



Naturalis

Repositorio Institucional
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Análisis estratigráfico y consideraciones metalogénicas del área de la Mina San Charbel, provincia del Neuquén

Casañas, Juan Manuel

Licenciado en Geología

Dirección: Barrio, Raúl E. de
Co-dirección: Del Blanco, Miguel A.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2019

Acceso en:
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20190821001679>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN GEOLOGÍA

**ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y
CONSIDERACIONES
METALOGÉNICAS DEL ÁREA DE LA
MINA SAN CHARBEL, PROVINCIA
DEL NEUQUÉN**

ALUMNO: Juan Manuel Casañas

DIRECTOR: Dr. Raúl E. de Barrio

CO-DIRECTOR: Lic. Miguel A. Del Blanco

La Plata

Marzo de 2019

ÍNDICE

	Pág.
1. PREFACIO	2
2. AGRADECIMIENTOS	3
3. RESUMEN	4
4. ABSTRACT	5
5. INTRODUCCIÓN	6
6. OBJETIVOS	6
7. CARACTERÍSTICAS ORO-HIDROGRÁFICAS, CLIMA Y ECONOMÍA DE LA REGIÓN	7
8. MATERIALES Y MÉTODOS	8
9. ANTECEDENTES	10
10. GEOLOGÍA REGIONAL	12
11. GEOLOGÍA LOCAL	17
11.1. Estructura y Estratigrafía de la región del Anticlinal de la Vaca Muerta	17
11,2, Descripción detallada del perfil estratigráfico	21
11.2.1. Formación Lajas	22
11.2.2. Formación Tábanos	25
11.2.3. Formación Lotena	27
11.2.4. Formación La Manga	27
12. MINERALIZACIÓN	33
12.1. Mina San Charbel	35
12.1.1. Estudio Petrográfico	36
12.1.2. Microsonda electrónica	37
12.1.3. Difracción de Rayos X	38
12.1.4. Consideraciones sobre las texturas cebradas	41
12.1.5. Isótopos estables	42
12.1.6. Inclusiones fluidas	43
13. CONSIDERACIONES GENÉTICAS	44
14. CONSIDERACIONES FINALES	50
15. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51

1. PREFACIO

El presente Trabajo Final de Licenciatura en Geología fue realizado en la provincia del Neuquén y tuvo como finalidad optar al título de Licenciado en Geología según el reglamento de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata.

Las tareas de campo fueron llevadas a cabo en el área de la mina de celestina San Charbel, extremo occidental del Anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta. Las tareas de gabinete fueron desarrolladas en las instalaciones del Instituto de Recursos Minerales dependiente de la institución arriba mencionada.

Las tareas de investigación fueron iniciadas en diciembre de 2017.

2. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero expresar mi agradecimiento a mis directores de TFL, Raúl de Barrio y Miguel Del Blanco por su paciencia y apoyo constante tanto en tareas de campo como en gabinete.

Al Instituto de Recursos Minerales, FCNyM-UNLP por brindarme el espacio de trabajo y todo su equipamiento técnico; a la empresa LCV S.R.L por la realización de cortes delgados de rocas clásticas y carbonáticas y análisis difractométricos por rayos X; al Dr. A. Riccardi por su asesoramiento en aspectos paleontológicos; a la Dra. M. Salvioli por brindarme bibliografía y sus conocimientos sobre la Cuenca Neuquina y al señor José Luis Molina por la confección de cortes delgados

Quiero agradecer también a toda mi familia, especialmente a mi madre y a mi padre, y a mi novia por la confianza y contención cotidiana; a mis amigos y amigas por estar presente siempre que los necesité.

Juan

La Plata, marzo de 2019

3. RESUMEN

La Cuenca Neuquina es una unidad morfoestructural que presenta una compleja historia tectono-estratigráfica vinculada a tres grandes ciclos de sedimentación marino-continentales. En ella se encuentra numerosos depósitos de Ba y Sr asociados espacialmente a la secuencias carbonático-evaporíticas de edad jurásico-cretácicas.

La mina San Charbel, de composición celestínica, está ubicada en el flanco norte del Anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta, entre las localidades de Las Lajas y Zapala, provincia del Neuquén.

La mineralización celestínica presenta un carácter estratoligado, asociándose espacialmente a las facies carbonáticas de la Formación Tábanos (Jurásico medio).

El origen de la mineralización celestínica de la mina San Charbel estaría asociado a la circulación de fluidos hidrotermales de origen no magmático que pueden haber lixiviado elementos tales como Sr y S de la pila sedimentaria por la acción de aguas formacionales o salmueras cuencales. Un posible factor que ha favorecido la formación del depósito celestínico puede involucrar procesos tectónicos compresivos relacionados con la generación de la Faja Plegada y Corrida del Agrio.

Las características mineralógicas, texturales, geoquímicas y sedimentológicas permiten asignar a la mineralización de San Charbel a una tipología similar a la de los depósitos Mississippi Valley Type (MVT).

4. ABSTRACT

The Neuquén Basin represents a morphostructural unit with a complex tectono-stratigraphic history linked to three great marine-continental sedimentation cycles. It comprises numerous Ba-Sr ore deposits spatially associated to carbonaceous-evaporitic sequences of Jurassic-Cretaceous age.

The celestite San Charbel mine is located on the northern flank of the Anticline of the Vaca Muerta range, between the Las Lajas and Zapala localities, province of Neuquén.

The celestite mineralization has a stratabound character, spatially associated with the carbonate facies of the Tábanos Formation (Middle Jurassic).

The origin of mineralization would be associated with the circulation of hydrothermal fluids of non-magmatic provenance that may have leached elements such as Sr and S from the sedimentary sequence by the action of formation waters or basinal brines. A possible factor that has favored the formation of the ore deposit may involve compressive tectonic processes related to the generation of the Agrio Fold and Thrust Belt.

The mineralogical, textural, geochemical and sedimentological characteristics allow to assign the San Charbel mineralization to a typology similar to that of MVT deposits.

5. INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina es una unidad morfoestructural situada en el sector centro-oeste de la República Argentina. Se encuentra constituida por una potente secuencia sedimentaria, de aproximadamente 6000 metros de espesor, desarrollada entre el Triásico superior hasta la actualidad. A partir del Jurásico inferior, en dicho depocentro, se desarrollaron 3 ciclos sedimentarios de los cuales los dos más antiguos culminaron con secuencias carbonático-evaporíticas. Estos son: el **Jurásico**, conformado por los Grupos Cuyo y Lotena, el **Ándico** por los Grupos Mendoza y Rayoso, y por último el **Riográndico** por los Grupos. Neuquén y Malargüe.

Son importantes y han sido muy estudiadas las sedimentitas marinas y continentales depositadas a partir del Jurásico inferior, tanto por sus características como rocas generadoras y reservorio de hidrocarburos como por formar parte de las rocas alojantes de diversas mineralizaciones celesto-baríticas.

Los depósitos de bario y estroncio emplazados en Formaciones sedimentarias jurásico-cretácicas de la Cuenca Neuquina se encuentran distribuidos a lo largo de una franja N-S y muchos de ellos guardan una relación estratoligada con diferentes niveles de la secuencia sedimentaria.

El yacimiento San Charbel, de naturaleza celestínica, se ubica entre las ciudades de Zapala y Las Lajas (Fig. 1), en el flanco norte del Anticlinal de la Vaca Muerta. Comenzó su explotación entre los años 1939 y 1940.

En el presente trabajo se efectúa el análisis estratigráfico de la secuencia aflorante en el área de la mina San Charbel y se presentan las características generales de esta mineralización celestínica abordando consideraciones metalogenéticas.

6. OBJETIVOS

El objetivo general del presente Trabajo Final de Licenciatura fue alcanzar un mayor conocimiento de las características estratigráficas, mineralógicas, petrográficas, texturales, estructurales y geoquímicas de la

mineralización celestínica del área de la mina San Charbel, cordón de Cuchillo Curá.



Figura 1: ubicación de la zona de estudio.

A su vez, se plantearon objetivos específicos como acrecentar el conocimiento estratigráfico de la secuencia jurásica aflorante en el área del cordón de Cuchillo Cura; realizar una descripción detallada de la mineralización de mina San Charbel y sus relaciones con la roca de caja. Asimismo, se logró caracterizar el comportamiento en dirección lateral de los horizontes estratigráficos involucrados en la mineralización, definiendo sus variaciones faciales. Por último, otro de los objetivos fue establecer elementos de control o factores metalotécticos en la generación de la mineralización y bosquejar un modelo metalogenético integrado del depósito mineral que se ajuste a las características generales del depósito estudiado.

7. CARACTERÍSTICAS OROHIDROGRÁFICAS, CLIMA Y ECONOMÍA DE LA REGIÓN

El relieve que caracteriza la región es serrano, con importantes desniveles provocados por cordones sedimentarios, como los de Curymil y Cuchillo Curá, que son producto de un plegamiento anticlinal conocido como “Anticlinal de la Vaca Muerta”. La altitud promedio del área ronda los 1000 msnm.

El sistema hidrográfico del área está dominado por el río Agrio, el cual pasa por la ciudad de Las Lajas y a pocos kilómetros del Anticlinal de la Vaca Muerta. El cordón de Cuchillo Curá hace de divisoria en donde los cursos de agua menores conforman una red de drenaje con diseño paralelo. Estos cursos menores viajan de sur a norte desembocando en el río Agrio.

El clima de la región es de tipo árido de montaña con escasas precipitaciones que van desde los 200 a 400 mm anuales predominantes en los meses invernales, siendo un régimen pluvial de tipo pacífico.

La economía de la zona se basa en tres grandes sectores: minero, agropecuario y puerto seco de materias que se exportan e importan de Chile. Con respecto al primero se destaca la explotación de calizas a cielo abierto y pequeños emprendimientos de explotación de baritina. Dentro del sector agropecuario, predomina la producción de pasturas, principalmente alfalfa.

8. MATERIALES Y MÉTODOS

Para alcanzar los objetivos mencionados se realizó una campaña en noviembre de 2017, de una semana de duración. Primeramente se efectuó un reconocimiento preliminar-expeditivo de la zona, donde se llevó a cabo la identificación de las diferentes unidades estratigráficas aflorantes y se definió el sector del levantamiento del perfil estratigráfico de rumbo transversal a la estratificación. En éste levantamiento se tomaron mediciones de espesor aparente de los estratos mediante pasos y cinta métrica, y RBZ con brújula tipo Brunton; a cada medición se le asignó un punto GPS en Sistema de Coordenadas Geográficas X, Y y un valor de altitud, aportado también por el geoposicionador, con el que posteriormente se confeccionó la topografía. A su vez, en puntos representativos se tomaron muestras lo más frescas posibles.

Posteriormente en gabinete, se confeccionó un perfil estratigráfico de sección N-S, de escala vertical 1:2.500 y horizontal 1:5.000 (con exageración vertical).

Las muestras fueron analizadas bajo lupa binocular marca Olympus con brazo articulado (Fig. 2a) y mediante cortes delgados con microscopio petrocalcográfico marca Nikon modelo OPTIPHOT-POL (Fig. 2c) y microscopio petrocalcográfico marca Olympus modelo Bx53 con sistema de fotografía acoplado (Fig. 2b). Algunos cortes delgados fueron impregnados con resina epoxy de color azul para poder determinar el contenido relativo de porosidad de

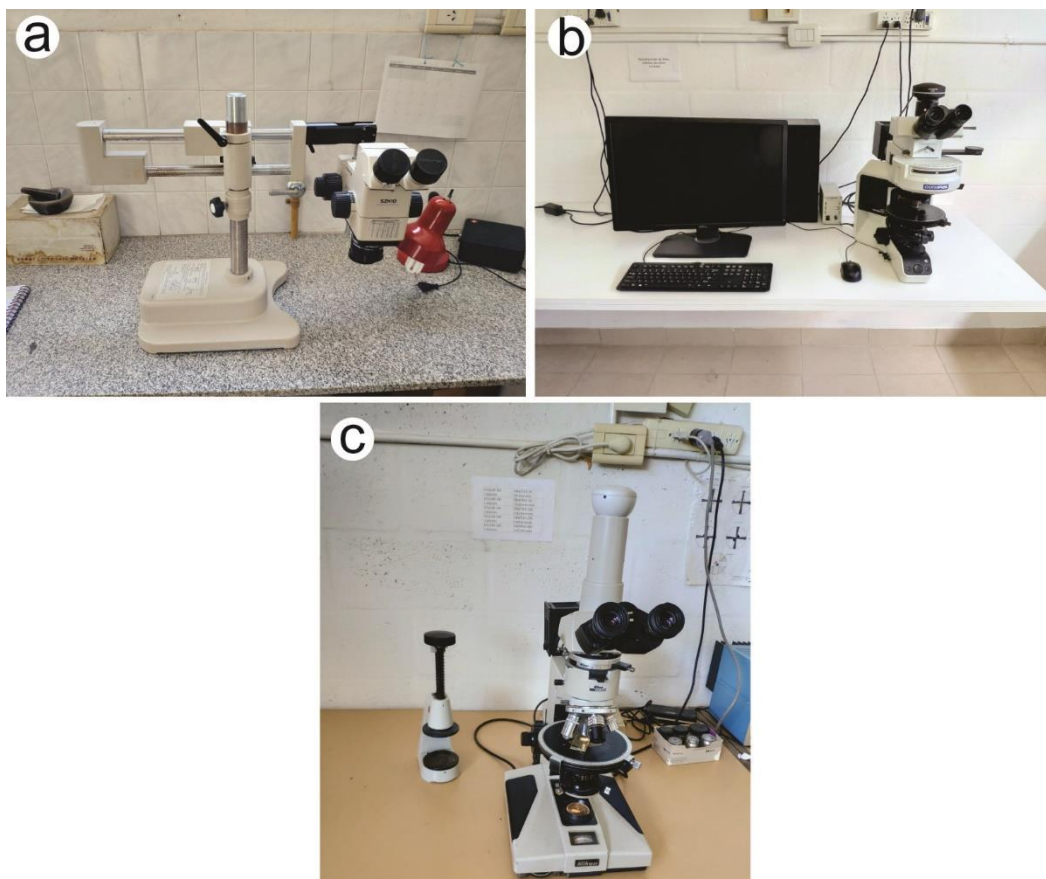


Figura 2: equipamiento del INREMI utilizado en el presente Trabajo Final de Licenciatura. a) Lupa binocular con brazo articulado marca Olympus. b) microscopio petrocalcográfico marca Olympus modelo Bx53. c) microscopio petrocalcográfico marca Nikon modelo OPTIPHOT-POL.

las muestras. A su vez, para los mismos cortes se utilizó el reactivo “Alizarina Roja S” para precisar la composición de cementos en las rocas sedimentarias. Además, se realizó el análisis datos químicos de los minerales de mena, efectuados mediante microsonda electrónica.

