



UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN  
FACULTAD DE CIENCIAS, EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas

**“Procedencia de las sedimentitas del Triásico superior de las Formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes- Cuenca de Marayes – El Carrizal. Departamento Cauçete, San Juan”**



María Carolina Jofré  
Directora: Dra. Carina Colombi  
Co-director: Dr. Gustavo Correa

2015

## Indice

<b>RESUMEN.....</b>	<b>4</b>
<b>CAPITULO I- GENERALIDADES.....</b>	<b>5</b>
I.1 Introducción.....	5
I.2 Motivos y Objetivos.....	6
I.3 Ubicación zona de estudio.....	7
I.4 Metodología de Trabajo.....	9
<b>CAPITULO II- GEOGRAFIA.....</b>	<b>11</b>
II.1 Orografía.....	11
II.2 Hidrografía.....	11
II.3 Clima.....	12
II.4 Geomorfología.....	13
<b>CAPITULO III- GEOLOGIA REGIONAL.....</b>	<b>15</b>
III.1 Marco Geológico.....	15
III.2 Estratigrafía.....	17
<b>CAPITULO IV- GEOLOGIA LOCAL.....</b>	<b>23</b>
IV.1 Formación Quebrada del Barro.....	23
IV.2 Formación Balde de Leyes.....	27

<b>CAPITULO V- PROCEDENCIA DE LAS FORMACIONES QUEBRADA DEL BARRO Y BALDE DE LEYES.....</b>	<b>30</b>
V.1.1 Antecedentes.....	30
V.1.2 Resultados.....	31
V.1.3 Descripción de muestras.....	36
V.1.4 Cementos.....	47
V.1.5 Caracterización de Petrofacies.....	49
V.1.6 Área de aporte.....	51
<b>CAPITULO VI- CONCLUSIONES.....</b>	<b>57</b>
<b>BIBLIOGRAFIA.....</b>	<b>58</b>
<b>AGRADECIMIENTOS.....</b>	<b>64</b>

## RESUMEN

El presente trabajo se realizó en la Cuenca de Marayes-El Carrizal, ubicada al sudeste de la provincia de San Juan, departamento de Cauce. El mismo consistió en el estudio preliminar desde el punto de vista composicional de las sedimentitas depositadas en el Triásico superior pertenecientes a las formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes, con el objeto de determinar su procedencia.

Este análisis se llevó a cabo a partir del estudio petrológico de cortes delgados de 24 muestras de areniscas medias, utilizando el programa JVMicrovision v1.2.7.

A partir del análisis petrográfico se determinaron las modas detríticas de cada muestra, las que permitieron clasificar las areniscas de ambas unidades como litoarenitas principalmente y en forma secundaria sublitoarenitas, con una moda detrítica de promedio  $Q_{65}F_3L_{32}$ .

Por otra parte, se determinaron dos petrofacies, una lítica-cuarzosa correspondiente a las sedimentitas de la Formación Quebrada del Barro ( $Q_{55}F_3L_{42}$ ), donde la proporción de cuarzo y líticos es equivalente y los líticos se caracterizan por una mayor presencia de líticos metamórficos propiamente dicho de gran tamaño. Esta composición podría indicar un área de aporte de orógeno reciclado transicional a lítico, el que podría corresponder por las características petrológicas a la Sierra de la Huerta, incluida su prolongación sur en la Sierra de Las Imanas y al oeste de la misma, la Sierra de Pie de Palo.

La otra petrofacies se definió como cuarzosa-lítica y caracteriza las sedimentitas de la Formación Balde de Leyes ( $Q_{75}F_3L_{22}$ ). Esta petrofacies se caracteriza por una mayor proporción de cuarzo respecto a los líticos, además los líticos en su mayoría corresponden a cuarzo policristalino, esto podría indicar una procedencia del borde oriental de la Sierra de la Huerta o bien de las Sierras de Chepes y Las Minas lo que se podría confirmar con estudios detallados de paleocorrientes.

## CAPITULO I- GENERALIDADES

### I.1- Introducción

La cuenca Marayes-El Carrizal, ubicada al SE de la provincia de San Juan representa, junto con la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, y la cuenca Cuyana, la serie sanjuanina de cuencas extensionales desarrolladas en el Mesozoico Inferior en el borde suroccidental de Gondwana por efectos postcolisionales (López Gamundi, 1994).

La estratigrafía de esta cuenca está conformada por las formaciones Esquina Colorada (Triásico medio), Carrizal (Triásico superior), Quebrada del Barro (Triásico superior) y Balde de Leyes (Jurásico inferior). Las formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes, objeto de este estudio, aparecen como unidades de coloración rojiza aflorantes en todo el borde oriental de la cuenca. Estas unidades están formadas por facies de conglomerados finos a medios compuestos por clastos metamórficos, intercalados con areniscas micáceas (Bossi, 1976).

La Formación Quebrada del Barro alcanza un espesor entre 900 y 1400 m., su paleoambiente ha sido interpretado como un abanico aluvial (Bossi, 1976) o bien como un sistema fluvial entrelazado (Rivarola *et al.*, 2002). Sin embargo, estudios recientes han permitido reinterpretar esta unidad como la zona media y distal de un sistema fluvial distributivo (Colombi *et al.*, 2014). La Formación Balde de Leyes ha sido definida recientemente como la unidad cuspidal de la sucesión de la Cuenca Marayes- El Carrizal (Colombi *et al.*, 2015 aceptado). Esta unidad ha sido interpretada como facies proximales de un sistema fluvial distributivo vinculado a facies areniscosas de barreal (Colombi *et al.*, 2014).

En base a los antecedentes bibliográficos existentes para esta zona, se tiene mayor detalle de conocimientos para las unidades media y basal (Formaciones Esquina Colorada y Carrizal, respectivamente), siendo menor la información sobre la parte superior de la cuenca. Por otra parte, los escasos estudios realizados corresponden al sector septentrional de la cuenca en las inmediaciones de la Sierra de la Huerta o al sur, en la Sierra de Guayaguas.

En particular, en la cuenca se han realizado pocos estudios de procedencia. Entre ellos se encuentra el trabajo de Bossi *et al* (1976) y Jenchen y Rosenfeld (2002) donde proponen áreas

de aporte a partir de estudios de procedencia y análisis químicos. El estudio de Bossi *et al* (1976) se focalizó en el sector norte de la cuenca donde, y en su análisis de paleocorrientes identificó dos direcciones principales, una desde el oeste a la que denominó dorsal Proto Chacras- Proto Pan de Azúcar y otra con mayor influencia del sector este al que denominó Protoimanas. Por otro lado Jenchen y Rosenfeld (2002) hacen un estudio general de todas las cuencas triásicas y aunque con poco detalle señalan como área de aporte el borde occidental de la Sierra de la Huerta.

En este trabajo se propone realizar un estudio de procedencia petrofacial detallado, similar al que se hizo en la Formación Los Colorados (Shencman *et al.*, 2014) para obtener mayor información de la procedencia en el sector austral de la cuenca Marayes-El Carrizal. Para esto se realizó un muestreo de areniscas de canal, con el objetivo de desarrollar un estudio petrográfico detallado, que incluyó la definición de moda detrítica, las petrofacies presentes y posibles áreas de procedencia para las formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes respectivamente.

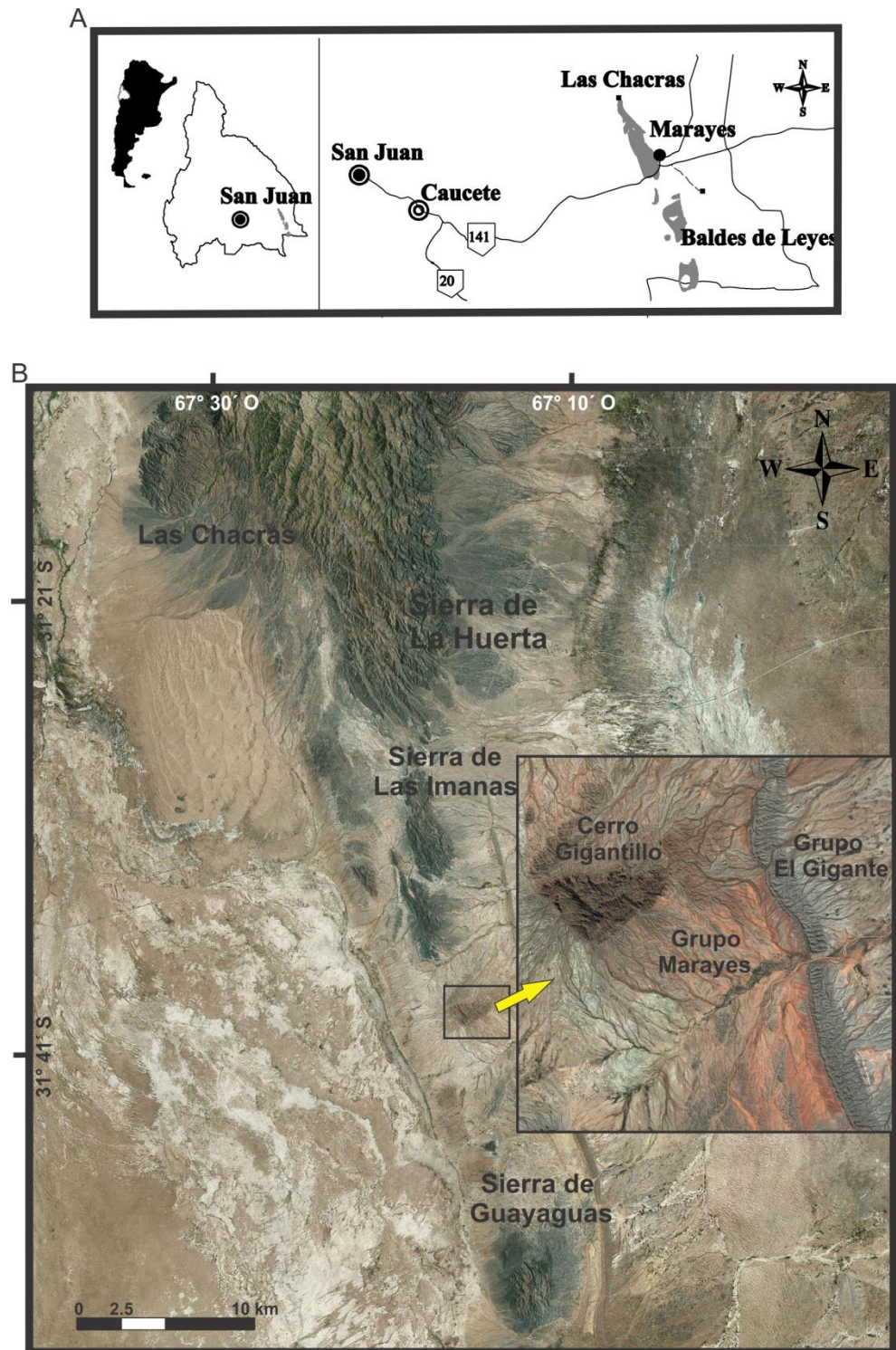
## **I.2- Motivos y Objetivos**

- Cumplir con el requisito de un Trabajo Final de Licenciatura para obtener el título en la carrera de Licenciatura en Ciencias Geológicas, de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan.
- Contribuir al conocimiento de la cuenca Marayes-El Carrizal, durante la transición Triásico-Jurásico.
- Realizar análisis de petrofacies que permitan caracterizar cada una de las unidades bajo estudio con mayor detalle y complementar los trabajos sedimentológicos en ejecución.
- Definir posibles áreas de aporte durante el Triásico Superior y Jurásico Inferior para la Cuenca Marayes-El Carrizal.

### **I.3-Ubicación de la zona de estudio**

La zona de estudio se ubica dentro la cuenca de Marayes-El Carrizal ubicada en el departamento de Cauce, a 140 km de la ciudad capital de San Juan. (Fig. 1)

El acceso a la zona de trabajo desde la capital de la provincia de San Juan se realiza por la ruta Nacional 141 hacia el este, 6 km desde el cruce con la ruta provincial 510 donde se continúa hacia el sur por una huella que conduce al caserío de Balde de Leyes hasta la zona de estudio en las inmediaciones del cerro Gigantillo.



**Figura 1:** Mapa de ubicación A) Vías de acceso, B) Imagen satelital de la ubicación de la cuenca de Marayes-El Carrizal, y la toponimia de la zona. El recuadro de la derecha muestra en detalle la zona de estudio en las cercanías del Cerro Gigantillo.



## **I.4-Metodología de trabajo**

### **I.4.1- Etapa de gabinete previa**

-Recopilación bibliográfica y evaluación de trabajos previos realizados en la cuenca de Marayes – El Carrizal.

-Interpretación de imágenes satelitales de la zona de trabajo obtenidas del software Google Earth.

### **I.4.2- Etapa de campo**

-Las tareas de campo incluyeron: el reconocimiento de las unidades estratigráficas aflorantes en el sector de estudio, identificando contactos, estructuras principales que afecten y den información geológica relevante para este trabajo.

-La recolección de muestras fue de tipo selectivo en areniscas medias de las formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes, y ubicación de las mismas en un perfil estratigráfico-sedimentológico.

### **I.4.3- Etapa final de gabinete**

-Sobre un total de 24 muestras colectadas se llevó a cabo caracterización petrográfica.

-Para la descripción y clasificación de las muestras colectadas, se utilizó microscopio de polarización de Transmisión y Reflexión XP607 LP disponible en el Instituto y Museo de Ciencias Naturales-FCEFYN-UNSJ.

-El análisis petrográfico se realizó siguiendo la metodología de conteo de granos en cortes delgados propuesto por Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.* 1984) que tiende a reducir el efecto del tamaño de grano sobre la composición. Se empleó un objetivo A4/ 0.10  $\infty$ / 0,17.

-El conteo se realizó mediante el programa de análisis de imágenes petrográficas JMicroVision v1.2.7 de libre acceso. Un total de 300 puntos fueron contabilizados por corte delgado, incluyendo la fracción clástica y los componentes de los espacios intergranulares.

-La representación de los datos composicionales (modas detríticas) correspondientes a las muestras analizadas, se volcaron en diagramas de Folk *et al* (1970) con el objetivo de clasificar composicionalmente a las areniscas.

-Posteriormente se distinguieron las petrofacies presentes en las formaciones estudiadas.

-Las modas detríticas de las muestras analizadas se ubicaron en los diagramas ternarios de Dickinson (1983a) para evaluar las posibles áreas de proveniencia.

## CAPITULO II- GEOGRAFIA

### II.1- Orografía

Las sierras Pie de Palo, Valle Fértil, La Huerta, Las Imanas, Guayaguas, Catantal, los cerrillos de Barboza y de Valdivia corresponden a las áreas de basamento metamórfico precámbrico de Sierras Pampeanas. Estas sierras Pampeanas, fueron elevadas por la fase principal del Tercer Movimiento del Ciclo Orogénico Andino y poseen en su culminación extensas planicies de erosión desmembradas por pulsos tectónicos (Suvires, 1987, 2000).

La sierra de Pie de Palo constituye un gran bloque principal integrado por bloques menores, delimitados por importantes fallas oblicuas, de marcado carácter regional (megatrazas de Illapel-Salinas Grandes). Es una unidad montañosa de forma ovalada con una altura máxima de 3162 m.s.n.m. (Mogote Los Corralitos). Separa, hacia el oeste la depresión ocupada por el valle de Tulum de la extensa planicie desértica del valle del río Bermejo.

Las sierras de Valle Fértil-La Huerta, en el límite oriental del territorio sanjuanino, se extienden en sentido NO-SE. Constituyen los elementos orográficos más orientales de las Sierras Pampeanas en la Provincia de San Juan. Es un conjunto serrano de tipo asimétrico cuya vertiente más inclinada es la occidental, debido a la presencia de la traza de la falla de Bermejo-Desaguadero. El basamento metamórfico, al sur de Marayes se presenta en pequeños afloramientos cubiertos por sedimentitas del Mesozoico. Estos complejos sedimentarios han sido plegados y posteriormente han sufrido los efectos de una intensa erosión fluvial. Las geoformas son muy variadas asociadas a relieves plegados y denudados (valles anticlinales, valles ortoclinales, relieves de cuesta, de cresta, homoclinales y cluses).

### II.2- Hidrografía

Los ríos que recorren el territorio sanjuanino presentan un régimen de tipo nival, o sea que el agua que traen proviene del deshielo que se provoca en verano en la alta cordillera. En invierno y gracias a las grandes nevadas que se producen en la zona montañosa, se acumula gran cantidad de nieve, la cual en verano se derrite generando un aumento del caudal de los

ríos. En consecuencia, en verano es dónde se produce el mayor caudal y en invierno el menor caudal.

Los cursos de agua de la zona presentan características propias de la región, influenciada tanto por la disposición de los relieves como así también por el clima.

En general, son ríos cuya longitud es pequeña. Los mismos son considerados ríos de tipo temporario o “wadis”, los cuales presentan una disposición Oeste – Este, influenciada por la pendiente que el relieve determina. Las precipitaciones pluviales, principalmente estivales, activan estos ríos, generando un caudal con un gran poder de arrastre, depositando sucesivamente sedimentos variados en la cuenca sedimentaria de las Salinas de Mascalín.

Es importante recalcar la disposición dendrítica de los cursos de agua, dónde se destaca zonas de confluencia y confinamiento de los ríos en la zona de las formaciones cretácicas, y luego, al finalizar su recorrido por la formación, el material de arrastre se deposita gradualmente, generando diversos abanicos aluviales, cuya área distal finaliza en la zona de las salinas.

### **II.3- Clima**

La provincia de San Juan en general y la zona de estudio en particular presentan un clima del tipo Desértico (BW) según la clasificación de Köeppen, (Poblete *et al.*, 1989) dónde la continentalidad y la disposición del relieve juegan un rol fundamental para la conformación del clima anteriormente mencionado. Las precipitaciones en la región son escasas, debido a dos factores principales:

La lejanía al mar: San Juan se encuentra alejada del Océano Atlántico aproximadamente por 1200 km de distancia. Esta lejanía no permite que la humedad que traen las masas de aire provenientes del océano llegue a nuestra provincia, ya que dicha humedad se condensa en su recorrido generando zonas húmedas cercanas al mar y zonas áridas lejos del mar.

