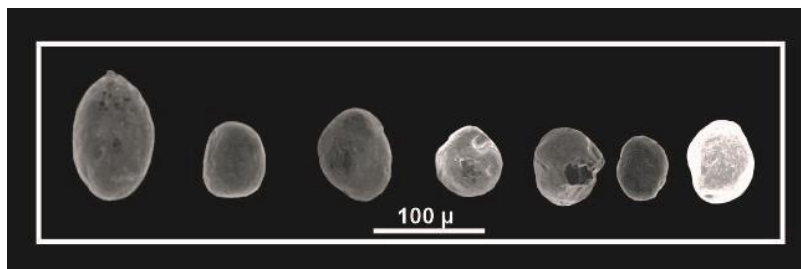


Fig 6.2.2.9: Población de cristales cratónicos.

6.2.3.- Zona Cerro Colorado: Muestra 18CL07

Clasificación cristalográfica y grado de redondez

Se analizaron 50 circones de los cuales se pudieron identificar formas cristalinas euhedrales, subhedrales y anhedrales, predominando las formas subhedrales y anhedrales (ver Fig 6.2.3.1).

A partir de la preservación de algunas caras cristalinas se pudo reconocer la participación de circones con morfologías cristalinas de características prismáticas (Fig 6.2.3.2).

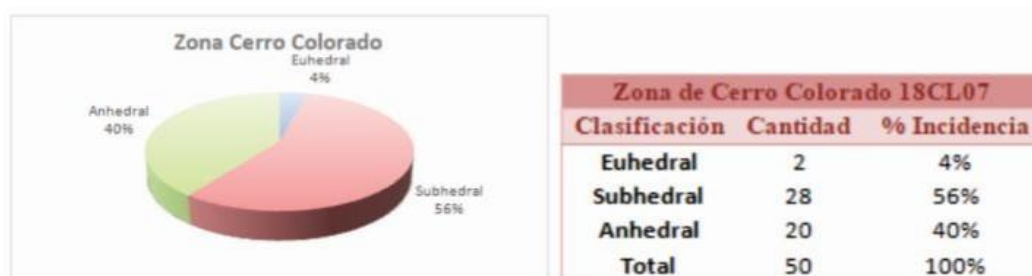


Figura 6.2.3.1: Síntesis de los datos geoestadísticos de las formas generales de la muestra 18CL07.

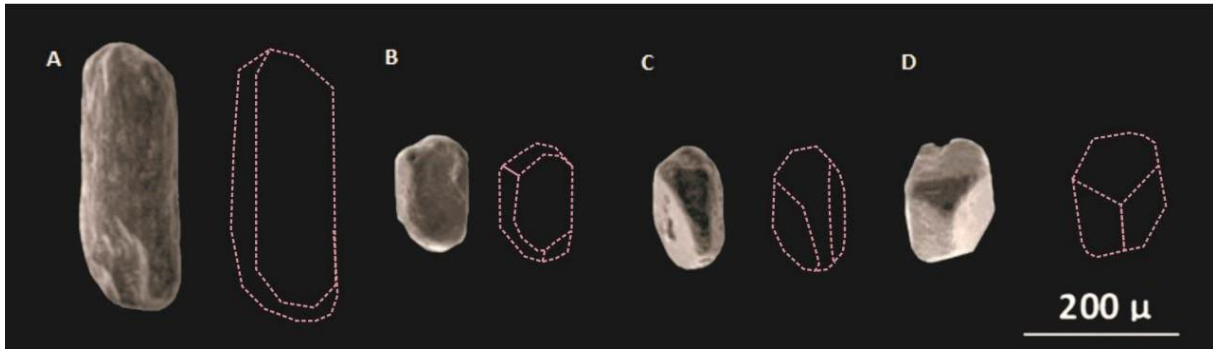


Fig. 6.2.3.2: Formas cristalinas identificadas en los circones de la muestra 18CL07. A) y B) cristales subhedrales, C) y D) cristales con mayor grado cristalino, cristales subhedrales- euhedrales respectivamente.

En todos los circones estudiados se observaron diferentes grados de redondez, variando de completamente no redondeado a parcial o completamente redondeado, correspondientes a las clases 1 y 9, respectivamente. En la Figura 6.2.3.3 se puede observar el número de circones correspondientes a cada clase, la redondez de esta muestra presenta una gran variabilidad con cristales redondeados en menor o mayor medida. En la Figura 6.2.3.4 se muestran circones con diferentes grados de redondez.

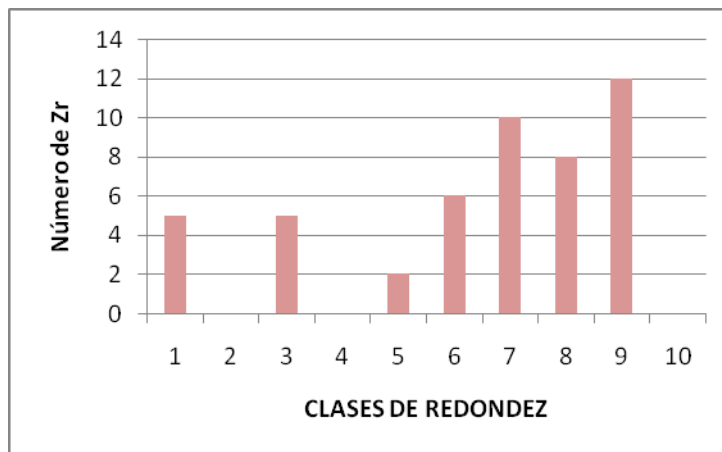


Fig 6.2.3.3: Gráfico de barras en el que se representa la frecuencia de cada una de las clases identificadas en la muestra 18CL07 según la clasificación de Schneiderhöhn (1954).

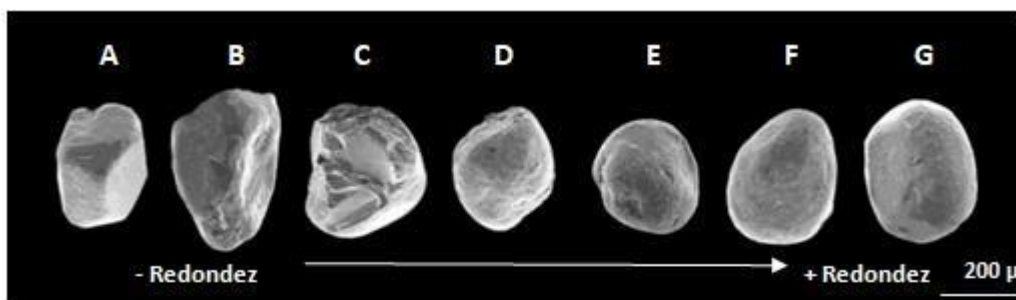


Fig 6.2.3.4: Diferentes grados de redondez de la muestra 18CL07. Se observa el aumento de redondez hacia la izquierda de los cristales: A) Levemente redondeado (Clase 4), B) Medianamente redondeado (Clase 5), C) Redondeado (Clase 6), D) Bien redondeado (Clase 7), E) Muy bien redondeado (Clase 8), F) parcialmente a completamente redondeado (Clase 9) y G) Completamente redondeado (Clase 10).

Características de la superficie cristalina

Se debe destacar la presencia de marcas superficiales en los cristales tales como, fracturas, marcas de colisión y delaminaciones, que dan cuenta de la intensidad del transporte y la energía del agente. Se determinó que: el 56% de los cristales presentan marcas de colisión, el 28% se encuentra fracturado y el 22% presenta delaminaciones. En la Figura 6.2.3.5 se muestran algunos de los cristales con las diferentes marcas superficiales mencionadas.



Fig 6.2.3.5: Marcas de superficie. A, B, D, F, H y J) Fracturas oblicuas al eje c, C) Fractura transversal al eje c, D y J) Delaminaciones. En todos los casos se observan marcas de colisión.

Clasificación según la elongación

De acuerdo a la relación longitud/ancho (elongación) de cada circón, se identificaron tres grupos: cristales prismáticos cortos ($>1,5 - 2$), cristales equidimensionales ($1 - 1,5$), cristales prismáticos largos ($2 - 3$). En la Figura 6.2.3.6 se muestra un diagrama de torta los porcentajes de cada grupo identificado según los valores de elongación.



Fig 6.2.3.6: Se observa una síntesis de los datos geoestadísticos obtenidos.

En la Figura 6.2.3.7 se muestran imágenes de los tres grupos identificados.

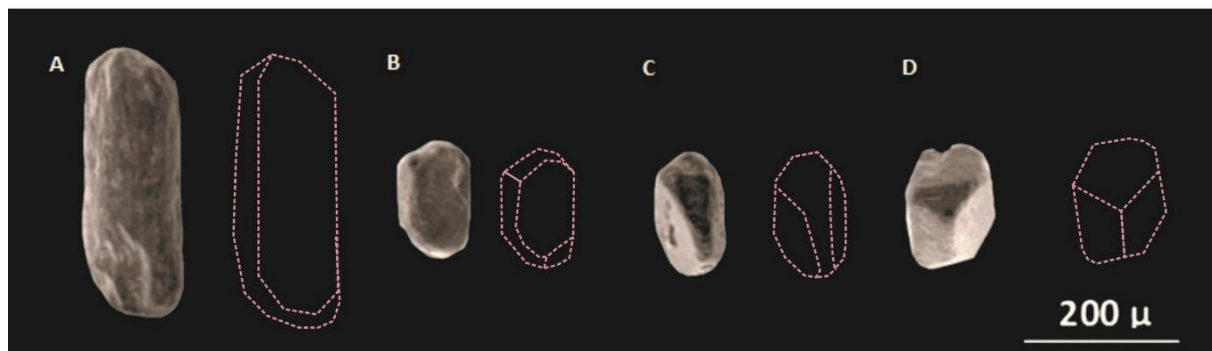


Fig 6.2.3.7: Morfologías de circones halladas en la muestra 18CL07. En las imágenes se observan las cuatro clases definidas: A) Cristales equidimensionales; B) Cristales prismáticos cortos; C) Cristales prismáticos largos.

Determinación de poblaciones

A partir del análisis de las diferentes propiedades se pueden agrupar los circones en dos poblaciones. En primer lugar, se presentan una población correspondiente a circones detríticos provenientes de una posible *fuentes ígnea plutónica*. Debido a diferencias de los valores de elongación, la misma se puede subdividir en las siguientes familias:

- **Familia 1:** representa el 20% de los cristales, caracterizándose por ser cristales con valores de elongación entre 1-1,5. Se preservan caras cristalinas, considerándolos formas euhedrales-subhedrales (Fig 6.2.3.8A).
- **Familia 2:** constituye el 32%, se definen como “cristales prismáticos cortos” con elongaciones entre >1,5 – 2. Esta familia se puede subdividir en formas subhedrales (Fig 6.2.3.8 B1) y anhedrales (Fig 6.2.3.8B2).
- **Familia 3:** son “cristales prismáticos largos”, con valores de elongación entre >2 – 3, que constituye un 24% del total de la muestra. Se caracterizan por ser cristales con formas subhedrales (Fig 6.2.3.8C).

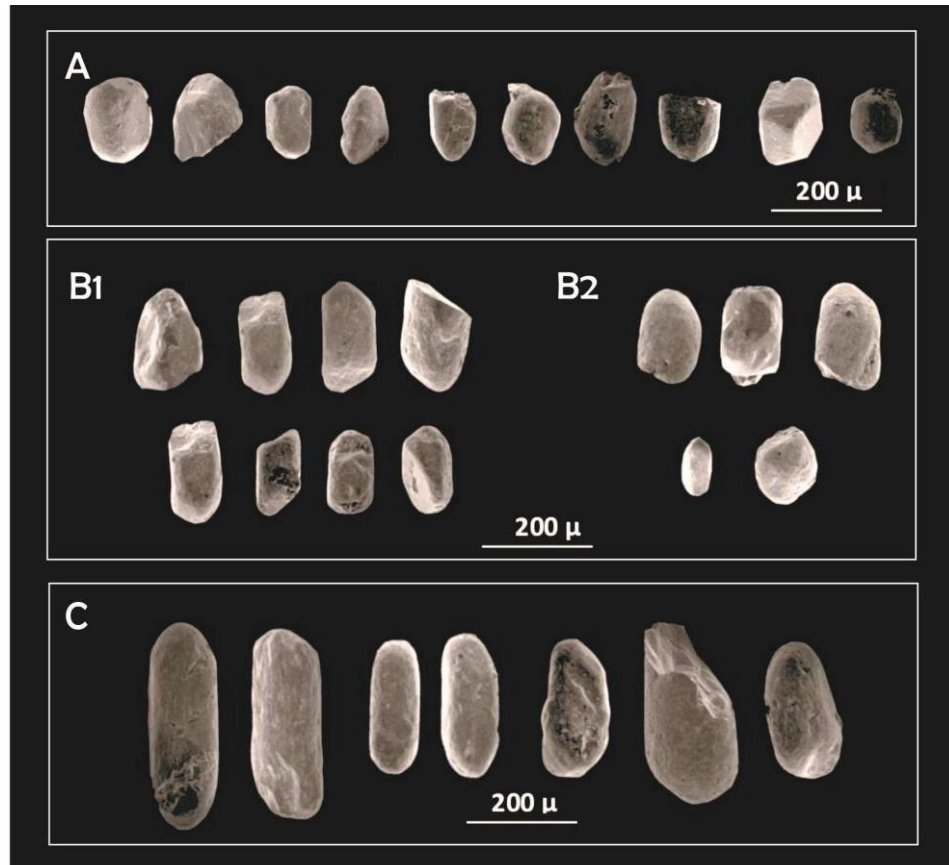


Fig 6.2.3.8: Población ígnea – plutónica. A) Familia 1, B1) Familia 2 Subhedral, B2) Familia 2 Anhedral y C) Familia 3

Finalmente, la última población corresponde a cristales detríticos considerados como *cratónicos*, correspondiendo el 24% del total de la muestra. Dicha población se caracteriza por presentar cristales equidimensionales, valores de elongación entre 1 – 1,5 y sin preservación de caras cristalinas (Fig 6.2.3.9).

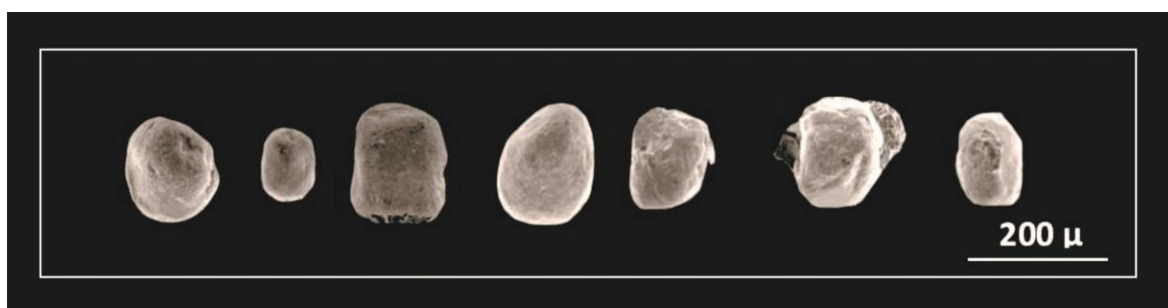


Fig 6.2.3.9: Población de cristales cratónicos.

6.2.4.- Sierra de Puán y Pigüé: Muestra 04LL19

Clasificación cristalográfica y grados de redondez

Para caracterizar la zona de Puán y Pigüé, se analizaron 53 circones donde se observaron formas euhedrales, subhedrales y anhedrales (Figura 6.2.4.1).

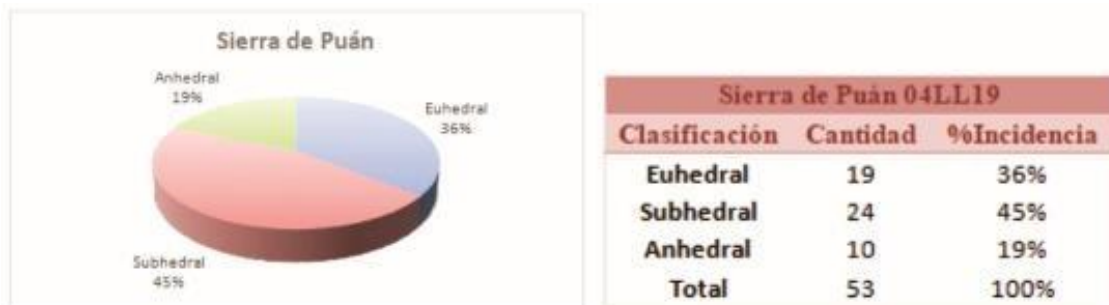


Figura 6.2.4.1: Síntesis de los datos geoestadísticos de las formas de la muestra 18CL07.

Los circones observados varían su grado de redondez desde no redondeado a completamente redondeado (clases 1 y 10). En la Figura 6.2.4.2 se destaca la cantidad de circones pertenecientes a cada clase, evidenciando la participación de un gran número de circones no redondeados. En la Figura 6.2.4.3 se pueden observar diferentes grados de preservación de caras cristalinas, con los respectivos grados de redondez identificados.



Fig 6.2.4.2: Gráfico de barras donde que muestra la frecuencia de cada una de las clases identificadas en la muestra 04LL19 según la clasificación de Schneiderhöhn (1954).

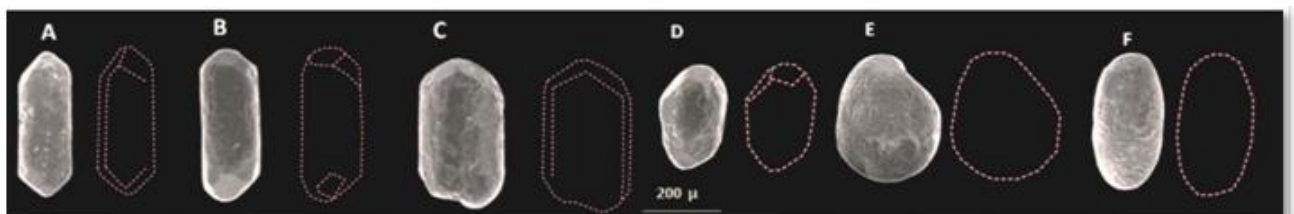


Fig 6.2.4.3: Diferentes grados de redondez identificados en los circones de la muestra 04LL19. Se observa un aumento de redondez hacia la izquierda: A) Cristal euهدral, completamente no redondeado (Clase 1), B) Cristal euهدral, casi completamente no redondeado (Clase 2), C) Cristal euهدral fracturado, pobremente redondeado (Clase 4), D) Cristal subهدral, bien redondeado (Clase 7), E) Cristal anهدral, muy bien redondeado (Clase 8) y F) Cristal anهدral casi completamente redondeado (Clase 9).

Características de la superficie cristalina

Es importante destacar la presencia de fracturas, marcas de colisión y delaminación en los circones. Se determinó que: el 81% de los cristales presentan marcas de colisión, el 21% se encuentra fracturado y el 28% presenta delaminaciones. En la Figura 6.2.4.4 se pueden observar algunos de los cristales con las diferentes marcas superficiales mencionadas.