Con la intención de identificar fehacientemente las especies minerales de mena y establecer posibles diferencias roentgenométricas se llevó a cabo el análisis de dos muestras minerales mediante la difracción de rayos X. Las muestras fueron pulverizadas en mortero de ágata y difractadas en un

difractómetro marca PANalytical PW 3040/60 Xpert PRO. Una de las muestras pertenece a la mina San Charbel y la otra a mina María Cristina, una labor más pequeña situada al este a unos 450 metros de distancia aproximadamente.

Asimismo, se dispuso de datos de isótopos estables obtenidos en el Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España; procediendo a analizarlos y compararlos con los valores de otros yacimientos.

9. ANTECEDENTES

Las secuencias sedimentarias marinas de edad jurásico-cretácica de la Cuenca Neuquina comenzaron a ser estudiadas a fines del siglo XIX por geólogos y naturalistas europeos entre los que se destaca Bodenbender (1892).

Luego de varias décadas, Groeber (1946) definió el término Cuyano para identificar a la sección inferior del Jurásico Andino de origen marino. Otros autores como Weaver (1931), Suero (1951), Stipanovic (1966) y Leanza (1992) realizaron importantes contribuciones al conocimiento de la estratigrafía del Jurásico-Cretácico de la Cuenca Neuquina.

Dellapé et al. (1978) propusieron el término Grupo Cuyo para identificar una secuencia sedimentaria limitada en su base por la discordancia Intraliásica (Rioatúlica) y el techo por la Intracalloviana (Fm. Lajas y Fm. Tábanos, aflorantes en la zona de estudio).

Otros autores que han encarado el estudio de este grupo desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial de la Cuenca Neuquina fueron Gulisano et al. (1984), Legarreta y Gulisano (1989), Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), Zavala (1993), y posteriormente Limeres (1996) y Legarreta y Uliana (1996).

Las sedimentitas que están por encima del Grupo Cuyo, con edades que van desde el Calloviano al Kimmeridgiano inferior (Jurásico Medio-Superior), conocidas actualmente como Grupo Lotena (Fm. Lotena y Fm. La Manga, aflorantes en la zona de estudio) han sido reconocidas por Groeber (1946) como parte del Ciclo Jurásico, bajo la identificación de Subciclo Loteniano-Chacayano. Posteriormente, Legarreta y Gulisano (1989) denominaron Mesosecuencia Lotena a la parte superior de la Supersecuencia inferior de la

Megasecuencia Neuquina. Por otra parte, Riccardi y Gulisano (1992), propusieron la denominación de Subsistema Lotena-Chacay.

Las Formaciones del cordón Cuchillo Curá (flanco norte del anticlinal de Vaca Muerta) y Curymil (flanco sur) han sido estudiadas en reiteradas ocasiones por estar integradas a sistemas petroleros de gran importancia económica para la Cuenca Neuquina. Entre los autores se reconoce a Montagna, et al. (2013); Arregui et al. (2011a), entre otros.

Acerca de la mineralización aquí estudiada, los depósitos de Ba-Sr presentes en la Cuenca Neuquina comenzaron a estudiarse desde la década del 30', con un enfoque descriptivo y geoeconómico. Varias décadas después, Brodtkorb *et al.* (1975, 1982, 1989), analizaron desde el punto de vista petrográfico y geoquímico las mineralizaciones mantiformes y vetiformes de Ba y Sr. A estas contribuciones se suman los trabajos efectuados por Hayase y Bengochea (1975), Brodtkorb et al. (1999) y de Barrio *et al.* (2014) quienes exponen diferentes hipótesis genéticas. Recientemente, Escobar (2016), estudió en detalle los depósitos celestínico-baríticos de la Formación Huitrín (Cretácico inferior) de la Cuenca Neuquina, acrecentando su conocimiento estratigráfico y genético.

Con respecto a la mina San Charbel, son escasos sus antecedentes bibliográficos. Unos de los primeros trabajos que la menciona corresponde a Angelelli et al. (1976). Luego, en la contribución de Casé et al. (1988) se describen detalles de las texturas y geoquímica de la mineralización celestínica. Algunos años después, Brodtkorb et al. (1989) la incluyen en una recopilación de los yacimientos de Ba-Sr de la Cuenca Neuquina. Posteriormente, Leanza et al. (2005) comunican las principales características de la mineralización y esbozan un modelo genético. Varios años después, Brodtkorb y Danieli (2011), dan a conocer nuevos datos geoquímicos sobre la mina San Charbel.

En lo que respecta a su estudio mineralógico, de Barrio et al. (2008) describen las celestinas de varios sectores de Cuenca Neuquina y uno de ellos corresponde a Mina San Charbel. Recientemente, de Barrio et al. (2014) señalan que la mina San Charbel se encuentra relacionada al grupo de depósitos de Ba-Sr no relacionados a eventos ígneos del Terciario.

10. GEOLOGÍA REGIONAL

La Cuenca Neuquina está ubicada entre los 32° y 41° latitud sur y los 68° y 70° longitud oeste, aproximadamente, abarcando gran parte del oeste y sur de la provincia de Mendoza, centro-norte de Neuquén, noroeste de Río Negro y oeste de La Pampa (Fig. 1). Está limitada al SE por el Macizo Norpatagónico y al noreste por la Sierra Pintada. El límite occidental lo forma el Arco Volcánico Andino.

El relleno de la Cuenca está conformado por rocas clásticas, carbonáticas, evaporíticas, piroclásticas y en menor medida por rocas magmáticas (Legarreta y Gulisiano, 1989). Se debe a Groeber (1946) el establecimiento de los primeros lineamientos generales de la estratigrafía neuquina entre el Jurásico inferior y el Terciario inferior.

El basamento permotriásico de la cuenca está representado por rocas volcano-sedimentarias mesosilíceas a silíceas del Grupo Choiyoi (Llambías y Sato, 2011) (Fig. 3). Este Grupo expone el pico de actividad magmática del ciclo Gondwánico, que comenzó con la fase orogénica San Rafael (Pérmico Temprano bajo) y finalizó con la fase diastrófica Huárpica (Triásico Temprano alto – Triásico medio). Aflora como pequeños bloques que fueron exhumados durante la fase compresiva cretácica superior de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (FPCA). Debido a su gran extensión, el Grupo Choiyoi forma parte de varias provincias geológicas tales como: Cordillera Frontal y los Bloques de San Rafael, Las Matras y Chadileuvú.

La historia de la Cuenca Neuquina como área receptora de sedimentos se inicia en el Triásico Tardío – Jurásico Temprano con el Ciclo Precuyano o Mesosecuencia Precuyo (Legarreta y Gulisano, 1988), que consta de un relleno de naturaleza clástica, volcánica y piroclástica, en un ambiente de rift dominando por fallas de carácter extensional y de rumbo, subparalelas al margen continental gondwánico (NO-SE). En el oeste de la cuenca, las rocas clásticas que representan ambientes lacustres y fluviales de dicho ciclo corresponden a las Formaciones Ñireco y Lapa. Las rocas volcánicas afloran en el área del Chos Malal; se puede señalar a la Fm. Cordillera del Viento y Fm. Milla Michicó, ambas de composición mesosilícea (Carbone et al., 2011).

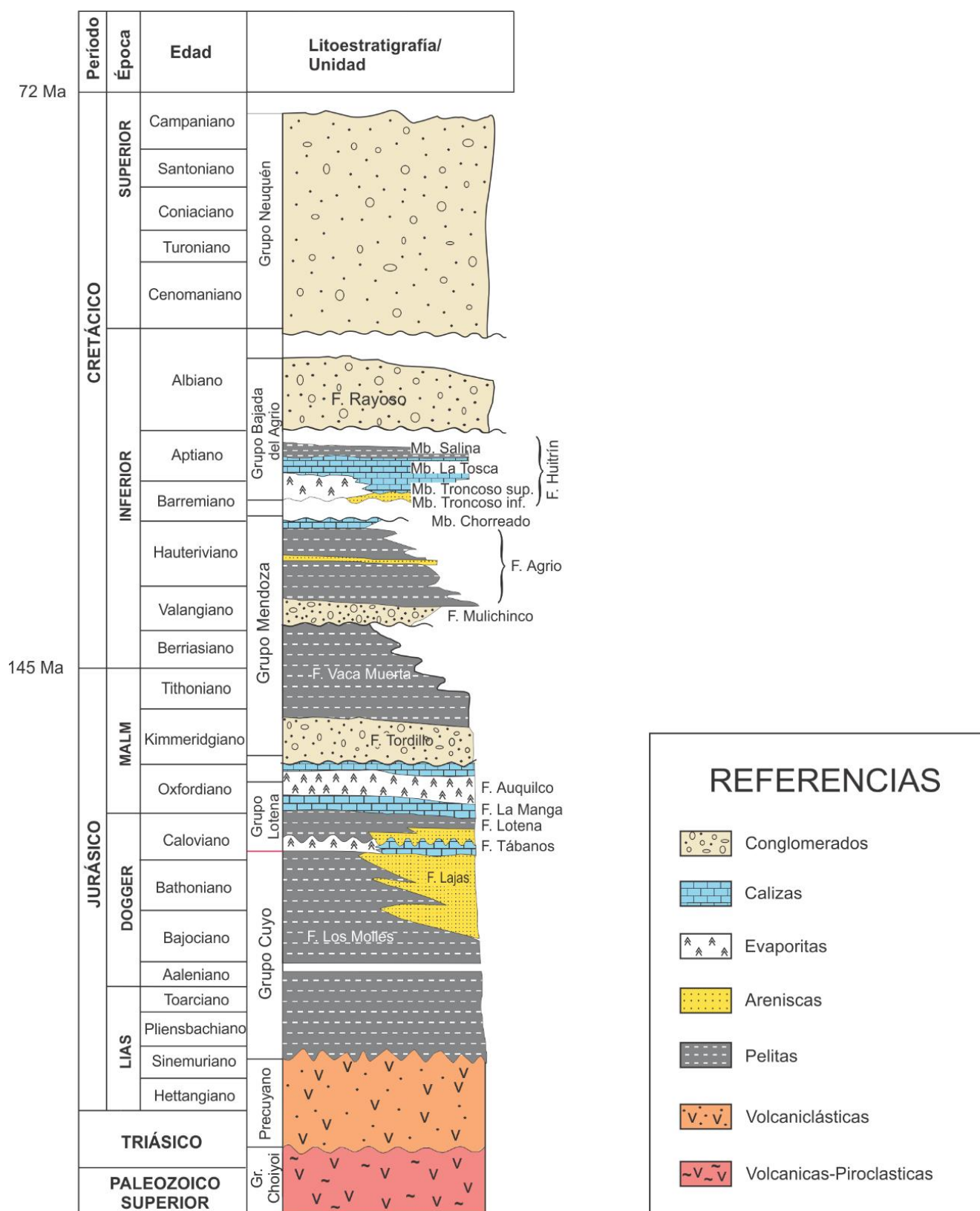


Figura 3: Columna estratigráfica regional de la Cuenca Neuquina

Durante el Jurásico Inferior a Medio (Pliensbachiano - Aaleniano) se depositó el Grupo Cuyo, también denominado como Mesosecuencia Cuyo por Legarreta y Gulisano (1989). Este Grupo constituye la primera ingresión marina en la cuenca cuando ésta experimentaba una etapa de post-rift y subsidencia asociada. La discontinuidad entre ambas mesosecuencias es la llamada Intraliásica (Rioatuélica).

La unidad basal del Grupo Cuyo es la Fm Los Molles, integrada mayormente por pelitas grises oscuras que alternan con areniscas y conglomerados. Es importante destacar su amplio contenido fosilífero, en especial ammonites y bivalvos (Riccardi et al. 1988). Por encima se encuentra la Fm. Lajas conformada por areniscas y en menor medida por pelitas oscuras y conglomerados con abundante y variado contenido fosilífero, que han sido depositados en ambientes marino somero, deltaico y estuárico (Weaver, 1931). En su techo se halla en contacto con la Fm. Tábanos (al norte de Zapala); esta unidad está constituida por yeso macizo, blanco y poco estratificado de hasta 30 metros de espesor con intercalaciones de caliza masiva y brechas (Stipanovic 1966). En el flanco norte del Anticlinal de la Vaca Muerta, solo se encuentran los niveles carbonáticos. Dicha Formación representa la culminación del Grupo o Mesosecuencia Cuyo y por encima se encuentra la discontinuidad intracaloviana (Loténica).