Disposición del relieve: Las cadenas montañosas del oeste del país presentan una disposición longitudinal. Esta disposición no permite el ingreso directo de la humedad proveniente del Océano Pacífico, obligando a las masas de aire húmedo a ascender y precipitar en forma de nieve en alta cordillera. Al bajar a los valles intermontanos, las masas de aire presentan niveles de humedad mínimos y adquieren temperatura debido a la diferencia de presión atmosférica, generando el más famoso viento de la provincia y la región denominado “Zonda”.

Por otro lado, a éste tipo de clima se le adjudican también características tales como los altos índices de heliofanía una fuerte predominancia del viento Sur y en menor medida SSE. El Zonda, cuya dirección prevalente es el W y NW, es poco frecuente comparado con los otros vientos.

#### II.4-Geomorfología

A nivel regional el ambiente geomorfológico se conforma en un área de antepaís fracturado por la orogenia Andina. Estos bloques de basamento ascendidos constituyen sierras, las depresiones originadas entre los bloques son las que conforman cuencas sedimentarias donde se desarrollaron los actuales ambientes de acumulación.

Las unidades geomorfológicas presentes fueron agrupadas en cuatro categorías principales, unidad montañosa, unidad de lomadas, unidad de transición, y la unidad de médanos y draas (Rothis *et al*, 2012)

En la unidad montañosa se encuentran aquellos afloramientos destacados, de mayor altura, que sobresalen de aquellos que los rodean, como lomadas y relieves planizados. Dentro de esta unidad se puede nombrar a la sierra de la Huerta, la cual se corresponde con el extremo austral de la sierra de Valle Fértil. Estos cordones montañosos están caracterizados por presentar rocas metamórficas de edad Proterozoica, correspondientes al basamento cristalino.

La unidad geomorfológica de *lomadas* está caracterizado por presentar unidades positivas, pero que contrastan con respecto a la unidad montañosa, por tener alturas mucho menores, siendo las más altas aquellas localizadas en el sector norte. Se ha podido reconocer que estas lomadas están compuestas por rocas triásicas, Grupo Marayes, Así mismo se ha podido observar que estas lomadas presentan una pequeña cubierta de gujarros, provenientes del retrabajo de los depósitos correspondientes a la formación previamente mencionada.

La unidad geomorfológica correspondiente a la *unidad de transición*, al igual que la unidad de lomadas se extiende desde el frente montañoso hasta el nivel de base de erosión local. Estos depósitos forman parte del piedemonte de los relieves prominentes. En ellos se originan formas de acumulación del sistema depositacional de la *bajada pedemontana*. La proveniencia de los sedimentos que forman esta unidad geomorfológica es principalmente de la sierra de la Huerta. Dentro de esta unidad se pueden reconocer varios niveles de depósitos teniendo en

cuenta la disposición topográfica de las mismas, el grado de incisión de la red de drenaje que los afecta y las diferencias en las tonalidades de las superficies de los distintos niveles.

Finalmente la unidad de *médanos* y *draas* se caracteriza por un campo de dunas, denominado Médanos Las Chacras, este campo de dunas junto con los Médanos Grandes, ubicados al sur de la sierra de Pie de Palo habrían formado un extenso sistema eólico que cubría gran parte del valle de Bermejo (Tripaldi, 2002).

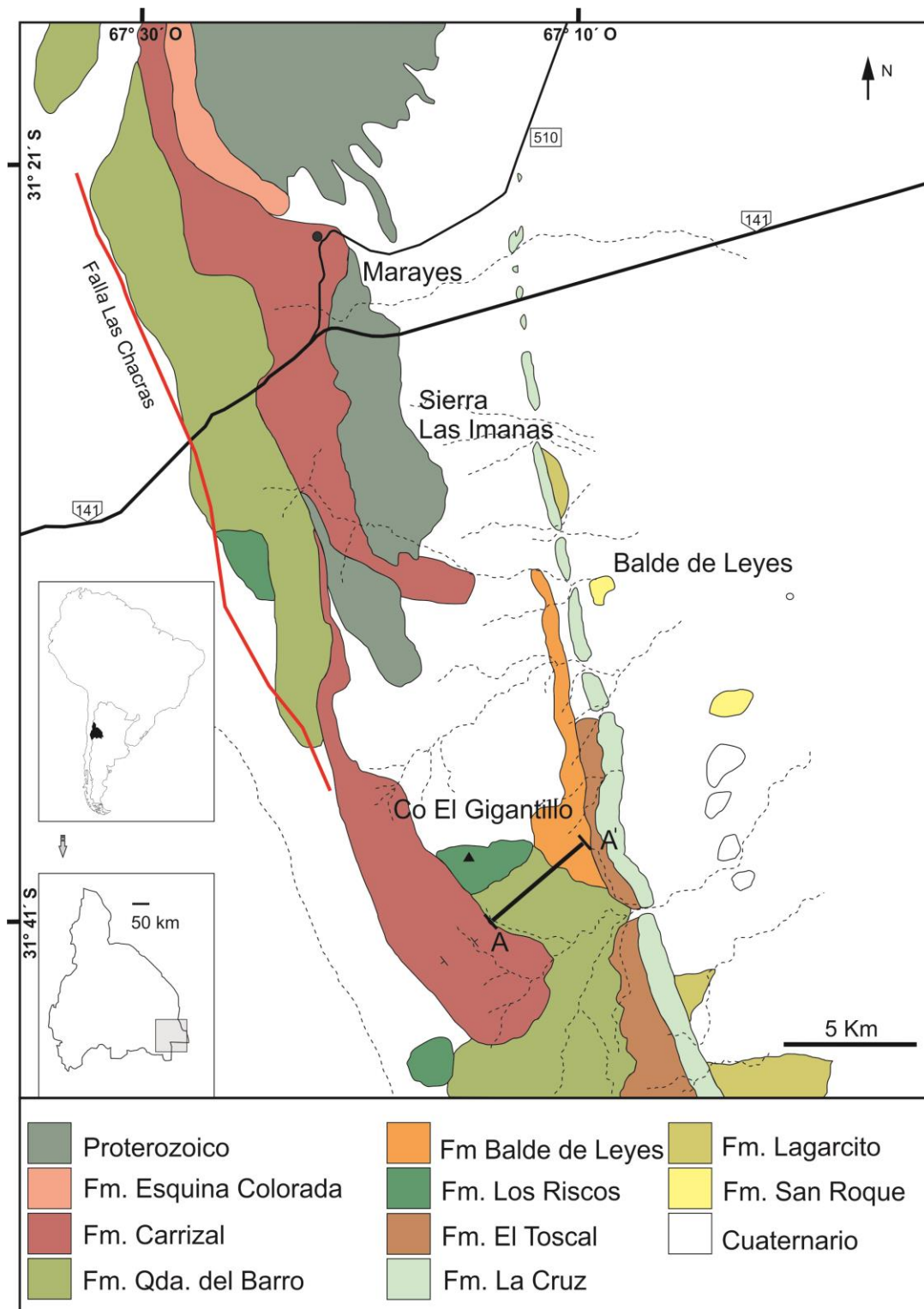
## CAPITULO III- GEOLOGIA REGIONAL

### III.1- Marco Geológico

Los afloramientos más antiguos en el área estudiada, son las unidades del basamento cristalino de Sierras Pampeanas, las rocas comunes en el área son gneises, esquistos y anfibolitas, que corresponden al basamento ígneo-metamórfico perteneciente al Complejo Valle Fértil, del Proterozoico superior. Al sur de la sierra de las Chacras, aflora el mármol Pan de Azúcar asignado al Grupo Caucete, también del Proterozoico superior. Intercalados se encuentran bancos de mármoles impuros, que se presentan como bancos discontinuos y fuertemente tectonizados (Cardó y Castro de Machuca, 1999). Son comunes los filones pegmatíticos, concordantes o no con la foliación regional de rumbo NNE-SSO. En algunos sectores pequeños cuerpos granitoides intruyen al basamento.

Afloran también rocas ácidas de la Formación El Temblor, del Pérmico superior y base del Triásico, a esta unidad pertenece un pórfido riolítico, rodeado por brechas hidrotermales alteradas, brecha tectónica y diques de igual composición y félsicos, al sur de la sierra de La Huerta (Cardó y Castro de Machuca, 1999).

La Sierra Valle Fértil - La Huerta tiene las características de las Sierras Pampeanas occidentales. Es en general un bloque de basamento limitado al oeste por una megafalla lístrica de rumbo NNO-SSE, asociada a la colisión ordovícica tardía - devónica de Cuyania con el terreno Pampia (Ramos, 1999). La franja de colisión representada por el lineamiento Valle Fértil funcionó como zona de debilidad intracontinentales en las que posteriormente se desarrollaron cuencas de origen extensional, de tipo hemigraben con sus principales depocentros localizados en el borde oeste. Estas cuencas continentales permitieron la acumulación de secuencias sedimentarias asignadas al Mesozoico y Cenozoico. En el flanco occidental de la sierra de La Huerta aflora el Grupo Marayes, compuesto por sedimentitas clásticas mesozoicas, que se apoyan en discordancia sobre el basamento cristalino.



**Figura 2:** Mapa geológico del área de estudio. El segmento A-A' muestra la ubicación del perfil estratigráfico de donde se sacaron las muestras petrográficas.



### III.2- Estratigrafía

#### III.2.1- Precámbrico

##### *Complejo Valle fértil (Bossi, 1976; emend. Cuerda et al., 1984)*

El Complejo Valle Fértil se prolonga hacia el sur por las Sierras de Imanas, La Salada, La Carretilla, Guayaguas, Cantantal y El Gigante. Está constituido por esquistos micáceos, esquistos granatíferos, anfibolitas, calizas, cuarcitas, venas pegmatíticas, venas de cuarzo y algunos cuerpos graníticos de los cuales el más conspicuo constituye la sierra de Guayaguas.

En la Sierra de La Huerta, predominan los gneises con foliación epidotizada y cloritizada, con rumbo general N-S, con venas pegmatíticas y cuarzosas. Vujovich (1992; 1995) describe en la Loma de Las Chacras, unos 13 km al norte del cerro Pan de Azúcar, una unidad meta-carbonática a la que denomina Mármol Pan de Azúcar por su semejanza con las rocas carbonáticas aflorantes en el cerro homónimo. Esta unidad integrada por calizas, margas y cuarcitas con metamorfismo en facies de esquistos verdes, altamente deformada (Vujovich 1999,2007), es incluida también en el basamento cristalino Complejo Valle Fértil.

En la sierra de Imanas, son frecuentes las anfibolitas y esquistos anfibólicos.

La edad para el Complejo se basó en dataciones radimétricas (K/Ar), los datos obtenidos fueron  $963\pm 86$  a  $587\pm 20$  Ma (González y Toselli, 1974 ,1979; Toubes ,1984).

Tomando como base estas dataciones se asigna al Complejo Valle Fértil una edad Proterozoico Superior. Para el sector de la sierra de La Huerta Pontoriero y Castro de Machuca (1999) aportaron una edad de cristalización de  $488 \pm 22$  Ma (K/Ar en hornblenda). Más recientemente, Roeske *et al.* (2005) y McClelland *et al.* (2005) presentaron varias edades U/Pb SHRIMP sobre circones de tonalitas y dioritas aflorantes en las sierras de La Huerta y Valle Fértil y en la loma de Las Chacras. Estos autores señalaron que en la parte central de la sierra de La Huerta, la fase magmática principal se ubica alrededor de los 465 Ma Proterozoica superior.

#### III.2.2- Triásico

##### *Formación Esquina Colorada (Borrello, 1946; emend. Bossi, 1976)*

La unidad aflora en forma de faja elongada, en sentido NW-SE, de 1 a 2 km de ancho desde las cabeceras del río Las Chacras (NW) al pie de la Sierra de la Huerta hasta la localidad de Marayes (SE).

Está formada por materiales gruesos procedentes de la destrucción de las rocas cristalinas de la Sierra de la Huerta. Predominan bloques angulosos grandes de gneis y granitos. Intercalan depósitos fanglomerádicos, con alta proporción de cuarzo pasando a areniscas micáceas en bancos estratificados alternando con sedimentos piroclásticos, limos y arcillas de tonalidades castaño oscuro. Los niveles superiores se caracterizan por la presencia de bancos gruesos de material detrítico, conglomerados y areniscas micáceas, de color verde y gris verdoso.

No aloja restos fósiles a excepción de los fragmentos de huesos indeterminados encontrados en la quebrada de Carrizal (Borrello, 1946).

La edad pérmica superior-triásica inferior obtenida para un pórfido andesítico cubierto discordantemente por esta unidad (Castro de Machuca *et al.*, 1996a) permite ubicarla en el Triásico inferior a medio.

Posee un espesor que varía entre 450 y 550 m, y se asienta en discordancia angular sobre rocas del basamento cristalino (Complejo Valle Fértil).

#### ***Formación Carrizal, (Borrello, 1946)***

Esta formación se extiende en sentido NW-SE, posee entre 1 a 4 km de ancho desde las cabeceras del río Las Chacras (NW) y bordea ambos flancos de la Sierra de las Imanas (SE). La Formación Carrizal está constituida por areniscas medianas a finas, calcáreas, gris amarillentas, conglomerados finos, verdes y grises con rodados redondeados, y algunas intercalaciones de limolitas gris oliva oscuras, lutitas carbonosas y carbón, con impresiones vegetales.

La Formación Carrizal fue dividida en dos miembros estratigráficos Miembro Arroyo Seco y Miembro Rickard (Spalletti *et al.*, 2011). El Miembro Arroyo Seco está caracterizado por un dominio de conglomerados y ha sido asignado a un sistema fluvial dominado por carga de lecho desarrollado en un área con una pendiente topográfica elevada. En cambio el Miembro Rickard dominado por sedimentos finos intercalados con canales conglomerádicos depositados en un sistema fluvial de carga mixta.

Su contenido paleontológico consiste en colecciones de megaflores que obtuvieron Stelzner (1885), Borrello (1946) y Bergmann (1948) y que fueron clasificadas por Geinitz (1876, 1925) y Frenguelli (1948), entre las que se identificaron taxones de la «Flora de Dicroidium», como *Dicroidium remotum*, *D. lancifolium*, *Johnstonia coriacea*, además de *Yabeiella marayesiaca*

y de *Cladophlebis kurtzi*, entre las especies más importantes. Yrigoyen y Stover (1970) citaron para la misma la presencia de palinomorfos. Lutz y Arce (2013) en base a la presencia de restos paleoflorísticos datan a esta unidad en el Triásico medio a superior.

Su espesor es variable entre 300 y 500 m. El pasaje con la unidad que la subyace, Formación Esquina Colorada, es transicional, yace en concordancia por debajo de los estratos rojos de la Formación Quebrada del Barro.

***Formación Quebrada del Barro, (Borrello, 1946) y Formación Balde de Leyes (Colombi et al, 2015)***

Estas unidades serán tratadas con detalle en el próximo capítulo.

### **III.2.3- Cretácico**

#### ***Grupo El Gigante***

Después de la depositación del Triásico tardío, el área quedó sujeta a escasa sedimentación, y a erosión, por un largo período de tiempo que dio lugar a la discordancia que existe entre la secuencia neotriásica y el Grupo El Gigante (Flores y Criado Roque, 1972) de edad cretácica superior.

El Grupo El Gigante es una unidad sedimentaria que se desarrolla en el oeste de la provincia de San Luis, en las Sierras de El Gigante, Las Quijadas, Cantantal y Guayaguas y su continuación al norte en la provincia de San Juan.

Se han reconocido en este grupo diferentes unidades, de abajo hacia arriba:

#### ***Formación Los Riscos (Biondi, 1937)***

Se designa al conjunto psefítico que aflora entre El Gigante y Los Riscos. Su perfil tipo queda ubicado entre el último lugar citado y la zona conocida como La Cantera, en el faldeo sur de la Sierra de El Gigante donde alcanza su máxima potencia expuesta (400 m) y su mayor granulometría. Alejándose de este, disminuye el tamaño de grano y aumenta su estratificación, apareciendo intercalaciones de distintos niveles de areniscas y arcillas.

Su edad se establece por la concordancia que guarda este conjunto con la formación suprayacente, lo que permite ubicarlo en el Cretácico inferior.

***Formación El Toscal (Biondi, 1937)***

Está integrada por areniscas arcillosas y limolitas, micáceas bien estratificadas, de coloración rojo anaranjada. Hacia el techo de la secuencia se suceden bancos pequeños y alternados de areniscas medianas de color rojo pálido con areniscas medias a gruesas más consolidadas. Desde el sector medio hacia el techo aparecen estructuras ondulíticas bien definidas. El contacto con los conglomerados suprayacentes es transicional. En el techo de la unidad se encuentran pequeños canales rellenos con areniscas conglomerádicas.

***Formación La Cruz (Díaz, 1946)***

Corresponde a la parte cuspidal del Grupo El Gigante y su perfil tipo está en el arroyo La Cruz, faldeo oriental del cerro Gigantillo, con un espesor de 230 metros. El espesor máximo de 540 metros fue medido en el cerro Morado. Forma además las Lomas de Leyes. Está constituida por conglomerados angulosos, finos, polimícticos, de color rojo anaranjado bien consolidado, dispuesto en forma caótica, donde pueden identificarse megacanales con clastos levemente orientados. Los clastos son de esquistos, cuarzo de veta, cuarcita y gneises, en algunos sectores, predominantemente graníticos. La matriz, representa el 20% de la roca, es de arena gruesa y el cemento es carbonático. Se le asigna una edad cretácica inferior por su posición estratigráfica entre las formaciones La Cantera y Lagarcito.