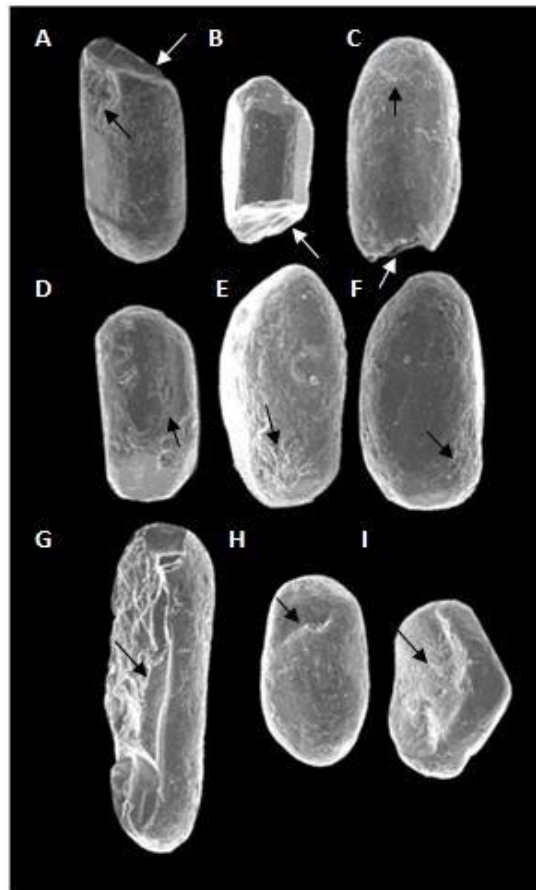


Fig 6.2.4.4: Marcas de superficie en diferentes cristales. A) Cristal con fractura oblicua; B y C) Cristales fracturados transversales al eje “c”; D, E y F) con marcas de colisión; G) Cristal con una fractura paralela al eje “c”; H e I) Cristales con delaminaciones. En todos los casos se registran marcas de colisión.

Clasificación según la elongación

La elongación de los cristales permite agruparlos en cuatro poblaciones: cristales prismáticos cortos (>1,5 – 2), cristales equidimensionales (1 – 1,5), cristales prismáticos largos (>2 – 3) y cristales prismáticos muy largos (>3 – 4).

En la Figura 6.2.4.5 se observa un gráfico de tortas en el cual se observa el porcentaje de cada clasificación encontrada.

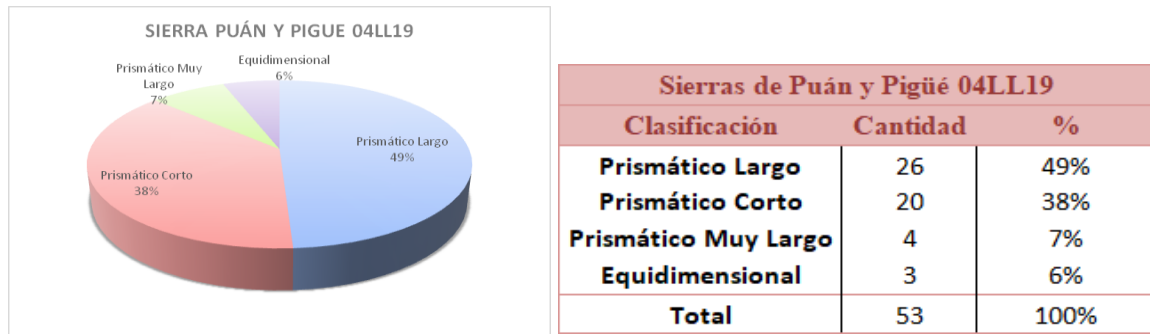


Fig 6.2.4.5: Se observa una síntesis de los datos geoestadísticos obtenidos.

En la Figura 6.2.4.6 se muestran imágenes de los cuatro grupos identificados según los diferentes rangos de elongación.

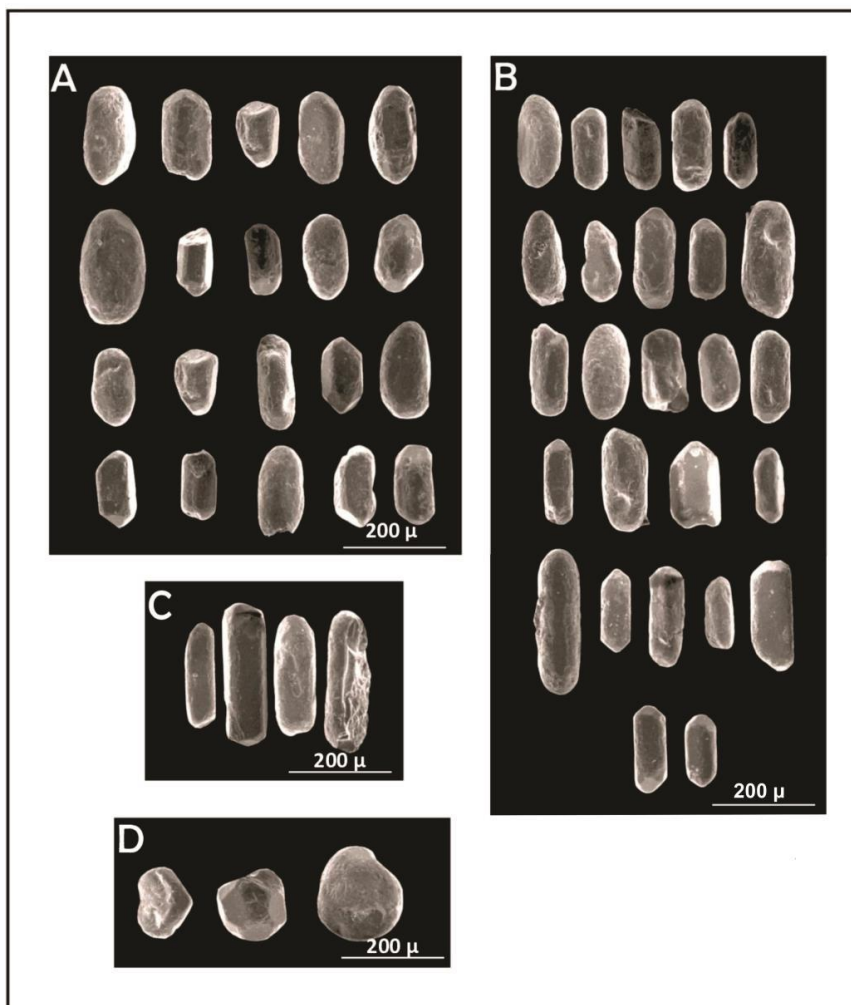


Fig 6.2.4.6: Morfologías de circones halladas en la muestra 04LL19. A) Cristales prismáticos cortos, B) Cristales prismáticos largos; C) Cristales prismáticos muy largos y D) Cristales equidimensionales.

Determinación de poblaciones

Se definieron dos poblaciones de circones a partir de las diferentes características descriptas anteriormente.

La primera población corresponde a una posible *fuentes ígnea plutónica*, comprendiendo al 94% de los circones analizados (Fig 6.2.4.7).

A pesar de que todos presentan características que permiten agruparlos en un mismo tipo de procedencia, se observaron anomalías que permitieron subdividir la población en familias:

- **Familia 1:** se caracterizan por ser “cristales prismáticos muy cortos” con valores de elongación entre 1 – 1,5, constituyendo el 38% de la muestra analizada. Según el grado de preservación de las caras cristalinas, la familia se puede dividir en euhedrales, subhedrales y anhedrales (Fig 6.2.4.7 A1, Fig 6.2.4.7 A2 y Fig 6.2.4.7 A3; respectivamente).
- **Familia 2:** comprende el 49% de los cristales, los mismos presentan valores de elongación entre $>2 - 3$, calificando como “cristales prismáticos largos”. Se observaron diferentes grados cristalinos; euhedrales, subhedrales y anhedrales (Fig 6.2.4.7 B1, Fig 6.2.4.7 B2 y Fig 6.2.4.7 B3, respectivamente).
- **Familia 3:** representan “cristales prismáticos muy largos”, con valores de elongación entre $> 3 - 3,6$, abarcando el 8% de los cristales (Fig 6.2.4.7 C).

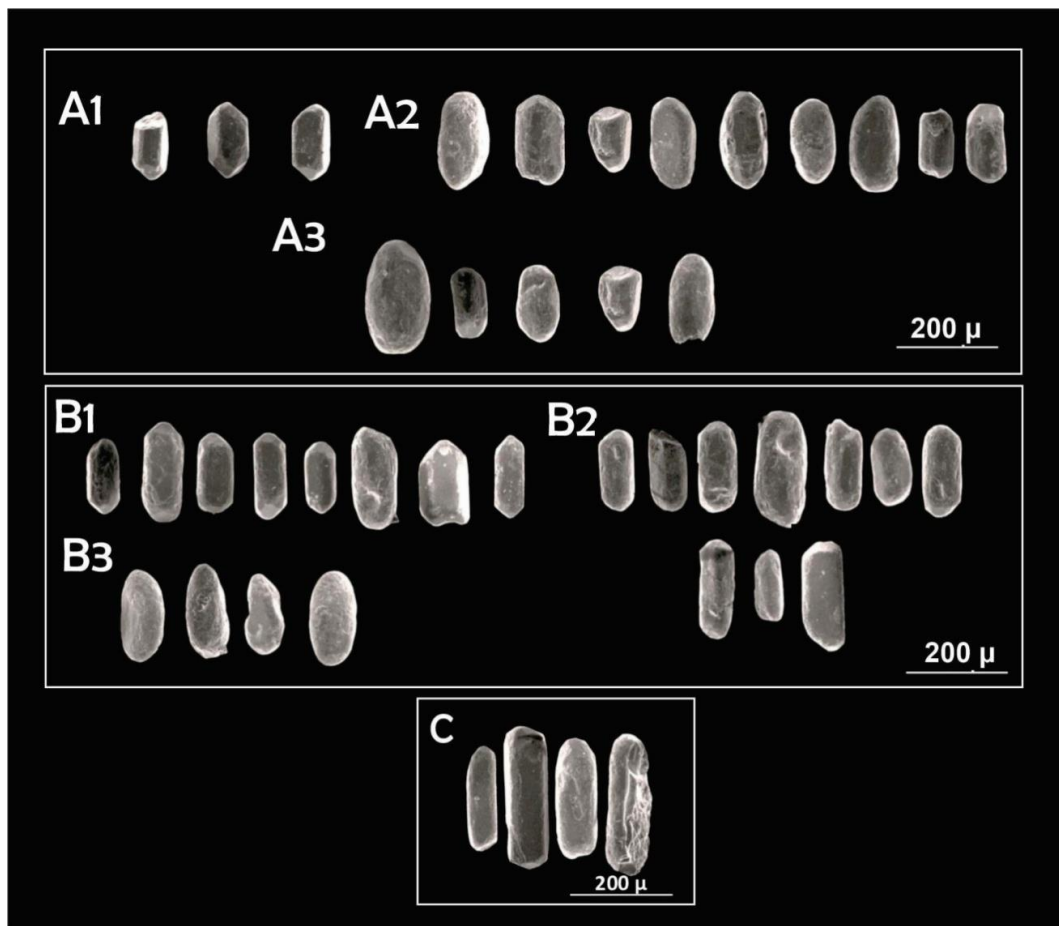


Fig 6.2.4.7: Población ígnea – plutónica. A1) Familia 1, cristales euhedrales, A2) Familia 1, cristales subhedrales y A3) Familia 1, cristales anhedrales. B1) Familia 2, cristales euhedrales, B2) Familia 2, cristales subhedrales y B3) Familia 2, cristales anhedrales. C) Familia 3.

Finalmente, la segunda población corresponde a cristales asignados como *cratónicos*, representando el 6% de los cristales analizados. Se caracterizan por ser “equidimensionales”,

con valores de elongación entre 1-1,5, como se observan en la Fig. 6.2.4.8.

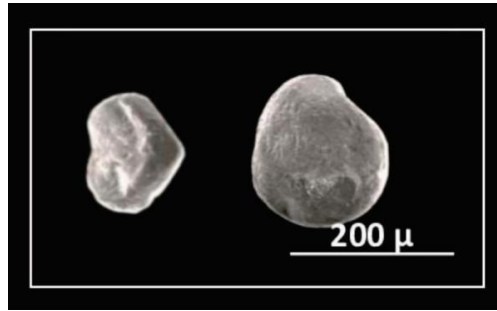


Fig 6.2.4.8: Población de cristales cratónicos.

6.2.5.- Análisis estadístico de la morfología de circones

El análisis geoestadístico aplicado a la morfología de circones y consecuente comparación de cada una de las muestras, revela ciertas diferencias que permiten reconstruir las historias previas a su depositación final, ofreciéndonos información acerca de la duración relativa de transporte y su intensidad. En la Figura 6.2.5.1, por medio de un gráfico de barras, se compara la participación de circones con los distintos grados de redondez identificados en cada muestra. En donde en el eje de abscisas se representan las clases de redondez de Schneiderhöhn (1954) y en el eje de ordenadas el número de circones (Zr) que presentan cada clase reconocida. Como se ha explicado previamente, el grado de redondez está estrechamente relacionado con la preservación de las caras cristalinas de los circones y, consecuentemente, está vinculado con la intensidad o duración relativa del tiempo de transporte al que los circones han sido sometidos. Estos parámetros, junto con otros datos aportados por metodologías isotópicas como edades U-Pb, brindan información que permite acotar la procedencia de las fuentes detríticas. De esta forma, en las figuras 6.2.3.3 y 6.2.4.2 se puede observar que las muestras correspondientes a la zona del Cerro Colorado (18LC07) y a las sierras de Puán y Pigüé (04LL19) presentan mayor variabilidad en cuanto a los grados de redondez, con cristales completamente redondeados y no redondeados; además, las mismas se caracterizan por presentar circones con un grado de desarrollo medio a alto de sus caras cristalinas (formas euédrales a subédrales). En contraste, las muestras del Cerro Gregorini (18CG02) y del Cerro Cortapié (18CC03) presentan cristales desde medianamente redondeados a completamente redondeados, caracterizándose por presentar formas cristalinas subédrales a anédrales, sin participación de formas cristalinas bien preservadas (euédrales) como las que se habían identificado en las muestras de Cerro Colorado y sierras de Puán y Pigüé.

Esta clara diferencia observada entre ambas regiones, sugiere al menos dos alternativas que permiten explicar las características de sus contribuciones:

- a. Que las fuentes detríticas que componen las muestras de los cerros Cortapié y Gregorini posiblemente estuvieron sujetas a un mayor retrabajo de los materiales o que los circones proceden desde regiones o áreas fuentes menos variables. En tanto que la participación de circones en las muestras de la zona del Cerro Colorado y las sierras de Puán y Pigüé, las cuales presentan una distribución más heterogénea de

cristales con diferentes grados de redondez, indica que el retrabajo de los materiales fue menor, pudiendo además haber recibido contribuciones desde otras regiones no influyentes en la primera área.

- b. Que las muestras de los dos sectores principales (cerros Cortapié y Gregorini / Cerro Colorado y sierras de Puán y Pigüé) representen niveles estratigráficos significativamente distintos, documentando una variación en la procedencia de las fuentes detríticas vinculada a terrenos exhumados, que actuaron con distinto grado de participación en diferentes momentos o a cambios en las paleocorrientes, que influyeron en el transporte de materiales desde distintas áreas fuentes.

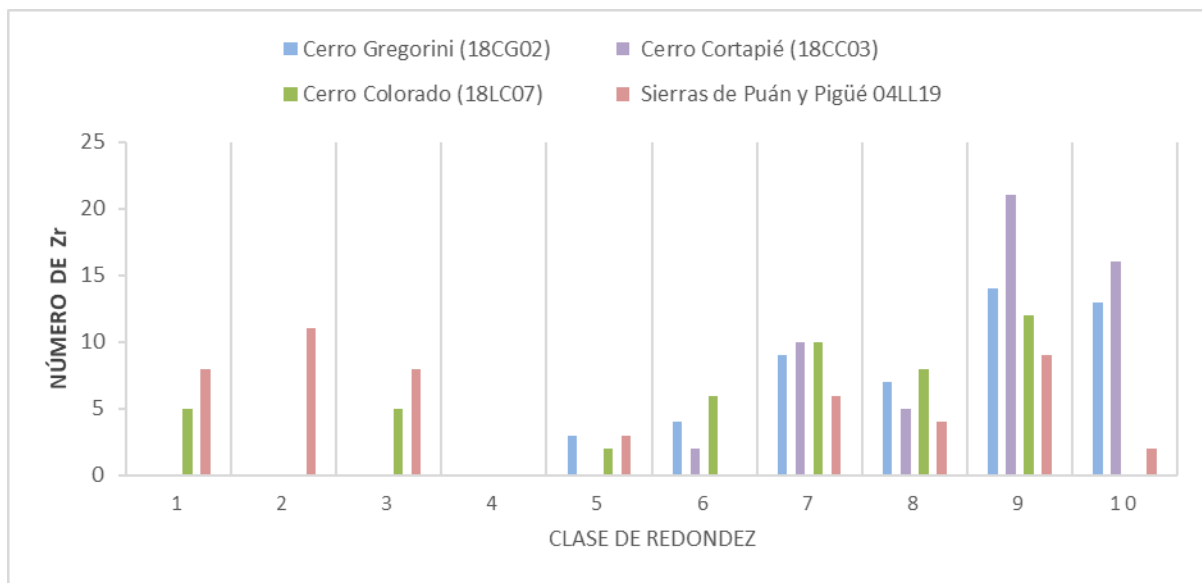


Fig 6.2.5.1: Gráfico de barras comparativo entre las muestras estudiadas según los diferentes grados de redondez.

Finalmente, en la Figura 6.2.5.2 se muestra un gráfico de dispersión y gráficos probabilísticos de densidad, teniendo en cuenta las variables de largo y ancho para cada una de las muestras. En ambos gráficos se puede observar:

- Las muestras del Cerro Gregorini (18CG02) y del Cerro Cortapié (18CC03) exhiben similitudes en la relación largo/ancho, esto se percibe tanto en el gráfico de dispersión como en los probabilísticos, donde en el primero se observa que la densidad de puntos coincide en ambas muestras y en el último se muestra una similitud en la tendencia de las formas acampanadas de las curvas.
- La muestra correspondiente a la zona del Cerro Colorado (18CL07) presenta diferencias en los valores de elongación respecto a las muestras del Cerro Gregorini (18CG02) y del Cerro Cortapié (18CC03), y, en menor medida, respecto de los valores registrados para la muestra de las sierras de Puán y Pigüé (04LL19).

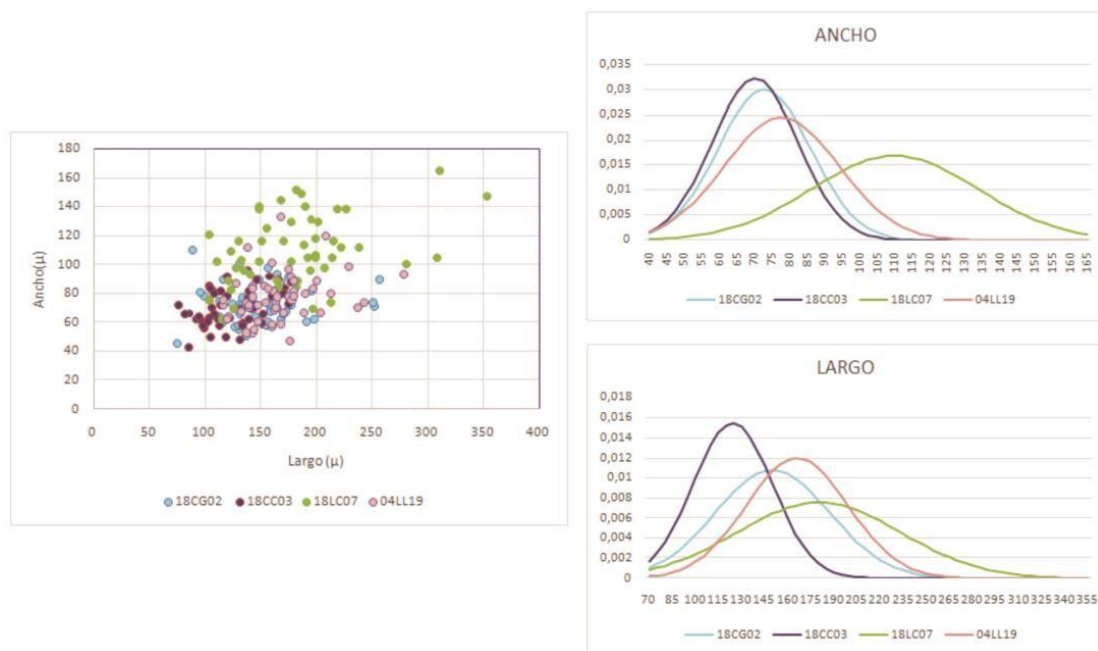


Fig 6.2.5.2: Gráficos de dispersión y de distribución normal respecto al ancho y largo de cada una de las muestras.