Por encima se depositó el Grupo o Mesosecuencia Lotena (Jurásico medio – tardío), la cual de base a techo está conformada por: Fm. Lotena, Fm. La Manga y Fm. Auquilco. La primera se originó como producto de una regresión tectónicamente inducida (Arregui et al., 2011b); consta de areniscas y conglomerados hacia la base que son cubiertos por pelitas gris verdosas y hacia el techo areniscas marinas (Weaver, 1931). La Fm. La Manga (Groeber, 1951) está compuesta por lutitas, margas y calizas con construcciones de corales y algas. Suprayacente, la Fm. Auquilco está representada por evaporitas y en su sección basal abundan calizas organógenas (Weaver, 1931).

En el léxico estratigráfico del Jurásico (Riccardi y Damborenea 1993) nombran al Grupo Lotena como “Loteniano” (Groeber 1946), exponiendo la presencia abundante de esponjas y *Gryphaea Calceola*; además destacan el pobre contenido de ammonites.



Figura 4: calizas de la Fm. La Manga coronando el Cerro Irigoyen. Sector occidental del Anticlinal de la Vaca Muerta.

El Grupo Cuyo y el Grupo Lotena conforman el primer ciclo sedimentario de la cuenca Neuquina denominado “Jurásico” (Groeber 1946).

En el Jurásico superior (Kimmeridgiano), como consecuencia de una profunda variación en la paleogeografía de la cuenca, se depositó la Fm. Tordillo (Stipanovic 1966), la cual está compuesta por sedimentitas clásticas continentales de ambientes de abanicos aluviales, fluviales, eólicos y lacustres, entre otros. Dicha Formación da comienzo al Grupo Mendoza. Por encima yace la Fm. Vaca Muerta, la cual tiene una edad Jurásico tardío (Tithoniano) a Cretácico temprano (Valanginiano) y está conformada por pelitas y calizas finas con alto contenido de material orgánico. La discordancia intravalanginiana separa ambas unidades. Sobre la Fm Vaca Muerta se encuentra la Fm. Mulichinco, representada por sedimentitas continentales, transicionales y marinas del Valanginiano superior. Esta formación está dividida en tres miembros, El Grupo Mendoza culmina con la Fm. Agrio (Groeber 1946) de edad Hauteviriana, la cual está conformada por los miembros Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula. El primer y último miembro se componen de sedimentitas marinas mientras que el Mb. Avilé contiene sedimentos continentales.

A partir del Cretácico temprano alto (Barremiano) se depositó el Grupo Bajada del Agrio durante el desarrollo de un evento transgresivo. La unidad que

representa el comienzo de este evento es la Fm Huitrín, específicamente el Mb. Chorreado, conformado por calizas. Por encima de este último miembro yace el Mb. Troncoso Inferior (areniscas), de naturaleza clástica y de origen continental fluvial-eólico. El Mb. Troncoso superior, en cambio, está representado por yeso y en menor medida por otras rocas evaporíticas como halita, anhidrita, silvita y calizas. El cuarto miembro de la Formación se denomina La Tosca, una unidad carbonática porosa que aloja hidrocarburos. El quinto y último miembro denominado Salinas está constituido por rocas clásticas y evaporíticas. El grupo culmina con la Fm. Rayoso en el Albiano. Esta unidad se compone de 1200 m de pelitas rojas, areniscas finas y evaporitas, de origen predominantemente continental lo que marca la desconexión completa de la Cuenca Neuquina con el paleo-océano Pacífico.

Los grupos Mendoza y Bajada del Agrio constituyen el segundo ciclo sedimentario de la cuenca, denominado “Ándico” (Groeber 1946).

La siguiente unidad de la columna general de la Cuenca es el Grupo Neuquén, que reúne a una sucesión de depósitos continentales de edad Cretácico Tardío y que conforma los afloramientos mesozoicos de mayor distribución areal. De manera discordante, el Grupo Malargüe apoya sobre el anterior; conformado por sedimentitas marinas y continentales. Con éste culmina la espesa columna litoestratigráfica mesozoica de la Cuenca Neuquina. Estos dos grupos se integran dentro del último ciclo sedimentario de la Cuenca Neuquina, llamado “Riográndico”

11. GEOLOGÍA LOCAL

11.1 Estructura y estratigrafía de la región del Anticlinal de la Vaca Muerta

El Anticlinal de la Vaca Muerta es una estructura de más de 40 km de longitud desarrollada sobre rocas sedimentarias del Jurásico al Cretácico inferior. El anticlinal se encuentra en el sector centro-oeste del Engolfamiento Neuquino, a 15 km al SE de la localidad de Las Lajas, en el extremo sur de la Faja Plegada y Corrida del Agrio. Este es un sector donde los cambios abruptos de rumbo en las estructuras sugieren la influencia de la dorsal de Huincul (Giacosa, 2017). Presenta una historia tectónica compleja. La deformación comenzó en el Cretácico superior, antes de los 100 Ma, teniendo en cuenta una edad mínima de 70 Ma (Cretácico tardío), debido a que las Formaciones Collipilli y Cayanta, de naturaleza ígnea (intrusiva y extrusiva), son discordantes a las secuencias mesozoicas (Giacosa 2017). La estructura en sí consta de un anticlinal erosionado en el que el flanco sur, de rumbo NE-SO, corresponde al Cordón de Curymil, y el flanco norte al Cordón de Cuchillo Curá, de orientación E-O. Dentro de este último se encuentra la zona de estudio del presente Trabajo Final de Licenciatura.

La unidad basal del Anticlinal de la Vaca Muerta es la Fm Los Molles, que da comienzo al Grupo Cuyo. Esta Formación está compuesta por pelitas grises con variable contenido orgánico alternando con areniscas finas hasta gruesas y conglomerados. Se le asigna un ambiente de sedimentación marina de baja energía y poca profundidad (Arregui et al. 2011a). Es importante destacar que dicha unidad se encuentra aflorante al oeste, fuera de los límites del área de estudio.

La Fm Los Molles pasa gradualmente a la Fm. Lajas, integrada por areniscas, pelitas oscuras carbonosas y conglomerados de ambiente marino somero, deltaico y estuárico. La sección tipo de dicha unidad se encuentra en la zona estudiada, ocupando los sectores más bajos del valle anticlinal

Zavala (1993) estudió en detalle la estratigrafía y las facies de la Fm Lajas en el sector suroccidental de Neuquén. Este autor definió 19 facies, entre las cuales se presentan pelitas masivas grises con laminación paralela y estratificación “hummocky” de ambiente “shoreface bajo” (frente deltaico inferior); arenitas finas a medias amarillo grisáceas con estratificación

entrecruzada “hummocky” y un arreglo granocreciente de ambiente de frente deltaico superior de barras; conglomerados gruesos masivos, clasto sostén y castaños, con intercalaciones de arenitas medias, estratificación entrecruzada tabular-planar y en artesa, de ambiente litoral “shoreface” a “foreshore”.

Con respecto a los fósiles de la Formación Lajas, Westermann y Riccardi (1972) mencionan dentro de la fauna de amonites a *Emileia sp.*, *Sonnina cf. alsática*, entre otros. Además, dicha unidad aloja representantes de corales, gasterópodos, bivalvos (*Modiolus*, *Pleuromya*, *Isognomon cf.*), troncos silicificados, detritos vegetales carbonosos y abundante contenido palinológico (Zavala, 1993).

Por encima del Grupo Cuyo, mediando la discordancia intracaloviana, se apoya el Grupo Lotena (Gulisano 1981). Los niveles superiores del Grupo Cuyo habrían sido afectados por una tectónica compresiva evidenciada por pliegues por propagación, relacionados a la inversión parcial de bloques de basamento (Zavala et al. 2002). Esto redujo el depocentro de dicho grupo, con exposición subaérea y truncamiento de áreas marginales, culminando con la desconexión marina de la Cuenca Neuquina. En Mallin del Rubio, al sudeste del área de estudio, se hallan evidencias de estos procesos, donde areniscas sumamente alteradas del techo de la Fm Lajas son cubiertas por un nivel de calizas oolíticas de la base de Fm Tábanos.

La Fm Tábanos es la siguiente unidad en la columna local; está conformada por yeso evaporítico, calizas oolíticas y calizas con laminación microbial. En comparación con otros sectores de la Cuenca Neuquina, en la sierra de Cuchillo Curá esta formación se encuentra en afloramientos discontinuos de escasa potencia. Zavala et al. (2002) exponen la posibilidad de que esta Formación se haya depositado en un medio continental lacustre, relacionado al comienzo de un período transgresivo que culminaría con un episodio de inundación marina ocurrido en la base de la Fm Lotena.

Suprayacente a la Fm Tábanos comienza el Grupo Lotena con la Formación homónima. A la Formación Lotena se le reconocen tres tramos en el Anticlinal de la Vaca Muerta, areniscas y conglomerados hacia la base, cubiertos por pelitas grises verdosas y por encima cuerpos arenosos de ambiente marino (Leanza y Hugo 1997). Posee fauna de amonites y pelecípodos.

Por otra parte, Arcuri et al. (2005) estudiaron los lóbulos arenosos de la Fm. Lotena que se encuentran aflorando en el oeste de la Sierra de la Vaca Muerta y definieron 8 facies (de base a techo): 1) areniscas calcáreas medias a gruesas con alto contenido de restos de *Gryphaeas* sp. desorientados, clastos cuarzosos y líticos de hasta 0,5 cm de diámetro; 2) areniscas calcáreas medias a finas con fragmentos de conchilla y granos de cuarzo y clastos líticos; 3) Packstones con 80% de fragmentos de conchilla alineadas y valvas de *Gryphaeas* sp., granos de cuarzo y clastos líticos; 4) areniscas finas a medias calcáreas con clastos de gran tamaño de arcilla; 5) areniscas finas a medias con clastos de arcilla; 6) areniscas finas a medias calcáreas masivas; 7) areniscas finas entrecruzadas con ondulitas; 8) areniscas finas a medias calcáreas.

Las calizas que están por encima de la Fm. Lotena corresponden a la Fm. La Manga. El pasaje entre ambas es de carácter transicional determinado exclusivamente por amonites oxfordianos (*Peltoceratoides*, *Perisphinctes*) que indican el comienzo de la Fm. La Manga (Riccardi 2008).

Matheos (1988) observó que las calizas de la Fm. La Manga están constituidas principalmente por fragmentos esqueléticos tales como corales, algas (phylloides), algas rojas, braquiópodos, amonites mal conservados (fauna de peltoceras y Zona de Asociación Perisphinctes), pelecípodos (*Gryphaeas*), equinodermos, ooides y en menor medida pellets; los cementos son de tipo granular (conformando mosaicos) y/o fibroso; terrígenos, silicoclásticos constituidos por cuarzo monocristalino, límpido, anguloso a subanguloso y con extinción normal; y dolomita en cristales esparíticos, anucleados o con núcleo regular, redondeado y romboédrico. A su vez, definió 5 litofacies: (1) Wackestone-packestone. Es la litofacie de mayor distribución areal. Presenta color gris claro a gris azulado; restos esqueléticos re TRABAJADOS (valvas de *Gryphaea* sp., y braquiópodos), intraclastos (pequeños y bien redondeados, de tamaño micritico); ooides; clastos de cuarzo de hasta 2 mm, límpidos, subangulosos. (2) Boundstone coralígeno-algáceo. Son framestones formados por armazón producto de algas y corales, entre otros; englobados en una micrita más o menos recristalizada y escasos pellets. (3) Mudstones tabulares estratificados. Se componen de calizas micríticas, gris oscuras con estratofábrica tipo tabular, en paquetes medianos y definidos por contactos

netos y planares. Es portadora de valvas finas de pelecípodos y amonites mal conservados. (4) Grainstones oolíticos. Además de un 51% de ooides, presentan restos de corales, algas phelloides, intraclastos micríticos, pellets y silicoclastos. (5) Mudstones macizos agrietados. Constituidos por fragmentos esqueléticos (corales y pelecípodos) diseminados en una matriz micrítica de color gris oliva con abundantes grietas verticales rellenas de calcita fibrosa y rasgos de exposición subaérea.

Gulisano et al. (1984) estudiaron los afloramientos jurásicos del oeste de Neuquén con un enfoque secuencial. Definieron a las Formaciones Los Molles, Lajas y Challacó como C1, C2, C3, C4 y C5; a la Fm. Tábanos como C6, la Fm. Lotena L1 y la Fm. La Manga L2.

11.2. Descripción detallada del perfil estratigráfico

El perfil estratigráfico del área de la mina San Charbel y zona de influencia, flanco norte del Anticlinal de la Vaca Muerta, se levantó con una orientación N-S (Fig. 6), intersectando de manera perpendicular al rumbo general de los estratos (Fig. 5).

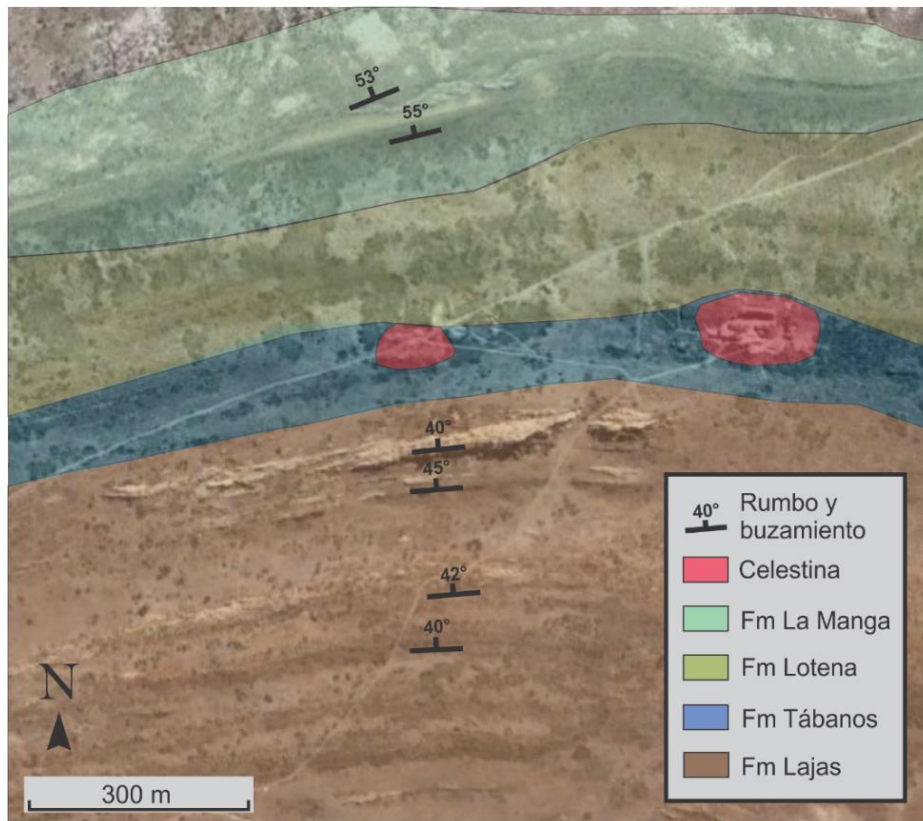


Figura 5: Mapa geológico del área de la mina San Charbel elaborado a partir de datos de campo y sobre imagen satelital de Google Earth.