***Formación Lagarcito (Díaz, 1946)***

Esta unidad alcanza una distribución areal considerable al este del cordón montañoso situado entre las Sierras del Estanque, El Gigantillo, Guayaguas y Cantantal. Su espesor máximo es de 350 m. se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación La Cruz. La secuencia comienza, en algunos sectores, con conglomerados oligomícticos formados exclusivamente por rodados de meláfiro triásicos y continua con areniscas medias a finas rojo-amarillentas con bancos de yeso y pelitas. Sobre la base de su contenido fosilífero es asignado al Cretácico superior.

**III.2.4- Cenozoico*****III.2.4.1- Neógeno******Formación San Roque***

Los afloramientos de esta formación son escasos y se hallan en el sector sudoccidental formando parte del faldeo oriental de las lomas bajas que se extienden con rumbo aproximadamente meridiano y que son una prolongación de la Sierra de Guayaguas. Su nombre fue dado por Biondi,(1937 en Flores, 1969) para designar a los conglomerados polimícticos, areniscas arcósicas y arcilitas que se exponen en las barrancas de San Roque. Se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Lagarcito (Cretácico superior).

El ambiente de depositación de la base de esta unidad correspondería a facies de zonas proximales de abanicos aluviales. Hacia el techo, la secuencia se torna granodecreciente, con facies fluviales de corrientes entrelazadas de los sectores medios a distales de abanicos aluviales (Maggi, 1994). La edad ésta dada por su posición y ha sido asignada al Mioceno-Plioceno.

#### **III.2.4.2- Cuaternario**

##### ***Depósitos aluviales antiguos***

Esta unidad se localiza en ciertos sectores y corresponde a los aluvios depositados en superficies pedimentadas, que se ubican en el piedemonte de las Sierras.

En los pedimentos de los montes isla de los cerros Guayaguas, El Gigantillo, Sierra del Estanque, Cerro Morado, Loma Negra y Sierra de las Imanas, los depósitos exhiben espesores entre 0,5 a 3 m, con clastos de 3 a 5 cm de diámetro medio, que denotan una escasa estructura sedimentaria y cuyo aporte principal proviene de los conglomerados de la Formación San Roque o de afloramientos de basamento o bien de las fracciones gruesas de las formaciones cretácicas.

Esta unidad podría situarse en el Pleistoceno medio.

##### ***Depósitos loésicos***

Estos depósitos ocupan un gran sector, son masivos, color castaño algo rojizo en húmedo, friable, poco plástico y desarrollan escarpas verticales en las barrancas de los arroyos. La composición es areno-limosa a limo-arenosa, también se observan trizas y elementos volcánicos y agregados líticos del basamento. La distribución mineralógica es variable. El sedimento tiene escasa cementación de carbonato de calcio.

Este tipo de depósito muestra varias facies. Generalmente las masivas se ubican lejanas al frente de sierra o en planicies aluviales actuales. En las áreas cercanas a los frentes o en planicies aluviales se observan clastos de grava aislados en la masa del sedimento loésico.

La génesis de estos sedimentos está relacionada con la presencia de tormentas de polvo que se desarrollaron durante una etapa de desmejoramiento climático, es decir de aridez y menor densidad de vegetación. Podrían existir varios ciclos de sedimentación loésica que se reconocen para el Pleistoceno tardío como para el periodo seco del Holoceno medio.

## IV-GEOLOGIA LOCAL

### IV.1 Formación Quebrada del Barro

#### IV.1.1 Antecedentes

Esta unidad fue asignada en un principio al “Cretáceo” por Bodenbender (1912) y Rasmuss (1922), y al “Rético improductivo” por Rosen en 1930 que corresponde a lo que De la Mota (1959), denominó “Estratos del Colorado” en su trabajo realizado al sur entre Marayes y la Loma de las Catitas. Posteriormente, Borrello (1946) introduce el nombre de “grupo de la Quebrada del Barro”, por otro lado Bergmann (1948) denominó “Estratos de Marayes” siendo más tarde desacreditado como unidad formacional. Finalmente, Bossi *et al.* (1976) quienes describieron las secuencias triásicas del área y realizaron un detallado análisis de la paleogeografía del sector norte (Marayes-El Carrizal), determinaron su carácter formacional.

Su área tipo se sitúa en todo el borde oriental de la faja de afloramientos triásicos desde Las Chacras al N, hasta la sierra de Guayaguas al sur, descrito originalmente por Borrello (1946). El perfil tipo se halla en la quebrada del Barro, con un espesor máximo medido en el perfil Cerro Morado-Sierra de Las Imanas de 1400 m (Bossi, 1976).

La Formación Quebrada del Barro fue correlacionada con la Formación los Colorados, de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, usando como criterio su posición estratigráfica, contenido fosilífero y características físicas (Bossi, 1976; Bossi y Bonaparte, 1978).

#### IV.1.2 Descripción sedimentológica y paleoambiente

Esta unidad está compuesta por areniscas y pelitas principalmente que alternan con conglomerados finos a medios, con rodados mayormente de origen metamórfico, tales como: gneises, esquistos y anfibolitas, entre otros. Los clastos de los conglomerados poseen formas subangulosas a subredondeadas con pátinas de  $MnO_2$  e impregnaciones de  $Fe_2O_3$ , imbricados y en disposición gradada normal.

La Formación Quebrada del Barro fue interpretada originalmente depositada en un ambiente de abanico aluvial (Bossi, 1976). Más tarde, el paleoambiente fue reinterpretado como un sistema fluvial entrelazado (Rivarola *et al.*, 2012), reconociendo cuatro litofacias : 1) ortoconglomerados

polimícticos con clastos metamórficas y matriz arenosa, gradados, imbricados y dispuestos en cuerpos canalizados; 2) areniscas castaño rojizas guijosas con estratificación plano-paralela y entrecruzada planar; 3) limolitas rojas con abundantes guijas dispersas y 4) pelitas rojizas.

Por último, Colombi *et al.*; en prensa, caracterizaron a la unidad mediante cuatro asociaciones de facies QBA, QBB, QBC y QBD (Figura 3). La asociación de facies QBA se caracteriza por una alternancia de areniscas finas fangosas y lutitas, con abundantes gránulos distribuidos caóticamente, intercalados con canales de tabulares compuestos por conglomerados. Las facies finas presentan rasgos pedogénicos (calcisoles). Se la interpreta como depositadas en un sistema de flujos laminares entrelazados distales dominado por canales monoepisódicos y abundantes depósitos de llanura de inundación que corresponden a la zona distal con bajo gradiente de un sistema fluvial distributivo. La asociación de facies QBB se caracteriza por conglomerados y areniscas gruesas, seguido en menor proporción por depósitos finos formados por areniscas finas fangosas y lutitas con abundantes gránulos distribuidos caóticamente, y lentes conglomerádicos esporádicos. Las facies finas poseen escasos rasgos pedogénicos (calcisoles inmaduros). Se la interpreta por una sucesión cíclica formada por canales multiepisódicos que paleoambientalmente componen canales anastomosados y divagantes con carga de lecho coincidente con las facies medias de un sistema fluvial distributivo, el tipo de suelos indica un clima semiárido estacional. La asociación de facies QBC está caracterizado por una sucesión de ciclos grano-estrato decrecientes que comienzan con canales monoepisódicos areno-conglomerádicos seguidos por facies finas de llanura de inundación. Las mismas están compuestas por areniscas finas fangosas y lutitas con abundantes gránulos distribuidos caóticamente, estas facies presentan rasgos pedogénicos (calcisoles). Se interpreta a estos depósitos como ríos meandriformes areno-gravosos dominados por desbordamientos laterales de flujo de barro en la llanura de inundación. La alta sinuosidad de los ríos indica un gradiente bajo correspondientes a las áreas distales del sistema fluvial distributivo, indicando probablemente el borde externo distal de la zona media. Finalmente, la asociación de facies QBD está formada por una capa tabular de 30 a 50 centímetros de sales que coronan Quebrada del Barro, se interpreta paleoambientalmente como depósito de solución salina subacuática de sales en un depósito de barreal formado por la elevación del nivel freático o inundaciones después de las grandes tormentas (estación lluviosa)



seguido de evaporación y la consiguiente precipitación de sales. Este depósito se ha interpretado como un depósito de barreal distal.

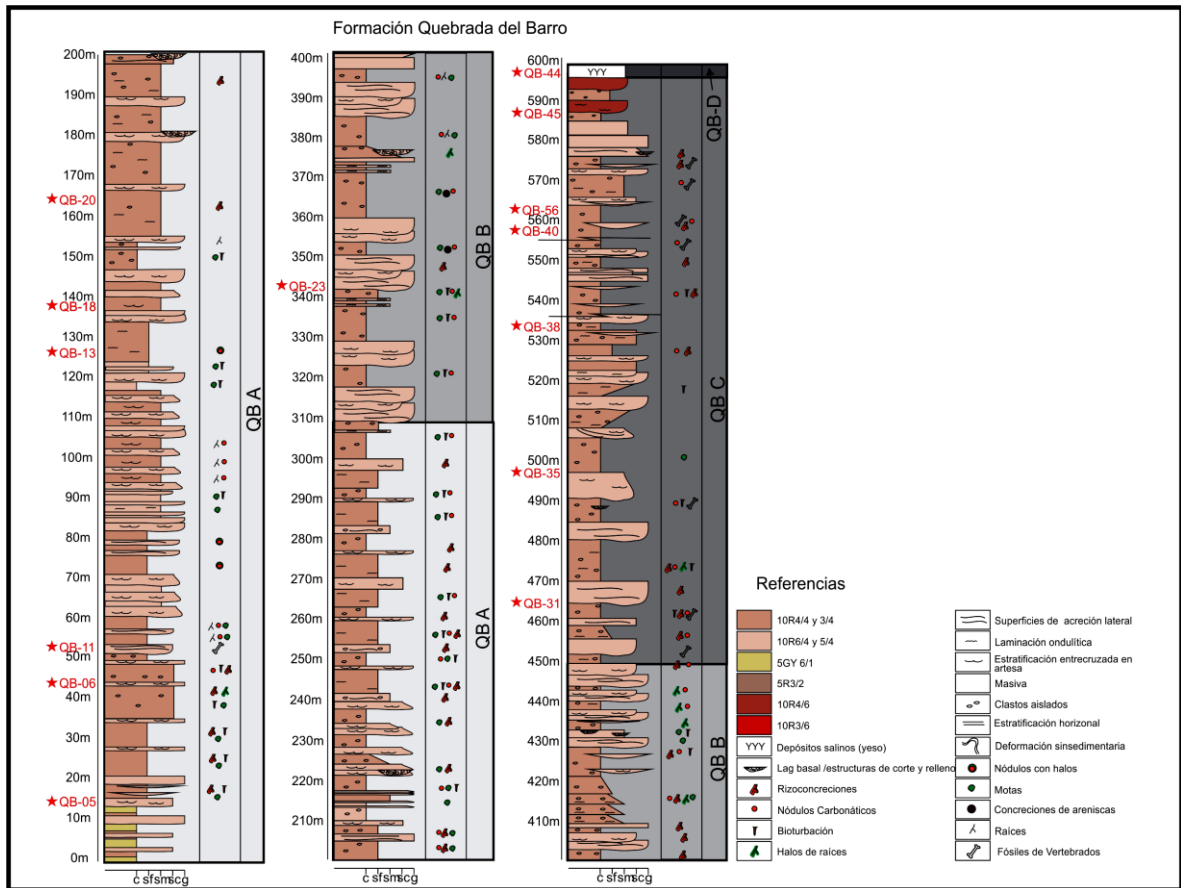
#### **IV.1.3 Contactos y edad**

En el área del Gigantillo, el contacto basal entre las Formaciones Carrizal y Quebrada del Barro se encuentra evidenciado por un cambio de tonalidades de verdoso a rojizo respectivamente, siendo transicional.

El contacto superior localmente es un pasaje neto hacia la formación Balde de Leyes (Colombi *et al.*, en prensa). Hacia el norte y sur de la cuenca está representado por una discordancia angular con el grupo El Gigante.

La edad de esta unidad presenta discrepancias; en primer lugar la Formación Quebrada del Barro se la correlacionó, por la presencia de un sauropodomorfo encontrado en la parte superior de la formación en el borde austral de la Cuenca Marayes - El Carrizal-Carrizal asignado al género Riojasaurus, con la fauna de la Formación Los Colorados (Noriano) de la cuenca de Ischigualasto - Villa Unión (Bossi y Bonaparte, 1978). Proponiendo de esta manera una edad Noriana.

Posteriores hallazgos de restos de sauropodomorfos con afinidades a massospondylus del Jurásico inferior, en las capas superiores de la Formación Quebrada del Barro llevaron a cuestionar la edad Noriana asignada, correlacionándola a unidades del Jurásico Inferior (Martínez *et al.*, 2004 Apaldetti *et al.*, 2011a; Martínez y Colombi, 2011). En estudios recientes, se descubrió una abundante fauna de vertebrados triásicos en esta unidad y los niveles portadores de Leyesaurus resultaron ser de la nueva unidad estratigráfica Balde de Leyes. La paleofauna de vertebrados hallada (Martínez *et al.*, 2015.) es muy variada en la que se reconocieron diferentes grupos como dinosaurios terópodos coelofisoideos, sauropodomorfos basales (riojasauridos y anchisauridos), pseudosuquidos incluyendo protosuquidos, raисуquidos y esfenosuquidos, triteledontidos, cinodontes, opistodontidos esfenodontidos, tortugas basales y pequeños pterosaurios (Martínez *et al.*, 2015). Finalmente, la edad de la Formación Quebrada del Barro es considerada triásica superior rhaetiana.



**Figura 3:** Perfil de la Formación Quebrada del Barro (Tomado de Colombi *et al.*, 2014) con indicación de niveles de toma de muestras ★QB 05 a 56.

## **IV.2 Formación Balde de Leyes (Colombi *et al.*, en prensa)**

### **IV.2.1 Descripción sedimentológica y Paleoambiente**

Esta nueva unidad aflora al este del Cerro Gigantillo y al oeste de la Loma de Leyes, los depósitos en su área tipo alcanzan los 170 m de espesor (Figura 4).

Está compuesta principalmente por espesos conglomerados polimícticos clasto-soportado con matriz areno-arcillosa de color rojo grisáceo oscuro, que en menor proporción se asocian a facies finas pelíticas arenosas de color marrón rojizo, y culmina con un espeso paquete de areniscas y pelitas laminadas.

La sección tipo fue dividida en tres sectores de acuerdo a su arreglo facial. El sector basal incluye 84 m de conglomerados que forman cuerpos tabulares a lentiformes, multiepisódicos amalgamados clasto-soportado con matriz areno-arcillosa, con rizoconcreciones carbonáticas. Además, hay intercalados niveles de pelitas masivas y laminadas, de color marrón rojizo moderado, que presentan clastos sabulíticos aislados distribuidos caóticamente. Esta sección se interpreta como grandes complejos de canales multiepisódicos, que representarían a canales de mediana a baja sinuosidad gravosos, y que se intercalan con planicies de inundación principalmente formadas por flujos masivos de barro generados durante avenidas o crecidas del río.

En el sector medio se observan 48 m de sedimentitas de las cuales los primeros 20 m son de conglomerados y areniscas conglomerádicas, de color rojo grisáceo oscuro en cuerpos tabulares y lentiformes monoepisódicos, que se intercalan con pelitas y areniscas masivas y laminadas de color marrón rojizo moderado. En estos niveles se observan nódulos carbonáticos, rizoconcreciones de extensión centimétrica, bioturbación y restos de paleovertebrados. Los restantes 28 m son de areniscas gruesas laminadas de color marrón rojizo moderado intercaladas con lentes centimétricos de areniscas conglomerádicas con lentes gravosos. El paleoambiente es interpretado como canales amplios, con desarrollo de flujos mantiformes terminales en las épocas de avenidas, invadidos por actividad biogénica y pedogénica en las épocas de flujo menguante.

El sector superior está formado por 38 m de areniscas laminadas de color marrón rojizo moderado oscuro con algunos lentes centimétricos de conglomerados intercalados. Estas areniscas se intercalan con areniscas con entrecruzamiento planar de alto ángulo de color marrón

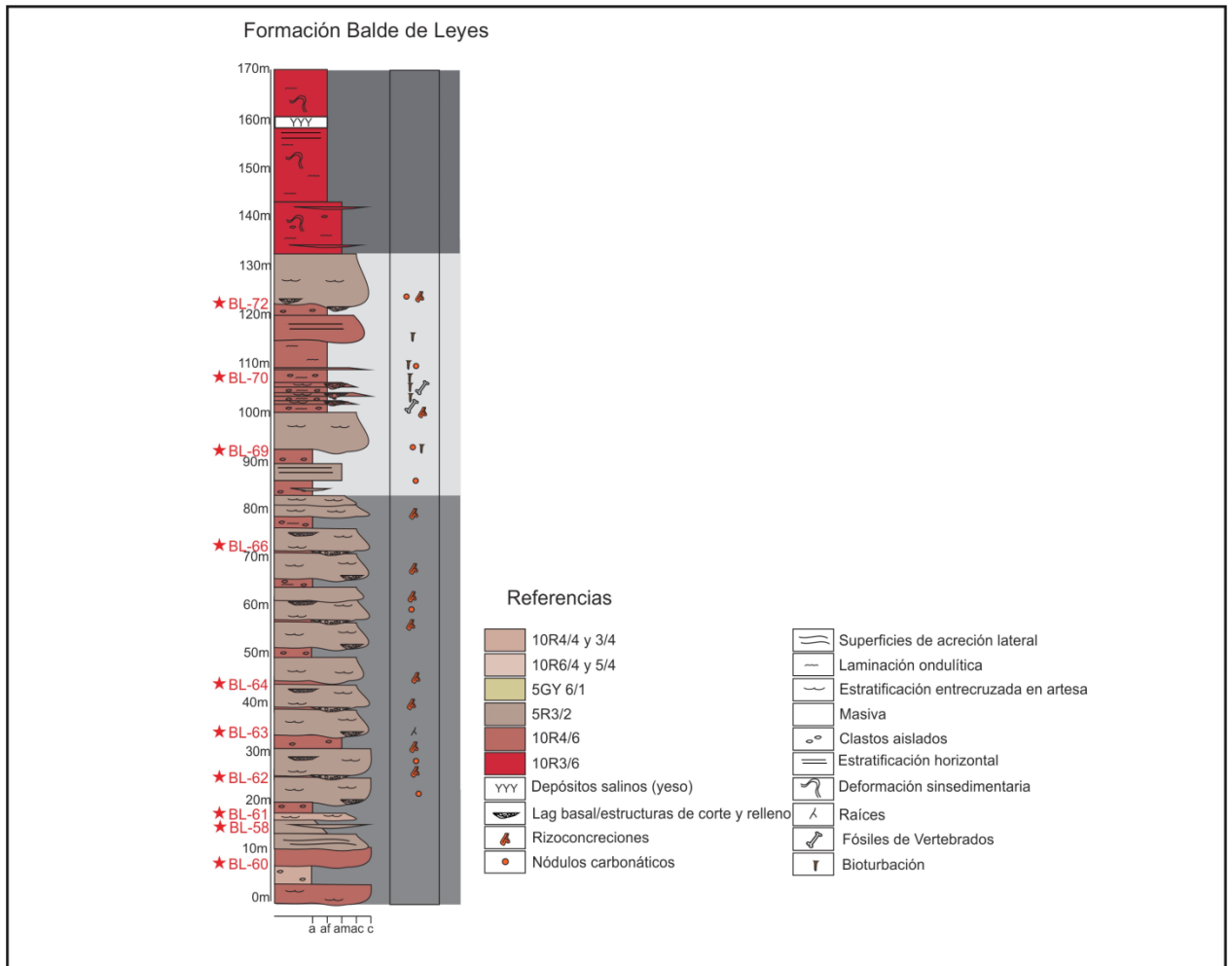
rojizo moderado oscuro. El techo de la sucesión sedimentaria está formado por areniscas finas con laminación horizontal y ondulática de color marrón rojizo moderado oscuro que se intercalan en forma aislada láminas de evaporitas. Este sector es interpretado como el depósito de área marginal arenosa de un barreal, en el cual hay interacción eólica, con depósitos de sombra de duna.