De la interpretación de los gráficos estadísticos, se puede profundizar la correlación realizada con el gráfico de comparación de los grados de redondez identificados entre las muestras analizadas. De esta manera, el conjunto de datos relevados sugieren que los circones documentados en las regiones de Cerro Gregorini y sierras de Puán y Pigüé (04LL19), presentan similares parámetros morfológicos, a pesar de la participación de cristales con menor grado de redondez en el caso de la muestra de las sierras de Puán y Pigüé (04LL19), en tanto que para el sector del Cerro Colorado (18CL07), a pesar que la proporción de circones con mayor grado de redondez es semejante a las muestras de los cerros Gregorini y Cortapié (18CG02, 18CC03), los mismos presentan una componente de elongación significativamente diferente, lo cual indican claramente una fuente que no es común a las otras áreas.

6.3.- Conclusiones parciales del capítulo

A partir del análisis realizado en el presente capítulo se pudieron observar similitudes y diferencias entre cada una de las muestras. Respecto a la **preservación de caras cristalinas y la redondez** se registraron discrepancias entre las muestras. Las muestras correspondientes al Cerro Gregorini (18CG02) y el Cerro Cortapié (18CC03) presentan principalmente cristales subhedrales – anhedrales con grados de redondez muy elevados, mientras que, las muestras correspondientes a la zona del Cerro Colorado (18CL07) y a las sierras de Puán y Pigüé (04LL19) presentan mayor variabilidad en sus cristales, exhibiendo, además de cristales subhedrales y anhedrales, cristales euhedrales y con bajos grados de redondez.

En cuanto a la **elongación**, se observa nuevamente coincidencia entre las muestras al Cerro Gregorini (18CG02) y el Cerro Cortapié (18CC07), diferenciándose esta última debido a un porcentaje mayor de la población cratónica. Las muestras de la zona del Cerro Colorado (18CL07) y las sierras de Puán y Pigüé (04LL19) presentan los valores de elongación más

altos. Sin embargo, la perteneciente al Cerro Colorado se distingue respecto a todas las muestras.

Los valores de elongación y los diferentes grados de desarrollo cristalino de los cristales cada una de las muestras se dividieron en dos poblaciones: plutónica y cratónica. En las figuras 6.3.1 y 6.3.2 se pueden apreciar los agrupamientos mencionados.





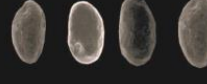
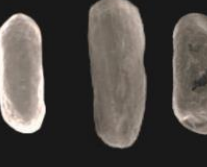

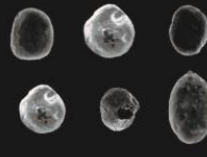
Unidad	Poblaciones	Morfología	Dimensiones	Imágenes
18CG02	Grupo 1 N=46 (Plutónicos)	Cristales prismáticos largos	$>2 \mu \leq E \leq 3 \mu$	
		Cristales prismáticos cortos	$>1,5 \mu \leq E \leq 2 \mu$	
	Grupo 2 N=4 (Cratónicos)	Cristales prismáticos muy largos	$>3 \mu \leq E \leq 4 \mu$	
		Cristales redondeados	$>1\mu \leq E \leq 1,5 \mu$	
18CC03	Grupo 1 N=44 (Plutónicos)	Cristales prismáticos cortos	$>1,5 \mu \leq E \leq 2\mu$	
		Cristales prismáticos largos	$>2 \mu \leq E \leq 3 \mu$	
		Cristales prismáticos muy cortos	$>1\mu \leq E \leq 1,5\mu$	
	Grupo 2 N=8 (Cratónicos)	Cristales redondeados	$1 \mu \leq E \leq 1,5 \mu$	

Fig 6.3.1: Análisis detallado de las distintas morfologías de circones encontradas y su relación con la naturaleza de las rocas fuentes (grupos) de las muestras 18CG02 y 18CC04


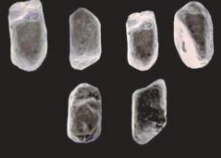





Unidad	Poblaciones	Morfología	Dimensiones	Imágenes
18CL07	Grupo 1 N=38 (Plutónicos)	Cristales prismáticos muy cortos	$1,5 \mu \leq E \leq 1 \mu$	
		Cristales prismáticos cortos	$>1,5 \mu \leq E \leq 2 \mu$	
		Cristales prismáticos largos	$>2 \mu \leq E \leq 3 \mu$	
		Grupo 2 N=12 (Cratónicos)	Cristales redondeados	$1,5 \mu \leq E \leq 1 \mu$
04LL19	Grupo 1 N=53 (Plutónicos)	Cristales prismáticos cortos	$1,5 \mu \leq E \leq 1 \mu$	
		Cristales prismáticos largos	$>2 \mu \leq E \leq 3 \mu$	
		Cristales prismáticos muy largos	$>3 \mu \leq E \leq 4 \mu$	
	Grupo 2 N=2 (Cratónicos)	Cristales redondeados	$1 \mu \leq E \leq 1,5 \mu$	

Fig 6.3.1: Análisis detallado de las distintas morfologías de circones encontradas y su relación con la naturaleza de las rocas fuentes (grupos) de las muestras 18CL07 y 04LL19.

A partir de lo mencionado anteriormente, se puede concluir que las muestras del Cerro Gregorini y del Cerro Cortapié son muy similares, lo cual coincide con su ubicación geográfica y las características generales de las muestras. El grado de redondez, la escasa preservación de las caras cristalinas y las marcas de colisión indican que los circones detríticos sufrieron una intensa energía durante el transporte y es por esto que se puede inferir una posible fuente de origen que no se encuentra cercana.

Con el análisis de la muestra de la zona del Cerro Colorado (18CL07) se puede inferir una fuente de origen alejada y diferente al resto, ya que presenta valores de elongación mayores y cristales con bajo grado de redondez, lo que indica que los cristales sufrieron menor retrabajo, lo cual permitió que conservaran mejor las caras cristalinas de los circones. Cabe destacar que

la muestra 18LC07 se encuentra cercana al Granito Cerro Colorado, por lo tanto, debido a lo mencionado anteriormente, los circones pertenecientes a esta muestra podrían derivar directamente del cuerpo ígneo.

Finalmente, en la muestra perteneciente a las sierras de Puán y Pigüé (04LL19) se ha observado un mayor porcentaje de cristales euhedrales y con bajos grados de redondez. Estas diferencias podrían indicar contribuciones de una fuente distinta respecto a la muestra 18CL07 y a las del sector de los cerros Gregorini y Cortapié, que podrían deberse a que corresponden a diferentes niveles estratigráficos. Por lo tanto, registraron aportes de diferentes fuentes detríticas y/o cambios en las direcciones de las paleocorrientes, documentando variaciones en las direcciones de transporte de material y, por ende, distintas fuentes.

En función a las interpretaciones realizadas a partir del análisis morfológico y estadístico de circones, se puede relacionar a la muestra 04LL19 con la Formación La Lola, la muestra 18CL07 como una transición entre las formaciones La Lola – Mascota y, finalmente, las muestras 18CG02 y 18CC03 con la Formación Mascota. No obstante, los datos de U-Pb obtenidos en este trabajo (discutidos en el capítulo siguiente) permiten tener una mayor certeza sobre estas interrogantes.

7) RESULTADOS ISOTÓPICOS

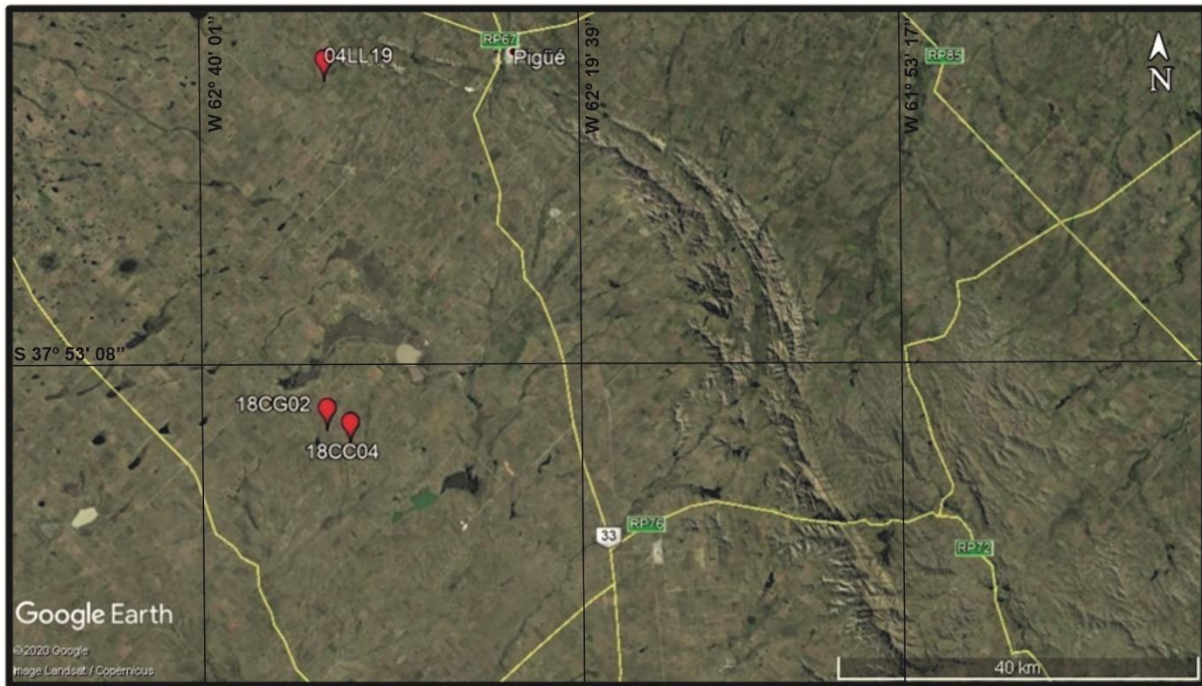
La aplicación de geología isotópica en circones detríticos, se ha convertido en una herramienta geocronológica esencial para el estudio de diversas secuencias estratigráficas. Como se mencionó en el capítulo anterior; los circones pueden resistir a diferentes procesos, tales como erosión, transporte o procesos metamórficos, por lo tanto, a partir de estudios isotópicos U-Pb aplicados en circones se pueden interpretar diferentes eventos tales como las edades de cristalización magmática, de metamorfismo o edades máximas de sedimentación. De esta forma, resultan esenciales para el estudio de la procedencia de unidades sedimentarias silicoclásticas y comprender el ambiente tectónico en el cual se desarrollaron.

Los primeros datos sobre circones detríticos en unidades silicoclásticas de la base del Grupo Curamalal fueron aportados por Ramos *et al.* (2014). Dichas dataciones, sumadas a las obtenidas en este trabajo, brindan nueva información para la interpretación de la historia evolutiva y procedencia sedimentaria de la secuencia basal del Grupo Curamalal.

7.1.- Unidades estudiadas

Los concentrados de circones detríticos de tres muestras, fueron analizados mediante el análisis isotópico U-Pb (LA-ICP-MS). Las mismas corresponden a rocas cuarcíticas aflorantes en los cerros Gregorini y Cortapié (18CG02 y 18CC04), identificadas como pertenecientes a la Formación Mascota y una muestra de cuarcita procedente de la Sierra de Pigüé (04LL19), asignada a la Formación La Lola (Fig 7.1.1).

Como se mencionó en el Capítulo 4, los concentrados de circones fueron enviados al Laboratorio de Geocronología U-Pb LA-ICP-MS CPGeo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil, en el cual se realizó el análisis de las relaciones isotópicas, bajo la dirección del Prof. Dr. Miguel A. Stipp Basei. El equipo consiste en un espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (Thermo Fisher Neptune) y ablación láser (New Wave UP213) acoplada a un MC-ICP-MS (Neptune). Los granos de circón se montaron en una pastilla de resina de 2,5 cm de diámetro (eventualmente se utilizó un *mount* de 1 cm de diámetro) y fueron pulidos hasta su seccionamiento. La datación se realizó con el espectrómetro en modo estático y usando un tamaño de spot de 25-40 μ m de diámetro. Durante las determinaciones analíticas se utilizó el circón estándar GJ-1 (Simon *et al.*, 2004). Los análisis del estándar GJ-1 se repitieron periódicamente cada 10 mediciones para corregir los errores y/o variaciones del equipo durante las siguientes mediciones. El error externo es calculado por la propagación del error principal de GJ-1 y de los circones de la muestra individuales (o spots).



7.1.1: Imagen Google Earth con la ubicación de las muestras que fueron utilizadas para el estudio isotópico U-Pb.

7.2.- Edades U-Pb

Un total de 265 circones detríticos fueron analizados mediante la metodología U-Pb LA- ICP-MS. Los resultados han sido graficados en diagramas de concordia de Wetherill (1956) y en diagramas de probabilidad relativa (Ludwig, 2003). Como complemento, acompañan a los diagramas de concordia y probabilidad relativa, las imágenes MEB de los circones analizados, indicando el punto de datación con el registro obtenido (Figs. 7.2.1, 7.2.2 y 7.2.3). Cabe destacar que un adelanto de estos resultados fue presentado en el XXI Congreso Geológico Argentino (Uriz *et al.*, en prensa), encontrándose su publicación en suspenso, como resultado de la reprogramación del Congreso para el 2021.

Muestra 18CC04 - Cerro Cortapié

De la muestra 18CC04 se analizaron un total de 77 circones detríticos, obteniéndose dos modas principales con edades cámbricas y neoproterozoicas, que representan el 46,75% y 33,76%, respectivamente, de la población total de circones.

Para el Cámbrico, mayormente las edades quedan comprendidas entre 522 – 539 Ma (Cámbrico temprano), representando el 27,3%; siguen en orden de participación edades entre 490 – 509 Ma (Cámbrico tardío), representando 10,4%; y, finalmente, edades entre 510-521 Ma (Cámbrico medio) que corresponden al 9,1% restante.

El Proterozoico se encuentra representado en un 48,1%, con edades que oscilan entre 542 – 1531 Ma, de las cuales, un 33,8% corresponden al Neoproterozoico, con registros entre 542 – 944 Ma, destacándose en un 14,3% las edades correspondientes al Ediacariano.

Finalmente, algunos granos registraron edades neoarqueanas, paleoproterozoicas, mesoproterozoicas, ordovícicas y silúricas, constituyendo en conjunto el 15 % del total de los circones analizados. (Fig 7.2.1)

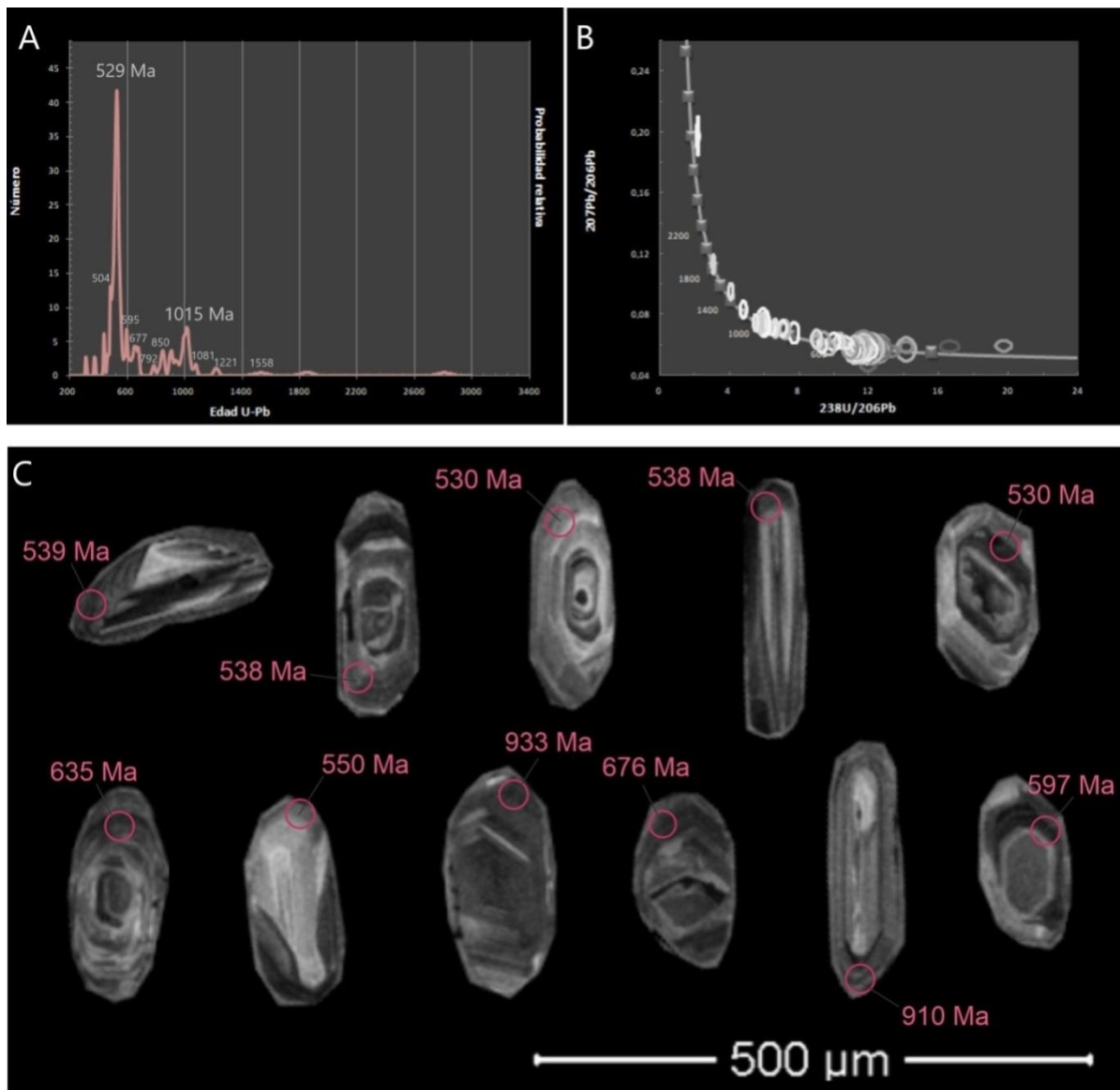


Fig 7.2.1: A) Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos, B) Curva de concordia y C) imágenes de catodoluminiscencia de los circones más representativos de la muestra 18CC04, destacando los spots de análisis en los bordes y edades obtenidas de los mismos.

Muestra 18CG02 - Cerro Gregorini

Para la muestra 18CG02 se analizaron 96 circones detríticos cuyos resultados arrojan una moda principal, ubicada en el Cámbrico (50%), cuyas edades oscilan entre 488 – 541 Ma, predominando el Cámbrico temprano con un 27,1% y edades comprendidas entre 521 – 541 Ma.

Una moda secundaria está representada por circones del Proterozoico, donde las edades neoproterozoicas constituyen el 30,2%, destacándose los registros del Ediacariano con edades

entre 542 – 618 Ma (17,7%). Otros registros proterozoicos arrojaron edades referidas al Mesoproterozoico (9,4%) entre 1006 – 1132 Ma y al Paleoproterozoico (4,1%) entre 1765 – 2120 Ma.

Finalmente, se identificaron dos circones antiguos, con valores del Neoarqueano y Paleoarqueano, con edades de 2771 y 3217 Ma respectivamente, y cuatro granos con edades correspondientes al Ordovícico (449 – 485 Ma), siendo los circones más jóvenes datados. (Fig 7.2.2).