La unidad basal del grupo Cuyo, la Fm. Los Molles no se encuentra aflorante. Por lo tanto el perfil comienza con la Fm. Lajas, de 485 m de potencia, constituida por estratos de diseño tabular a lenticular, con acimut N80° e inclinación 42°N. En su base esta unidad está conformada por 19 m de conglomerados polimícticos matriz sostén, de color castaño oscuro, bien consolidados y estructura entrecruzada planar. Le siguen 30 metros de intervalo cubierto por sedimentos cuaternarios, por lo que se infiere por debajo una menor granulometría y grado de cementación de las rocas (areniscas muy finas a limolitas arenosas), que posiblemente al ser deleznable son cubiertas por el regolito.

Por encima se observan bancos tabulares que comprenden 38 metros de potencia, de acimut e inclinación N82°/42°N, conformado por areniscas finas castaño claras muy bien seleccionadas y bien consolidadas, las cuales pasan transicionalmente a areniscas gruesas de las mismas características hasta llegar a los conglomerados finos del nivel suprayacente, conformando un arreglo granocreciente. Estos conglomerados son polimícticos, matriz sostén, afloran con un espesor de 15 metros, de los cuales los últimos 5 metros pasan a ser conglomerados gruesos. A diferencia del primer nivel de conglomerados, presentan formas globosas o “bochones” y lenticulares.

11.2.1. Formación Lajas

Suprayacente, y luego de 62 metros de cubierto cuaternario, se observa un nivel de 12 metros de potencia, de arenisca gruesa de coloración verdosa, con clastos predominantemente cuarzosos bien seleccionados y estructura entrecruzada planar; se realizó un corte delgado de esta facies, que permitió una descripción mineralógica de mayor detalle. Esta arenisca pasa transicionalmente a un banco de 16 metros de potencia, conformado por un conglomerado fino a grueso granocreciente, matriz soportado y clastos predominantemente silíceos y líticos volcánicos, cemento carbonático y medianamente consolidado; además presenta estructura entrecruzada planar y aflora presentando formas globosas producto de la meteorización y erosión. Se analizó petrográficamente este nivel conglomerádico (descrito más adelante). Al último nivel de conglomerados le siguen 22 metros de areniscas finas verdosas con cemento carbonático, en estratos lenticulares y con estructura entrecruzada. Por encima se observa otra sección conglomerádica similar al anteúltimo nivel, pero de mayor potencia (51 m). Luego de unos 49 metros de un intervalo cubierto de material cuaternario, se encuentra un afloramiento de conglomerado polimíctico con coloraciones verdosas, que totaliza unos 33 m de espesor. Se observan nuevamente formas globosas (“bochones”) que alcanzan hasta 4 metros de altura; estas características de exposición están asociadas a la granulometría, ya que son los conglomerados más gruesos y mayor cementados del perfil, por lo tanto son más resistentes a la erosión (Fig. 8 a y b). Esta unidad jurásica culmina con 134 m de cubierta cuaternaria.

Se pueden encontrar semejanzas entre estas facies de areniscas y conglomerados del área de la mina San Charbel, y las descritas por Zavala (1993) mencionadas anteriormente; como por ejemplo la presencia de estructuras entrecruzadas, el arreglo granocreciente y las intercalaciones entre ambos tipos litológicos.

Se estudiaron al microscopio petrocalcográfico cortes delgados de las facies conglomerádicas de la Fm. Lajas. Los clastos que conforman el esqueleto abarcan un rango de granulometría entre un mínimo de 2 mm y un máximo de 10 mm del eje C (mayor), con un promedio de 5,8 mm. Con estos valores sumados a los del eje A (menor) se calculó la media aritmética de los clastos del esqueleto, dando un valor de 3,9 mm. La matriz está conformada por arena fina a gruesa. Con respecto a la redondez y esfericidad, los clastos del esqueleto son subredondeados a bien redondeados y subprismáticos a esféricos respectivamente. Por otra parte, la matriz arenosa presenta individuos angulosos a subredondeados y subdiscoidales a esféricos. La selección de conglomerados es moderada, reconociéndose un 60% de individuos psamíticos, que conforman la matriz y un 25% de psefíticos que conforman el esqueleto. El porcentaje restante involucra al cemento (5%) y a la porosidad (10%) (Fig. 9b). En los sectores donde el cemento es predominante, el valor de la porosidad es mínimo, oscilando entre 0 y 2%. En otros sectores en donde el cemento ha sido disuelto pero no en su totalidad, la porosidad varía entre 5 y 7%. A su vez, en zonas del corte donde hay mayor concentración de individuos psefíticos y además, el cemento fue disuelto en su totalidad, la porosidad alcanza valores máximos de 15%.

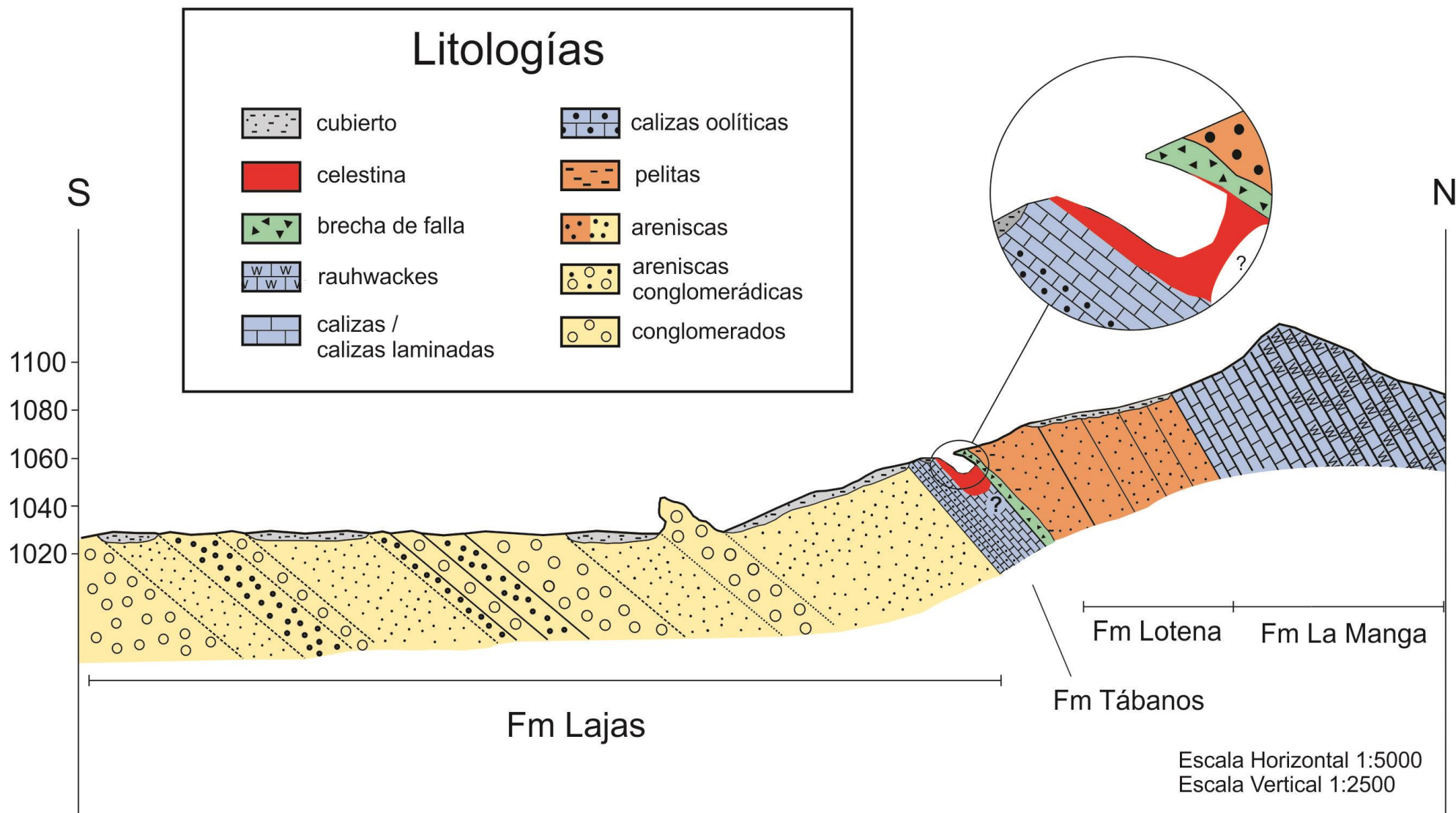


Figura 6: Perfil estratigráfico del área de la mina San Charbel.

En cuanto a la composición, en el esqueleto de los conglomerados de la Fm. Lajas predominan los clastos líticos lávicos de composición intermedia a ácida, los ignimbríticos y los graníticos (Fig. 9c). A su vez, presenta clastos de cuarzo mono y policristalino y feldespatos (Fig. 9a) como ortosa, plagioclasa albítica, con macla polisintética y microclino con su típica macla en enrejado. En la matriz, los componentes no varían demasiado en su naturaleza con respecto a los del esqueleto pero sí su contenido relativo, presentando una mayor concentración de cuarzo monocristalino con extinción ondulosa y plagioclasa de composición intermedia a ácida con macla polisintética. El cemento es de naturaleza calcítica, el cual, como se expresó anteriormente, en sectores se encuentra disuelto en su totalidad, generando los máximos valores de porosidad.

Con respecto a las facies arenosas de la Fm. Lajas también fueron analizadas al microscopio petrocalcográfico, determinándose una similitud con la matriz de los conglomerados descritos anteriormente. El tamaño promedio de los clastos es de 1,2 mm, con formas que van desde subangulares a subredondeadas. Con respecto a la composición, predominan los clastos de cuarzo monocristalino con extinción uniforme, los líticos lávicos de composición ácida a intermedia y cristaloclastos de plagioclasa intermedia (andesina) con macla polisintética. En menor medida se observan otros tipos de feldespatos como ortosa, microclino con macla en enrejado; y en menor proporción clastos líticos graníticos. El cemento es de naturaleza carbonática (calcítico) presentando colores de birrefringencia elevados y clivaje en dos direcciones, estando en ocasiones disuelto, generando una elevada porosidad. De todos modos, cabe destacar, que la porosidad de estas facies arenosas se infiere que es menor que las conglomerádicas por la mayor selección y empaquetamiento de los clastos.

11.2.2. Formación Tábanos

Por encima de la Fm. Lajas, continúa la secuencia con la Fm. Tábanos (Fig. 10). El contacto entre ambas unidades está cubierto por regolito cuaternario. Posee un espesor de 40 metros, y una orientación y buzamiento N85°/41°N. Está conformada por dos secciones separadas por un intervalo de cubierta cuaternaria de 10 metros de espesor. La sección inferior comprende

20 m de calizas oolíticas de color blanquecino a gris claro y por encima apoya un banco de 10 m de potencia de grainstones con laminación microbial y en partes con calcita recrystalizada en individuos de gran tamaño de hasta 10 cm. de diámetro.

Ambos tipos litológicos fueron analizados mediante cortes delgados al microscopio petrocalcográfico. Las calizas de la primera sección litológica de la unidad son clasto soportadas presentando un esqueleto conformado por ooides (Fig. 9d) de 250 μm de diámetro máximo promedio y de formas variadas, con un cemento micro-esparítico (25 μm aprox.) de composición calcítica. Prevalen los ooides ovalados, en los que hay un núcleo de cuarzo monocristalino, una valva o un clasto lítico sobre el cual se vio favorecida la precipitación carbonática en forma de concreción. A su vez, en muchos de estos, el núcleo se encuentra reemplazado por cristales de calcita y/o yeso, cortando además las bandas concéntricas que formaron la estructura. Además se puede observar la presencia de vetillas rellenas de calcita que intersectan gran parte de estas estructuras.

En la sección litológica superior de la Fm. Tábanos la caliza presenta una laminación microbial (Figuras 8c-d y 9e). Dentro de estas estructuras es donde se encuentran los cristales de calcita de mayor tamaño aislados o junto con minerales de celestina. Es importante aclarar que en muchas de estas bandas, solo se presenta celestina y no el mineral carbonático. En los sectores donde la laminación no es predominante, también se puede ver una recrystalización de calcita, en cristales de hasta 0,5 cm de diámetro conformando un mosaico esparítico.

Esta última sección es alojante del depósito de celestina que constituye la mina San Charbel.

La labor subterránea comprende un socavón achiflonado con un ángulo de inclinación aproximado de 30° y 15 m de longitud, 2 m de altura y 3 m de ancho (Fig. 7a). Hacia la parte inferior de la labor, se ramifica una pequeña galería de 5 metros de longitud, practicada coincidentemente con el rumbo de la estratificación.