Esta sucesión paleoambiental coincide con las facies proximales y medias de un sistema fluvial distributivo que habría comenzado con un sistema proximal que gradó rápidamente a un sistema medio y distal, cubierto por las facies marginales de un barreal, observándose una retrogradación del sistema.

#### **IV.2.2 Contactos y edad**

Su estratotipo posee un límite inferior conformado por conglomerados polimícticos espesos que se apoyan en forma concordante sobre pelitas y evaporitas de la Formación Quebrada del Barro. Se observa una transición entre ambas unidades dada por la intercalación de niveles de coloración rojo claro (Formación Quebrada del Barro) y rojo oscuro (Formación Balde de Leyes). El límite superior del estratotipo corresponde a depósitos de areniscas finas a muy finas intercaladas con láminas de evaporitas que de forma irregular se encuentran cubiertas por las sedimentitas cretácicas de la cuenca El Gigante a través de una discordancia angular erosiva.

La edad de la Formación Balde de Leyes está dada por hallazgos de restos de sauropodomorfos basal *Leyesaurus* con afinidades a *massospondylus* del Jurásico. Y es asignada por su correlación con la Formación Cañón del Colorado del depocentro de Mogna y la Formación Upper Elliot de la cuenca del Karoo, Sudáfrica, al Jurásico Inferior (Martínez, 2009; Apaldetti *et al.*, 2011).



**Figura 4:** Perfil de la Formación Balde de Leyes (Tomado de Colombi *et al.*, en prensa) con indicación de niveles de toma de muestras ★BL 60 a 72.

## **CAPITULO V- PROCEDENCIA DE LAS FORMACIONES QUEBRADA DEL BARRO Y BALDE DE LEYES**

### **V.1.1 Antecedentes**

Los estudios de procedencia hasta el momento son escasos y han sido focalizados principalmente en la zona norte de la Cuenca Marayes-El Carrizal en las formaciones Esquina Colorada, Carrizal y Quebrada del Barro, basados principalmente en el análisis de paleocorrientes y algunos trabajos petrológicos muy generales (Bossi *et al.*, 1976; Jenchen y Rosenfeld, 2002.) Bossi *et al.*, 1976 propusieron en su análisis de paleocorrientes dos direcciones principales, una desde el oeste a la que denominó como dorsal Proto Chacras- Proto Pan de Azúcar y otra con mayor influencia del sector este a la que denominó Protoimanas (Figura 18).

Por otro lado, Jenchen y Rosenfeld (2002) también realizaron estudios en el sector norte de la cuenca a partir del análisis de rodados de conglomerados, estudios petrográficos de las areniscas y análisis geoquímicos de los sedimentos, a partir de los cuales concluyeron que la zona de aporte sería el margen continental pasivo de la Sierra de la Huerta.

Sin embargo, la falta de estudios petrofaciales detallados en cada una de las unidades de la cuenca y la ausencia de estudios en la zona sur de la cuenca, la cual se separa de la parte norte por altos estructurales en una compleja paleogeografía, genera dos grandes incertidumbres: 1) no es posible establecer al presente, en forma fehaciente, la composición modal y áreas de procedencia de las secuencias de esta cuenca; y 2) esta falta de información no permite elaborar modelos paleogeográficos sobre bases sustentables. La realización de análisis microfaciales a lo largo de toda la columna estratigráfica de las formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes ha permitido ayudar a resolver estas incertidumbres, completando el escenario de formación y evolución de la Cuenca Marayes - El Carrizal-Carrizal en el Triásico Superior.

### **V.2 Metodología**

El análisis composicional de las sedimentitas de la Formación Quebrada del Barro y Balde de Leyes se llevó a cabo mediante el muestreo de areniscas medias, sobre las cuales se realizaron 24 cortes delgados correspondientes a diferentes intervalos estratigráficos de la unidad.

Sobre las secciones delgadas se realizó el conteo de 300 clastos por muestra, según el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984), con el fin de determinar la composición modal de los minerales detríticos. Esta metodología de conteo minimiza la dependencia existente entre la composición de la roca y el tamaño de grano, estandarizando todas las muestras al tamaño arena fina. De este modo se considera como fragmento monomineral a todo cristal mayor a 0.062 mm, aunque se encuentre conformando un fragmento lítico.

Se seleccionaron nueve litotipos (Tabla 1 y 2). Entre los fragmentos monominerales se individualizaron el cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino de grano grueso, cuarzo policristalino de grano fino, feldespato potásico y plagioclasa. Dentro de los fragmentos líticos se distinguieron las siguientes clases: líticos metamórficos, líticos plutónicos, líticos sedimentarios y por último líticos volcánicos. Los conteos y análisis estadísticos se llevaron a cabo con el software gratuito JMicroVision v1.2.7.

Para el análisis modal de las areniscas, las categorías de conteo y los criterios utilizados para la identificación de los granos se basó en los propuestos por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983), que consisten en facilitar la ubicación de los resultados en los diagramas clasificatorios y de procedencia. Los litotipos contabilizados para la utilización de los diferentes diagramas se muestran en la tabla 1 y 2.

### **V.1.2 Resultados**

Desde el punto de vista textural y composicional las areniscas analizadas son de tamaño de grano medio a grueso de 1mm a 0,1mm, con formas subredondeadas a subangulosas muestran en su mayoría una selección moderada y escaso porcentaje de matriz, menor al 5%, por lo que todas las muestras corresponden a arenitas en el sentido de Dott (1964) y Pettijhon *et al.* (1987).

La composición modal de las areniscas para las Formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes se muestran en las Tablas 1 y 2. El promedio de las mismas es  $Q_{65}F_3L_{32}$ . Las modas detríticas fueron volcadas en el diagrama de clasificación propuesto por Folk *et al.* (1970), el cual dio como resultado principalmente litoarenitas y en menor proporción sublitoarenitas. En la Formación Quebrada del Barro se puede observar un mayor porcentaje de litoarenitas 70,83%, sublitoarenitas 16,66%, situándose una muestra en el campo de las subfeldarenitas y otra en el de las litoarenitas feldespáticas (Figura 5). Cabe destacar el amplio dominio de las litoarenitas.

Para la Formación Balde de Leyes las muestras se ubican en un 55,5% en el campo de las litoarenitas y 22,2% sublitoarenitas, situándose una muestra en el campo de las cuarzoarenitas y otra en el de las subfeldearenitas (Figura 5).

Entre los componentes principales de la Formación Quebrada del Barro se encuentra el cuarzo monocristalino (Qm, Figura 6a) que presenta un promedio de 29,21% (Tabla 1), se caracteriza por su forma subangulosa a subredondeada y extinción recta, presentando en algunos casos engolfamientos. En menor proporción se ubica el cuarzo policristalino de grano grueso con un promedio de 25,52% (Qp, Figura 6b), en general el mismo se encuentra conformado por más de cinco individuos (Qp>5), aunque también se han observado variedades con menos de tres individuos (Qp<5) en ocasiones presenta extinción ondulosa característica de rocas que fueron afectadas por presión. Finalmente, y en cantidades accesorias aparece cuarzo policristalino de grano fino (Figura 6f).

Los feldespatos se encuentran en bajas proporciones con un promedio de 2,61% para los de composición potásica y en menor medida 0,36% los calcosódicos. Los primeros se componen de ortosa y microclino mostrando su macla característica de enrejado, en algunos casos presentan moderada alteración arcillosa y texturas pertíticas. Los segundos son plagioclasas cálcicas y sódicas (Pg, Figura 6c) que presentan maclas en la forma polisintética (ley de albita) y Carlsbad. Los fragmentos líticos son un componente principal alcanzando hasta un 34,65% (Tabla 1), y son predominantes los líticos metamórficos de medio a alto grado (Figura 6d), le siguen en menor proporción los fragmentos plutónicos y excepcionalmente los líticos sedimentarios (Figura 6e) y volcánicos.

La Formación Balde de Leyes muestra propiedades similares entre los componentes citados anteriormente, y se caracteriza por presentar un aumento en el promedio de cuarzo monocristalino 42,60% respecto del cuarzo policristalino 30,26%. La relación entre los feldespatos potásicos y calcosódicos se mantiene con igual proporción que la Formación Quebrada del Barro. En cuanto a los líticos metamórficos aparecen en cantidades menores 17,16% y de menor tamaño; pero mantienen una mayor proporción que los líticos plutónicos, volcánicos y sedimentarios que se presentan en cantidades accesorias.



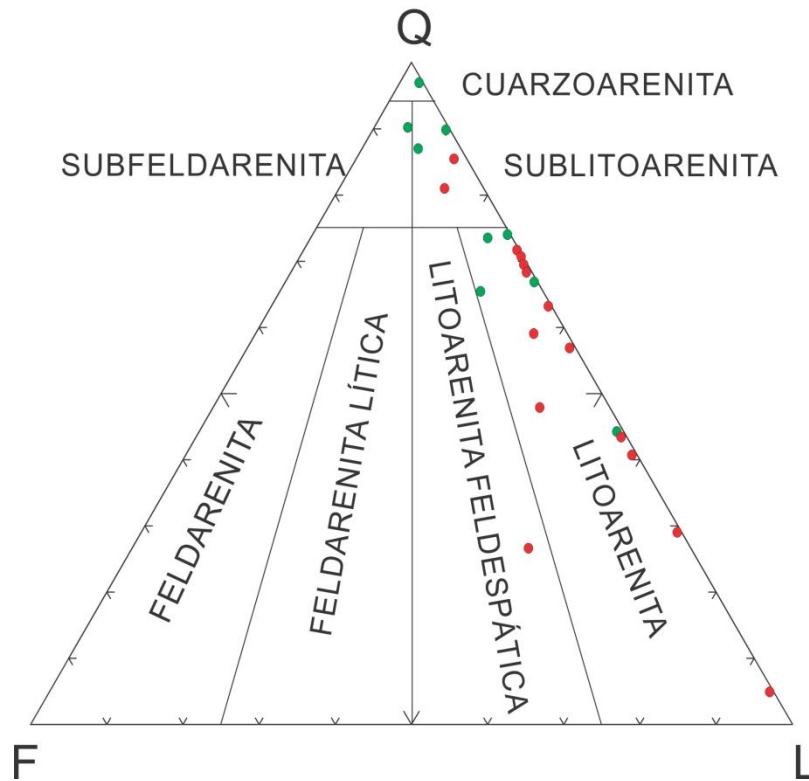
Muestra Nº	Qm %	Qp %	Ch %	Fk %	Pm %	Lm %	Ls %	Lp %	Lv %
QB-05	0,41	58,68	0,00	4,87	0,00	36,04	0,00	0,00	0,00
QB-06	3,36	23,21	0,00	21,63	0,00	31,84	8,09	0,00	11,87
QB-11	43,04	4,81	0,00	9,78	0,00	42,37	0,00	0,00	0,00
QB-13	52,32	19,70	0,00	0,00	0,00	27,98	0,00	0,00	0,00
QB-18	4,54	0,00	0,00	0,00	0,00	74,54	0,00	0,00	20,92
QB-20	52,05	29,20	0,00	0,68	4,81	13,27	0,00	0,00	0,00
QB-23	32,83	30,45	0,00	0,86	0,00	35,85	0,00	0,00	0,00
QB-31	9,31	34,57	0,00	0,00	0,00	33,62	0,00	19,54	2,96
QB-35	33,52	36,34	0,00	0,00	0,00	23,72	0,00	6,41	0,00
QB-38	18,68	22,66	0,00	0,00	0,00	53,89	0,00	0,00	4,76
QB-40	33,21	24,14	0,00	0,00	0,00	40,80	0,93	0,00	0,93
QB-43	31,05	37,14	0,00	0,00	0,00	26,10	0,00	1,43	4,29
QB-44	38,33	33,02	0,00	0,00	0,00	19,55	0,00	5,77	3,34
QB-45	15,57	13,70	0,00	0,00	0,00	52,26	9,00	0,00	9,47
QB-56	69,96	15,13	0,60	1,39	0,64	7,98	1,92	0,00	2,38

Tabla 1: Composición modal de las areniscas de la Formación Quebrada del Barro

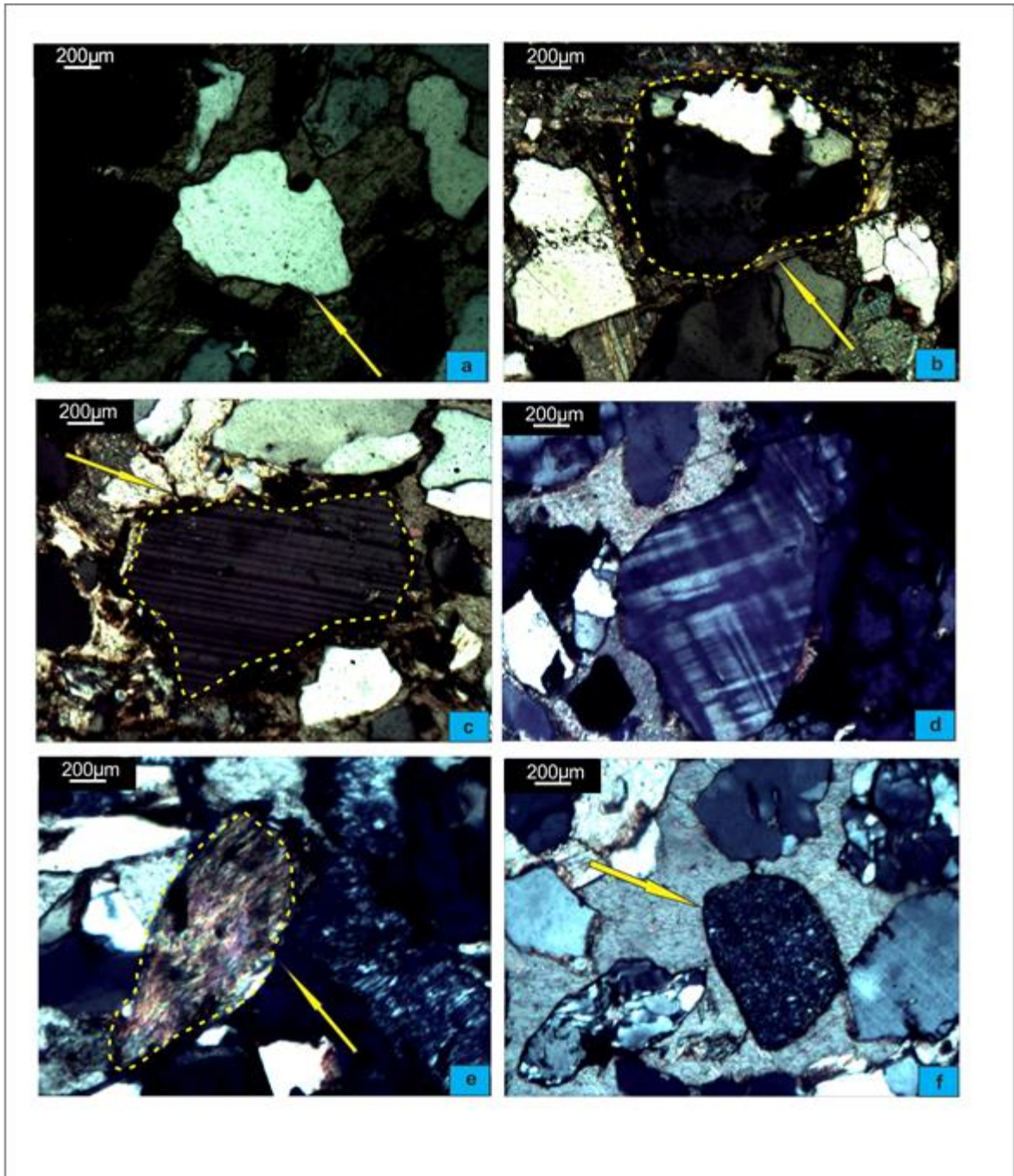
Muestra Nº	Qm %	Qp %	Ch %	Fk %	Pm %	Lm %	Ls %	Lp %	Lv %
BL-58	49,43	21,97	0,78	3,13	0,56	17,63	4,39	0,78	1,34
BL-60	66,27	21,95	0,00	0,66	0,00	7,69	0,93	0,00	2,51
BL-62	57,80	27,43	0,00	4,57	1,67	7,67	0,00	0,00	0,86
BL-63	37,97	34,02	0,00	0,00	0,00	27,48	0,53	0,00	0,00
BL-64	15,72	24,16	3,13	0,00	0,63	46,22	0,00	8,90	1,25
BL-66	66,82	28,62	0,00	0,00	0,00	3,84	0,71	0,00	0,00
BL-69	33,25	54,74	0,00	6,27	0,00	2,64	3,10	0,00	0,00
BL-70	29,88	31,28	4,13	0,00	0,00	17,54	0,00	11,13	6,05
BL-72	26,30	28,24	9,24	5,68	2,90	23,78	0,00	0,00	3,86

Tabla 2: Composición modal de las areniscas de la Formación Balde de Leyes

*Folk et al. (1970)*



**Figura 5:** Diagrama en el que se observa la distribución de las distintas areniscas de la Formación Quebrada del Barro (círculos rojos) y Formación Balde de Leyes (círculos verdes), según los criterios propuestos por Folk (1970).