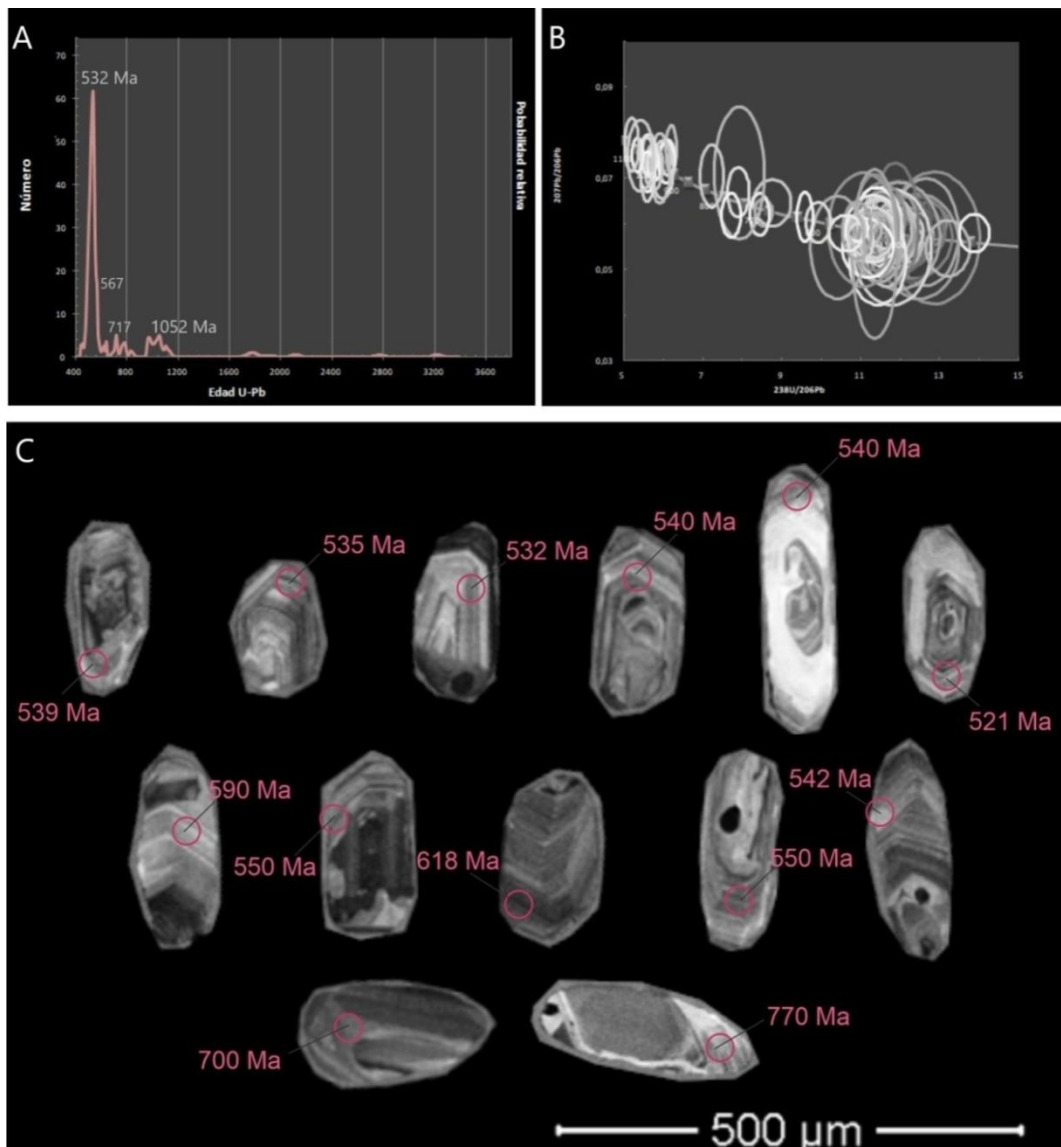


Fig 7.2.2: A) Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos, B) Curva de concordia y C) imágenes de catodoluminiscencia de los circones más representativos de la muestra 18CG02, destacando los spots y edades obtenidas de los mismos.

Muestra 04LL19 - Sierras de Pigüé

92 circones de la muestra 04LL19 fueron sometidos al análisis isotópico U-Pb arrojando edades comprendidas entre 495 – 540 Ma (Cámbrico) como fuente dominante, representando el 78,3% del total. Dentro de estas edades, se pueden diferenciar aquellos registros del

Cámbrico temprano con valores entre 521 – 541 Ma que corresponden al 51,1%, circones del Cámbrico medio entre 511 – 520 Ma (19,6%), y finalmente, circones del Cámbrico tardío entre 488 – 509 Ma (7,6%).

Completan la población de circones detríticos, aquellos cristales que arrojaron edades del Ediacariano, con datos entre 542 – 640 Ma y granos con edades del Paleoproterozoico de 2044 y 2174 Ma, que representan el 2,2%.

Finalmente, se registraron cuatro granos con edades del Ordovícico (449, 470, 483 y 485 Ma) que componen el 3,3% del total de la muestra, siendo los circones más jóvenes identificados. (Fig 7.2.3).

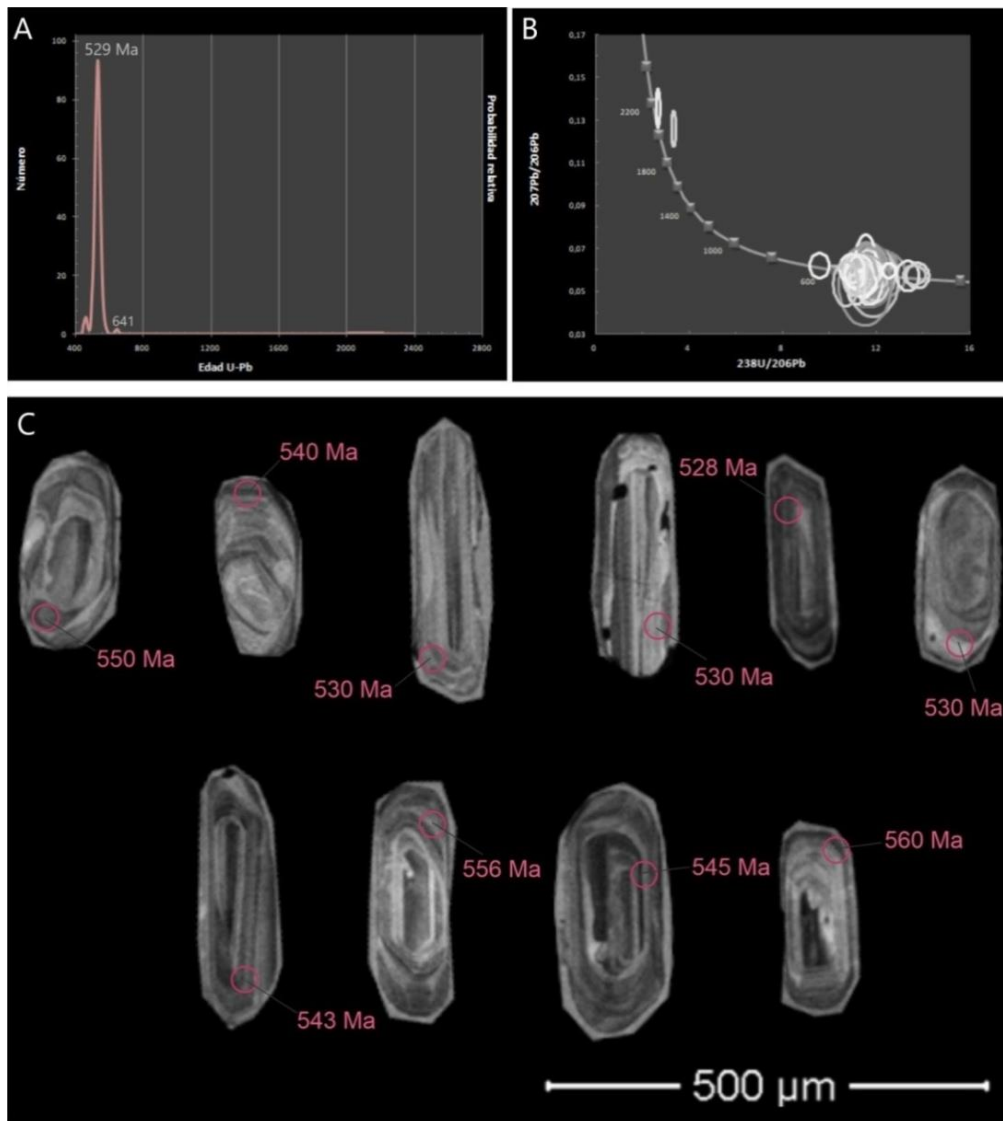


Fig 7.2.3: A) Gráfico de probabilidad relativa con las edades U/Pb en circones detríticos, B) Curva de concordia y C) imágenes de catodoluminiscencia de los circones más representativos de la muestra 04LL19, destacando los spots y edades obtenidas de los mismos.

7.3.- Comparación e interpretación de datos

La integración de los datos U-Pb de circones detríticos de las unidades cuarcíticas de la base del Grupo Curamalal aportados en el presente TFL y aquellos publicados por Ramos *et al.* (2014), posibilitan identificar con mayor precisión cuáles fueron las principales fuentes de aportes sedimentarios y la evolución del relleno de la cuenca. Asimismo, los patrones de edades reconocidas permitirán correlacionar los niveles cuarcíticos aflorantes en el sector de la Sierras de Chasicó y las secuencias expuestas en las Sierras de Curamalal. La ubicación geográfica de las muestras de los respectivos trabajos se detalla en la Figura 7.3.1.

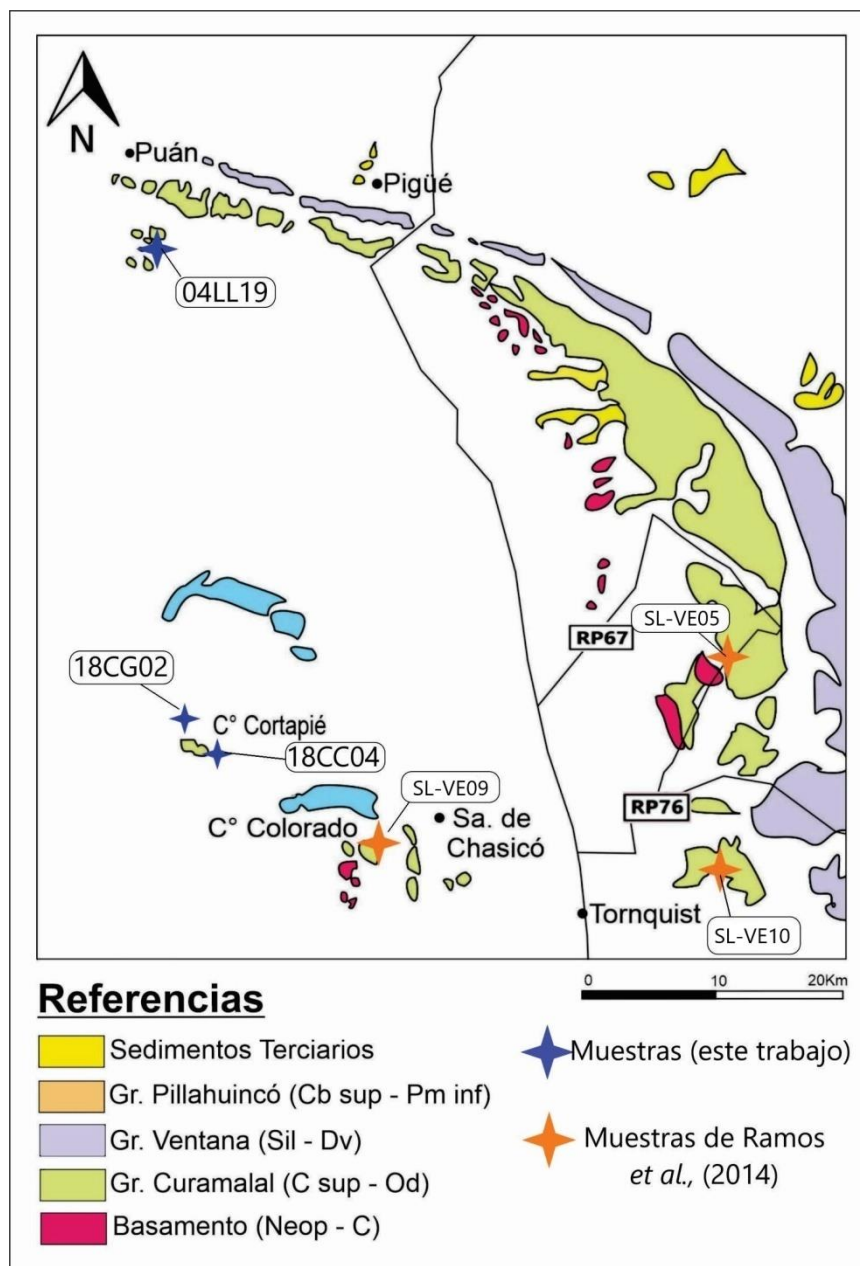


Fig 7.3.1: Ubicación de las muestras U-Pb analizadas en este trabajo y en el de Ramos *et al.*, (2014).

En la Tabla 7.3.1 se resume la participación y proporción de las fuentes detríticas de las muestras de ambos trabajos para las unidades de la base del Grupo Curamalal, en tanto que, el

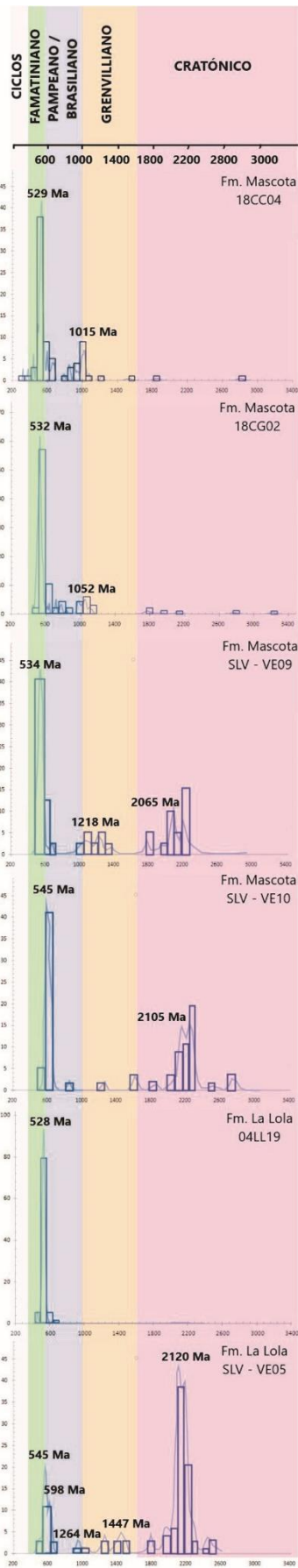
gráfico de probabilidad (Figura 7.3.2) permite visualizar de manera clara la correspondencia existente entre las principales poblaciones de edades de circones detríticos en cada muestra. Cabe destacar que las muestras en este último gráfico han sido ordenadas según la posición estratigráfica de las unidades.

CICLOS	EDADES	En este trabajo			Ramos <i>et al.</i> , 2014			
		Fm Mascota		Fm. La Lola	Fm. Mascota		Fm. La Lola	
		18CC04	18CG02	04LL19	SL-VE05	SL-VE09	SL-VE10	
FAMATINIANO	443,8 Ma Silúrico	2,6%	-	-	-	-	-	
	485,4 Ma Ordovícico	1,3%	4,2%	3,3%	1,2%	-	-	
	497 Ma Cámbrico tardío	10,4%	12,5%	7,6%	-	-	-	
	521 Ma Cámbrico med.	9,1%	10,4%	19,6%	3,6%	-	-	
PAMPEANO/ BRASILIANO	541 Ma Cámbrico temprano	27,3%	27,1%	51,1%	4,8%	22,9%	8,9%	
	Neoproterozoico	Ediacario	15,6%	17,7%	16,3%	8,3%	20,8%	35,7%
		Criogeniano	5,2%	3,1%	-	-	2,1%	1,8%
GRENVILLIANO	720 Ma Toniano	13,0%	9,4%	-	1,2%	4,2%	1,8%	
	Mesoproterozoico	Steniano	11,7%	9,4%	-	3,6%	8,30%	-
		Ectasiano	-	-	-	1,2%	4,2%	1,8%
Calymmiano		1,3%	-	-	3,6%	-	3,60%	
TRANSAMAZÓNICO	Paleoproterozoico	Sthateriano	1,3%	2,1%	-	2,4%	-	1,8%
		Orosiriano	-	1,0%	-	6,0%	10,4%	3,6%
		Rhyaciano	-	1,0%	2,2%	60,7%	27,1%	35,7%
		Sideriano	-	-	-	2,4%	-	1,8%
JEQUIÉ	Arqueano	Neoarqueano	1,3%	1,0%	-	1,2%	-	3,6%
		Mesoarqueano	-	-	-	-	-	-
		Paleoarqueano	-	1,0%	-	-	-	-
		Eoarqueano	-	-	-	-	-	-

Tabla 7.3.1: Resumen de la participación y proporción de las fuentes detríticas de todas las muestras.

De la comparación de los datos de las muestras expuestos en la Tabla 7.3.1 se destacan las siguientes particularidades:

- Relevante participación de circones detríticos con edades paleoproterozoicas en las muestras publicadas por Ramos *et al.* (2014), con una mayor proporción en la muestra SL-VE05 (67,47%), en la que el 53,6% corresponden al Ciclo Transamazónico. La muestra SL-VE10 presenta un menor contenido del aporte Proterozoico, pero continúa siendo significativo (42,86%), correspondiendo al ciclo Transamazónico el 23%. En la muestra SL-VE09 las edades paleoproterozoicas alcanzan un 37,5%, de las cuales el 28,6% pertenecen al Ciclo Orogénico Transamazónico. Por otra parte, en las muestras del presente trabajo, los porcentajes de circones detríticos con edades paleoproterozoicas son escasos. La muestra 18CC04 posee un 1,3% de edades paleoproterozoicas, siendo más jóvenes que las identificadas como pertenecientes al Ciclo Transamazónico. La muestra 18CG02



registra un 4,16% de circones con edades paleoproterozoicas donde solamente el 1% pertenece al Ciclo Transamazónico. Finalmente, la muestra 04LL19 presenta solo 2,2% de edades paleoproterozoicas correspondientes al Ciclo Transamazónico.

- Los circones detríticos con edades pertenecientes al Ciclo Pampeano – Brasiliano presentan un comportamiento opuesto a lo observado en el caso de los circones correspondientes al Ciclo Transamazónico. Los mayores porcentajes se concentran en las muestras ubicadas hacia el sector occidental, donde la participación de circones con edades asignadas al Ciclo Pampeano-Brasiliano alcanzan el 67,4% (04LL19), 61,1% (18CC04) y 57,3% (18CG02), en tanto que, en las muestras ubicadas hacia el sector oriental, sus contenidos disminuyen con los siguientes registros: 50% (SL-VE09), 48,2% (SL-VE10) y 14,3 % (SL-VE05).

- En cuanto a los circones con edades mesoproterozoicas (particularmente correspondientes al Ciclo Grenvilliano), los mayores porcentajes se presentan en las muestras ubicadas en el sector occidental, con registros de 10,4% (18CC04) y 9,4 % (18CG02), en tanto que en las muestras ubicadas hacia el sector oriental el contenido de circones con edades grenvillianas disminuye (6,3% para SL-VE09 y 2,4 % para SL-VE05), no obstante, aparecen circones con edades mesoproterozoicas más antiguas (ectasianas y calymmianas) que se encuentran casi ausentes en las muestras del sector occidental.

- En las fuentes detríticas con edades asignadas al Ciclo Famatiniano (principalmente aquellas que comprenden el Cámbrico medio al Ordovícico), resulta significativa la participación de dichos aportes en las del sector occidental, alcanzando registros que oscilan entre 23,4% a 30,5% para las muestras 18CG02, 18CC04 y 04LL19, en tanto que para las ubicadas hacia la región oriental, solamente se encuentran presentes de manera exigua en la muestra VE05 con un 4,8%.