Las características de la mineralización de celestina y de la calcita recrystalizada son profundizadas más adelante.

Dentro de la Fm. Tábanos e inmediatamente por encima de la labor de la mina San Charbel se observa una brecha de falla de un metro y medio de espesor (Fig. 7b). Esta roca presenta más del 30% de fragmentos visibles (de hasta 20 cm) inmersos en una matriz fina de aspecto pulverulento. Estos fragmentos son de igual composición que la Fm. Tábanos.



Figura 7: a) Bocamina de San Charbel. b) brecha de falla producto de movimientos intraformacionales. Se puede observar el tamaño de los fragmentos de hasta 20 cm pertenecientes a la Fm. Tábanos.

11.2.3. Formación Lotena

Por encima de Fm. Tábanos se encuentra la Fm. Lotena aflorando de manera incipiente y mayormente cubierta por regolito cuaternario. En su base, está representada por un conjunto alternante de areniscas finas y limolitas deleznales (Fig. 8e-f) de 8 m de espesor, de colores castaño claros, buena selección y con laminación poco marcada. Le siguen unos 150 metros en donde los afloramientos son muy pobres o están ausentes, cubiertos por el regolito cuaternario, por lo tanto el contacto con la Fm. La Manga se torna difícil de precisar. Se han encontrado en estos niveles, bivalvos del grupo de las Gryphaeas, similares a las que describen Riccardi y Damborenea (1993) en varios sectores del Jurásico de la Cuenca Neuquina.

11.2.4. Formación La Manga

Hacia la parte superior del perfil, por encima de la Fm. Lotena, y con una orientación N65°/54°N yace la Formación La Manga. Por lo expresado anteriormente, el contacto de ambas formaciones es difícil de precisar. En otros sectores de la cuenca Neuquina se repite esta situación, y solamente se puede discernir el pase de una Formación a otra por la aparición de ammonites

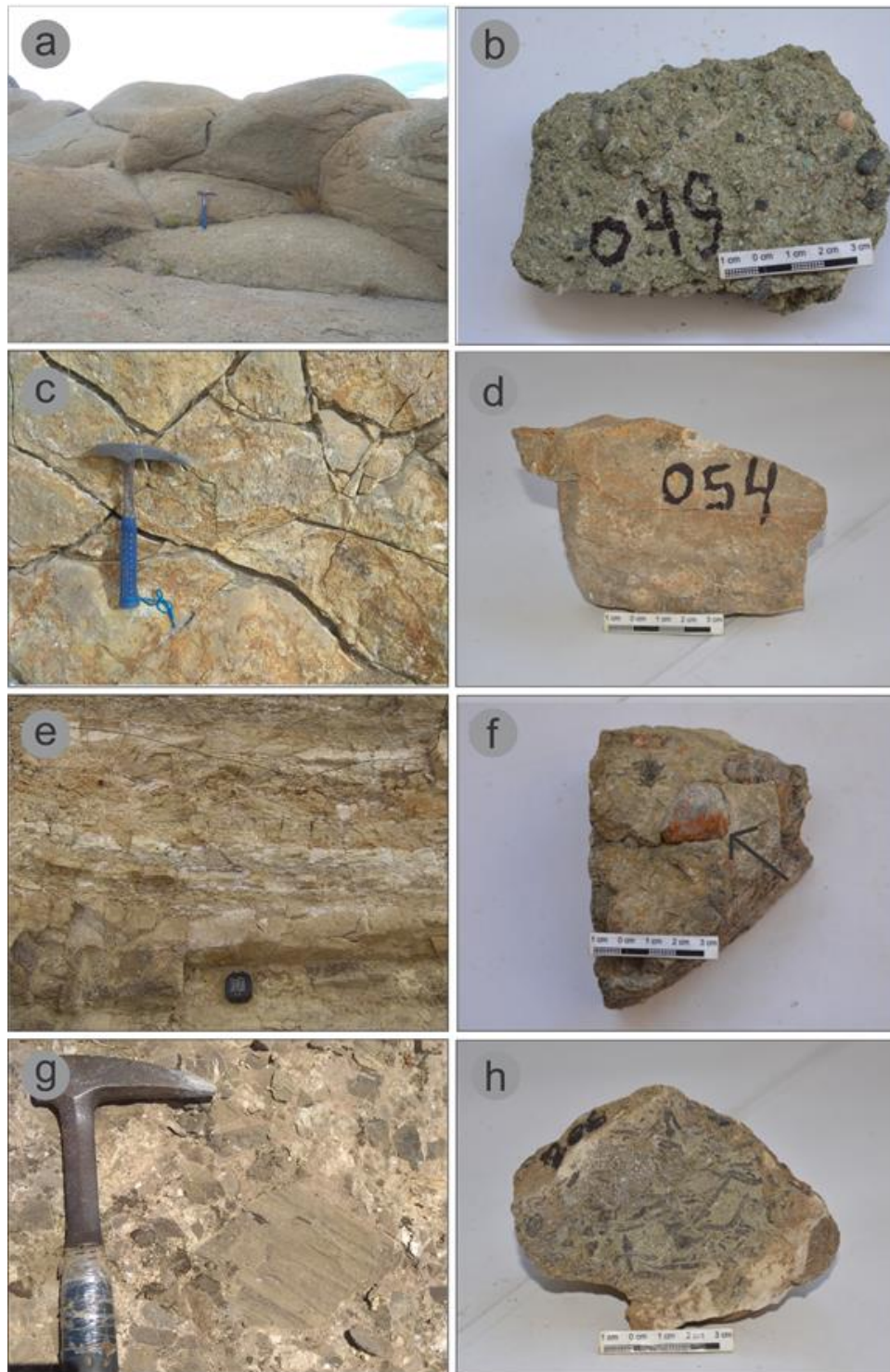


Figura 8: a-b) Fm. Lajas. a) Bancos de conglomerados aflorando en formas globosas (“bochones”). b) Muestra de mano donde se observa la composición variada de los clastos esqueleto y su mala selección. c-d) Fm. Tábanos. c) Afloramiento de caliza laminada, cercano a bocamina de San Charbel. d) Muestra de mano de caliza laminada, roca alojante del depósito de celestina. e-f) Fm. Lotena. e) Capas de arenisca fina-limosa deleznable. f) Muestra de mano donde se observa un individuo de *Gryphaea* (marcado con una flecha). g-h) Fm. La Manga. g) Sección superior de caliza brechosa “rauhwacke”, se observan clastos desordenados de calizas laminares. h) Muestra de mano de la sección inferior, donde se pueden observar bioclastos gris oscuros rodeados por una matriz calcarenítica verdosa.

oxfordianos (Riccardi y Damorenea, 1993). Esta formación posee 120 m de espesor y está compuesta por tres secciones litológicas de distintas características.

- **Sección inferior:** está conformada por 60 m de calizas formadas por una matriz calcarenítica y un esqueleto constituido por bioclastos de pelecípodos. Presenta dos coloraciones, la parte de la matriz es verdosa mientras que el esqueleto es gris oscuro (Fig. 8h).

Al analizar el corte delgado, se observa un tamaño promedio para los fragmentos que conforman la matriz de 0,25 mm. A su vez, estos individuos no son solo de naturaleza carbonática, sino que también se hallan cristales de cuarzo monocristalino con extinción uniforme en grandes proporciones, cuarzo policristalino relativamente mayores (2 mm), anfíboles en los cuales se puede observar secciones basales con el clivaje en dos direcciones (Fig. 9h), plagioclasas con macla polisintética y pocos individuos líticos ignimbríticos, lávicos (Fig. 9i) y graníticos. El esqueleto, además de estar conformado por restos de valvas de *Gryphaeas* de grandes dimensiones (hasta 3-4 cm de longitud), incluye fragmentos de caliza desordenados en los cuales en su interior se encuentran fósiles de alga *philloides*, ya determinadas en el área por Matheos (1988). Además, se puede observar un reemplazo por calcita dentro de ellos.

Al tener más de 10% de componentes mayores a 2 mm y presentar una textura matriz sostén se puede clasificar a esta roca según la clasificación de Dunham (1962) modificada por Embry y Klovan (1971) como una Floatstone. A su vez, se la puede considerar una arenita híbrida (Schwarz et al. 2016) cambiar el orden o una bioesparita según la clasificación basada en Folk (1959,1962) o una coquina según Pettijohn (1963).

Como se nombró anteriormente, se encontraron restos de bivalvos del grupo de las *Gryphaeas*, que engloban formas previamente referidas como *G. cf. calceola* Quenstedt (Fig. 9f). Por otra parte, las algas *philloides* (Fig. 9f y g) pertenecen a individuos denominados como *Archamphiroa jurassica* (Steinmann, 1930).

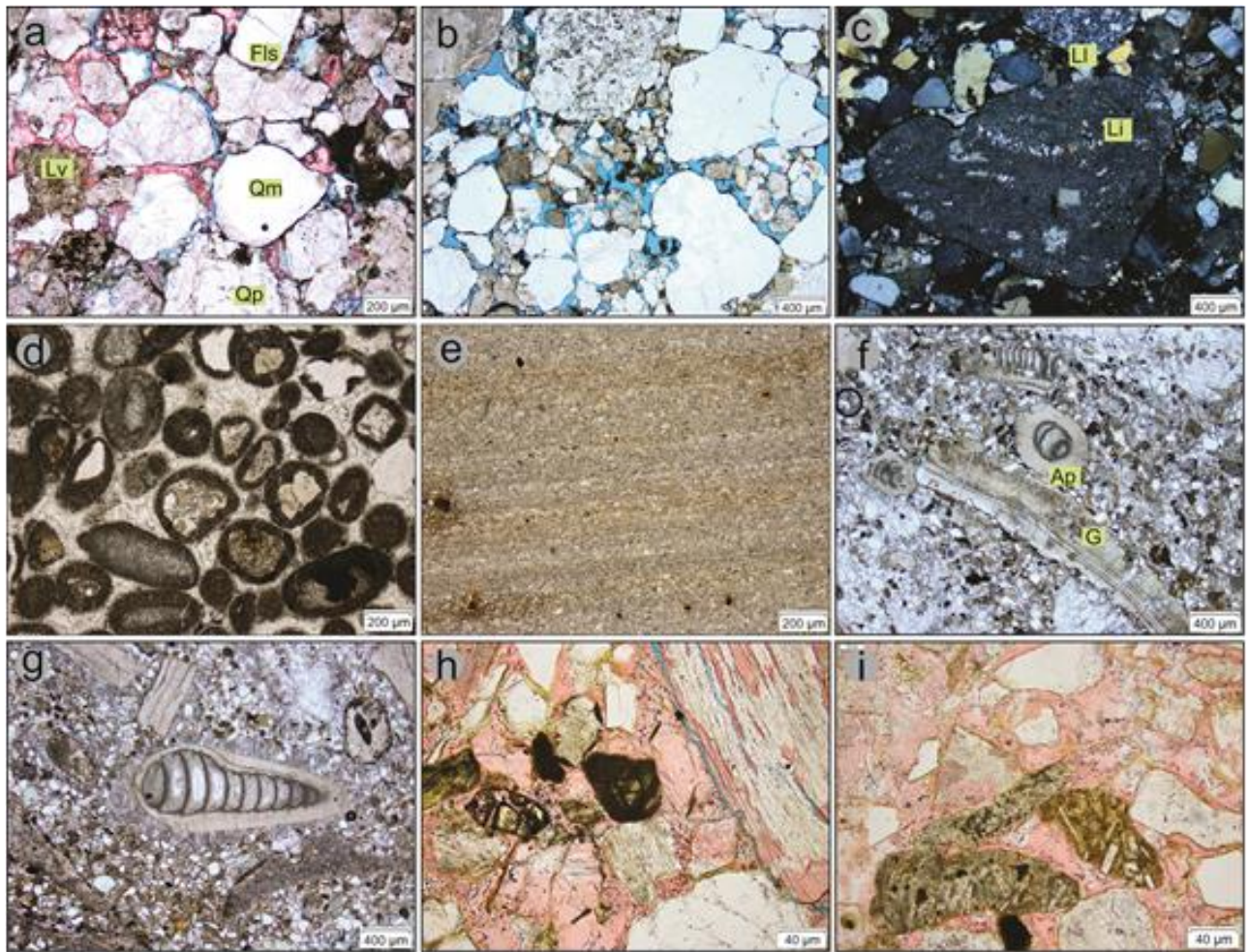


Figura 9: Fotomicrografías de cortes delgados realizadas en microscopio petrocalcográfico. a-c) Fm. Lajas. a) Nícoles paralelos, se muestra el cemento calcítico en rojo (tinción de reactivo Alizarina roja "S"), rodeando los clastos del esqueleto conglomerádico, clasto lítico volcánico de composición intermedia (Lv); cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp); y Feldespato potásico (Fls). b) Corte delgado impregnado con resina "epoxy" con pigmento azul, nícoles paralelos, se observa la porosidad primaria y secundaria de color azul. c) nícoles cruzados, se muestran clastos líticos de naturaleza lávica (LI) e ignimbrítica (Li). d-e) Fm. Tábanos. d) sección inferior de la formación, nícoles paralelos, se observan ooides de diferentes tamaños y formas, con núcleos de variada naturaleza. e) sección superior de la formación, nícoles paralelos, se muestra la caliza laminada producto de la acción microbial. f-i) Fm. La Manga, sección inferior. f) nícoles paralelos, se observan restos fosiles, valvas de Gryphaeas en sección longitudinal (G) y alga philloides (Ap) en sección transversal y en parches de roca caliza alóctona. g) nícoles paralelos, se muestra resto fósil del grupo de las algas philloides en corte longitudinal, rodeado de matriz tamaño arena, conformada por diferentes composiciones de clastos. h) nícoles paralelos, se observa cristal de anfíbol en su sección basal con el clivaje en dos direcciones, perteneciente a la matriz de la caliza. i) nícoles paralelos, se muestran clastos líticos lávicos de composición intermedia.