**Figura 6:** Fotomicrografía correspondiente a los siguientes litotipos a) cuarzo monocristalino; b) cuarzo policristalino; c) feldespato calcosódico (maclado Ley de Albita); d) feldespato potásico (microclino maclado tipo enrejado); e) lítico metamórfico; f) cuarzo policristalino de grano fino.

### V.1.3 Descripción de las muestras

#### **Muestra QB-05 (Figura 7):**

Su mineralogía se compone de cuarzo monocristalino 0,29%, cuarzo policristalino 54,27%, feldespato potásico 4,00%, líticos metamórficos 41,44% y cantidades accesorias de líticos plutónicos y chert. Posee cemento carbonático poiquilotópico principalmente, y en forma secundaria presenta cemento hematítico en rim y formando canales y escaso cemento silíceo tipo sintaxial. Los contactos son en su mayoría puntuales y flotantes en menor medida tangenciales.

Su tamaño promedio de grano es de 400  $\mu$ . Según Folk (1970) es una litoarenita.

#### **Muestra QB- 06 (Figura 7):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 3,94%, cuarzo policristalino 20,91%, líticos metamórficos 42,12%, feldespato potásico 23,33%, siendo minoritaria la presencia de plagioclasas y cantidades accesorias de micas. Posee cemento principalmente carbonático tipo mosaico, siendo menor la presencia de cemento hematítico tipo pelicular. Los contactos son mayormente tangenciales y puntuales. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$

Según Folk (1970) es una litoarenita feldespática.

#### **Muestra QB-11 (Figura 7):**

Se compone mayormente de cuarzo monocristalino 32,03%, escasos granos de cuarzo policristalino 5,11%, líticos metamórficos 55,84%, feldespato potásico 7,03%, y plagioclasa en cantidades accesorias. Posee principalmente cemento de óxidos de hierro tipo pelicular, y subordinado el tipo mosaico. Sus contactos son flotantes en su mayoría y en escasos casos puntuales. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según la clasificación de Folk (1970) es una litoarenita.

#### **Muestra QB- 13 (Figura 7):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 49,39%; cuarzo policristalino 25,31%, líticos metamórficos 25,31%, cantidades accesorias de feldespato potásico microclino y chert. Posee principalmente cemento carbonático en mosaico y en menor medida de óxidos de hierro pelicular. Los contactos son flotantes en su mayoría.

Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según la clasificación de Folk (1970) es una litoarenita.

**Muestra QB- 18 (Figura 8):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 10,42%, líticos metamórficos 89,58%, y cantidades accesorias de micas. Posee principalmente cemento de óxidos de hierro tipo pelicular. Los contactos son flotantes en su mayoría y en menor grado puntuales. Su tamaño promedio es de 300  $\mu$ . Según Folk (1970) es una litoarenita

**Muestra QB- 20 (Figura 8):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 47,35%, cuarzo policristalino 26,63%, líticos metamórficos 20,46%, además se observa la presencia de plagioclasas en un 4,92% y en menor cantidad feldespato potásico 0,64%, y cantidades accesorias de micas. Posee principalmente cemento carbonático poiquilotópico y escaso cemento de óxido de hierro en parches. Los contactos son mayormente puntuales. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según Folk (1970) es una sublitoarenita.

**Muestra QB- 23 (Figura 8):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 27,79%, cuarzo policristalino 26,29%, líticos metamórficos 46,48%, escasa presencia de feldespato potásico 1,10%, y cantidades accesorias de micas. Posee cemento carbonático en mosaico. Los contactos son flotantes en su mayoría, escasos puntuales. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según Folk (1970) es una litoarenita.

**Muestra QB- 31(Figura 8):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 7,62%, cuarzo policristalino 33,13%, líticos metamórficos 40,11%, líticos plutónicos 16,02%, escasos líticos volcánicos 3,12%, y cantidades accesorias de feldespato potásico. Posee principalmente cemento carbonático en mosaico y escaso cemento de óxido de hierro pelicular, se pueden observar también canales. Los contactos son flotantes escasos puntuales.

Su tamaño promedio es de 300  $\mu$ . Según Folk (1970) es una litoarenita.

**Muestra QB- 35 (Figura 8):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 32,37%, cuarzo policristalino 35,32%, líticos metamórficos 26,21%, líticos plutónicos 6,11%, y cantidades accesorias de feldespato potásico. Posee principalmente cemento carbonático tipo poiquilotópico. Los contactos son

mayormente flotantes y puntuales. Su tamaño promedio es de 300  $\mu$ . Según Folk (1970) es una litoarenita.

**Muestra QB- 38 (Figura 8):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 13,88%, cuarzo policristalino 16,85%, líticos metamórficos 65,94%, y cantidades accesorias de líticos volcánicos 3,33%, feldespato potásico y micas. Posee principalmente cemento de óxido de hierro pelicular. Los contactos son mayormente puntuales y flotantes, escasos tangenciales. Su tamaño promedio es de 200 $\mu$ . Según Folk (1970) es una litoarenita.

**Muestra QB- 40 (Figura 9):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 32,92%, cuarzo policristalino 27,27%, líticos metamórficos 37,88%, y cantidades accesorias de líticos volcánicos y micas. Posee principalmente cemento de óxido de hierro tipo pelicular. Los contactos son mayormente tangenciales y escasos puntuales. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según Folk (1970) es una litoarenita.

**Muestra QB- 43 (Figura 9):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 31,71%, cuarzo policristalino 35,11%, líticos metamórficos 27,53%, cantidades accesorias de feldespato potásico, plagioclasas y micas. Posee principalmente cemento carbonático en mosaico también se observa cemento de óxido de hierro tipo pelicular. Los contactos son flotantes y escasos puntuales. Su tamaño promedio es de 400  $\mu$ . Según Folk (1970) es una litoarenita.

**Muestra QB- 44 (Figura 9):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 39,12%, cuarzo policristalino 30,98%, líticos metamórficos 19,98%, líticos plutónicos 7,48%, con cantidades accesorias de feldespato potásico. Posee principalmente cemento de óxido de hierro tipo pelicular se observa presenta además cemento de yeso tipo poiquilotópico. Los contactos son flotantes, puntuales y escasos tangenciales. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según Folk (1970) es una litoarenita.

**Muestra QB- 45 (Figura 9):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 15,25%, cuarzo policristalino 13,68%, líticos metamórficos 53,10%, cantidades accesorias de líticos volcánicos, feldespato potásico y

micas. Posee principalmente cemento carbonático tipo poiquilotópico. Los contactos son flotantes, puntuales y tangenciales. Según Folk (1970) es una litoarenita.

**Muestra QB- 56 (Figura 9):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 69,70%, cuarzo policristalino 14,87%, líticos metamórficos 8,05%, y cantidades accesorias de feldespato potásico, plagioclasas y chert. Posee principalmente cemento de óxido de hierro tipo pelicular y también cemento silíceo tipo sintaxial. Los contactos son puntuales y tangenciales. Su tamaño promedio es de 100  $\mu$ . Según Folk (1970) es una sublitoarenita.

**Muestra QB-58 (Figura 10):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 48,22%, cuarzo policristalino 22,06%, líticos metamórficos 18,89%, y cantidades accesorias de líticos volcánicos, líticos plutónicos, feldespato potásico, plagioclasas. Posee principalmente cemento de óxido de hierro de tipo pelicular siendo menor el carbonático de tipo mosaico. Los contactos son flotantes, puntuales y escasos tangenciales. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según Folk (1970) es litoarenita.

**Muestra BL-60 (Figura 10):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 67%, cuarzo policristalino 21%, líticos metamórficos 8%, feldespato potásico y cantidades accesorias de líticos volcánicos, líticos plutónicos, plagioclasas. Posee principalmente cemento de tipo sintaxial de cuarzo, en menores cantidades yeso poiquilotópico y óxido de hierro tipo pelicular. Los contactos son puntuales y escasos tangenciales. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según Folk (1970) es una sublitoarenita

**Muestra BL- 62 (Figura 10):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 57,16%, cuarzo policristalino 27,95%, líticos metamórficos 7,92%, feldespato potásico y cantidades accesorias de líticos volcánicos, líticos plutónicos y plagioclasas. Posee principalmente cemento de óxido de hierro de tipo pelicular, siendo menor el carbonático poiquilotópico. Los contactos son principalmente flotantes, escasos tangenciales y puntuales. Su tamaño promedio es de 150  $\mu$ . Según Folk (1970) es una sublitoarenita

**Muestra BL- 63 (Figura 10):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 37,72%, cuarzo policristalino 31,19%, líticos metamórficos 30,42%, con cantidades accesorias de feldespato potásico, plagioclasas y

micas Posee principalmente cemento carbonático tipo mosaico, siendo menor en óxidos de hierro. Los contactos son principalmente tangenciales y puntuales Su tamaño promedio es de 200  $\mu$  Según Folk (1970) es una litoarenita.

**Muestra BL- 64 (Figura 11):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 15,69%, cuarzo policristalino 22,73%, líticas metamórficas 48,76%, líticas plutónicas 8,35%, feldespato potásico microclino, siendo minoritaria la presencia de plagioclasas y cantidades accesorias de micas. Posee principalmente cemento carbonático en mosaico cemento de óxidos de hierro tipo pelicular. Los contactos son tangenciales y puntuales escasos flotantes. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$  Según Folk (1970) es una litoarenita.

**Muestra BL- 66 (Figura 11):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 66%, cuarzo policristalino 30%, y cantidades accesorias líticas metamórficas y feldespato potásico microclino. Posee principalmente cemento carbonático tipo mosaico y de óxidos de hierro. Los contactos son puntuales y flotantes escasos flotantes. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según Folk (1970) es una cuarzoarenita.

**Muestra BL- 69 (Figura 11):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 33,69%, cuarzo policristalino 54,88%, y cantidades accesorias de líticas metamórficas, feldespato potásico, plagioclasas y micas. Posee principalmente cemento carbonático poiquilotópico y óxidos de hierro tipo pelicular. Los contactos son puntuales y tangenciales. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según Folk (1970) es una subfeldearenita.

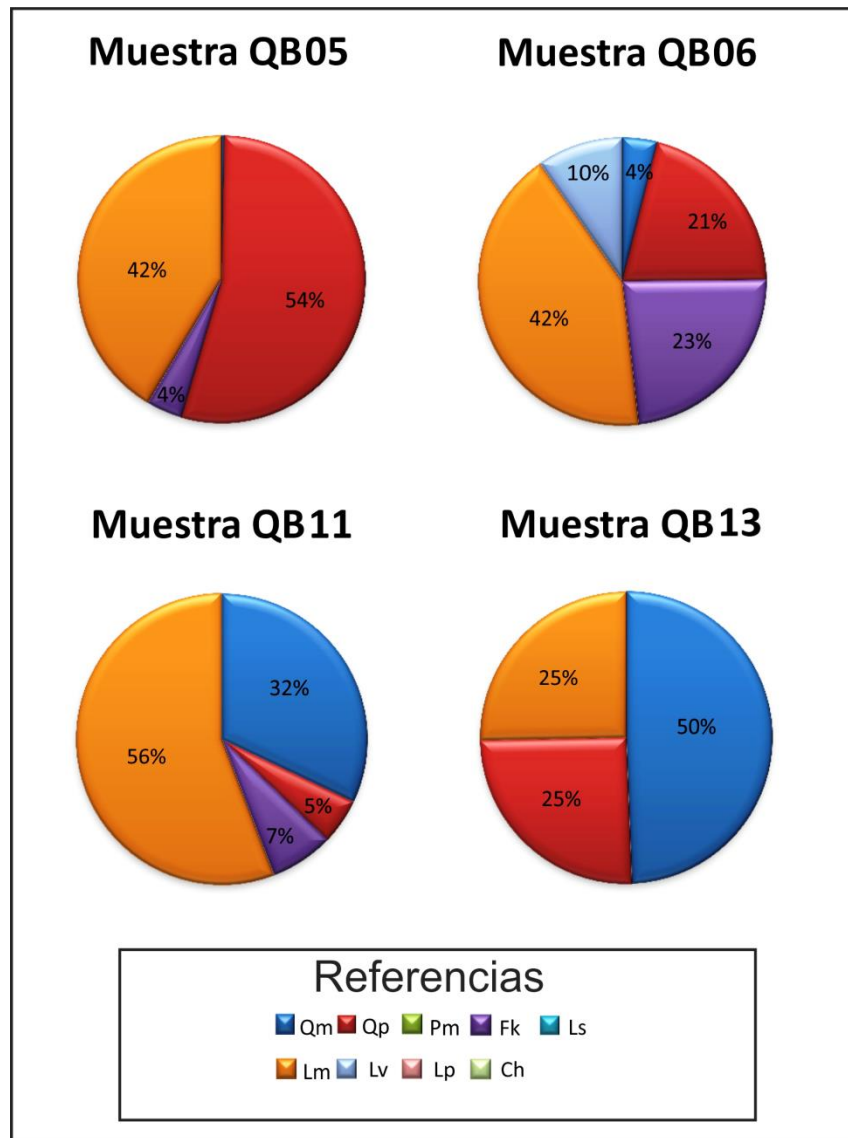
**Muestra BL- 70 (Figura 11):**

Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 28,23%, cuarzo policristalino 33,01%, líticas metamórficas 18,30%, líticas plutónicas 11,26%, y cantidades accesorias de feldespatos potásicos y líticas volcánicas. Posee principalmente cemento carbonático en mosaico y de óxidos de hierro pelicular. Los contactos son puntuales y tangenciales. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según Folk (1970) es una litoarenita