7.4.- Testeo estadístico de Kolmogorov – Smirnov (K-S test)

La prueba de Kolmogorov-Smirnov (K-S) es un método matemático que permite comparar dos distribuciones y así, determinar si hay una significativa diferencia estadística entre ellas. El algoritmo para la prueba K-S ha sido adaptado de Press *et al.* (1986) y se ha utilizado previamente para analizar circones detríticos (por ejemplo, Berry *et al.*, 2001; DeGraaf-Surplus *et al.*, 2003).

La Figura 7.4.1 representa el gráfico de Probabilidad Acumulada, en el que se pueden apreciar los siguientes aspectos:

Figura 7.3.2 Gráficos de probabilidad.

- Concordancia en los registros de las muestras 18CG02 y 18CC04, demostrando que ambas comparten los mismos patrones de fuentes detríticas.
- Significativa correlación entre las muestras SL-VE09 y SL-VE10, evidenciando que comparten de manera semejante los mismos patrones de fuentes detríticas.
- Las muestras 04LL19 y SL-VE05 reflejan aportes detríticos que difieren de los patrones registrados en ambos casos anteriores. No obstante, se identifica un comportamiento que permite reunir a las muestras en dos grupos con tendencias similares (18CG02, 18CC04, 04LL19 y SL-VE05, SL-VE09, SL-VE10).

El grado de similitud entre las edades de poblaciones de circones detríticos de dos muestras puede ser evaluada cuantitativamente con el K-S test, que pone a prueba la hipótesis nula que dos poblaciones independientes resulten ser iguales o deriven de la misma población original (Conover, 1971).

Como criterio para la comparación de las poblaciones de circones detríticos se utiliza un valor de $P \leq 0,05$, indicando que hay una probabilidad del 95% de que la diferencia entre las dos poblaciones sometidas a prueba no se deba a un error de muestreo al azar, sino más bien que estas dos muestras derivan de diferentes poblaciones originales, por lo cual la hipótesis nula es rechazada (DeGraaf-Surpluss *et al.*, 2003).

De esta manera, como se observa en la Figura 7.4.1 B, se comprueba la similitud estadística entre las muestras 18CG02 – 18CC04 y SL-VE09 – SL-VE10, presentando valores $P > 0,05$, en tanto que las muestras 04LL19 y VE05 no son estadísticamente equivalentes a otras muestras, aunque la 04LL19 presenta una tendencia asimilable a la 18CG02 y la muestra SL-VE05 a la SL-VE10, diferenciándose así estos dos grupos como fue referido anteriormente.

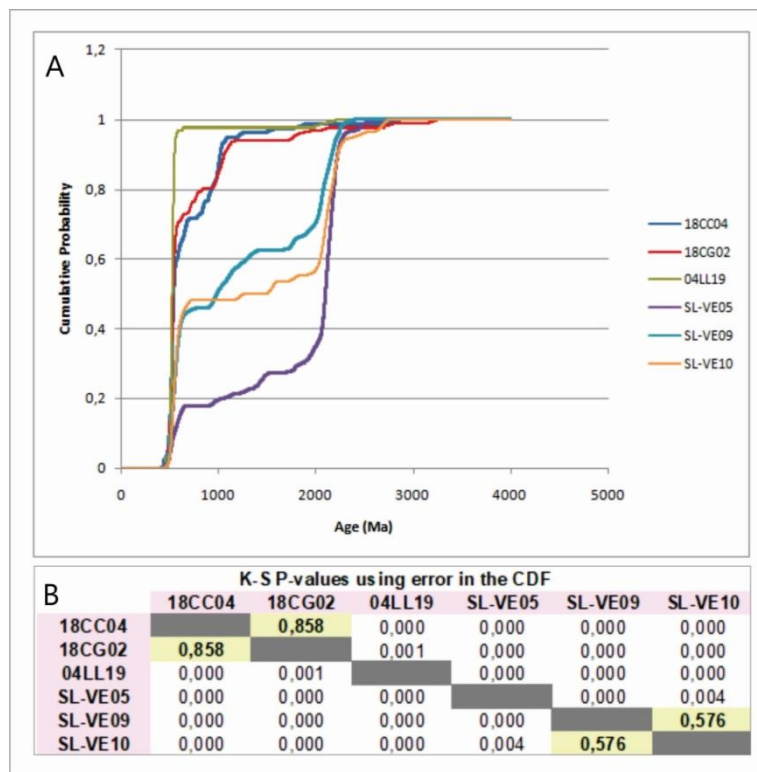


Figura 7.4.1: A) Grafico de probabilidad acumulada y B) Tabla de datos K-S test.

7.5.- Edad máxima de sedimentación

Para la correlación entre diferentes sitios de muestreo dentro de una cuenca sedimentaria o entre diferentes cuencas o terrenos tectonoestratigráficos, la edad de la depositación o sedimentación es un parámetro de suma importancia. De esta manera, una de las aplicaciones más poderosas de la geocronología en circones detríticos deriva de lo que podría denominarse la “ley de los circones detríticos”, la cual indica que una unidad sedimentaria no puede ser más antigua que los granos de circones detríticos más jóvenes que contiene. Esto proporciona información útil para los estratos que carecen de fósiles o para los cuales no se ha establecido un control bioestratigráfico (Gehrels, 2014). Desafortunadamente, existen varias complejidades que pueden resultar en que los datos medidos sean más jóvenes que la verdadera edad de deposición. Entre los principales problemas se puede mencionar la pérdida de Pb como uno de los más frecuentes. También, la incertidumbre asociada con cada análisis, que da como resultado edades que son tanto mayores como menores que la edad real, por lo tanto, el dato más joven de una muestra será más joven que la edad real en casi todos los casos. Un tercer factor de complicación surge de la presencia de incertidumbres sistemáticas (o externas) derivadas de las muestras estándar utilizadas, que puede dar como resultado que una sola edad o una edad combinada sean demasiado jóvenes o demasiado antiguas en un $\pm 2\%$.

Una solución a este sesgo es utilizar la edad del grupo de circones más jóvenes de una muestra (Dickinson y Gehrels, 2009). Los métodos habituales para determinar esta edad combinada son calcular una edad media ponderada o simplemente sumar las distribuciones de edad de los análisis individuales y utilizar el pico de probabilidad de edad.

A pesar de estas complicaciones, los granos de circones detríticos más jóvenes comúnmente brindan información útil sobre la edad de depositación o sedimentación, especialmente en áreas que experimentaron vulcanismo activo durante la acumulación de sedimentos. Una de las mejores formas de evaluar la importancia de las edades máximas de depositación es analizar muestras de diferentes niveles de una sección estratigráfica. Si las edades más jóvenes disminuyen progresivamente hacia arriba, una interpretación razonable es que las edades medidas registran la acumulación del sedimento (Gehrels, 2014).

En función a las edades registradas en las muestras de cada unidad, se determinó una edad máxima de sedimentación para la Formación La Lola y para la Formación Mascota.

De esta manera, para la Formación La Lola se integró la población de circones más jóvenes registrados en las muestras 04LL19 y SL-VE05, arrojando una edad máxima de sedimentación de 484 ± 12 Ma. Para la Formación Mascota, se utilizaron los datos de los circones más jóvenes de las cuatro muestras referidas a esta unidad (18CG02, 18CC04, SL-VE09 y SL-VE10) que permiten definir una edad máxima de sedimentación de 475 ± 10 Ma (Fig 7.5.1).

Cabe mencionar que dentro de las muestras asignadas a la Formación La Mascota los circones datados por Ramos *et al.* (2014) arrojaron edades de 534 Ma, es decir, coincidentes a la edad obtenida para el Granito Cerro Colorado o de los Chilenos (533 Ma, Tohver *et al.*, 2012). Además, Rapela *et al.*, (2003) aportan edades U-Pb para el Granito Cerro Colorado arrojando

edades de 531.1 ± 4.1 . De esta forma, el análisis integral de los datos de todas las muestras de la Formación Mascota, permite arribar a una edad máxima de sedimentación más joven respecto al basamento local, coincidiendo con la interpretación estratigráfica de Harrington (1947) entre otros.

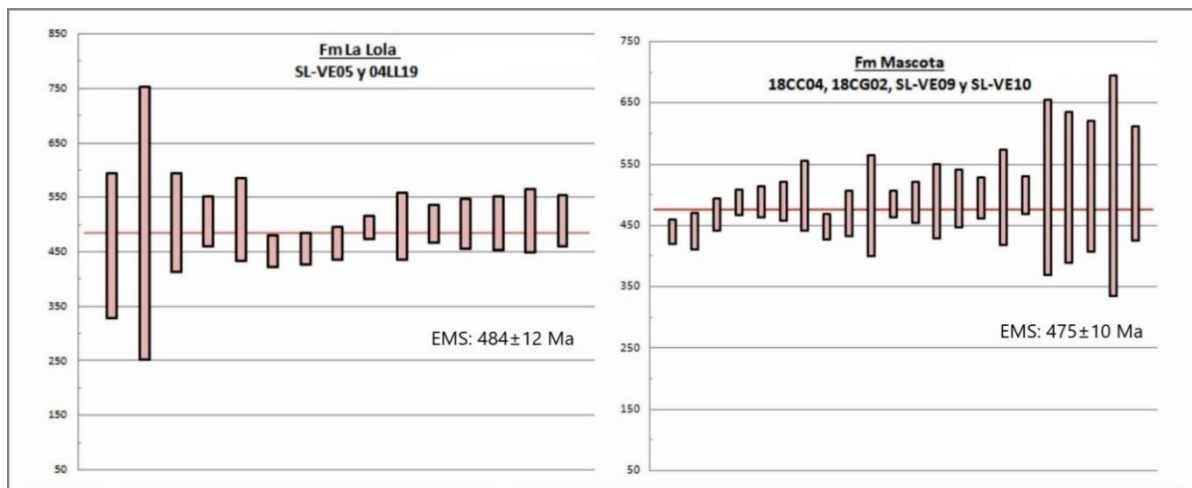


Figura 7.5.1: Gráficos de edad de máxima sedimentación para la Formación La Lola (04LL19 y SL-VE05) y Formación Mascota (18CC04, 18CG02, SL-VE09 y SL-VE10).

7.6.- Análisis de la procedencia sedimentaria

Los resultados U-Pb obtenidos de circones detríticos de la muestra perteneciente a las sierras de Puán y Pigüé (04LL19) asignada a la Formación La Lola y de las muestras pertenecientes a las sierras de Chasicó (18CC04 y 18CG02), referidas a la Formación Mascota, permitieron asociar dichas edades con posibles áreas fuentes y así, vincularlas con los diferentes ciclos orogénicos acontecidos a lo largo de la historia geológica del SO de Gondwana.

Es de destacar que tanto la muestra correspondiente a las sierras de Puán y Pigüé como las muestras pertenecientes a la Sierra de Chasicó, presentan modas principales de edades que fluctúan entre el Neoproterozoico a Cámbrico temprano que caracterizan al ciclo Pampeano/Brasiliano (750 – 500 Ma). Estudios geocronológicos del basamento del Sistema de Ventania dan cuenta de la presencia de unidades con edades referidas a este ciclo; tales como el Granito Cerro del Corral ($607,0 \pm 5,2$ Ma; Rapela *et al.*, 2003), Granito Cerro Pan de Azúcar ($580,8 \pm 7,9$ Ma; Tohver *et al.*, 2012), Granito Cerro San Mario ($524,3 \pm 5,3$ Ma; Rapela *et al.*, 2003), para el Granito Cerro Colorado (533 ± 12 Ma, $531,1 \pm 4,1$ Ma y $523,8 \pm 4,0$ Ma; Rapela *et al.*, 2003 y Tohver *et al.*, 2012) y Riolita La Ermita ($509,0 \pm 5,3$ Ma y 505 ± 18 Ma; Rapela *et al.*, 2003 y Tohver *et al.*, 2012). Recientemente Ballivián *et al.*, 2020 aportaron seis nuevas edades, todas ellas correspondientes al área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral (*Inlier* Sauce Chico), las mismas están comprendidas entre 784 y 544 Ma.

Cabe mencionar que las muestras correspondientes a las sierras de Puán y Pigüé y Chasicó poseen importante contenido de cristales de feldespatos que pueden derivar de los granitos, siendo coherente con el importante aporte de circones de esta edad. De esta forma, resulta clara la participación de una fuente local, sin descartar fuentes procedentes desde algunos sectores mas occidentales como las Sierras Pampeanas de Córdoba y Sierras de Chepes y

Ulapes, donde se encuentran metasedimentitas de bajo grado y metamorfitas de medio a alto grado con edades Rb-Sr de 537 ± 9 Ma y 513 ± 31 Ma y K-Ar de 517 ± 19 Ma (Rapela *et al.*, 1998a; Pankhurst *et al.*, 1998), interpretadas como edades de metamorfismo, indicando una edad mínima para la sedimentación no inferior al Cámbrico medio. Asimismo, para esta misma región se reconocen granitoides y ortogneises con edades U-Pb en circones de 528 ± 1 Ma y 533 ± 2 Ma (Rapela *et al.*, 1998a) relacionados a los eventos ígneos referidos a este ciclo orogénico en América del Sur. Hacia el Este del área de estudio se encuentra el Cinturón de Punta Mogotes, como parte del Cinturón Cuchilla Dionisio o Dom Feliciano, un orógeno Brasiliano relacionado con el cierre final del Océano Adamastor en el Cámbrico Temprano (Gaucher *et al.*, 2005), siendo uno de los últimos eventos relacionados con la fusión de Gondwana. Metapelitas de un testigo de perforación *on-shore* en la localidad de Punta Mogotes, procedentes de este cinturón, fueron datadas como neoproterozoicas por Cingolani y Bonhomme (1982). Posteriormente, Rapela *et al.* (2011), proporcionan un registro U-Pb en circones detríticos, los cuales presentaron un pico máximo de 763 Ma. Circones con edades comprendidas entre 616 Ma a 696 Ma y 714 Ma a 784 Ma se encuentran presentes en las muestras analizadas de la Formación Mascota, los cuales podrían vincularse con un aporte detrítico desde dicho cinturón.

De igual forma, hacia la región oriental de Gondwana se registran eventos tectomagmáticos equivalentes en los cinturones de Saldania y Gariep (Sudáfrica), relacionados a arcos volcánicos y orógenos colisionales (Scheepers, 1995; Da Silva *et al.*, 2000; Rozendaal, 1999). Circones detríticos relacionados al Ciclo Transamazónico se encuentran ausentes o muy pobremente representados en las muestras analizadas en la presente TFL. Tanto para la muestra de la Formación La Lola del sector de las sierras de Puán y Pigüé (04LL19) como para las muestras de la Formación Mascota (18CG02 y 18CC04) localizadas en el área de los cerros Gregorini y Cortapié. La casi ausencia de circones de edades paleoproterozoicas resulta contrastante respecto a los resultados registrados en la muestra de estas mismas unidades, pero para el sector del Cerro Pan de Azúcar (SL-VE05), Sierra de Chasicó (SL-VE09) y Sierra de Curamalal (SL-VE10) publicadas por Ramos *et al.*, (2014). Las facies sedimentarias y la procedencia de los conglomerados de la base de la unidad han sido estudiadas por Zavala *et al.* (2000), indicando una dirección de paleocorriente hacia el SO y refiriendo al área de Tandilia como principal región de aporte sedimentario. Ramos *et al.* (2014) interpretan estas edades de circones detríticos como derivados del Cratón del Río de la Plata aflorante en el Sistema de Tandilia (Marchese y Di Paola, 1975 a, b; Teruggi *et al.*, 1988; Dalla Salda, 1981; Cingolani, 2011). Además, otras potenciales regiones con edades paleoproterozoicas y arqueanas que pueden haber aportado, como los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez de Uruguay (Lenz *et al.*, 2011) hasta incluso el Cratón del Kalahari (Kaapval), en Sudáfrica (Uriz *et al.*, 2011).

La contrastante variación en la participación de circones detríticos de edades transamazónicas en el conjunto de muestras situadas en distintos sectores de la cuenca, podría estar relacionado a un alto topográfico local dentro de la cuenca, vinculado al basamento exhumado de Ventania, y denominado en el presente trabajo como “*Alto Cerro Colorado*”, que evitaron que los depocentros ubicados en una posición más occidental o noroccidental (según coordenadas actuales) sean alcanzados por los aportes detríticos derivados desde Tandilia,

siendo enriquecida la secuencia con detritos procedentes de las unidades del basamento de Ventania. Esta interpretación resulta acorde con las anomalías de Bouguer registradas a partir de los estudios gravimétricos del basamento, las cuales sugieren que por debajo de las sedimentitas del Cerro Cortapié continua el Granito Cerro Colorado (Kostadinoff y Albouy, 1988; Rapela y Kostadinoff, 2005). Dicho alto formaría parte del lineamiento Rivera-Bahía Blanca descrito por estos autores, el cual podría constituir un relieve del basamento que marca un borde de cuenca más amplio. Un detalle de las anomalías gravimétricas para esta región se muestra en la Figura 7.6.1, en la cual se observa la ubicación aproximada de las muestras del presente trabajo y las publicadas por Ramos *et al.* (2014). En este sentido, la presencia del alto topográfico vinculado al Granito Cerro Colorado resulta consistente con la importante concentración de granos de feldespatos en las muestras analizadas para el sector más occidental, con una directa vinculación con el basamento local. Asimismo, no se descartan paulatinas variaciones en las direcciones de paleocorrientes, que habrían controlado de manera local la distribución de aportes sedimentarios durante el lapso de depositación en la región estudiada.

Los aportes de circones detríticos con edades pertenecientes al Ciclo Famatiniano, se encuentran presentes mayormente en la muestra de las sierras de Puán y Pigüé y disminuyen hacia las zonas más australes, Sierras de Chasicó, que estarían relacionados al evento orogénico desarrollado en el margen occidental de Gondwana. Esta orogenia tiene su pico máximo de intensidad entre los 490 a 460 Ma (Pankhurst *et al.*, 2000; Viramonte *et al.*, 2007), pero abarca el lapso Cámbrico Tardío a Devónico, encontrándose representado en el Noroeste Argentino (Altiplano - Puna y Cordillera Oriental), Precordillera-Sierras Pampeanas y Patagonia. El arco magmático famatiniano en las Sierras Pampeanas Orientales se encuentra representado por los granitoides de edades silúricas tardías a carboníferas tempranas (granitoides tardíos a posorogénicos), ordovícicas (granitoides sinorogénicos) y cámbricos tardíos a ordovícicos (granitoides preorogénicos) (Sato *et al.*, 2003; Baez *et al.*, 2008; Pankhurst *et al.*, 2000; Grosse *et al.*, 2011); mientras que, en las Sierras Pampeanas Occidentales se encuentra representados por plutones ordovícicos, referidos como Granitoide El Indio (U-Pb 481 ± 6 Ma; Pankhurst y Rapela, 1998) y Granitoide Difunta Correa (U-Pb 470 ± 10 Ma, Baldo *et al.*, 2005). Edades famatinianas también están presentes en el Bloque de Chandileuvú cuyas unidades están referidas como Complejo Metamórfico Las Piedras (edades U-Pb 465 ± 7 Ma y Ar-Ar 460 Ma, Tickyj *et al.*, 2002; Chernicoff *et al.*, 2008 a, b, c, d) y el Grupo Pichi Mahuida (edad U-Pb ca. 475 Ma, Pankhurst *et al.*, 2006). Por otra parte; cabe mencionar la presencia de edades famatinianas en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico donde se reconoce al Complejo Plutónico Punta Sierra, representado por el Granito Valcheta (U-Pb 470 Ma, González *et al.*, 2009 a y b), Granito Peñas Blancas (U-Pb 471 ± 3 Ma, García *et al.*, 2014), Granito Arroyo Salado (U-Pb 475 ± 6 ; Pankhurst *et al.*, 2006), Granito Punta Sierra (Rb-Sr 483 ± 22 ; Varela *et al.*, 1998) y Granito Mina Hiparsa (U-Pb 476 ± 6 Ma; Pankhurst *et al.*, 2006).