Comparando con las litofacies postuladas por Matheos (1988), se puede relacionar a esta sección inferior de Fm. La Manga con la primera litofacies, denominada Wackestone-packestone; la única diferencia radicaría en la presencia de más del 10% de fragmentos mayores a 2mm, descrita en el presente trabajo.

- **Sección intermedia:** compuesta por 15 m de potencia de calizas calcareníticas macizas, de colores anaranjados que no presenta restos fósiles.
- **Sección superior:** está conformada por 75 m de calizas recrystalizadas y brechas carbonáticas, coincidentes con el filo del Cordón de Cuchillo Curá. Estas constituyen calizas brechosas o “*rauhwackes*” (Fig. 8g). Presentan clastos apenas rotados en forma de rompecabezas, “flotando” en una matriz de calcita recrystalizada.

Una explicación posible para la formación de estas rocas involucra al yeso de la Fm. Tábanos, que al experimentar calcitización parte del mismo se disuelve generando subsidencia y colapso de las rocas carbonáticas suprayacentes, produciendo brechamiento por falta de sustento. Una segunda posible formación es por factores tectónicos en las “*nappe piles*”, por corrimientos inversos de bajo ángulo y de carácter regional. Estas dos teorías las propone Speed (1975) en su trabajo realizado en Carson Sink Region, Nevada, USA. Una tercera hipótesis es que las *rauhwackes* se producen cuando un paquete de calizas sufre una exposición subaérea, el contenido de humedad disminuye drásticamente y se produce el brechamiento por acomodamiento de espacios liberados por el agua perdida. Esto se ve como un rompecabezas de clastos de calizas, algunos laminados, que no se encuentran rotados, sino simplemente fracturados. Los espacios que quedaron luego del acomodamiento fueron rellenados por calcita recrystalizada que se supone es de origen intraestratal. Esta última hipótesis es la que más se asemeja a lo visto y analizado en el campo. Para que la primera hipótesis refleje lo acontecido debe haber indicios de yeso en la formación infrayacente; con respecto a la segunda hipótesis, no se encuentran evidencias de un movimiento compresivo a escala regional entre las secciones superior e inferior de La Manga que pueda producir tal brechamiento, sino más bien que es de carácter local e intraformacional.

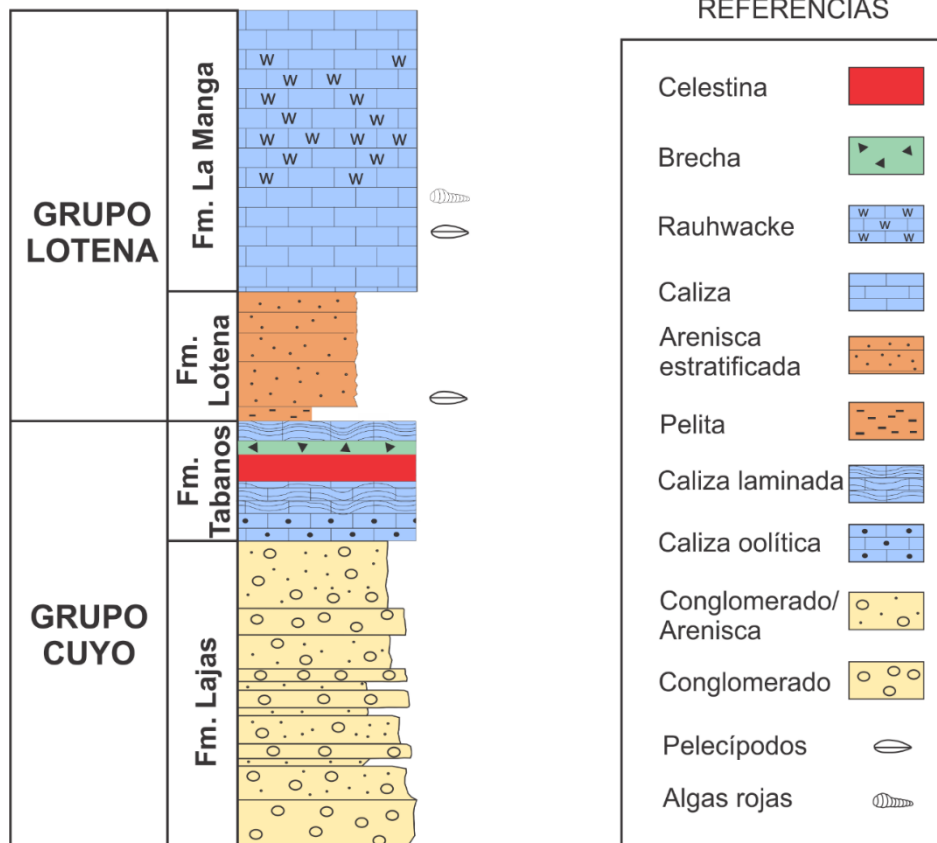


Figura 10: columna estratigráfica esquemática del área de la mina San Charbel.

12. MINERALIZACIÓN

La celestina es una especie mineral perteneciente a la Clase VII de la Clasificación de Strunz (Sulfatos, cromatos, molibdatos y wolframatos). Dentro de ésta forma parte del Grupo de los sulfatos y es miembro del subgrupo de la Baritina. Con este sulfato de bario forma una solución sólida o isomorfa que responde a la fórmula $\text{Sr}_{1-x}\text{Ba}_x\text{SO}_4$.

En lo que respecta a las características principales, en general la celestina puede ser incolora, blanca o presentar colores en la gama del celeste. Es común que se desarrolle en un hábito tabular según {001}, en menor medida prismático {011}, granular o raramente terroso y fibroso. También se halla rellenando fósiles y nódulos (Melgarejo y Martín 2011). La celestina exhibe una dureza de 3,5 en la escala de Mohs, y un clivaje perfecto en (001) y bueno en (210). A su vez, en estado puro, presenta un peso específico de 3,9 g/cm³, un valor relativamente alto para ser un mineral transparente.

Con respecto a las variaciones composicionales en la serie isomorfa baritina-celestina, Grahmann (1920 en Brodtkorb et al. 1975) analizó los contenidos de Sr, Ba y Ca de 30 muestras de estos dos minerales. De 17 celestinas, 12 tenían entre 0 y 10% BaSO₄ y 4 entre 14 y 30%. De 13 muestras de baritina, 10 de ellas presentaban entre 0 y 10% de SrSO₄ y solo una 26%. Propone el término 'baritocelestina' para los minerales que contengan entre 10 y 90% de BaSO₄. A su vez, Palache et al. (1951) designa 'celestobaritinas' a las baritinas con contenidos minoritarios de Sr (hasta 28%) y 'baritocelestinas' a los términos cercanos al extremo rico en Ba (hasta 26%). Burkhard (1978 en Bolonin y Nikiforov 2014), también propone una clasificación de los diferentes términos integrantes de la serie sólida pero con modificaciones: las celestobaritinas tienen de 10 a 50 mol% de SrSO₄ (las cuales serían baritinas enriquecidas en Sr) mientras que las baritocelestinas tienen entre 50 y 100 mol % de sulfato de estroncio (serían celestinas enriquecidas en Ba).

Generalmente las baritinas tienen una mayor predisposición a aceptar cationes de Sr en reemplazo del Ba, mientras que en las celestinas la tendencia a los reemplazos de Ba por Sr en su red cristalina es menor. En la naturaleza son sumamente raros los depósitos de sulfatos de Ba-Sr intermedios, es decir, con contenidos cercanos al 50% de SrSO₄ o BaSO₄. Sin

embargo, estos se han encontrado en algunas localidades de Rusia, los cuales fueron descritos y analizados por Bolonin y Nikiforov (2014).

Desde el punto de vista de su génesis, la celestina generalmente se halla asociada a secuencias carbonático-evaporíticas, junto con calcita, dolomita, anhidrita, baritina, yeso, halita, aragonita y sulfuros. Además, dicho sulfato se puede encontrar en depósitos kársticos y en venas hidrotermales de baja temperatura junto con estroncianita, pirita, cuarzo, calcita y fluorita. Es común encontrarla reemplazando a la calcita en estratos carbonáticos y rellenando oquedades asociada a esfalerita y galena (depósitos MVT, Melgarejo y Martín, 2011).

Kesler y Jones (1981), Tritlla et al. (2006), González Sánchez et al., (2007, 2009), Melgarejo y Martín (2011), entre otros autores, describieron numerosos depósitos de celestina ubicados al N y NE de México. Indican que el sulfato de estroncio se encuentra alojado en rocas de plataforma mayormente carbonatadas, dolomitizadas o no, y hasta a veces silicificadas, en áreas sin manifestaciones de actividad magmática. La celestina suele estar acompañada por sulfuros de Zn, Pb, fluorita, baritina y cuarzo, entre otros. A su vez, en ciertas ocasiones estos minerales vienen acompañados de inclusiones fluidas con hidrocarburos en su interior. El desarrollo de los cristales varía desde idiomórficos (generalmente unos pocos centímetros de longitud, llegando en contadas ocasiones a algunos metros) hasta formas botroidales con pequeños cristales alotriomórficos (Tritlla et al., 2006).

En lo referente a los depósitos de sulfatos de bario y estroncio de la provincia del Neuquén, se puede resumir que se encuentran distribuidos a lo largo del meridiano 70° entre las localidades de Zapala y Chos Malal. Se sitúan en grandes áreas pero a su vez denotan una clara tendencia a agruparse en distritos. Mineralógicamente son sencillos, presentando baritina y celestina (baritocelstina y celestobaritina) como minerales predominantes acompañados en algunos casos por proporciones muy minoritarias de sulfuros, y junto a calcita, dolomita y cuarzo. Se presentan fundamentalmente en tres yacencias: vetiforme, mantiforme y como cuerpos irregulares por relleno de oquedades (de Barrio et al. 2014).

12.1. Mina San Charbel

La mina San Charbel representa la principal mineralización de celestina del faldeo austral del Cordón de Cuchillo Curá, sector septentrional del anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta. Además. Distribuyéndose en un rumbo aproximado E-O, se sitúan otras manifestaciones de estroncio denominadas María Cristina, La Sorpresa, Graciela y La Lía (Brodtkorb et al., 1999).

La labor subterránea de la mina San Charbel permitió reconocer que la celestina se presenta en agregados transparentes blanquecinos a celestes, con brillo vítreo, aspecto pulverulento y hasta 4 cm de longitud individual. Los cristales poseen hábito tabular grueso, alargados según {001} y exhiben un clivaje muy marcado en una sola dirección (001). En diversos sectores de la labor se observa una intercalación entre bandas oscuras (calcita) y bandas claras (celestina), en finas capas de unos pocos milímetros hasta 1 cm, formando lo que se denomina una textura cebrada (Fig. 11).

El depósito se comporta de manera estratoligada en relación a las facies calcáreas de la Fm Tábanos, presentando una yacencia tabular con un rumbo general E-O, y una inclinación del orden de los 30° hacia el norte. Su espesor máximo alcanza los 2,2 metros pudiendo alcanzar seguramente valores mayores. En sentido lateral la mineralización experimenta una rápida disminución en su espesor, hasta desaparecer por completo en unos pocos metros de longitud.



Figura 11. Textura cebrada en interior mina San Charbel. Se puede observar una intercalación entre bandas celestes (celestina) y castañas (calcita).

Con respecto a la textura cebrada, varios autores han descripto este arreglo textural tanto en la Cuenca Neuquina (Brodtkorb et al., 1975 y Hayase y Bengochea, 1975, entre otros) como en otros lugares del mundo donde se ha observado la alternancia de calcita, dolomita, fluorita, ankerita, celestina y baritina, entre otros minerales (Fontboté y Amstutz, 1980; Wallace et al., 1994; Nielsen et al., 1998; Boni et al., 2000; Vanderginste et al., 2005). Su origen ha sido muy controvertido. Las hipótesis genéticas explican su formación en muy diferentes escenarios y bajo disímiles condiciones físico-químicas. Algunos autores consideran un origen diagenético mientras que otros sostienen una génesis epigenética ya sea por relleno de cavidades como por reemplazo de estructuras laminadas preexistentes como las existentes en los depósitos tipo Valle del Mississippi (Tritlla et al., 2006).

- 12.1.1. Estudio petrográfico

Al microscopio petrocalcográfico, en todos los casos se reconoce como roca alojante de la mineralización celestínica a una caliza micro-esparítica (de tamaño de grano entre mínimos de 5 μm y máximos de 75 μm), conformada por cristales de calcita en granos generalmente de desarrollo anhedral y minerales opacos limonitizados (Fig. 12 a). En sectores, esta caliza se encuentra recrystalizada en cristales mayores de calcita anhedral con tamaños máximos de 0,2 mm de diámetro. La celestina, se observa por lo general en cristales de desarrollo anhedral (Fig. 12 b) hasta euhedral, de hábito tabular, con colores de interferencia de primer orden, clivaje marcado en una dirección, de 2 mm de longitud máxima. En varias ocasiones la recrystalización se visualiza que se intensifica siguiendo la laminación microbial de la caliza de la Fm Tábanos (Fig. 12 c).

Además de “parches” de recrystalización, también se encuentran presentes múltiples vetillas (Fig. 12 d) de variado espesor, desde el orden de los micrones hasta algunos centímetros. Su composición corresponde a cristales de calcita (sobre todo las vetillas más pequeñas), o calcita y celestina. Los individuos de calcita presentan un diámetro promedio de 0,27 cm, mientras que los de celestina tienen 0,7 cm de longitud promedio.