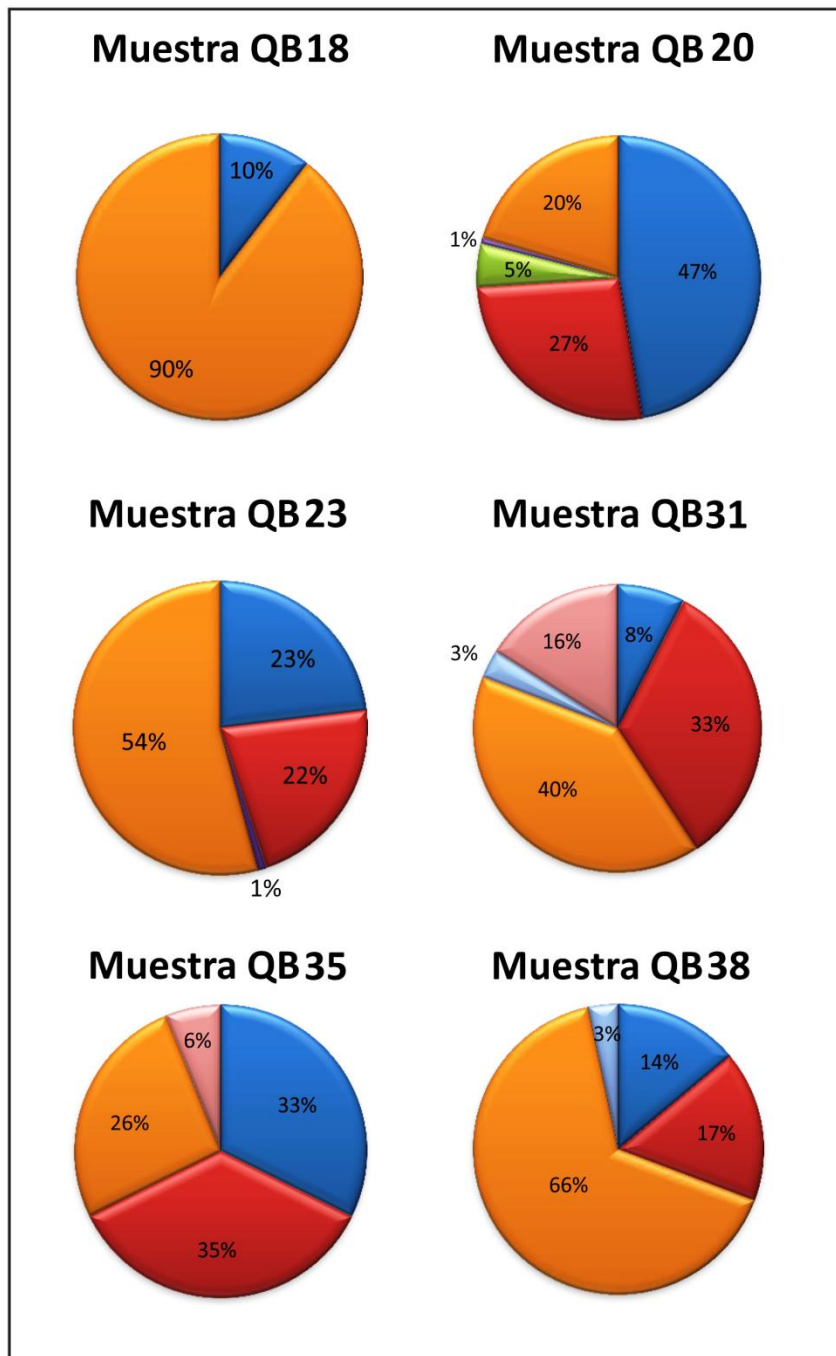


**Muestra BL- 72 (Figura 11):**

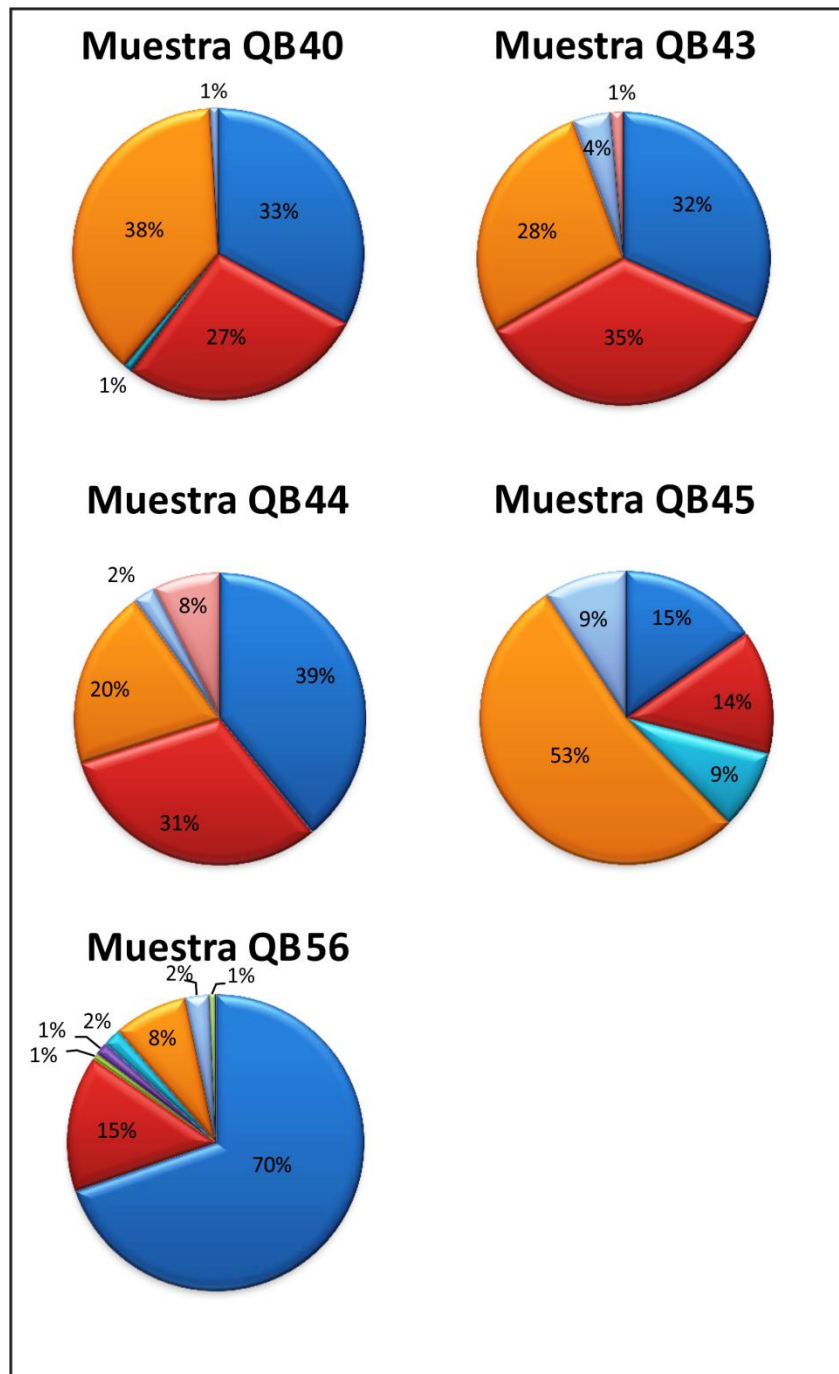
Su mineralogía se conforma por cuarzo monocristalino 31,91%, cuarzo policristalino 28,93%, líticos metamórficos 23,52%, siendo minoritaria la presencia feldespato potásico y de plagioclasas. Posee principalmente cemento de óxidos de hierro tipo pelicular y en menor proporción carbonático de tipo mosaico. Los contactos son tangenciales y longitudinales. Su tamaño promedio es de 200  $\mu$ . Según Folk (1970) es una litoarenita.



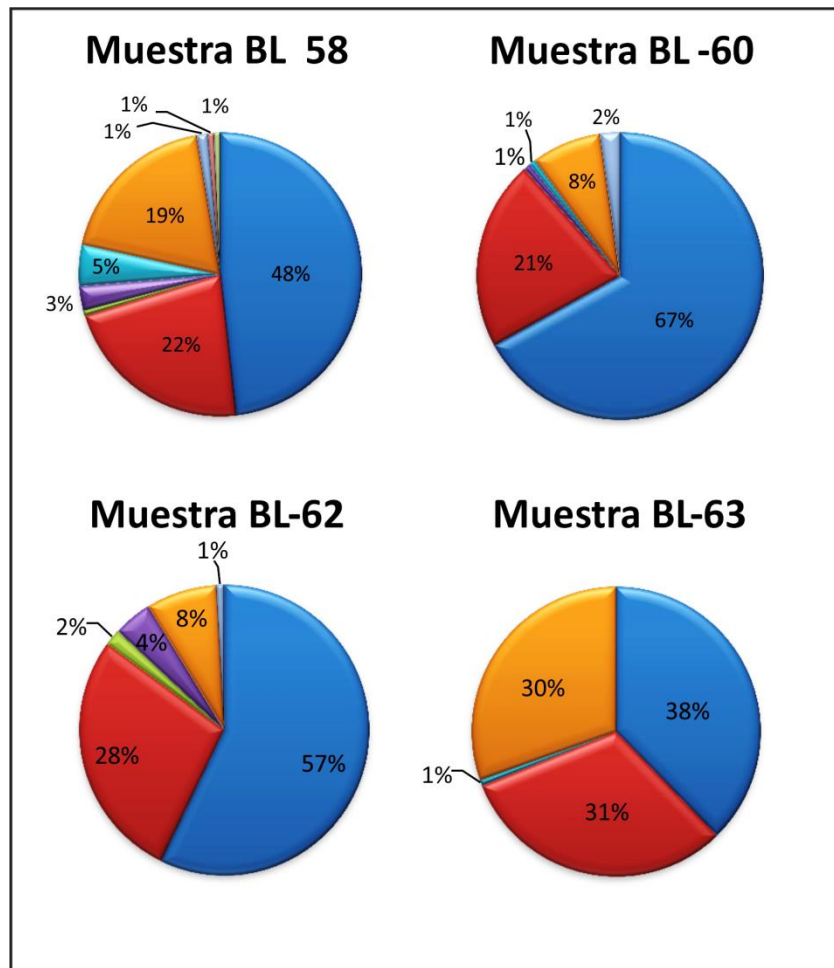
**Figura 7:** Diagramas de tortas representando los porcentajes de los siguientes litotipos Qm: cuarzo monocristalino; Qp: cuarzo policristalino; Pm: plagioclasa maclada; Fk: feldespato potásico; Ls: lítico sedimentario; Lm: lítico metamórfico; Lv: lítico volcánico; Lp: lítico plutónico; Ch: cuarzo policristalino de grano fino. Muestras QB 05 a 13, Formación Quebrada del Barro.



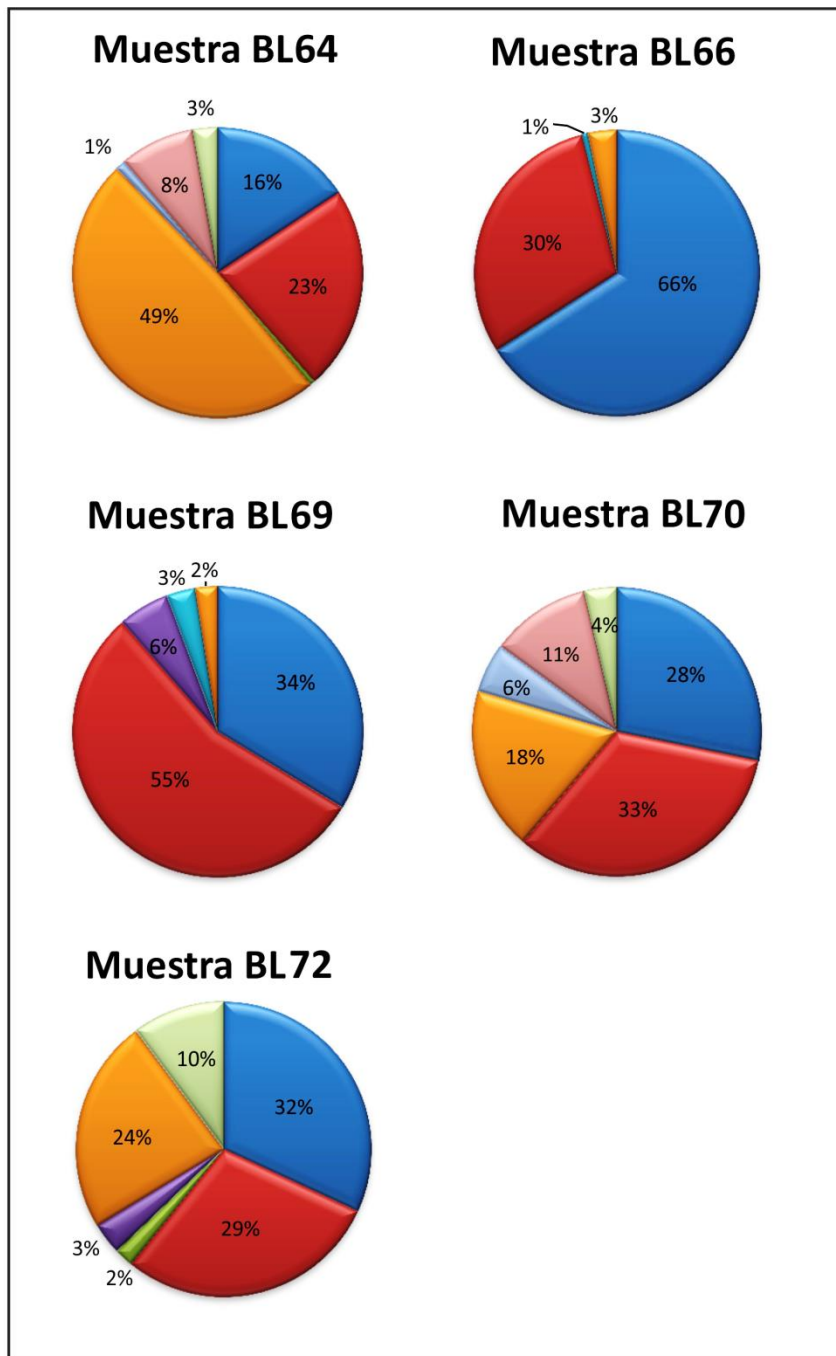
**Figura 8:** Diagramas de tortas para las muestras QB 18 a 38, Formación Quebrada del Barro.



**Figura 9:** Diagramas de tortas para las muestras QB 40 a 56, Formación Quebrada del Barro.



**Figura 10:** Diagramas de tortas para las muestras QB 58 a 63, Formación Balde de Leyes.



**Figura 11:** Diagramas de tortas para las muestras QB 64 a 72, Formación Balde de Leyes.

#### **V.1.4 Cementos**

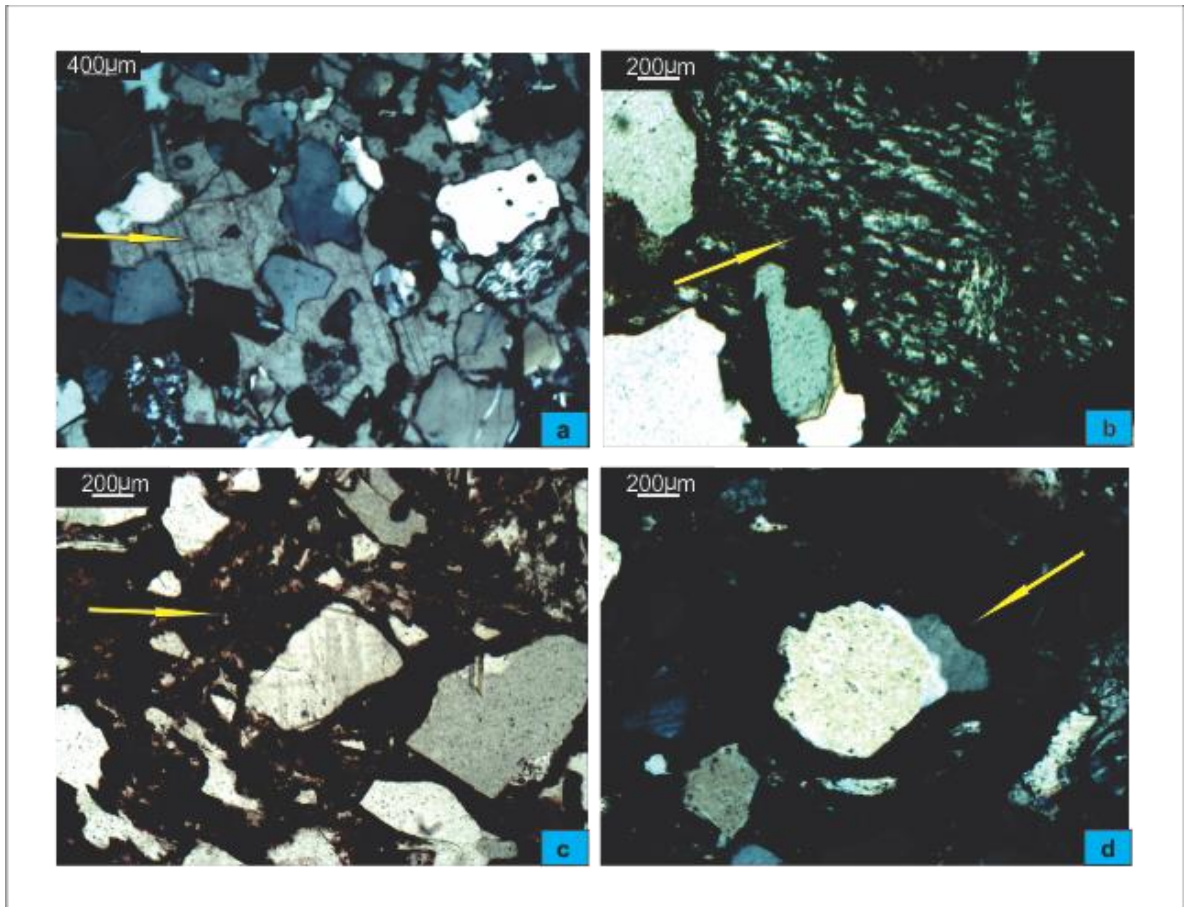
Entre los cementos se han reconocido: carbonático, de óxido de hierro siendo los más abundantes, y en menor medida se presenta yeso y del tipo syntaxial en continuidad a los granos de cuarzo.

El cemento carbonático (Figura 12a) se presenta en algunas muestras en su forma poiquilotópica conformando cristales de varios milímetros de diámetro compuestos por calcita frecuentemente maclada, como así también en forma de mosaico.

El cemento de óxidos de hierro (Figura 12c) es el segundo en importancia y generalmente aparece en menor proporción que el carbonático. El mismo aparece relacionado al anterior y se presenta principalmente como pelicular en los bordes de granos y en algunos casos migrando y formando canales que conectan el grano alterado con el cemento pelicular.

El tercer tipo de cemento en orden de importancia es el cemento de yeso (Figura 12b) que aparece como cemento principal en escasas muestras, y se presenta como poiquilotópico y parcialmente reemplazado por carbonato.

Finalmente, sólo en algunos casos, suele aparecer cemento syntaxial (Figura 12d), crecimiento secundario de cuarzo, principalmente vinculado a bordes de clastos de cuarzo monocristalinos.



**Figura 12:** Fotomicrografía correspondiente a los cementos observados, a) cemento carbonático; b) cemento de yeso; c) cemento de óxidos de hierro y d) cemento sintaxial.