Los circones detríticos con edades mesoproterozoicas, principalmente aquellas incluidas en el Ciclo Grenvilliano, su aporte podrán estar relacionados con la exhumación del basamento del terreno Cuyania, reconocido en la Sierra de Pie de Palo, en el sector más occidental de las Sierras Pampeanas de la Provincia de San Juan (Dalla Salda *et al.*, 1992b; Varela y Dalla

Salda,1992; Ramos *et al.*, 1993; McDonough *et al.*, 1993; Mahlburg Kay *et al.*, 1996), en el Bloque de San Rafael (Ponón Trehué) (Bordonaro *et al.*, 1996.), incluyendo la Formación Cerro La Ventana (Cingolani *et al.*, 2005, 2017) y en la Provincia de La Pampa, en los bloques de Las Matras y Chadileuvú (Melchor *et al.*, 1999; Sato *et al.*, 2000, 2004). Asimismo, edades grenvillianas se reconocen en las Sierras Pampeanas Occidentales como Orientales de Argentina (Sims *et al.*, 1998; Casquet *et al.*, 2005; McClelland *et al.*, 2005; Rapela *et al.*, 2005). Del mismo modo, Gaucher *et al.* (2011) realizaron una revisión de las unidades volcano-sedimentarias mesoproterozoicas y los eventos tectónicos ocurridos en el Cratón del Río de La Plata (Terreno Nico Pérez), del cual obtuvieron nuevas edades U-Pb mesoproterozoicas: Grupo Mina Verdún (Formación Cerro de las Víboras, U-Pb 1433 ± 6 Ma) y Grupo Parque UTE (U-Pb $1,492 \pm 4$ Ma). Finalmente; se reconocen edades mesoproterozoicas en el cinturón Namaqua – Natal (Robb *et al.*, 1999) en Sudáfrica y el basamento del terreno Deseado-Malvinas (Cingolani y Varela, 1973; Varela y Cingolani, 1976; Thomas *et al.*, 1998).

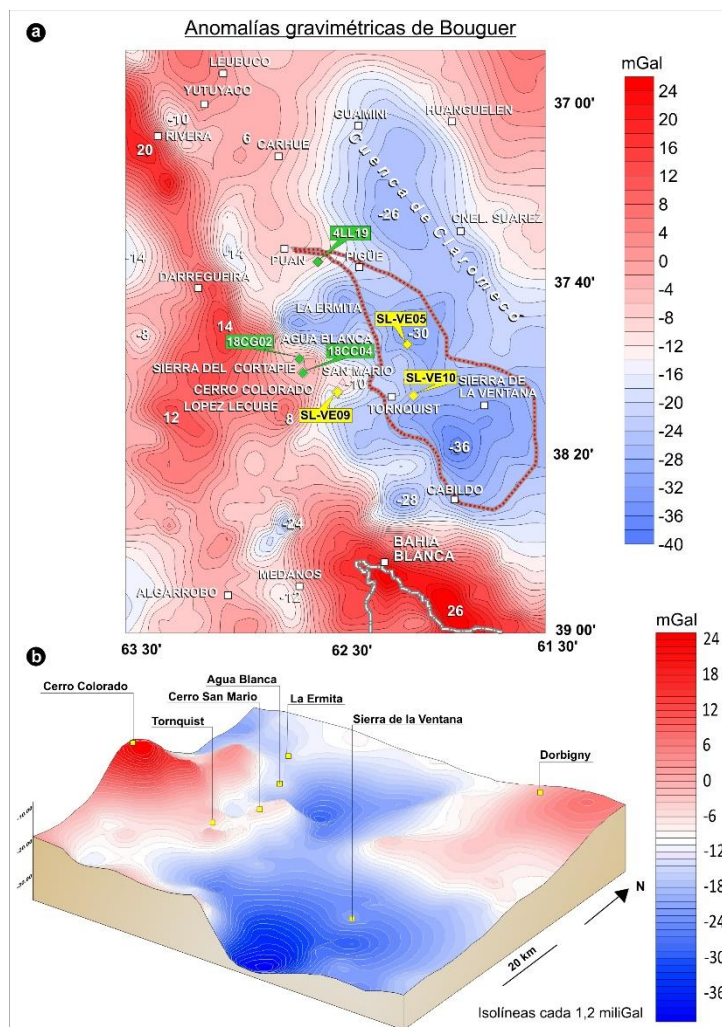


Fig 7.6.1: a) Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer. Isolneas cada 2 mGal. La línea punteada marca el límite exterior de los afloramientos de la Sierra de la Ventana. La línea celeste en trazos marca la posición de la costa atlántica actual. Se presenta la ubicación aproximada de las muestras del presente trabajo (verde) y las muestras de Ramos *et al.* (2014) (amarillo). b) Mapa 3D de anomalías gravimétricas de Bouguer. Isolneas cada 1,2 mGal (tomado y modificado de Rapela y Kostadinoff, 2005).

Las interpretaciones realizadas anteriormente se pueden sintetizar en la Figura 7.6.2, en el que se proyecta un mapa de ubicación de las muestras estudiadas, gráficos de tortas y un orden estratigráfico tentativo de las muestras.

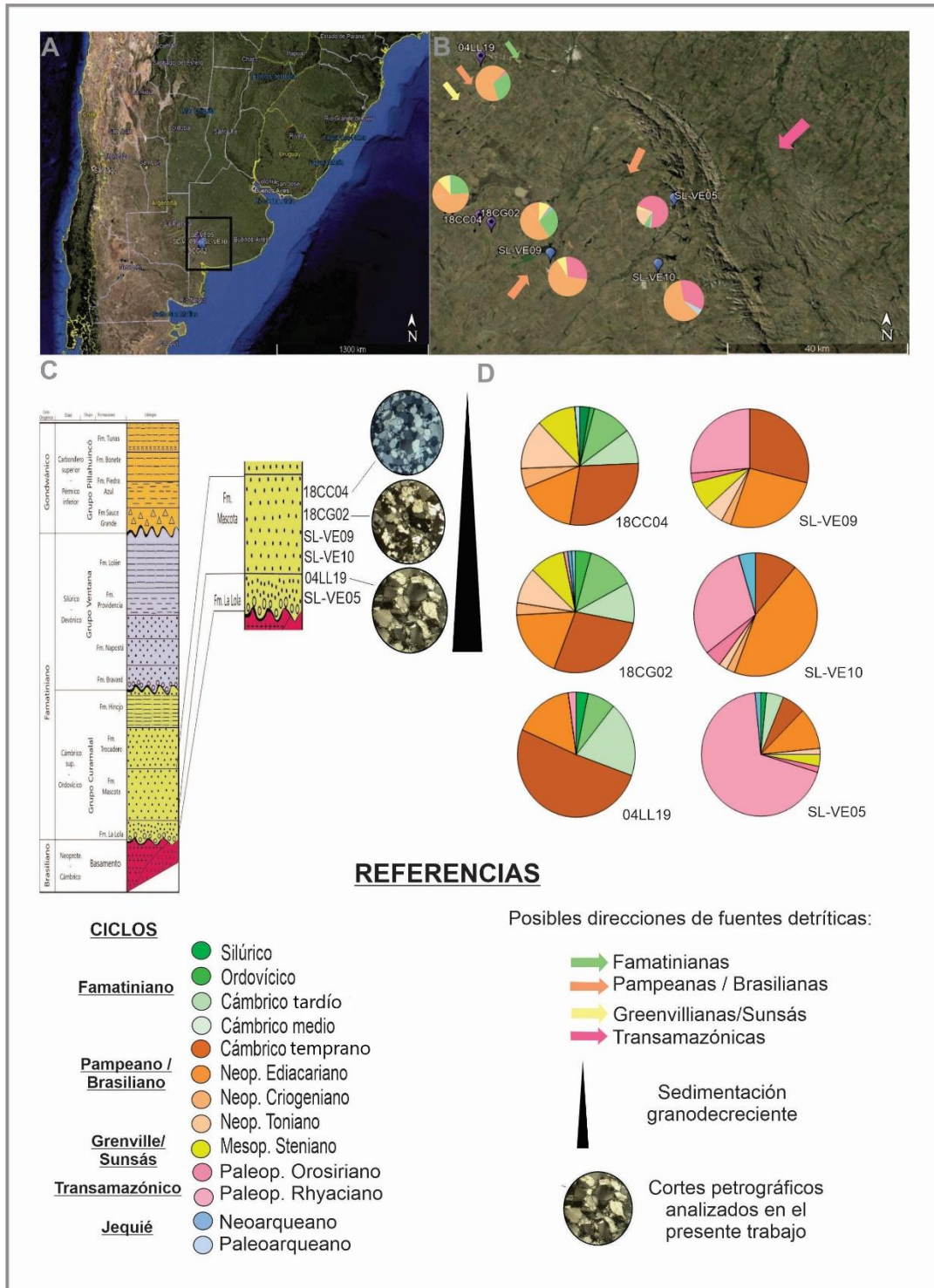


Figura 7.6.2: A) Ubicación de las muestras (escala regional); B) Ubicación de las muestras (escala de detalle) con sus respectivos gráficos de torta; C) Columna estratigráfica (modificado de Uriz *et al.* 2011) con un orden estratigráfico tentativo de las muestras. D) Ampliación de los gráficos de este trabajo y de Ramos *et al.* (2014).

Como síntesis del análisis de procedencia sedimentaria, se proporciona el siguiente modelo de reconstrucción paleogeográfica de la región para el momento de depositación de las unidades basales del Grupo Curamalal y el perfil esquemático correspondiente para el área de estudio (Figuras 7.6.2 y 7.6.3), representando las principales características interpretadas, como la morfología de la cuenca, las potenciales áreas de aporte sedimentario, la dinámica de procedencia de las fuentes detríticas de acuerdo a la ubicación de las muestras analizadas/publicadas y el rol que tuvo el Alto Cerro Colorado en la distribución de aportes sedimentarios.

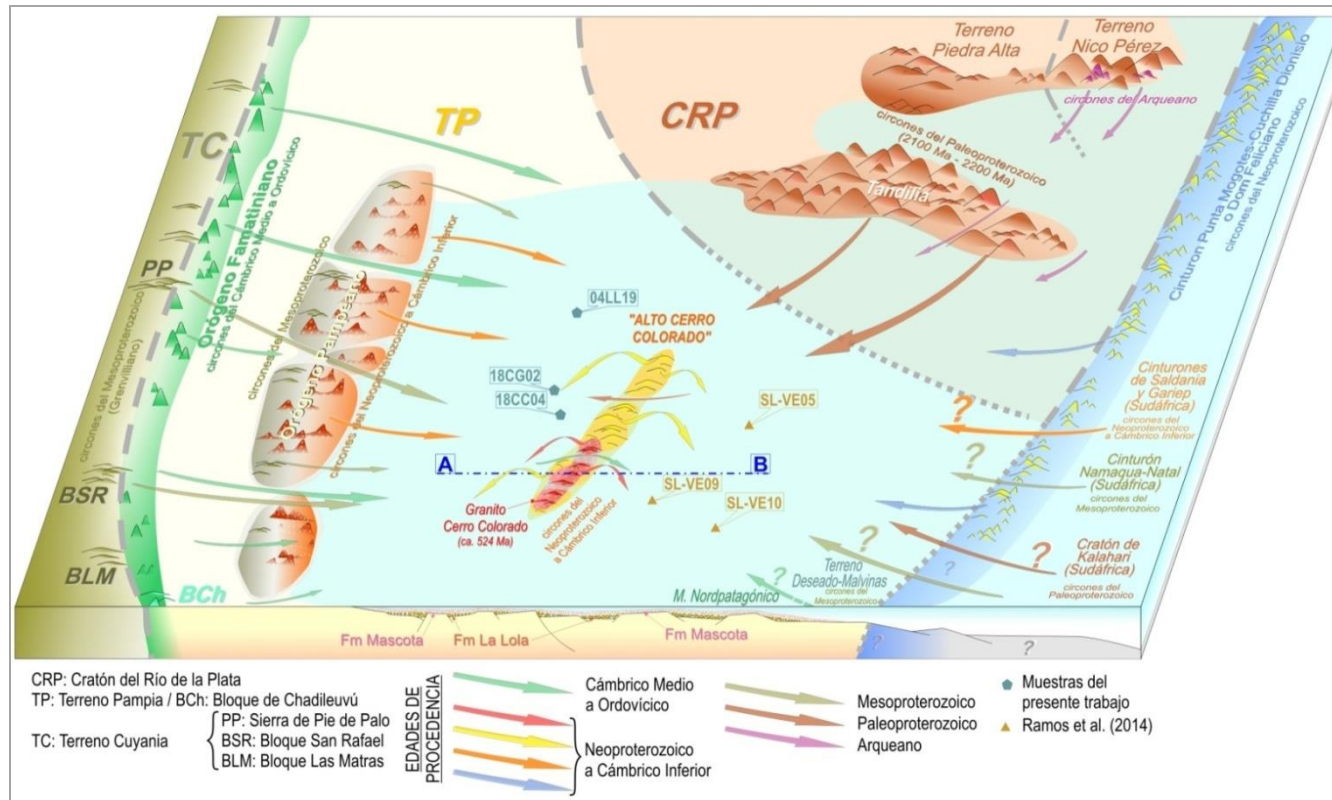


Figura 7.6.2: Reconstrucción paleogeográfica interpretativa de la región, indicando las áreas de procedencia principales y dinámica de distribución de las fuentes detríticas.

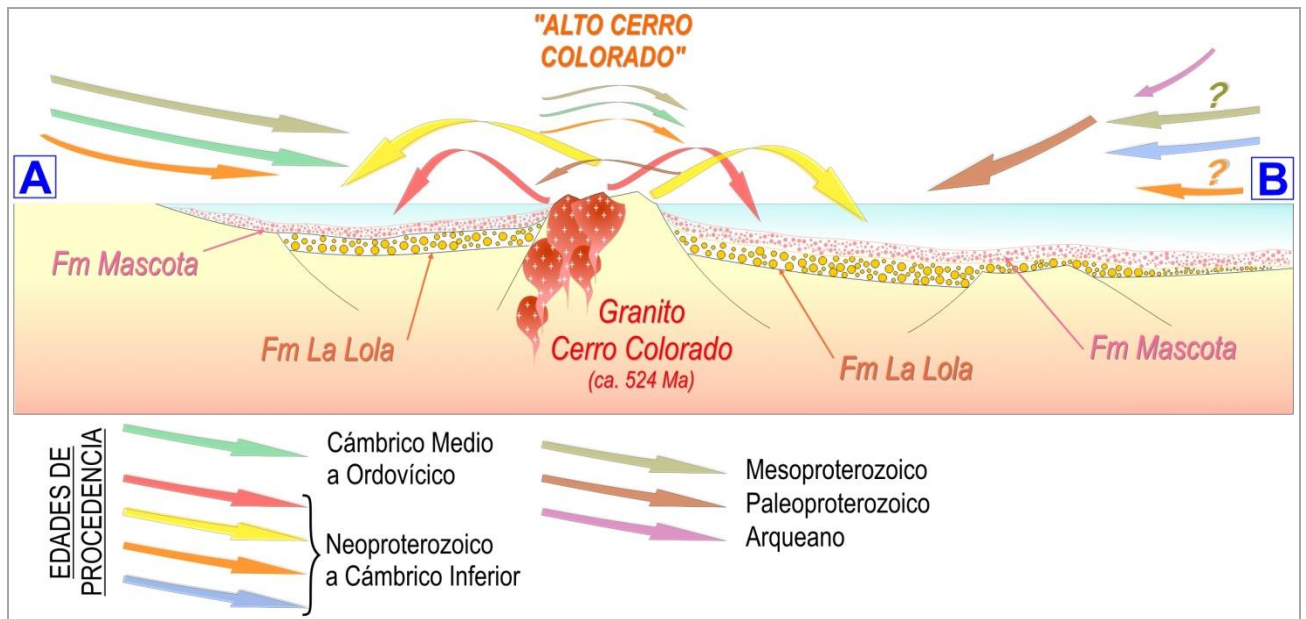


Figura 7.6.3: Perfil esquemático correspondiente a la sección indicada en la Figura 7.6.2, mostrando el detalle del Alto Cerro Colorado y su influencia en la distribución de los aportes sedimentarios.

8) CONCLUSIONES

A partir de las metodologías aplicadas en el presente Trabajo Final de Licenciatura, se ha podido obtener una importante cantidad de información tendiente a resolver los principales interrogantes planteados como objetivos de trabajo, para caracterizar la naturaleza de las secuencias cuarcíticas aflorantes en la región de las sierras de Chasicó y Cortapié y su comparación con las unidades equivalentes presentes en la Sierra de Curamalal del Sistema de Ventania.

A continuación, se expone una síntesis de las principales observaciones realizadas, en función a los análisis y estudios efectuados:

PETROGRAFÍA SEDIMENTARIA: los análisis mineralógicos y petrográficos permitieron definir a las rocas como metacuarcíticas derivadas de un protolito sedimentario de composición esencialmente cuarcítica. De acuerdo a las clasificaciones petrográficas de Folk *et al.* (1970) y Pettijhon *et al.* (1972), las rocas en general se definen como cuarzo-arenitas o arenita cuarzosa/subarcósica, respectivamente. Las diferentes estructuras registradas evidencian que la secuencia ha sido afectada por una deformación tectónica post-depositacional con recristalización de sus componentes. La presencia de cristales de feldespatos de composición alcalina en varias muestras de las metacuarcitas y su similitud con los feldespatos registrados en muestras del Granito Cerro Colorado, sugieren que los mismos han derivado de dicho cuerpo, corroborando que el basamento de esta región se comportó como fuente de suministro detrítico al menos para las secuencias del área de la Sierra de Chasicó.

MORFOLOGÍA Y TIPOLOGÍA DE CIRCONES: el análisis de los circones recuperados de las muestras de los cerros Gregorini (18CG02) y Cortapié (18CC03), revelaron una similar participación de poblaciones de circones detríticos que comparten los parámetros morfológicos y características generales, en las que predominan los cristales con escasa preservación de las caras cristalinas (mayor grado de redondez) y marcas de colisión. En tanto que, los circones de la muestra derivada de la zona del Cerro Colorado (18CL07), poseen en general parámetros morfológicos que indican la participación de cristales de mayores dimensiones (mayor elongación) y bajo grado de redondez, lo que sugiere que el área de aporte se encontraba próxima. Asimismo, las características tipológicas resultaron consistentes con circones derivados de fuentes de origen ígneo plutónico, por lo tanto, los mismos pudieron proceder del Granito Cerro Colorado (por su proximidad) u otros cuerpos que componen el basamento de la región. Finalmente, los circones detríticos procedentes de la muestra de las sierras de Puán y Pigüé (04LL19) integran a poblaciones de cristales que presentan similares características que los hallados en la muestra del Cerro Colorado (bajos grados de redondez), pero con parámetros morfológicos menores (menor elongación), lo que permite diferenciarla e interpretar que recibió contribuciones detríticas distintas a la muestra de la zona Cerro Colorado. Las variaciones en la composición de las poblaciones de circones detríticos de las muestras analizadas, reflejan los cambios que se sucedieron en el relleno de la cuenca, las áreas de aporte y direcciones de paleocorrientes y, consecuentemente, permiten

inferir que dicha variación ha quedado registrada en la sucesión, a partir de los diferentes niveles estratigráficos documentados.

U-Pb: Una muestra de la Formación La Lola procedente de la Sierra de Pigüé (04LL19) y dos muestras de la Formación Mascota de los cerros Gregorini y Cortapié (18CG02 y 18CC04) fueron analizadas por esta metodología.

Los resultados obtenidos fueron integrados a los datos publicados por Ramos *et al.* (2014) para muestras de la misma secuencia cuarcítica, pero ubicadas en un sector más oriental de esta región, respecto a las analizadas en el presente TFL. Se aplicó el testeo estadístico de Kolmogorov – Smirnov (*K-S test*) para una mayor objetividad en las interpretaciones.