Por sectores se puede observar una textura microbrechosa, con fragmentos de caliza de la Fm Tábanos de 2 mm de longitud máxima cementados por calcita y celestina. (Fig. 12 e). En determinadas partes de la muestra se aprecia a la celestina reemplazando a la calcita (Fig. 12 f).

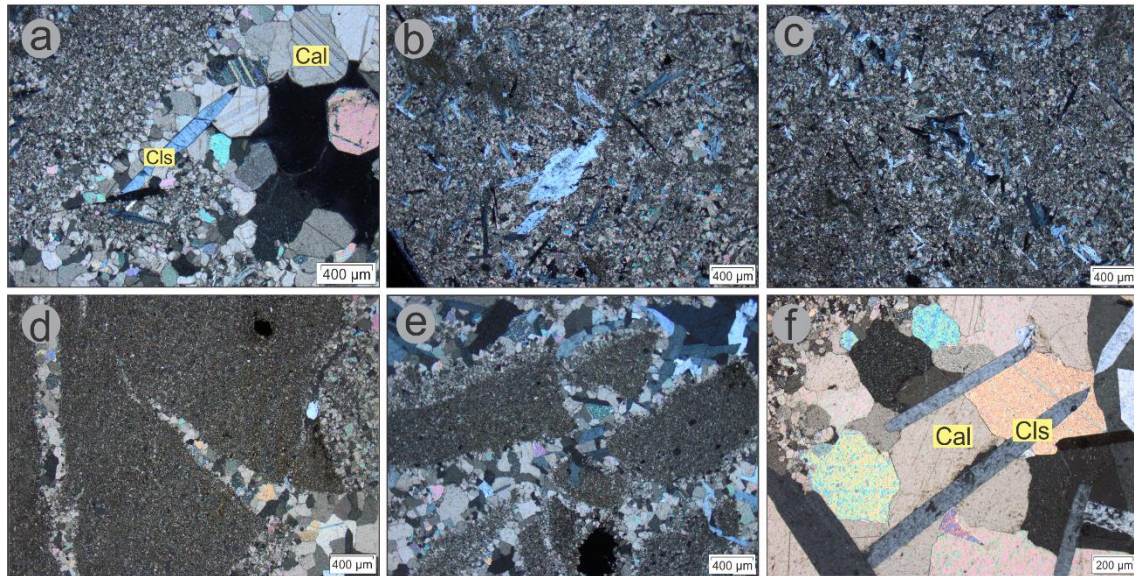


Figura 12: Fotomicrografías (con nicols cruzados) del depósito celestínico de la mina San Charbel alojado en la Fm Tábanos. a) Se observan cristales de calcita (Cal) anhedral a subhedral conformando un relleno en mosaico y un cristal de celestina (Cls) reemplazando a estos cristales. b) Se muestra la recrystalización de calcita en la caliza micro-esparítica, a su vez, cristales de celestina reemplazando es los cristales de dicho carbonato. c) reemplazo de celestina en la caliza, siguiendo la laminación microbial; d) Relleno de vetillas conformado por cristales anhedrales a subhedral de calcita y celestina; e) Se observa una estructura dentro de una vetilla de calcita y celestina, los fragmentos corresponden a la caliza alojante; f) Se muestra el reemplazo de calcita (Cal) recrystalizada por celestina (Cls).

- 12.1.2. Microsonda electrónica

A fines de realizar una comparación de las variaciones químicas de las celestinas de la mina San Charbel con las observadas en celestinas de otros depósitos de la Cuenca Neuquina y del mundo, se plotearon (Fig. 13) los datos mineraloquímicos provenientes de estudios por microsonda electrónica (de Barrio et al., 2016) en un diagrama ternario SrO, BaO y CaO con valores recalculados a mol %. Las muestras graficadas corresponden a celestinas de las minas Llao Llao y Don Candelario, la primera emplazada en la Formación Auquilco (Jurásico superior) y la segunda en la Formación Huitrín (Cretácico inferior), situadas al este y al norte de la mina San Charbel, respectivamente.

En el mismo grafico se graficaron los sulfatos de Sr-Ba de depósitos de Rusia estudiados por Bolonin y Nikiforov (2014).

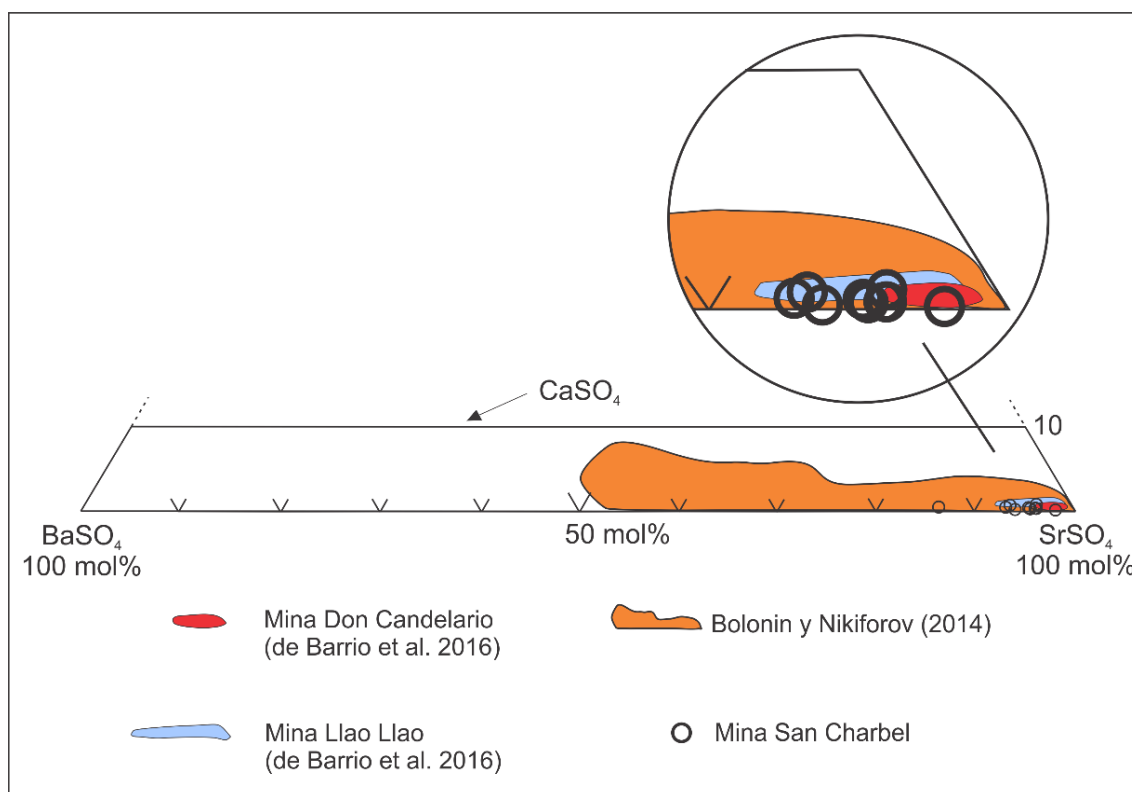


Figura 13: porcentajes relativos de sulfatos de Ba, Sr y Ca, ploteados en diagrama de Nikiforov. Se aprecia la tendencia que tienen los depósitos celestínicos de la Cuenca Neuquina a concentrarse en el extremo del Sr.

Las celestinas de la mina San Charbel presentan contenidos de SrO variables entre 45 y 51,5%, y de BaO entre 1 y 8,3%. Los valores obtenidos en CaO son muy bajos ($<0,2\%$). Se observa claramente en el diagrama ternario como las celestinas neuquinas se sitúan muy cerca del extremo SrSO_4 , revelando que se trata de especímenes bastante puros del tipo baritoclestinas.

- 12.1.3 Difracción de rayos X

Autores como Hayase et al. (1979) y de Barrio et al. (2008) realizaron estudios de difracción de rayos X en sulfatos de Ba-Sr de diferentes depósitos alojados en secuencias jurásico-cretácicas de la cuenca Neuquina. Los últimos autores, analizaron tres muestras de baritina correspondientes a las minas 4 de Noviembre, Llao Llao y Achalay y dos muestras de celestina de la minas San

Charbel y Llao Llao. En las baritinas observaron una disminución en los espaciados reticulares a medida que aumenta el porcentaje de Sr debido a la disminución del volumen de la celda unitaria entre los miembros finales de la serie isomorfa baritina-celestina (346,97 y 307,95 Å³, respectivamente). En la celestina de Llao Llao los tres picos con mayor intensidad son (de mayor a menor): 3,436, 3,295 y 2,971 Å, mientras que en la celestina proveniente de la mina San Charbel el de mayor intensidad fue el de 3,295 Å, seguido por 3,436 y 2,971 Å.

Para el presente trabajo se analizaron dos muestras (Fig. 14), una proveniente de la labor de la mina San Charbel y la otra de una labor contigua, mina María Cristina, situada a unos 450 metros hacia el este.

La celestina de San Charbel elegida para la difracción de rayos presentaba alto grado de cristalinidad y color celeste intenso mientras que la otra celestina analizada, tenía una coloración blanquecina apenas celeste y menor cristalinidad. A pesar de estas notables diferencias, en ambos casos los difractogramas fueron casi idénticos, revelando espaciados reticulares congruentes con todos los picos de reflexión consignados en la ficha patrón ICDD 5-593.

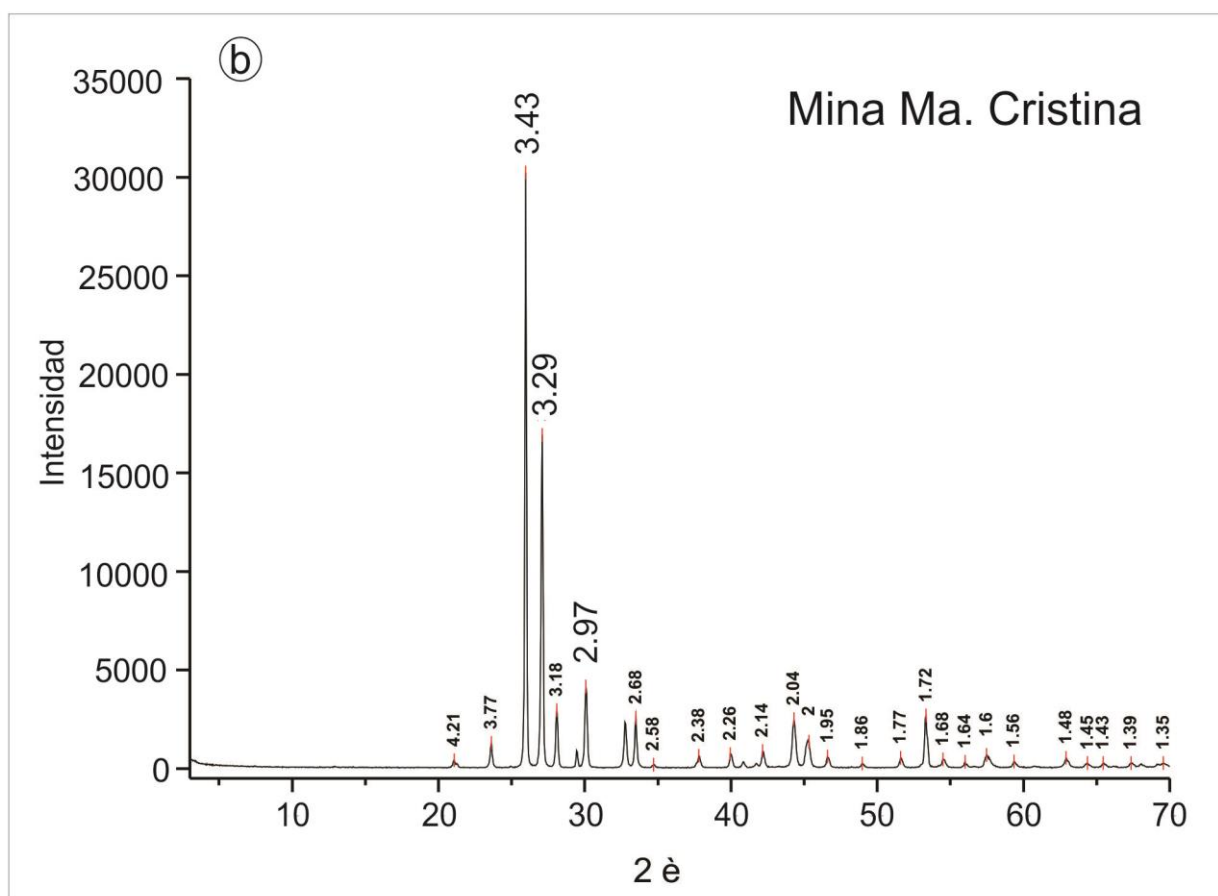
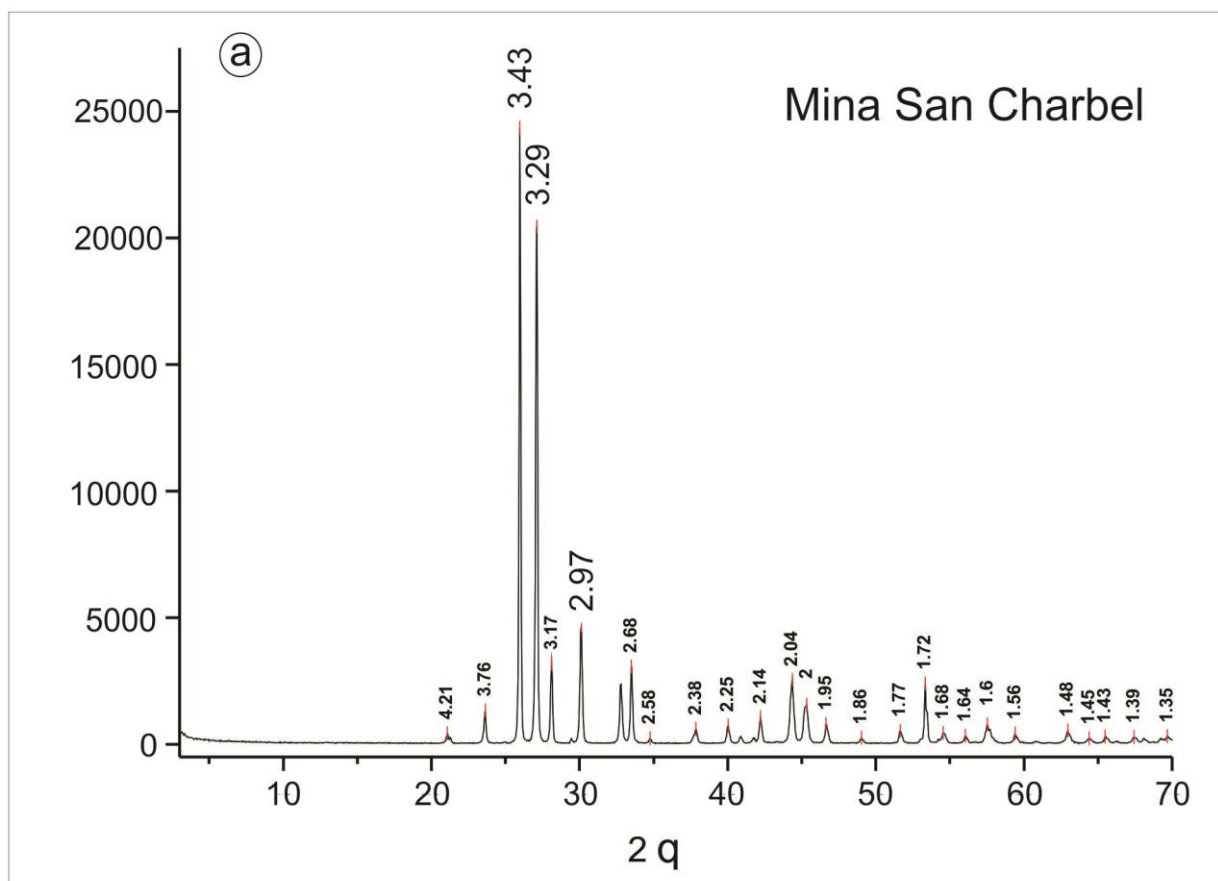