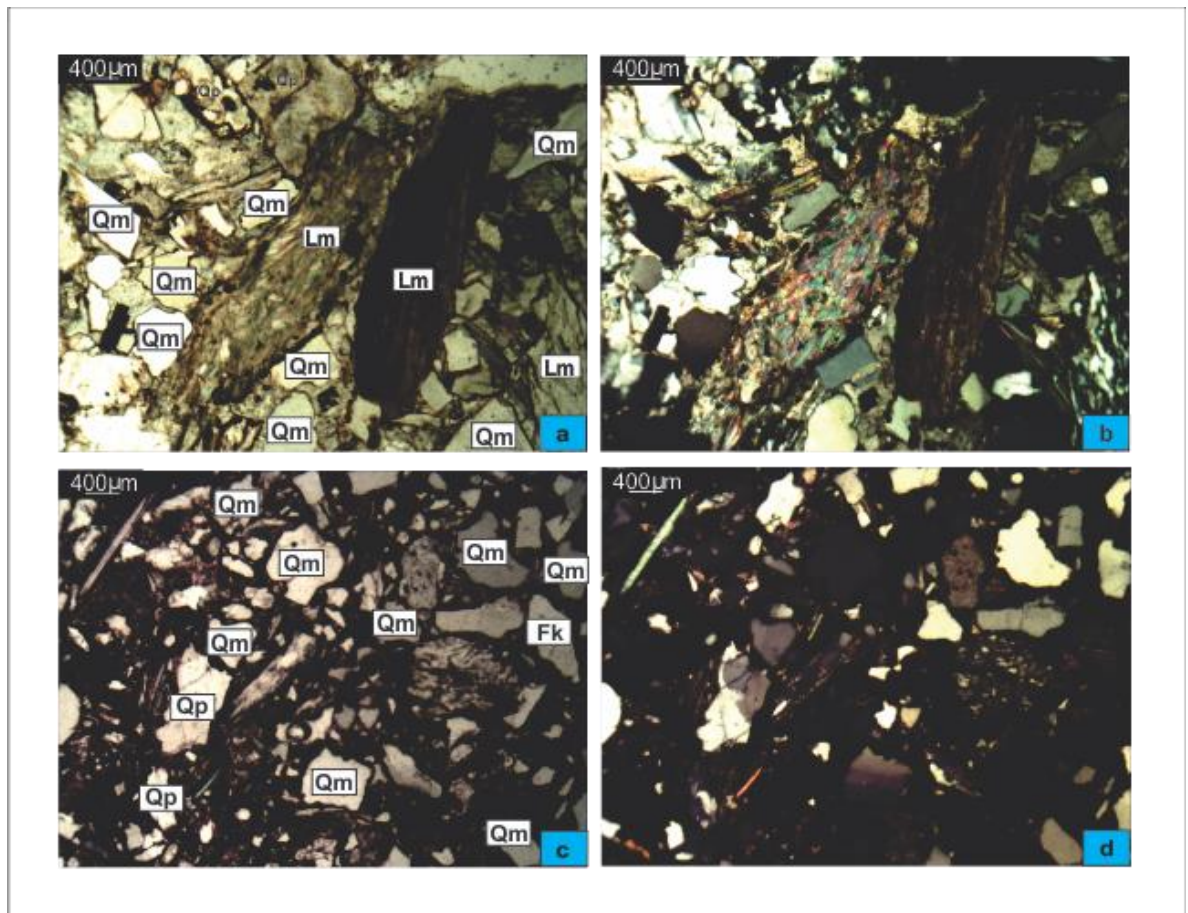


### V.1.5 Caracterización de petrofacies

Sobre la base de las modas detríticas se han podido diferenciar dos petrofacies. Las petrofacies definidas son:

**Petrofacies I lítica-cuarzosa**, (Figura 13 a y b) cuya proporción es Qt: 55 F: 3 L: 42 y Qm: 29 F: 3 Lt: 68. Esta petrofacies está presente en todas las muestras de la Formación Quebrada del Barro y se caracteriza por presentar una gran proporción de cuarzo tanto monocristalino como policristalino, un contenido de feldespatos bajo pero con un leve dominio de feldespato potásico sobre las plagioclasas y los fragmentos líticos se presentan en un contenido elevado, principalmente los metamórficos.

**Petrofacies II cuarzo-lítica**, (Figura 13 c y d) presenta una proporción Qt: 75 F: 3 L: 22 y Qm: 43 F: 3 Lt: 54. La misma aparece en todas las areniscas correspondientes a la Formación Balde de Leyes a partir de la muestra BL 58 hasta la BL 72 las que presentan un predominio de cuarzo monocristalino respecto del policristalino, las proporciones de feldespatos se mantienen con igual relación que la petrofacies I, y los fragmentos líticos son menos abundantes disminuyendo notablemente los metamórficos respecto de la petrofacies I.



**Figura 13:** Fotomicrografía correspondiente a las petrofacies I a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados, Formación Quebrada del Barro; petrofacies II c) nicoles paralelos y d) nicoles cruzados, Formación Balde de Leyes.

### V.1.6 Áreas de aporte

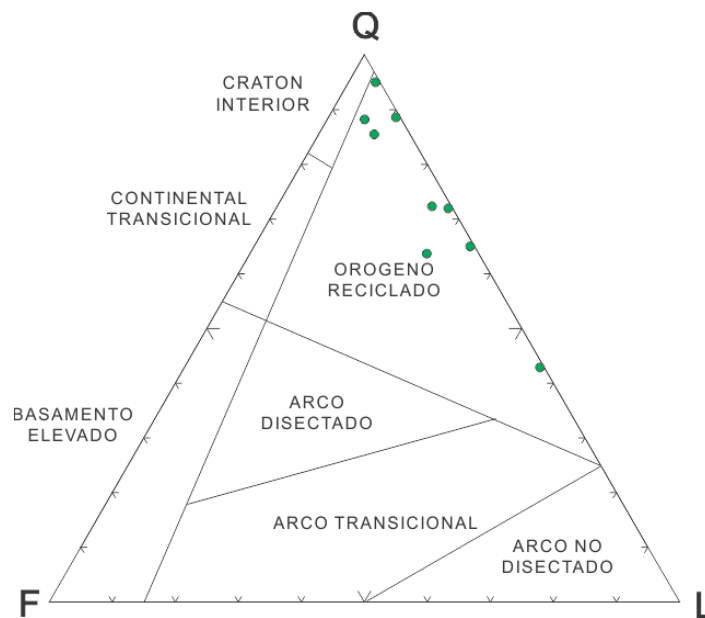
Para determinar áreas de aporte en ambas formaciones se utilizaron los diagramas de Dickinson *et al.* (1983), en donde se puede observar que en el diagrama Qt-F-Li las modalidades detríticas caen para ambas unidades principalmente en el campo de orógeno reciclado (Figuras 14 y 15). Para lograr una mayor certeza sobre el origen de las sedimentitas de estas unidades, se volcaron los datos en el diagrama Qm-F-Lt (Fig. 16 y 17), colocando al cuarzo policristalino en el vértice de líticos totales. De esta manera, se observó que las modalidades detríticas se desplazaron hacia el vértice Lt ocupando los campos de orógeno reciclado transicional y lítico para la Formación Quebrada del Barro y orógeno reciclado cuarzoso y transicional para la Formación Balde de Leyes.

Teniendo en cuenta los resultados petrofaciales previamente descritos y el marco geológico (paleogeográfico) en el que se desarrolló la sedimentación de las Formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes, se establecen siete potenciales áreas de procedencia (Figura 18 y tabla 3): 1. Las rocas ígneas-metamórficas de la Sierra de la Huerta (norte centro), 2. Las rocas ígneas-metamórficas de la Sierra de la Huerta (sur), 3. Rocas metamórficas de la Sierra de Las Imanas 4. El complejo ígneo de las Sierras de Chepes y Las Minas al este, 5. Las rocas metamórficas de grado medio a bajo de la Sierra de Pie de Palo y equivalente sur, 6. Un posible aporte desde la Precordillera ubicada al oeste de la cuenca el que podría dar un predominante aporte de rocas sedimentarias, 7. Por último, las rocas plutónicas, volcánicas y volcanoclásticas de Cordillera Frontal.

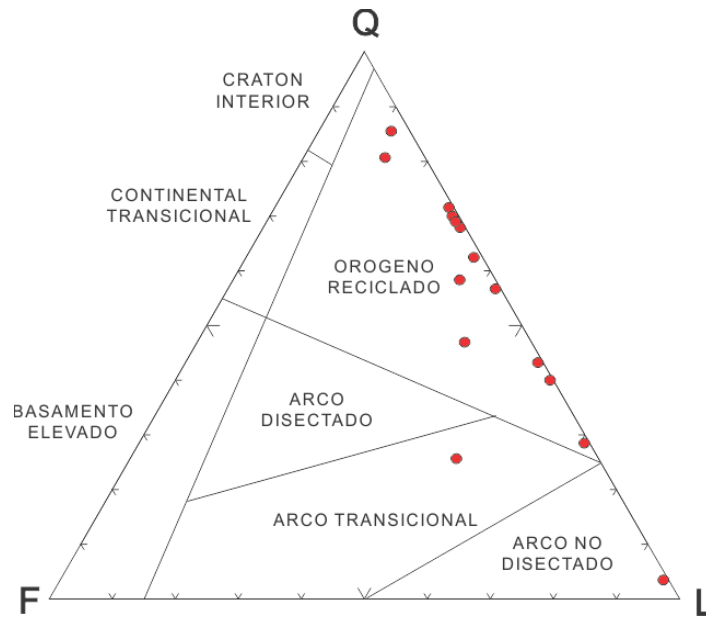
Teniendo en cuenta estos resultados petrofaciales obtenidos, la procedencia de la Formación Quebrada del Barro es acorde con la composición de la Sierra de La Huerta y la Sierra de Las Imanas al norte, y Sierra de Pie de Palo y equivalente al sur, lo que podría explicar la presencia de un alto porcentaje de líticos metamórficos puede deberse a un importante aporte de rocas de origen de basamento, las que producto de erosión de gneiss, esquistos cuarzosos micáceos y migmatitas provocan el alto contenido de este componente. Por otro lado, el aumento de cuarzo monocristalino y cuarzo policristalino como componente principal de los líticos totales presentes en la Formación Balde de Leyes se agregaría a las anteriores una posible procedencia a las Sierras de Chepes y Sierra de Las Minas dado que se componen de rocas graníticas, granodioríticas y tonalitas principalmente (Figura 18), aunque la diferencia composicional podría deberse a un aporte más centralizado en el borde oriental de la Sierra de la Huerta donde se

observa un predominio de litologías graníticas y no a un cambio abrupto en la procedencia (del norte y oeste al este). Cabe destacar que la procedencia de las Sierra de Las Imanas, posible área de procedencia para ambas unidades, especialmente para Quebrada del Barro, implicaría una procedencia intracuenal, asumiendo que este bloque podría haber estado elevado en el Triásico superior tal como lo propone Bossi (1976), separando la cuenca de Marayes - El Carrizal-Carrizal en dos subcuencas, una norte y una al sur.

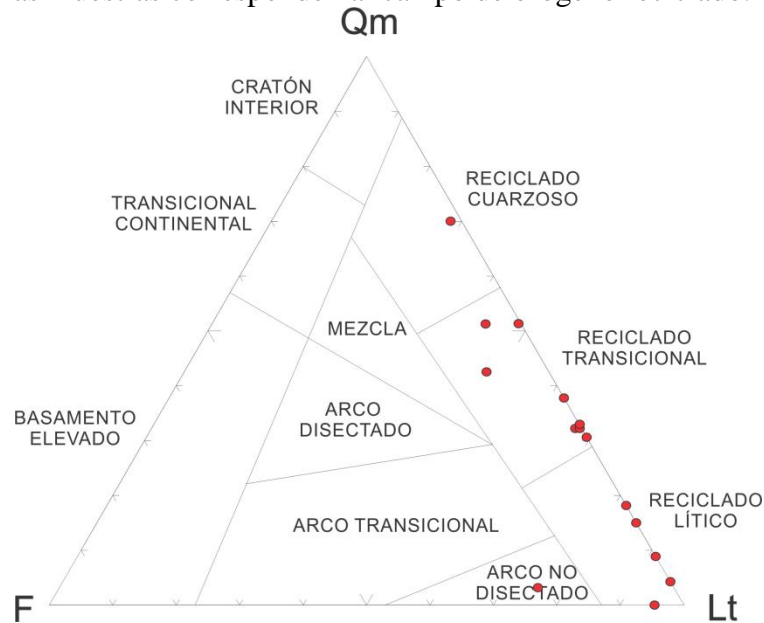
El bajo contenido para ambas formaciones en líticos volcánicos y volcanoclásticos permite descartar un aporte de ríos antecedentes desde el oeste, provenientes de Cordillera Frontal, como así también el de líticos sedimentarios provenientes de Precordillera. Por ende, podemos concluir que la Cordillera y Precordillera no estaban levantadas o bien la continuación austral de la Sierra de Pie de Palo dada por la evidencia geomorfológica y geofísica (Martínez *et al.* 2008), podrían haber actuado como una barrera a los ríos antecedentes.



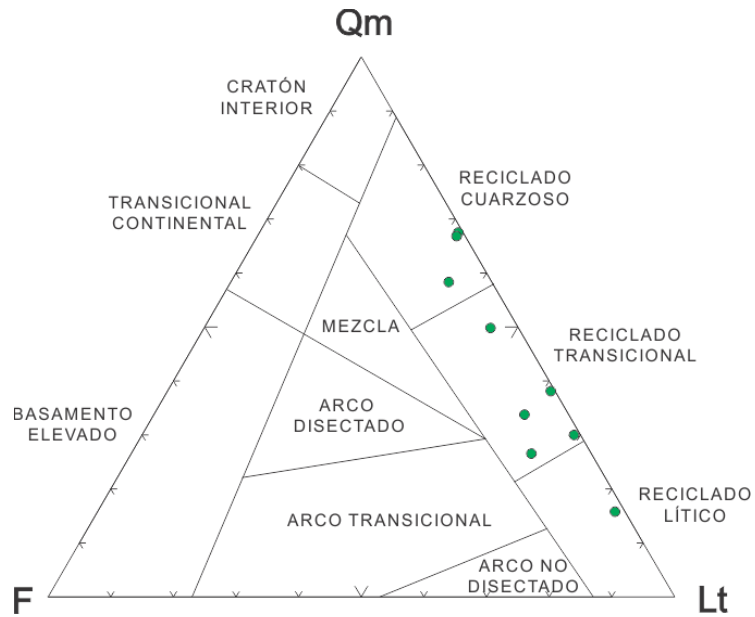
**Figura 14:** Diagrama ternario para la Formación Balde de Leyes donde: Q= cuarzo total, F= feldespatos, L= fragmentos líticos totales, se observa que un gran porcentaje de las muestras corresponden al campo de orógeno reciclado.



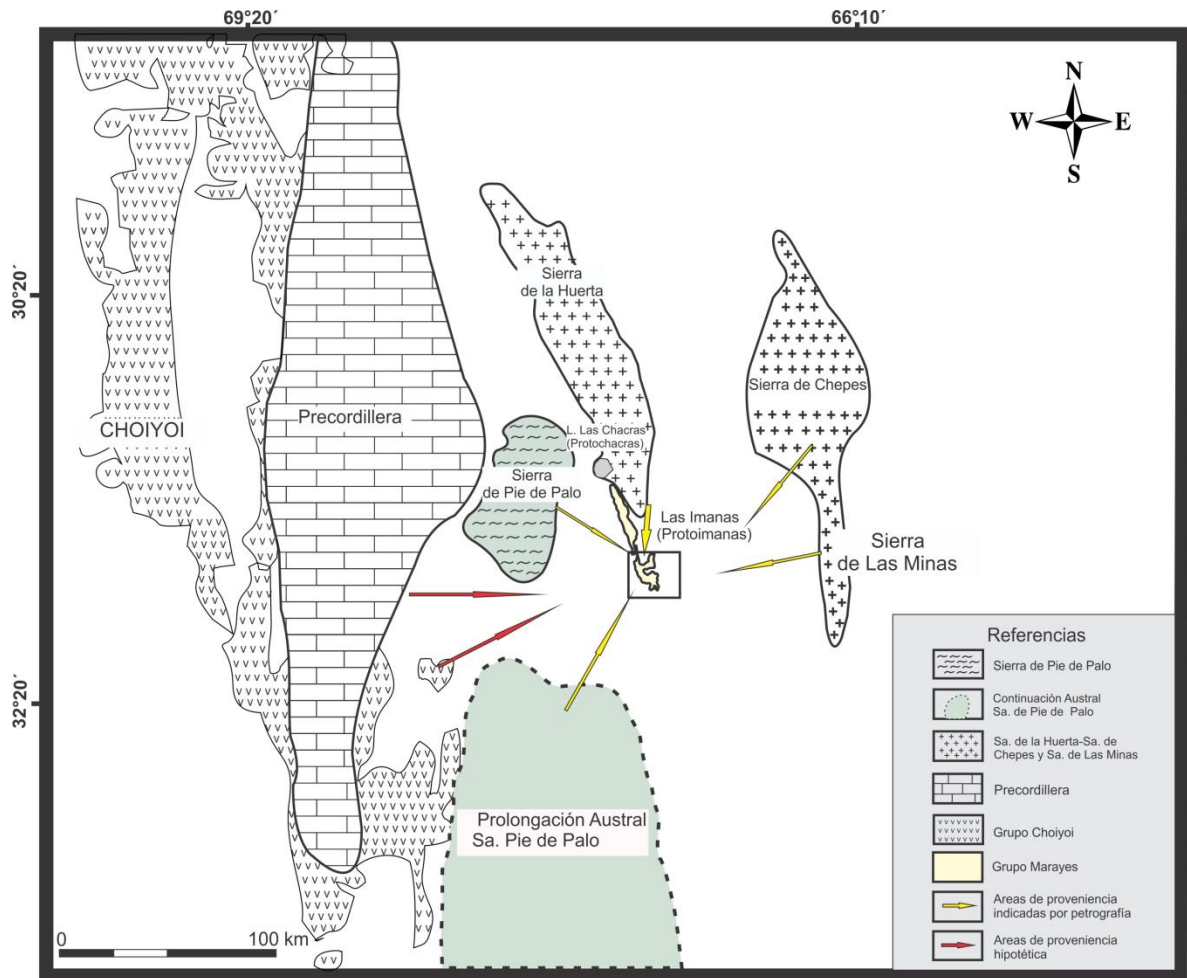
**Figura 15:** Diagrama ternario propuesto por Dickinson et al. (1983) para la Formación Quebrada del Barro donde: Q= cuarzo total, F= feldespatos, L= fragmentos líticos totales, se observa que un gran porcentaje de las muestras corresponden al campo de orógeno reciclado.



**Figura 16:** Diagrama ternario para Formación Quebrada del Barro donde: Qm= cuarzo monocristalino, F= feldespatos, Lt= fragmentos líticos totales. Se observa que las muestras se concentran en los campos de reciclado transicional y reciclado lítico.



**Figura 17:** Diagrama ternario para Formación Balde de Leyes donde: Qm= cuarzo monocristalino, F= feldespatos, Lt= fragmentos líticos totales. Se observa que las muestras se concentran en los campos de reciclado cuarzoso y reciclado transicional.



**Figura 18:** Modelo de áreas de aporte para la Formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes, en función de la información geológica regional, datos paleogeográficos y resultados de composición modal.