Del análisis de la información obtenida y recopilada se pudo determinar que en las muestras analizadas en el presente trabajo se registran conspicuas modas de edades correspondientes al **Ciclo Pampeano-Brasiliano** (04LL19, 67,4%; 18CC04, 61,1% y 18CG02, 57,3%) y escasa participación de circones con edades referidas al **Ciclo Transamazónico** (04LL19, 2,2%; 18CC04, 1,3% y 18CG02, 2%). De manera opuesta, los datos publicados por Ramos *et al.* (2014) revelan que sus muestras presentan una importante contribución de circones detríticos con edades paleoproterozoicas (VE05, 67,47%; VE10, 42,82% y VE09, 37,5%), en las que las asignadas al **Ciclo Transamazónico** resultan ser dominantes (VE05, 53,6%; VE10, 23% y VE09, 28,6%), en tanto que los aportes recibidos de circones detríticos con edades referidas al **Ciclo Pampeano-Brasiliano** son menos relevantes que las registradas para el sector occidental (VE09, 50% ; VE10, 48,2% y VE05, 14,3 %).

Los circones con edades mesoproterozoicas (particularmente correspondientes al **Ciclo Grenvilliano**), se encontraron mejor representadas en las muestras del sector occidental (18CC04, 10,4% y 18CG02, 9,4 %) respecto a las de la región oriental (VE09, 6,3% y VE05, 2,4 %), aunque registrando estas últimas, circones con edades mesoproterozoicas más antiguas (ectasianas y calymmianas) entre un 4,2 % a 4,8%.

Los aportes detríticos de circones con edades pertenecientes al **Ciclo Famatiniano**, se encuentran significativamente presentes en las muestras de la porción occidental, con registros entre 23,4% a 30,5% (18CG02, 18CC04 y 04LL19) y de manera exigua aparece en una muestra del sector oriental (VE05, 4,8%).

Los resultados del *K-S test* permitieron confirmar la similitud en los patrones de distribución detrítica de las muestras, resaltando la sectorización de los resultados, pero segregando dos muestras que difieren localmente de los grupos definidos. De esta manera, queda evidenciada la influencia de fuentes detríticas que resultaron predominantes según se encuentren las muestras ubicadas en su porción oriental u occidental del área de estudio. Así, se destacan las siguientes conclusiones:

- Concordancia en los registros de las muestras 18CG02 y 18CC04, demostrando que ambas muestras comparten mismos patrones de fuentes detríticas.
- Correlación entre las muestras SL-VE09 y SL-VE10, evidenciando que comparten los mismos patrones de fuentes.
- Las muestras 04LL19 y SL-VE05 reflejan aportes detríticos que difieren localmente de los patrones registrados en ambos sectores. No obstante, muestran tendencias

similares a los grupos identificados 18CG02-18CC04- 04LL19 y SL-VE05 - SL-VE09 – SL-VE10.

El análisis de la procedencia sedimentaria permitió definir qué:

- En todos los casos se registró un importante aporte de una fuente local, vinculada a las unidades que componen el basamento del Sistema de Ventania, con edades que comprenden el Neoproterozoico – Cámbrico temprano (Ciclo Pampeano-Brasiliano). Sin embargo, no se descartan posibles fuentes procedentes de regiones ubicadas al Oeste de las Sierras Australes, como los conocidos registros presentes en las Sierras Pampeanas.
- Los aportes detríticos con edades paleoproterozoicas y principalmente relacionadas al Ciclo Transamazónico, se vinculan a fuentes procedentes del basamento del Sistema de Tandilia, siendo consistente con las paleocorrientes principales determinadas en la secuencia. Asimismo, otras regiones que podrían haber suministrado circones detríticos de estas edades y también aquellos escasos registros de edades más antiguas (neoarqueanas y paleoarqueanas) se localizan en la región de los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez (Uruguay) y el Cratón de Kalahari (Sudáfrica). La escasa participación de registros de estas edades en las muestras ubicadas en el sector occidental del área de estudio, sugiere la presencia de altos topográficos locales dentro de la cuenca (‘Alto Cerro Colorado’) que limitaron su transporte hacia el oeste, incrementando su presencia en las muestras del sector oriental. Las anomalías gravimétricas de Bouguer documentadas a partir de estudios geofísicos del basamento, sustentan la interpretación del rol que tuvo la morfología del basamento en el control de distribución de los sedimentos.
- Las contribuciones de circones detríticos con edades referidas al Ciclo Famatiniano se encontrarían vinculadas al evento orogénico desarrollado en el margen occidental de Gondwana, con registros en el Noroeste Argentino (Altiplano - Puna y Cordillera Oriental), Precordillera, Sierras Pampeanas y Patagonia. Cabe destacar que los aportes de estas edades también se encontraron limitados en su distribución dentro de la cuenca, como resultado del alto topográfico o paleorelieve positivo identificado dentro de la cuenca. De esta forma, es posible explicar su mayor participación en las muestras ubicadas en el sector occidental respecto a las localizadas en el área oriental.
- Las edades mesoproterozoicas de los circones detríticos pueden vincularse a fuentes derivadas de la exhumación del basamento del terreno de Cuyania ubicado al Oeste de esta región. Principalmente se reconocen edades grenvillianas en el sector más occidental de las Sierras Pampeanas (San Juan y Mendoza), en el Bloque de San Rafael (Mendoza) y en los bloques de Las Matras y Chadileuvú (La Pampa). Por otro lado, los conocidos registros de edades mesoproterozoicas presentes en el cinturón Namaqua-Natal en Sudáfrica y el basamento del terreno Deseado-Malvinas, podrían haber contribuido como áreas de aporte.

Como dato final suministrado del presente estudio, se aportan cálculos de las edades máximas de sedimentación para las formaciones La Lola y Mascota, las cuales son de 484 ± 12 Ma y 475 ± 10 Ma, respectivamente.

De esta manera, el estudio llevado a cabo permitió diferenciar dos sectores dentro de la cuenca definida para las unidades formacionales basales del Grupo Curamalal del Sistema Ventania, en función de las composiciones detríticas registradas.

El basamento local del Sistema Ventania jugó un rol importante en las contribuciones detríticas de la secuencia, definidas tanto por la identificación mineralógica y petrográfica, las características morfológicas de los circones detríticos y el análisis de procedencia a partir de las edades U-Pb de los mismos.

9) AGRADECIMIENTOS

Me gustaría dar mis agradecimientos a todas aquellas personas que con su ayuda han colaborado en la realización del presente Trabajo Final de Licenciatura.

En especial a mis directores Dr. Norberto J. Uriz y Dr. Carlos A. Cingolani, por darme la posibilidad de realizar este proyecto, por su apoyo, orientación y seguimiento continuo durante la realización de este trabajo. También dirijo mi agradecimiento al Lic. Sergio Rodriguez por sus fructíferos comentarios y apoyo logístico en las tareas de campaña.

Quisiera agradecer a Jonatan Arnol, por brindarme el conocimiento de su experiencia, sugerencias y opiniones para enriquecer aún más este trabajo.

Le agradezco también al profesor evaluador del TFL, Dr. Carlos Ballivián Justiniano, por las sugerencias y comentarios que ayudaron a mejorar este trabajo en varios aspectos de su presentación final.

Un agradecimiento a mi familia, por la comprensión, paciencia y todo el ánimo recibido durante todo el progreso. Especialmente a mi hermana, a mi Mamá, a mi Papá y a mis abuelos que son los que me incentivaron a seguir.

A mi compañero de vida, Pablo de Bastos, por el apoyo y acompañamiento brindado día a día y en el transcurso de toda mi carrera Universitaria.

A mis amigos de toda la vida y los que me brindó la Universidad, todos ellos fueron los que me alentaron a seguir, me acompañaron y siempre supieron darme una palabra de aliento para seguir adelante.

A todos ellos y muchos más que de alguna u otra forma colaboraron, me ayudaron y me acompañaron para que realice este trabajo... ¡¡¡Muchas gracias!!!

10) BIBLIOGRAFÍA

Andreis, R.R. 1964. Petrología del Grupo Eodevónico de Lolén, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires). Anales Comisión de Investigación Científica Provincia de Buenos Aires, 5: 79-124, La Plata.

Andreis, R.R., Amos, A.J., Archangelsky, S. y Gonzalez, C.R. 1987. Cuencas Sauce Grande (Sierras Australes) - Colorado. En Archangelsky, S. (ed.) El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 213-223, Córdoba.

Andreis R.R., Iñiguez Rodriguez A.M., Lluch J.J., Rodriguez S. 1989. Cuenca paleozoica de Ventania. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En Chebli G y Spalletti L (Eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, San Miguel de Tucumán, 6: 265-298.

Andreis R.R., López Gamundi O. 1985. Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica del Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. I Jornadas Geológicas Bonaerenses, La Plata, p. 241.

Báez, M.A., Basei, M.A., Rossi, J.N., Toselli, A.J. 2008. Geochronology of Paleozoic magmatic events in northern Sierra de Velasco, Argentina. In: Proceedings VI South American Symposium on Isotope Geology, Bariloche, Argentina, pp. 66.

Baldo, E., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Dahlquist, J., Murra, J. and Fanning, C.M. 2005. Neoproterozoic A-type magmatism in the basement of the Precordillera terrane, Sierra de Pie de Palo, Argentina: Evidence of Rodinia rifting? In: Gondwana 12: Geological and Biological heritage of Gondwana, Abstracts (R.J. Pankhurst and G.D. Veiga, eds), p. 58. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina.

Ballivián Justiniano C.A., Lanfranchini M.E., Recio C., De Barrio R.E. 2015. Procesos metamórficos y metasomáticos en el skarn Loma Marcelo, basamento Neoproterozoico de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Vol. 72 p. 404 – 418.

Ballivián Justiniano C.A. 2016. Geología y aspectos estructurales del área Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral. Procesos petrogenéticos/geoquímica del skarn Loma Marcelo, Sierras Australes de Buenos Aires. Ph.D. tesis, Universidad Nacional de La Plata.

Ballivián Justiniano C.A., Lanfranchini M.E., Recio C., de Barrio R.E., Sato A.M., Basei M.A.S., Pimentel M.M. Etcheverry R.O, Tassinari C.C.G. 2017. Geology and petrogenetic considerations of the Loma Marcelo skarn, Neoproterozoic basement of the Ventania System, Argentina. Precambrian Research, Vol. 302, Pages 358-380-doi: 10.1016/j.precamres.2017.09.021.

Ballivián Justiniano C.A, Miguel A.S. Basei, Ana M. Sato, Pablo D. González, Manuela E. Benítez, Mabel E. Lanfranchini (2020a). The Neoproterozoic basement of the Sauce Chico Inlier (Ventania System): Geochemistry and U–Pb geochronology of igneous rocks with African lineage in central-eastern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 98.

Ballivián Justiniano C.A, Marcos A. Comerio, Gerónimo Otero, Ana M. Sato, Eliana P. Coturel, Maximiliano Naipauer, Miguel A.S. Basei (2020b). Geochemical, palaeontological, and sedimentological approaches of a syn-orogenic clastic wedge: Implications for the provenance of the Permian (Cisuralian) Tunas Formation, Ventania System (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, Volumen 104.

Berry, R.F., Jenner, G.a, Meffire, S., Tubrett, M.N. 2001. A North American provenance for Neoproterozoic to Cambrian sandstons in Tasmania. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 207-222.

Bordonaro, O. y Banchig, A. 1996. Estratigrafía de los olistolitos cámbricos de la Precordillera Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 471-479.

Borrello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Anales de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, Buenos Aires.

Borello, A.V. 1971. Aspectos geosinclinales salientes de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. In: *Reunión sobre Geología de las Sierras Australes Bonaerenses*. Comisión de Investigaciones Científicas, La Plata. 21-26.

Buggisch W. 1986. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I: 819-837.

Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in gondwana correlation. *Zbl. Geol. Palaont.*, V (1): 819-837.

Burmistrov S. 1971. Un ensayo geotectónico de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Actas de la Reunión sobre la geología de las Sierras Australes Bonaerenses*, Bahía Blanca, 33-50.

Casquet C, Pankhurst RJ, Rapela CW, Galindo C, Dahlquist J, Baldo E, Saavedra J, Casado JMG, Fanning CM. 2005. Grenvillian massif-type anorthosites in the Sierras Pampeanas. *Journal of the Geological Society*, 162: 9-12.

Cawood PA. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Science Reviews*, 69: 249-279.

Cawood PA, Kröner A, Pisarevsky S. 2006. Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence. *GSA Today*, 16: 4-11.

Cawood, P. A., A. Kröner, W. J. Collins, T. M. Kusky, W. D. Mooney, and B. F. Windley (2009), Accretionary orogens through Earth history, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 318, 1– 36, doi:10.1144/SP318.1

Cellini, N.S., Rodríguez, S., González, G., Balod, M., Guerin, D., Silva, D. y Vega, V. 1986. Interpretación de las relaciones de facies de las secuencias epiclásticas paleozoicas del Cerro Curamalal Grande, Sierras Australes Bonaerenses. 1° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 197-200, La Plata.

Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Beyer, E., McNaughton, N.J. 2008a. Foreland basin deposits associated with Cuyania terrane accretion in La Pampa province, Argentina. *Gondwana Research* 13, 189–203.

Chernicoff, C.J., Santos, J.O.S., Zappettini, E.O., McNaughton, N.J. 2008b. U–Pb SHRIMP dating of the Famatinian (Lower Paleozoic) metamorphism in La Pampa province, Argentina. VI South American Symposium on Isotope Geology. Digital Proceedings.

Chernicoff, C.J., Santos, J.O.S., Zappettini, E.O., McNaughton, N.J. 2008c. Zircon U–Pb SHRIMP dating of the Lower Paleozoic paraschists at Sierra de Lonco Vaca, La Pampa province, Argentina. VI South American Symposium on Isotope Geology. Digital Proceedings.

Chernicoff, C.J., Santos, J.O.S., Zappettini, E.O., Villar, L.M., McNaughton, N.J. 2008d. Zircon U–Pb SHRIMP dating of the Lower Paleozoic La Pampa belt of metagabros, Argentina. VI South American Symposium on Isotope Geology. Digital Proceedings.

Cingolani C.A., Varela R. 1973. Examen geocronológico por el método rubidio-estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes Bonaerenses. *Actas del Quinto Congreso Geológico Argentino*, 1: 349-371.

Cingolani CA, Bonhomme MG (1982) Geochronology of La Tinta Upper Proterozoic sedimentary rocks, Argentina. *Precambrian Res* 18(1–2):119–132

Cingolani C, Berry CM, Morel E, Tomezzoli R. 2002. Middle Devonian Lycopods from high southern paleolatitudes of Gondwana (Argentina). *Geological Magazine*, Cambridge University Press, 139 (6): 641-649 pp.

Cingolani CA, Llambías E J, Basei MAS, Varela R, Chemale Jr.F, Abre P. 2005. Grenvillian and Famatinian igneous events in the San Rafael block, Mendoza province, Argentina: geochemical and isotopic constraints. Gondwana 12 Conference, Abstracts: 103.

Cingolani, C.A. 2011. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton and overview. *International Journal of Earth Sciences* 100: 221 – 242.

Cingolani C.A., Basei M.A.S., Varela R., Llambías E.J., Chemale Jr.F., Abre P., Uriz N.J., Marques J.Ch. 2017. The Mesoproterozoic basement at the San Rafael Block, Mendoza Province (Argentina): Geochemical and isotopic age constraints. In: Cingolani C. (Ed.) *Pre-Carboniferous evolution of the San Rafael Block, Argentina. Implications in the SW Gondwana margin*. Springer. Chapter 2. ISBN 978-3-319-50153-6

Cobbold P.R., Massabie A.C., Rossello E.A. 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina. *Hercynica (Francia)*, 2: 135-148.

Cobbold P.R., Gapais D., Rossello E.A. 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: The Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13: 743 - 758.

Conover, W. J. 1971. *Practical nonparametric statistics*. London: Sidney, Wiley & Sons. 462 p.

Cucchi R.J. 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XXI: 71-106.

Cuerda A.J., Cingolani C.A., Barranquero H.R. 1975. Estratigrafía del basamento precámbrico en la comarca de los Cerros Pan de Azúcar-Del Corral, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires) II Cong. Ibero-Americano de Geología Económica, tomo I, 57-63.

Da Silva LC, Gresse PG, Scheepers R, McNaughton NJ, Hartmann LA, Fletcher I. 2000. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd age constraints on the timing and sources of the Pan-African Cape Granite Suite, South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 30 (4), 795-815

Dalla Salda, L. 1981. Tandilia: Un ejemplo de tectónica de transcurrancia en basamento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36 (2), 204-207.

Dalla Salda LH, Cingolani CA, Varela R. 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: result of Laurentia-Gondwana collision?. *Geology* 20, 617-620.

Dalla Salda LH, Dalziel I, Cingolani CA, Varela R. 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into South America? *Geology*, 20: 1059-1062.

Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., Martínez, C. y Tomasi, P. 1980. La chaîne hercynienne d' Amerique du Sud. Structure et evolution d'un orógeno intracratonique. *Geologische Rundschau*, 69 (1): 1-21. Stuttgart.

DeGraaf-Surpless, K., Mahoney, B., Wooden, J., McWilliams, M. 2003. Lithofacies control in detrital zircon provenance studies: insights from the Cretaceous Methow Basin, southern Canadian Cordillera. *Geol. Soc. Am. Bull.* 155,899-915.

Delpino S. 1993. Mecanismos de deformación y transformaciones mineralógicas como indicadores del régimen de deformación operante sobre las rocas del basamento del faldeo occidental del Cerro del Corral. Sierras Australes de Buenos Aires. Actas del XII Congreso geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, III: 21-31.

Delpino S., Dimieri, L. 1992. Análisis de la deformación sobre las rocas del basamento aflorantes en el faldeo occidental del cerro del Corral, Sierras Australes Bonaerenses. 7° Reunión de Microtectónica (Bahía Blanca), Actas: 53-61.

Delpino S., Dimieri, L. 1993. Características de la deformación y cinemática de las rocas del basamento, Perfil Las Lomitas, Sierras Australes de Buenos Aires. 8° Reunión de Microtectónica (S.C. Bariloche), Actas: 11-14.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., and Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 222-235.

Dickinson WR, Gehrels GE. 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth Planet. Sci. Lett.* 288:115–2.

Dietz V. 1973: Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals. – *Contributions to Sedimentology*, 1: 69-102, Stuttgart.

Dimieri, L. y Japas S. 1986. Trazas fósiles distorsionadas como indicadoras de la deformación en la Formación Napostá (Abras de la Ventana y del Hinojo), Sierras Australes de Buenos Aires. 3° Reunión sobre Microtectónica, Acta: 32-39, La Plata.

- Dimieri, L., Grecco, L., Frisicale, C., 1990. Microestructuras en el Granito Aguas Blancas, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Rev. Asoc. Arg. Miner. Petrol. y Sediment.* 21 (1–4), 53–60.
- Du Toit, A. 1927. A geological comparison of South America with South Africa. *Carnegie Inst. Washington, Publi.* 381, 1-157.
- Du Toit, A. 1937. *Our Wandering Continents.* Oliver Boyd, Edinburg p. 366.
- Folk, R. L., P. B. Andrews, and D. W. Lewis. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand, *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 13, 937– 968.
- Furque G. 1973. Descripción geológica de la Hoja 34m, Sierra de Pillahuincó, Provincia de Buenos Aires. *Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín* 141: 1-70. Buenos Aires.
- García VA, González SN, Tassinari CCG, Sato K, Sato AM, González PD, Varela R. 2014. Geoquímica y Geocronología del plutón La Verde, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. XIX Congreso Geológico Argentino. Córdoba. Argentina. Acta: T8-18.
- Gärtner, A. 2011. Morphologische, geochronologische und isotope geochemische Untersuchungen an rezenten Sedimenten der Elbe. – 1 – 233, Dresden (unpublished diploma thesis, Technische Universität Dresden).
- Gärtner A., Linnemann U., Sagawe A., Hofmann M, Ullrich B., Kleber A. 2013. Morphologie von Zirkonen in Sedimenten- Merkmale, Klassifikationen, Definitionen. *Journal of Central European Geology.* 59: 65 – 73.
- Gaucher, C., Poiré, D.G., Gómez Peral, L. y Chiglino, L. 2005. Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico - Cámbrico del Cratón del Río de la Plata (Uruguay y Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12 (2): 145-160.
- Gaucher, C., Frei, R., Chemale Jr., F., Frei, D., Bossi, J., Martinez, G., Chiglino, L., Cernuschi, F. 2011. Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia? *International Journal of Earth Sciences*, 100, 273-288.
- Gehrels G. 2014. Detrital Zircon U-Pb Geochronology Applied to Tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 42:1, 127-149. doi: 10.1146/annurev-earth-050212-124012.
- Gillardoni, R.J. 1949. Investigaciones geológicas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Tesis Museo de La Plata, N°138.