<b>Posibles áreas de procedencia</b>	<b>Composición petrográfica (en orden de importancia)</b>	<b>Representado</b>
Sierra de la Huerta Norte-Centro	Tonalita cuarcífera; diorita cuarcífera; esquistos y gneis micáceos granatíferos feldespáticos; granodiorítica gnéisica, granitos, anfibolitas; mármol y rocas calco-silicáticas	Sí
Sierra de la Huerta sur	Diorita cuarcífera; tonalita cuarcífera; esquistos y gneis micáceos; granatíferos feldespáticos; diques ácidos (aplitas); rocas máficas (gabros, noritas, peridotitas, perknitas); mármol y rocas calco-silicáticas.	Sí
Sierra de las Imanas	Esquistos y gneis micáceos granatíferos feldespáticos	Sí
Sierra de Pie de Palo y equivalente sur	Gneises y esquistos feldespáticos-biotíticos-granatíferos; rocas ígneas intermedias, y sedimentarias metamorfizadas; gneises y equistos biotíticos-moscovíticos-plagioclásicos-granatíferos; tonalitas y granitos; calizas cristalinas; esquistos cuarzo-feldespático-moscovítico-epidótico.	Sí
Sierra de Chepes	Granodiorita, granito biotítico, granitoides, migmatitas	Sí?
Precordillera	Rocas sedimentarias (calizas, conglomerados, areniscas, lutitas)	No
Cordillera	Rocas plutónicas (Tocota, Los Patos); Grupo Choiyoi (tobas, aglomerados, ignimbritas, riolitas, andesitas, riocacitas, dacitas); Rocas sedimentarias (conglomerados, areniscas, lutitas)	No

**Tabla 3:** Áreas probables de aporte para la Formaciones Quebrada del Barro y Balde de Leyes.



## CAPITULO VI- CONCLUSIONES

A partir de los datos obtenidos en el presente trabajo se llevaron a cabo las siguientes conclusiones:

- a) Las areniscas analizadas para ambas formaciones corresponden a litoarenitas principalmente y sublitoarenitas de grano mediano a grueso con muy bajas proporciones de matriz ( $Q_{65}F_3L_{32}$ ).
- b) El análisis de los componentes modales indican que las areniscas se conforman principalmente por cuarzo, y fragmentos líticos metamórficos y cantidades accesorias de feldespatos. Los litotipos definidos para ambas unidades resultaron: cuarzo monocristalino; cuarzo policristalino de grano grueso; lítico policristalino de grano fino; feldespatos calcosódicos; feldespato potásico; lítico metamórfico; lítico sedimentario; lítico plutónicos; lítico volcánico.
- c) Se diferenciaron dos Petrofacies: Petrofacies I lítico-cuarzosa para la Formación Quebrada del Barro y Petrofacies II cuarzosa-lítica para la Formación Balde de Leyes.
- d) Las áreas de aporte para las muestras analizadas según lo propuesto en los diagramas de Dickinson *et al.* (1983) ocupan los campos de orógeno reciclado transicional y lítico para la Formación Quebrada del Barro y orógeno reciclado cuarzoso y transicional para la Formación Balde de Leyes. Dada la composición de la Sierra de La Huerta y la Sierra de Las Imanas al norte, y Sierra de Pie de Palo y equivalente al sur, explicaría la presencia de un alto porcentaje de líticos metamórficos presentes en la Formación Quebrada del Barro, sumándose a las anteriores una posible procedencia a las Sierras de Chepes y Sierra de Las Minas por su mayor contenido en rocas graníticas para la Formación Balde de leyes.
- d) La ausencia de líticos volcánicos y volcanoclásticos, así como sedimentarios para ambas unidades provenientes de Cordillera y Precordillera, suponen la presencia de una barrera propuesta por Martínez *et al* (2008) como la continuación austral de la Sierra de Pie de Palo.

**BIBLIOGRAFIA**

- Apaldetti, C., Martinez, R. N., Alcober, O. A. & Pol, D. 2011a. A New Basal Sauropodomorph (Dinosauria: Saurischia) from Quebrada del Barro Formation (Marayes - El Carrizal-Carrizal Basin), Northwestern Argentina. PLoS ONE 6(11):e26964. (doi:10.1371/journal.pone.0026964).
- Bergmann, F. A. J. 1948. Contribución al conocimiento de los yacimientos de carbón de Marayes, Provincia de San Juan. Revista Minera 19:3-98.
- Biondi, J.L., 1937. Informe geológico sobre el departamento General Belgrano. Provincia de San Luis. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires 24 p. (Inédito, 0124)
- Bodenbender, G. 1912. Constitución Geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. An.Min. Agric. Secc. Geol., Mineral y Min. 8:9-165.
- Borrello, A. V. 1946. El perfil de la quebrada del Carrizal (Sierra de la Huerta, San Juan). Rev. Soc. Geol. Arg. 1:167-176.
- Bossi G. E. 1976. Geología de la cuenca de Marayes - El Carrizal – Carrizal (prov. De San Juan, República Argentina). VI Congreso Geología Argentina. 1.
- Bossi, G. E., A. Villanueva García, M. Godeas, M. I. Kousal, M.A. Lutz y C. Monteros. 1974. Análisis estadístico de imbricaciones en la Formación Quebrada del Barro, Marayes, Provincia de San Juan, Argentina. AMPS.
- Bossi, G. E. y Bonaparte, J. F. 1978. Sobre la presencia de un dinosaurio prosaurópodo en la formación Quebrada del Barro, en el borde austral de la cuenca de Marayes - El Carrizal-Carrizal (Triásico superior de San Juan). Acta geológica Lilloana. XV: 41-47.
- Cardó, R. y B. Castro de Machuca, 1999. Mineralizaciones metalíferas en la sierra de La Huerta, provincia de San Juan, República Argentina. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed: E. O. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Anales 35: 865-875, Buenos Aires.
- Castro de Machuca, B., Pontoriero, S y Llambías, E.J. 1996 a. Evidencias petrológicas y geoquímicas de la evolución de un arco magmático en la sierra de La Huerta, provincia

de San Juan. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:517. Buenos Aires.

Colombi, C.E., Santi Malnis, P., Correa, G.A., Martínez, R.N., Fernandez, E., Apaldetti, C., and Alcober, O.A. 2013. Una nueva unidad de posible edad jurásica en el techo de la sucesión sedimentaria de la cuenca Marayes - El Carrizal – Carrizal, Sureste de San Juan. V Simposio Argentino del Jurásico (Trelew), Actas 1: 17.

Colombi, C.E., Santi Malnis, P., Correa, G., and Limarino, O. 2014. Estratigrafía e interpretación paleoambiental de la porción superior de la sucesión sedimentaria de la cuenca Marayes - El Carrizal-Carrizal (Triásico Superior), San Juan, Argentina. XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 1: 15.

Colombi, C.E., Santi Malnis, P., Correa, G., Martínez, R., Fernández, E., Abelín, D., Praderio, A., Apaldetti, C., Alcober, O. En prensa. La Formación Balde de Leyes (Nov. Nom.), una nueva unidad estratigráfica de la Cuenca Triásica de Marayes-El Carrizal. Revista Asociación Geológica Argentina.

Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R y .Schauer, O.C 1984. Descripción geológica de la hoja 19d, Mogna, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional. Boletín 192, 86 pp. Buenos Aires.

De la Mota, H. 1959. Acerca de un levantamiento geológico expeditivo en San Juan, entre Marayes y Lomas Las Catitas. YPF, informe inédito. San Juan.

Díaz, H.H., 1946. Reconocimiento geológico de la región comprendida entre Marayes, en la Prov. de San Juan, y la Sierra de Las Quijadas, en la provincia de San Luis, incluyendo Sierra del Gigantillo, Sierra Guayaguas y Sierra de Catantal. YPF, informe inédito. Buenos Aires.

Dickinson, W. R., and Suczek, C. A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 2164-2182.

Dickinson, W.R., Beard, S., Brakenbridge, F., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R., Lindberg, P., Ryberg, P., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin 64, 233–235.

- Dott Jr, Robert H. Wacke, Graywacke and Matrix-What Approach to Immature Sandstone Classification. *Journal of Sedimentary Research*, 1964, vol. 34, no 3.
- Flores, M.A., 1969. El bolsón de Las Salinas en la provincia de San Luis. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*, 1:311-327. Buenos Aires.
- Flores, M.A. y Criado Roque, P 1972. Cuenca de San Luis. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 567-579. Córdoba.
- Folk, R., Andrews P. y Lewis D. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Frenguelli, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado Rético en la Argentina. *GAEA, Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*, 8:159-309. Buenos Aires.
- Gardini, Carlos; Rivarola, David; Agüera, Maximiliano and Candela, Gerónimo. Estructura de la región Sierra de Guayaguas -Marayes, Provincia de San Juan y San Luis. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* [online]. 2009, vol.65, n.3 ISSN 0004-4822.
- Geinitz, H.B., 1876. Über Rhaetische Pflanzen und Thierreste aus den Argentinischen Provinzen La Rioja, San Juan und Mendoza. *Beitrage sur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republik*, 2, Pal., Theil, 1-14. Traducción castellano 1925, *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 8 (entregas 3 y 4):335-347. Córdoba.
- González, R. y Toselli, A. 1974. Radiometric dating of igneous rocks from Sierras Pampeanas, Argentina. *Geociencias*, 4(3):131-141. San Pablo
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F, Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., and Sares, S. W, 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.*, 54:103-116.
- López-Gamundí, O.R.; Espejo, I.S.; Conaghan, P.J.; Powell, C.McA. 1994. Southern South America. En: Veevers, J.J., Powell, C.McA. (Eds.), *Permian –Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America, *Memoir*, vol. 184, pp. 281– 329.
- Lutz, A y Arce, F. E. 2013. Paleoflora de la Formación Carrizal (Triásico Medio-Superior),

- provincia de San Juan, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 30, núm. 2, 2013, p. 453-462.
- Maggi, F., 1994. Estratigrafía y evolución de las secuencias cretácicas en la quebrada “La Lucila”, sierra de Guayaguas. Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis.
- McClelland, W.C., Ellis, J.R., Roeske, S.M., Mulcahy, S.R., Vujovich, G.I. y Naipauer, M., 2005. U-Pb SHRIMP igneous zircon ages from metamorphic rocks between the Precordillera terrane and Gondwana margin, Sierras de La Huerta to Pie de Palo, northwestern Argentina. En: Pankhurst, R.J. y J.D. Beiga. (Eds.), *Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. Abstracts: 250.
- Martínez, R. N. *et al.* 2004. A new prosauropod dinosaur from the Quebrada del Barro Formation (Upper Triassic?), Marayes basin, northwestern Argentina. *64<sup>nd</sup> Ann. Mett. Soc. Vert. Paleontol.* Denver, Usa.
- Martínez, R.N. y Colombi, C.E. 2011. Evolución litofacial y edad de la Formación Cañón del Colorado (Jurásico inferior), Precordillera Oriental, San Juan, Argentina. *Revista Geológica Argentina* 68, (1): 96-108.
- Martínez R. N., *et al.* 2015. A New Late Triassic Vertebrate Assemblage from Northwestern Argentina. *AMEGHINIANA - 2015 - Volume 52 (4): 379 – 390.*
- Martínez, M. P., Perucca, Laura P., Giménez, Mario E. y Ruíz, Francisco. 2008. Manifestaciones Geomorfológicas y Geofísicas de una Estructura Geológica Profunda al Sur de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (2): 264 - 271.
- Poblete, A. G. y J. L. Minetti, 1989. Los mesoclimas de San Juan. Primera y Segunda parte. Informe Técnico 11 del Centro de Investigaciones de San Juan. U.N.S.J. 4: 31-32.
- Pontoriero, S. y Castro de Machuca B., 1999. Contribution to the age of the igneous-metamorphic basement of the La Huerta range, Province of San Juan, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, versión CD, 4 pp. Carlos Paz.

- Ramos, V. 1999. Rasgos estructurales del territorio Argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Geología Argentina, Anales 29 (24): 715-784, Buenos Aires.
- Rassmus, J., 1922. La cuenca de Marayes (Prov. de San Juan). Ministerio de Agricultura (RA). Boletín 32 Serie B (Geología), 21 pp. Buenos Aires.
- Rivarola, D., Arcucci, A., Gardini, C., Schmidt, C. y Costa, C. 2002. Paleoambiente sedimentario y fósiles de la Formación Quebrada del Barro (Triásico) en las inmediaciones del Cerro Guayaguas. 9º Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 38, Córdoba.
- Roeske, S.M., McClelland W.C., Cain IV J.C., Mulcahy S.R., Vujovich G.I. y Iriondo A., 2005. Paleozoic record of convergence and extensión within the arc-forearc transition of the Famatina arc, as recorded in western Sierra de La Huerta, Argentina. En: Pankhurst, R.J. y J.D. Beiga (Eds), Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. Abstracts: 315.
- Rothis, L.M., Perucca, L.P., Santi Malnis, P., Lara, G., Pantano, A., Espejo, K. Geomorfología y Neotectónica en el borde occidental de la Sierra de la Huerta, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan, Argentina V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Lugar: Río Cuarto; Año: 2012;
- Scasso, R.A. y C.O. Limarino, 1997. Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación especial 1, 260 pp.
- Schenckman, L.J., Colombi, C., Santi Malnis, P. y Limarino, C.O. 2015. Diagenesis y Procedencia de la Formación Los Colorados (Noriano), Cuenca de Ischigualasto – Villa Unión, Noroeste de Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72, en prensa.
- Spalletti, L. *et al.* 2011. Sedimentología de la formación Carrizal (Triásico) en el Depocentro Marayes - El Carrizal, provincia de San Juan, República Argentina. Lat. Am. j. sedimentol. basin anal. [online]., vol.18, n.2.
- Stelzner, A., 1885. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik. I. Geologischer Teil. Cassel. Traducción al castellano 1924: Contribuciones a la Geología

- de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Boletín 7(1-2):1-128. Córdoba.
- Suvires, G. M., 1987. Quaternary landform units of the southeastern sector of San Juan Province. *Revista Quaternary of South America and Peninsula Antartica*. Vol 7. Balkema. Rotterdam.
- Suvires, G. M., 2000. Geomorfología de la Provincia de San Juan Argentina. Recursos y Problemas Ambientales de la zona árida. 1º y 2º parte. Provincias de Mendoza, San Juan y La Rioja. p. 1 – 23.
- Toubes Spinelli, R.O., 1984. Edades potasio-argón de algunas rocas de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(3-4):405-411. Buenos Aires.
- Tripaldi, Alfonsina. Sedimentología y evolución del campo de dunas de Médanos Grandes (provincia de San Juan, Argentina). *Rev. Asoc. Argent. Sedimentol.* [online]. 2002, vol.9, n.1 [citado 2015-09-11], pp. 65-82.
- Vujovich, G.I., 1995. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la Loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4):321-336. Buenos Aires.
- Vujovich, G.I., 1999. Migmatitas de la sierra de La Huerta, San Juan. 14º Congreso Geológico Argentino, 1:112. Salta.
- Vujovich, G., Chernikoff, C., Tchilinguirian, P., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N., Sepúlveda, E., Lópezza, H., Cardó, R. y Díaz, I., 2007. Hoja Geológica 3166-III, Chepes, Provincias de La Rioja, San Juan y San Luis.
- Yrigoyen, M.R. y Stover, L.E. 1970. La palinología como elemento de correlación del Triásico en la cuenca Cuyana. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*, 2:427-454. Buenos Aires.

## AGRADECIMIENTOS

A mis padres Marcos y Cristina por darme la vida y mucho más...

A mis directores y amigos Dra. Carina Colombi y Dr. Gustavo Correa muchas gracias!

Al jurado por sus aportes Dra. Graciela Vallecillo, Dra. Liliana Martos y Lic. Martín Rothis.

A mis hermanos Eli y Nico, mis cuñados Fede y Caro, a lo más lindo que tengo mis hermosos negritos Pili, Fran, Naza, Lauti y Bruno.

A la hermosa familia que mi “Nona” formó, tías Nena, Olga, Edith, Gladys y Yolanda a mis tíos Osvaldo (“gordo”), Carlos, Manuel, Hugo, y Lito (que siempre estará). Y al pilar más importantes de todos por estar siempre en cada momento mi ALI!!

A mis primos Robert, Yoli, Ana, Fabián, “Manolo”( que se nos adelantó en el viaje), Dani, Mauri, Luisita, Luisito, Patri, Romi, Silvi, a José por su especial colaboración en este trabajo, a la “Coqui” madrina y amiga gracias por todo!!!

A mis amigas de siempre con las que compartí tantos lindos momentos Maira, Tere, Mica y Laly, a la Guada perdón y gracias por dejarme entrar y formar parte de su familia al “Chango”(eterno), Eugenia, Rodri y Tata.

A los de la casa del camus, Ceci mi amiga querida gracias por ser tan especial y haberme hecho conocer gente maravillosa, Martín “el gordito” que tanto nos dejó, Rosa sabia consejera, Alfre que llegó para quedarse, Pauli (gracias por el aguante) y a la Negra para que aparezca!!

A mis compañeros y amigos Sergio y Mauri gracias por los empujones, Mariela, Marito, Emi, Hernán, Paco, Orejon, Colo,Ceci A., Anita P, Piojento (Liandro), Rodri V., Germán, Ale, y Changuito. Uno especial a Don Lucerito , Carina y Rubén (de la biblio).

A los viejos del museo Gordo, Clau, Enano, Eli, Angelo, Flor, Gus, Oscar, Ricardo, Gabi, Martín, Uli, José, Nico, Belén, Elías, Ana, Maque, Jime, Guille, los Fachas, Bocha por tantos recuerdos y a los nuevos Juan y todo el grupete!! A los amigos que gané en ischi Nati, Chicho, Nato, Pato, Pablito, Javi (el guitarrero), María, Ariel, Saúl, familia Aróstica y todo Baldecitos.

A los MSC Abu,Walter,Harry,Beto,Meli,Janet,Pao,Bere,Flaca,Pau,Lau,Pato,Carlos,Seba,Yamil y Catita. A las chicas iopps, Negra, Vale Oz., Vale Ov., Yani, Ale gracias!! A mis amigos mineros Viejo Bazzani y Maxi Arias.

Y a Gabriel, mi compañero en esta etapa de mi vida.

Y a todos los que compartieron lindos momentos de mi vida Gracias!!