González P.D., Páez G.N., Cervera F.M., Iribarne M. 2004. Texturas relícticas en las metaignimbritas neoproterozoicas del basamento del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 59 (1): 103-112.

Gonzalez, M.R. 2009a. Caracterización del plutón San Martín y las mineralizaciones de wolframio asociadas, departamento Valcheta, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64, 409-425.

Gonzalez, M.R. 2009b. Petrografía y edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ de leucogranitos peraluminosos al oeste de Valcheta: Macizo Nordpatagónico (Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64, 285-294.

Grecco L.E., Gregori D.A. 1993. Estudio geoquímico de los intrusivos graníticos cerros Colorados y Aguas Blancas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. In: 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas, vol. 4, 81–89.

Grecco L.E., Delpino S.H., Gregori D.A., Dimieri L.V. 2000. Evaluación de la movilidad de elementos mayoritarios y traza durante la milonitización de rocas del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55, 352–362.

Gregori D.A., López V.L., Grecco L.E. 2005. A Late Proterozoic-Early Paleozoic magmatic cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 19: 155-171.

Gregori DA, Kostadinoff J, Strazzere L, Raniolo A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, Volume 14, Issue 3, pp. 429-450.

Grosse, P., Bellos, L.I., de los Hoyos, C.R., Larrovere, M.A., Rossi, J., Toselli, A.J. 2011, Across-arc variation of the Famatinian magmatic arc (NW Argentina) exemplified by I-, S- and transitional I/S-type Early Ordovician granitoids of the Sierra de Velasco: *Journal of South American Earth Sciences*, 32(1), 110-126.

Harrington H.J. 1947. Explicación de las hojas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Boletín Dirección Nacional de Geología y Minería*. 61. 43 pp.

Harrington H.J. 1970. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina. Cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 25: 151 - 181.

Harrington, H., 1972. Sierras Australes. Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cs. Córdoba 392-405. Buenos Aires

Harrington, H., 1980. Sierras Australes de la Provincia de Bs. As. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina.

Hauthal, R. 1892. La Sierra de la Ventana (Provincia de Buenos Aires). Apuntes preliminares. Revista del Museo de La Plata 3: 1-11, La Plata

Hauthal, R. 1901. Contribuciones al conocimiento de la geología de la Provincia de Buenos Aires: I. Excursión a la Sierra de la Ventana. Publicaciones de la Universidad de La Plata, Facultad de Ciencias Físico Matemáticas, Número 1: 1-16, La Plata.

Japas MS. 1999. Late Paleozoic kinematic model for the northeastern area of the North Patagonian Massif. Resúmenes XIV Congreso Geológico Argentino, 1: 36-37. Salta.

Keidel J. 1916. La geología de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las Montañas del Cabo y de los Andes. Minería y Agricultura. Sección Geología, Anales, 11 (3), 5-77.

Keidel J. 1945. Los plegamientos Precámbricos y Paleozoicos. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA). Suplemento, 1, 218p. Buenos Aires.

Kempe, U.; Bombach, K.; Matukov, D.; Schlothauer, T.; Hutschenreuter, J.; Wolf, D.; Sergeev, S. 2004. Pb/Pb and U/Pb zircon dating of subvolcanic rhyolite as a time marker for Hercynian granite magmatism and Sn mineralisation in the Eibenstock granite, Erzgebirge, Germany: Considering effects of zircon alteration. – Mineralium Deposita, 39: 646–669, Berlin, Heidelberg.

Kilmurray J.O. 1961. Petrografía de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral Inédita N° 250. Museo de La Plata.

Kilmurray, J .O., 1965. Petrografía y petrofábrica de las psamitas deformadas de la Serie de Curamalal. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires./I Jom. Ceol. Arg., Salta, Acta Lilloana, VI: 113-127

Kilmurray JO. 1975. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, las facies de deformación y nueva interpretación estratigráfica, Revista de la Asociación Geológica Argentina 30(4): 331-348.

Kilmurray J.O. 1968a. Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Revista del Museo La Plata, VI (45): 155-188.

- Kilmurray J.O. 1968b Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Buenos Aires). Actas de las III Jornadas Geológicas Argentinas, Comodoro Rivadavia, III: 217-238.
- Kilmurray J.O. 1961. Petrografía de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral Inédita N° 250. Museo de La Plata.
- Kostadinoff, J. y Albouy, R. 1988. Estudio de las anomalías gravimagnetométricas en el área del intrusivo de López Lecube, Laguna Las Encadenadas y Sierra del Cortapié, Provincia de Buenos Aires. II Jornadas Geológicas Bonaerenses: 481-488. Bahía Blanca.
- Kostov, I. 1973. Zircon morphology as a crystallogenic indicator. – Kristall und Technik, 8:11–19, Berlín.
- Leguizamón, M.A, Teruggi, M.E. 1991. El metamorfismo de las Sierras Australes Provincia de Buenos Aires, Argentina. Revista del Museo de la Plata, Sección geología, Vol 10, Num 92, pp 233-242.
- Lenz, C., Fernandes L.A.D., Mc Naughton, N.J., Porcher, C.C., Maquelin, H. 2011. U-Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay. Evidences of a \square 800 Ma magmatic and \square 650 Ma metamorphic event. Precambrian Res. 185, 149-163.
- Leone EM. 1986. Geología de los Cerros Tornquist y Recreo, Sierra de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, XLI: 117-123.
- Llambías, J.E., Prozzi, C.R. 1975. Ventania. Relatorio V 1° Congreso Geológico Argentino, 79–102, Buenos Aires.
- Lopez Gamundi OR, Conaghan PJ, Rossello EA, Cobbold PR. 1995. The Tunas Formation in the Sierras Australes Fold Belt. Journal of South American Earth Sciences, 8: 129-142.
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot 3.00: Special Publication 4, Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California.
- Ludwing, K.R, 2008. User Manual for Isoplot 3.7. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, vol. 4 Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley.
- Mahlburg Kay S, Orrell S, Abbruzzi JM. 1996. Zircon and whole rock Nd–Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the basement of the Precordillera in Argentina. J Geol 104:637–648

Marchese, H.G. y Di Paola, E.C. 1975a. Reinterpretación estratigráfica de la Perforación Punta Mogotes N° 1, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 17-44.

Marchese, H.G. y Di Paola, E. 1975b. Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (2): 161-179.

McClelland WC, Ellis JR, Roeske SM, Mulcahy SR, Vujovich GI, Naipauer M. 2005. U-Pb SHRIMP igneous zircon ages and LA-ICPMS detrital zircon ages from metamorphic rocks between the Precordillera terrane and the Gondwana margin, Sierra de la Huerta to Pie de Palo, northwest Argentina. In: Pankhurst RJ, Veiga GD, (Eds.). *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, Abstracts, p. 250.

McDonough MR, Ramos VA, Isachsen CE, Bowring SA, Vujovich G. 1993. Edades preliminares de circones del basamento de la Sierra de Pie de Palo. Sierras Pampeanas occidentales de San Juan, sus implicancias para el supercontinente proterozoico de Rodinia. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas. vol. 3. pp. 340-342.

Martínez C. 1980. *Geologie des Andes boliviennes*. Travaux et documents de l'Ostrom, 119. París.

Massabie., A.C, Rosello, E.A., Linares, E., Párica, C. y Powell, C.A. 1999. Granito Los Chilenos: una nueva unidad granítica jurásica en Cerro Colorado, Sierras Australes de Buenos Aires. Implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3): 281-289.

Melchor RN, Sato AM, Llambías EJ, Tickyj H. 1999. Confirmación de la extensión meridional del terreno Cuyania/Precordillera en la Provincia de La Pampa, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 156-159, Salta.

Mitterer, T. 2001. *Charakterisierung von Magmatiten und Orthogneisen des zentralen Dronning Maud-Landes/Antarctica mit Hilfe geochemischer und zirkontypologischer Untersuchungen*. – 1 –104, Aachen (unpublished diploma thesis RWTH Aachen).

Murawsky, H.; Meyer, W. 2010. *Geologisches Wörterbuch*. – 1 – 220, Heidelberg (Spektrum).

Pankhurst RJ, Rapela CW, Saavedra J, Baldo E, Dahlquist J, Pascua I, Fanning CM. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas. En Pankhurst RJ, Rapela CW. (Eds.): *The ProtoAndean Margin of South America*, vol 142: 343-368. Special Publication of the Geological Society. London.

Pankhurst, R.J., Rapela, C. W. eds., 1998. The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society, Special Publication N° 142, 383 p.

Pankhurst RJ, Rapela CW, Fanning CM. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatian belt of NW Argentina. *Transaction Royal Society Edinburgh: Earth Sciences*, 91: 151-168.

Pankhurst RJ, Rapela CW, Fanning CM, Márquez M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.

Pettijohn FJ, Potter PE, Siever R (1972) *Sand and sandstone*. Springer, Berlin Heidelberg New York

Poldervaart, A. 1956. Zircons in Rocks; 2. Igneous Rocks. – *American Journal of Science*, 254: 521 –554, New Haven.

Press W.H., Flannery B.P., Teukolsky S.A., Vetterling W.T. 1986. *Numerical Recipes*, Cambridge University Press, Cambridge.

Pronsato, D., Mactaggart J. y Marreins J. 1918. Mapa catastral orohidrográfico de la zona de Bahía Blanca y sus vías de comunicación (Bahía Blanca, Dorrego, Villarino, Puán, Tornquist, Saavedra, Coronel Suárez y Pringles). Panzini Hnos.: 3-74, Bs As.

Pupin JP. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73: 207-220.

Ramos. V., 1984. Patagonia, un continente paleozoico a la deriva. XI Congreso Geológico Argentino. Actas II. Bariloche, 311-325. Buenos Aires.

Ramos VA. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174, Ottawa.

Ramos VA, Vujovich G, Kay SM, McDonough MR. 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: la Sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. XII Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas III: 343-357.

Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M. y Pazos, P.J. 2014. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. *Gondwana Research* 26: 719-740.

Rapela CW, Pankhurst RJ, Fanning CM, Grecco LE. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 160, pp. 613 - 628.

Rapela, C.W. y Kostadinoff, J. 2005. El basamento de Sierra de la Ventana: Historia tectonomagmática. En de Barrio, R.E., Echeverri, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.) *Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 5: 69-84, La Plata.*

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. and Fanning, C.M. (1998a): The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: R.J. Pankhurst y C.W. Rapela (eds) *The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society (London) Special Publication*, 142: 181-217.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, S.M. 1998b. En: *The ProtoAndean margin of South America. (R.J. Pankhurst, y C.W. Rapela, C.W., Eds). Geological Society of London. Sp. Publ, 142, 181-217.*

Rapela C.W., Pankhurst R.J., Fanning C.M., Grecco L.E. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 160, pp. 613 - 628.

Rapela CW, Fanning CM, Pankhurst RJ. 2005. The Rio de La Plata Craton: the search for its full extent. *Academia Nacional de Ciencias, Gondwana 12 Abstracts: 308.*

Rapela CW, Pankhurst RJ, Casquet C, Fanning CM, Baldo EG, González-Casado JM, Galindo C, Dahlquist J. 2007. The Río de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Sci Rev* 83:49–82

Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D. y Baldo, E.G. 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into southwest Gondwana. *Gondwana Research* 20: 673-690.

Robb LJ, Armstrong RA, Waters DJ. 1999. The history of granulite-facies metamorphism and crustal growth from single zircon U-Pb geochronology: Namaqualand, South Africa. *Journal of Petrology* 40, 1747- 1770.

Rossello et al. (1997) Rossello E.A., Massabie A.C., López-Gamundí O.R., Cobbold P.R., Gapais D. 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. *J. South Amer. Earth Scien.* 10 (5-6), pp.: 389-402.

Rozendaal A, Gresse PG, Scheepers R, Le Roux JP. 1999. Neoproterozoic to Early Cambrian crustal evolution of the Pan-African Saldania belt. South Africa. *Precambrian Research*, 97, 303-323.

Sato AM, Tickyj H, Llambías EJ, Sato K. 2000. The Las Matras Tonalitic-trondhjemitic pluton, central Argentina: Grenvillian-age constraints, geochemical characteristics, and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, pp. 587-610.

Sato, A., P. González y E. Llambías, 2003. Evolución del Orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (4): 487-504.

Sato AM, Tickyj H, Llambias EJ, Basei MAS, González PD. 2004. Las Matras Block, Central Argentina (37°S67°W): the Southernmost Cuyania terrane and its relationship with the Famatinian Orogeny. *Gondwana Research*, 7, 1077-1087.

Scheepers R. 1995. Geology, geochemistry and petrogenesis of Late Precambrian S-, I- and A-type granitoids in the Saldania belt, Western Cape Province, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 21, 35-58.

Schiller W. 1930. Investigaciones Geológicas en las montañas del Sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. *Anales del Museo de La Plata. Sección Mineralogía y Geología. Segunda Serie, Primera parte*. 4, 101 pp.

Schneiderhöhn, P. 1954. Eine vergleichende Studie über Methoden zur quantitativen Bestimmung von Abrundung und Form an Sandkörnern. (Im Hinblick auf die Verwendbarkeit an Dünnschliffen.). *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, 4: 172–191, Heidelberg.

Seilacher A, Cingolani CA, Varela R. 2002. Ichnostratigraphic correlation of Early Paleozoic sandstones in North Africa and Central Argentina. In: Salem MJ, Khaled M, Oun (Eds.). *The Geology of Northwest Libya*. 1: 275-292.

Sellés - Martínez, J. 1986. Las Sierras Australes de Buenos Aires: Su vinculación a un cizallamiento regional. *Asociación Geológica Argentina Revista*, XLI: 187-190.

Sellés - Martínez, 1989. The structure of Sierras Australes (Buenos Aires, Argentina). An example of folding in a transpressive environment. *Journ. of South America Earth Science*, 2, 317-329.

Sellés - Martínez J. 2001. Geología de la Ventania. Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, N° 27, pp. 43-69.

Sims J, Ireland T, Camacho A, Lyons P, Pieters P, Skirrow R, Stuart Smith P, Miró R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas margin: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana. In: Pankhurst R, Rapela C. (Eds.), The Proto-Andean margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 142: 259-281. London.

Simon E, Jackson SE, Pearson NJ, Griffina WL and Belousova EA. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to *in situ* U-²⁰⁶Pb zircon geochronology. Chem Geol 211: 47-69

Streckeisen, A.L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie. Stuttgart. Vol.63, p. 773-785.

Suero, T., 1957. Geología de las Sierras de Pillahuincó (Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires) LEMIT, ser. II (74) La Plata.

Suero T. 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En J. Ulibarrena (ed.) Ministerio de Obras Públicas (La Plata), Laboratorio de Ensayos de Materiales, Serie II (216): 138 - 147.

Teruggi, M.E., Leguizamón, M.a, Ramos, Va. 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicancias geotectónicas, Provincia de Buenos Aires. Revista de la asociación Geológica Argentina. 43: 366-374.

Thomas RJ, Jacobs J, Armstrong, RA, Henjes-Kunst F. 1998. Geochronology of the Mesoproterozoic Cape Meredith Complex, West Falkland: comparisons with Natal and East Antarctica (Extended Abstract). Journal African Earth Sciences 27(1A), 194-195.

Tickyj, H.; Llambías, E.J.; Melchor, R.N. 2002. Ordovician rocks from La Pampa province, Argentina. In Aspects of the Ordovician System in Argentina (Aceñolaza, F.G.; editor). Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica (16): 257-266. Tucumán.

Tohver E., Cawood P.A., Rossello E.A., Jourdan F. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. Gondwana Research. 21, 394–405.

Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F, Armstrong RA. 2008a. U-Pb detrital zircon data from the Paleozoic Sierra Grande Formation, North Patagonian Massif, Argentina. VI South American Symposium on Isotope Geology. p. 162-162. San Carlos de Bariloche, Río Negro, Argentina.

Uriz NJ, Cingolani CA, Chemale Jr.F, Macambira MJ. 2008b. Edades U-Pb en circones detríticos del Grupo Ventana (provincia de Buenos Aires) y de la Formación Sierra Grande (Macizo Nordpatagónico): Análisis comparativo de procedencia. 17° Congreso Geológico Argentino. Acta II, 912-913. San Salvador de Jujuy.

Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Chemale Jr, F., Macambira, M.B. y Armstrong, R. 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences* 100: 571-589.

Uriz NJ, Cingolani CA, Marques J Ch. 2012. Procedencia sedimentaria del Paleozoico Inferior-Medio del Grupo Ventana y de la Formación Sierra Grande, Argentina. Nuevas edades U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Salta, Argentina. pp. 215-216.

Uriz, NJ; Cingolani, C.A; Madona, F.; Rodríguez, S; Arnol, J.A y Basei, M.A.S, en prensa. Edades U-Pb de circones detríticos en rocas cuarcíticas de Pigüé, Chasicó y Cortapié, Región occidental de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn.

Varela R. 1973. Edad Rb-Sr de las rocas ígneas de La Mascota-La Hermita, Partido de Saavedra, Provincia de Buenos Aires. *Anales de la Sociedad Científica Argentinas*, CXCV: 71-80.

Varela, R., 1978. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *R.A.G.A.* XXXIII (1) 52-62.

Varela R., Leone EM, Mançada R. 1985. Estructura tectónica en la zona del Cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XLI: 256-261.

Varela R, Cingolani C.A. 1976. Nuevas edades radimétricas del basamento aflorante en el perfil del cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. *Actas del Sexto Congreso Geológico Argentino*, 1:542-556.

Varela, R., Dalla Salda, L.H. y Cingolani, C.A. 1985. Estructura y composición geológica de las Sierras Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4): 254-261.

Varela, R., Dalla Salda, L. y Cingolani, C. A., 1986. Estructura y composición geológica de las Sierras Coloradas, Chasicó y Cortapie: Sierras Australes de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Argentina, Revista*, 40, 3-4: 254-261.

Varela R., Dalla Salda L. 1992. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 47, No. 3, p. 271-275.

Varela, R., Basei, M., Sato, A., Siga Jr., O. Cingolani, C. y Sato, K., 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Norpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 71-76. Buenos Aires.

Viramonte, J.M., Becchio, R.A., Viramonte, J.G., Pimentel, M.M., Martino, R.D. 2007. Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: new UePb and SmeNd data and implications for the evolution of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24, 167-183.

von Gosen W., Buggisch W., Dimieri L.V. 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires province/Argentina). *Geologisches Rundschau*, 79: 797-821.

von Gosen W., Buggisch W., Krumm S. 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics*, 185, 335-356.

Wetherill, G.W. 1956. Discordant uranium lead ages. *Trans, Amer. Geophys, Union* 37, 320-326.

Wyatt, M. 1954. Zircons as provenance indicators. – *The American Geologist*, 39: 983–990, Minneapolis.

Zavala C., Azúa, G., Freije R.H., Ponce J. 2000. Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal (Paleozoico inferior), Cuenca paleozoica de Ventania, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55, 165-178.

Zimbemerle, W. 1975. Accessory zircon from a Rhyolite, Yellowstone National Park (Wyoming U.S.A.). – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 13 0: 361–369, Hannover.