Figura 14. Espectros difractométricos de las celestinas de mina San Charbel y Ma. Cristina.

12.1.4. Consideraciones sobre las texturas cebradas

Numerosos autores a nivel mundial describieron y plantearon hipótesis acerca de las texturas cebradas observadas en diferentes depósitos minerales.

Fontboté (1993) estudió las texturas y estructuras de yacimientos alojados en rocas carbonáticas. Nombra a las texturas cebradas como ritmitas o DCR (“diagenetic crystallization rhythmites”) e indica que las intercalaciones entre bandas claras y oscuras se producen por diferentes generaciones de carbonatos. En general, las bandas oscuras, donde el reemplazo de la fábrica sedimentaria original no se ha producido de forma total, están compuestas por un agregado fino a medio de dolomita con o sin esfalerita de grano fino y pirita subordinada; por otro lado, las bandas claras en las que la disolución ha sido completa, consisten en cristales grandes y subhedrales de dolomita o esfalerita.

Wallace et al., (1994) estudiaron diferentes tipos composicionales de textura cebrada presentes en España, Australia y Groenlandia. En el país europeo describieron una textura cebrada en el orden de los mm, compuesta por cristales de fluorita (conformando las bandas oscuras) y cemento de la misma composición (bandas claras). Por otro lado, en Australia, analizaron estas texturas pero de minerales de cinc, como la smithsonita y la esfalerita. Por último, en Groenlandia, en un depósito de sulfato de Ba y minerales de Pb-Zn, describieron por un lado texturas cebradas de baritina, en las cuales se intercalan bandas grises y bandas claras, y por el otro, bandas claras y oscuras, ambas de composición dolomítica. Estos autores interpretaron que estas texturas se formaron por procesos de relleno y reemplazo.

Nielsen et al. (1998) exponen que las texturas cebradas presentes en dolomitas asociadas a depósitos de tipo MVT ubicados en el Macizo de Brabant-Wales, Bélgica fueron generadas de manera epigenética por medio de reemplazos. A su vez, Boni et al. (2000) analizaron texturas cebradas en dolomías asociadas a un depósito de Ba, Pb y Ag ubicado al suroeste de Sardinia, Italia, concluyendo que estas son de origen epigenético, generadas por reemplazo de la dolomita.

Al oeste de Canadá, en la Faja Plegada y Corrida Rocky Mountain, Vanderginste et al. (2005) describieron dolomitas de distintos afloramientos que presentaban textura cebrada del orden de los mm a decenas de cm. Estos

autores argumentan que estas texturas son el producto de procesos de reemplazo y recristalización, asociados a la circulación de aguas formacionales las cuales fueron expulsadas por estrés tectónico.

Tritlla et al. (2006) señala que las texturas cebradas o ritmitas son típicas de los depósitos MVT y les asigna un origen por procesos de reemplazo y relleno.

Recientemente, Escobar (2016) estudió los depósitos barítico-celestínicos asociados a la secuencia cretácica que se encuentran a lo largo del meridiano 70°, entre las localidades de Chos Malal y Las Lajas, provincia del Neuquén. En estas mineralizaciones observó la presencia de texturas cebradas conformadas por bandas de espesor milimétrico de colores oscuros (carbonato) y claros (sulfato). Adjudica a estas bandas una herencia estromatolítica y considera que la génesis de estas texturas está asociada a la circulación de aguas de formación y fluidos orgánicos, al magmatismo y a la estructuración del área.

12.1.5. Isótopos estables

Los estudios de isótopos estables son de gran ayuda a la hora de conocer, entre otros aspectos, la proveniencia de los fluidos que han intervenido en la formación de depósitos minerales. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ cercanos a 0‰ indican fraccionamientos muy pequeños o inexistentes, como por ejemplo, sulfuros presentes en rocas con un origen directo o indirecto en el manto. En cambio, los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de sulfatos marinos son más altos, como consecuencia de la pérdida de ^{32}S por procesos de reducción bacteriana de sulfato y precipitación de pirita. En ocasiones estos valores en sulfatos marinos son más bajos debido al aporte de sulfato enriquecido en ^{32}S procedente de la oxidación de sulfuros, la cual no conlleva al fraccionamiento isotópico. Las evaporitas marinas guardan en su composición la evidencia de estos cambios isotópicos, presentando valores altos y positivos. La composición isotópica del sulfato marino actual es de +21‰ $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$. (Claypool et al., 1980).

Varios autores realizaron análisis de isótopos estables en celestinas provenientes de depósitos mantiformes no vinculados espacialmente a magmatismo de la Cuenca Neuquina. Entre ellos, Brodtkorb et al. (1997)

obtuvieron valores positivos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ con un rango de +28 a +40‰ (mina San Charbel) mientras que de Barrio et al. (2014), analizando en total 5 depósitos celestínicos, obtuvieron valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de +17,5‰ (mina San Charbel), +14,4‰ (mina Santa Bárbara), +19,7‰ (mina Dios Alado), +23,5‰ (mina Cecilia) y +25‰ (mina Santa Elena), estos últimos cuatro depósitos asociados a la Fm Huitrín (Cretácico).

A su vez, de Barrio et al. (2018), comunicaron valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ en celestinas estratiformes de Bajada del Agrio dando un valor promedio de 15,4‰ y de baritinas de Mallín Quemado, Loncopué, Naunaco y otras localidades, los cuales arrojaron una media de 15‰. Estos valores de $\delta^{34}\text{O}$ son congruentes con los de las rocas evaporíticas jurásico-cretácicas neuquinas, las cuales representarían parte de las rocas fuente de donde provendría el S y el Sr-Ba que originaron las celestinas.

12.1.6. Inclusiones Fluidas

El estudio de las inclusiones fluidas (IF) es de gran importancia para aportar datos que ayuden a entender las condiciones físico-químicas en la génesis de los depósitos minerales, conociendo la salinidad y la temperatura a la cual se encontraban los fluidos al momento de producirse la precipitación de los minerales que conforman los depósitos.

Según Wilkinson (2001), cuando la temperatura de homogenización (Th) da un valor aproximado de 100°C y la salinidad ronda los 20-30 wt% NaCl eq. hay muchas probabilidades de que el depósito mineral encaje en un modelo de tipo MVT. Por otro lado, el modelo epitermal entraría en un rango aproximado de Th 120°-300°C y <18 wt% NaCl eq.

Las temperaturas de homogenización obtenidas en IF primarias de celestinas y baritinas de las áreas de Bajada del Agrio y cordillera del Salado rondan entre 147° y 243°C, distribuidas en dos poblaciones 147°-195°C y 205°-247°C. Las salinidades varían entre 0.18 y 16,67 wt% NaCl eq. con un promedio de 9,8 wt% NaCl eq. Por otro lado, mediciones de Th en IF de baritinas del área de Colipilli también están distribuidos en dos poblaciones: 156-176°C y 223-280°C (estratiformes y vetas respectivamente) con salinidades entre 0.5 y 8.3 wt% NaCl eq. (de Barrio et al. 2018).

En la mina San Charbel en particular los análisis de Th y salinidad dieron 184°-234°C y 4,2-5,9 wt% NaCl eq. respectivamente (Marranghelli 2017). Las relativamente bajas salinidades podrían explicarse por efectos de dilución al producirse la mezcla de los fluidos cuencales con aguas meteóricas. A su vez, los altos valores térmicos podrían implicar un calentamiento de los fluidos mineralizantes por el efecto calórico de los intrusivos andesíticos terciarios del Grupo Naunauco.

13. CONSIDERACIONES GENÉTICAS

Se han formulado distintas hipótesis acerca de la génesis de los depósitos barítico-celestínicos de la Cuenca Neuquina. Brodtkorb et al. (1975) y Brodtkorb y Danieli (2011) sostuvieron una génesis singenética asociada a procesos evaporíticos para las mineralizaciones de celestina. Por su parte, Hayase y Bengochea (1975) y de Barrio et al. (2014) plantean un origen epigenético, es decir con la generación de la celestina en forma posterior a la roca alojante y por procesos esencialmente de reemplazo. En lo que se diferencian entre sí estos dos últimos esquemas genéticos es fundamentalmente en la naturaleza de los fluidos que formaron los depósitos celestínicos. El primero de ellos considera que se trata de fluidos hidrotermales de filiación magmática y el segundo plantea un origen también por fluidos hidrotermales pero a partir de la acción de salmueras cuencales o aguas de formación de procedencia no magmática.

Según Müller (1962 en Brodtkorb et al. 1975), en el ciclo exógeno la celestina es el mineral más abundante de Sr, siendo el evaporítico su ambiente principal de precipitación. Además, Brodtkorb y Danieli (2011) agregan que los bancos singenéticos de celestina han sido removilizados pudiéndose comprobar una mayor concentración de depósitos sulfáticos en sectores superiores de los yacimientos y casi inexistentes en niveles basales. A partir de los trabajos experimentales de Hanor (1968, 1973, 2004) quedó demostrado que los procesos evaporíticos son inviables para la formación de depósitos celestínicos, en especial de gran volumen. Por otra parte, el origen hidrotermal magmático sostenido por Hayase y Bengochea (1975) encontró serios inconvenientes al obtenerse posteriormente información geoquímica específica

como por ejemplo la proveniente de investigaciones de isótopos estables de S, donde los datos de $\delta^{34}\text{S}$ medidos en especies sulfuradas asociadas a los depósitos celestínico-baríticos apoyan un origen no magmático, con valores muy alejados del 0‰.

Por otro lado, de Barrio et al. (2014), plantea que las relaciones de estos depósitos de Ba-Sr con la roca alojante y las texturas reconocidas indican que las mineralizaciones son estratoligadas de carácter epigenético por reemplazo de rocas carbonáticas y/o niveles de yeso y por relleno de fracturas y cavidades, con posterior removilización por acción diagenética o procesos hidrotermales de filiación magmática. Agregan que estos depósitos han sido formados a expensas del Sr liberado de la pila sedimentaria, durante la tectónica compresiva terciaria.

Depósitos similares a los de la cuenca neuquina han sido descriptos en el N y NE de México por Kesler y Jones (1981), Tritlla et al. (2006), González Sánchez et al. (2009), entre otros, quienes identificaron depósitos de Pb-Zn-Cu-Ba-F-Sr como epigenéticos estratoligados a unidades del J-K de dicha región, asignándolos al tipo MVT (Mississippi Valley Type Deposits). En general, estos autores destacan la incidencia de la orogenia Larámica durante el Mioceno, a la cual vinculan el comienzo de la movilización de las aguas cuencales.

Según Tritlla et al. (2006), la formación de estas mineralizaciones está relacionada con la circulación de salmueras que lixiviaron elementos de la sucesión sedimentaria de la cuenca de Sabinas. Por otro lado, el mecanismo de movilización de los fluidos puede depender del tipo de orógeno y en qué estadio de la evolución se encuentra la cuenca en el momento de la expulsión y movilización de los mismos.

Escobar (2016) propone para las mineralizaciones estratoligadas de celestina alojadas en la Fm Huitrín (Cretácico inferior de Cuenca Neuquina), sector de Bajada del Agrio-cordillera del Salado, una nueva tipología de depósito MVT al cual denomina “subtipo celestínico-barítico”.

La fuente de estroncio, indispensable para la formación de estos depósitos genera algunas incertidumbres en la actualidad. Carlson (1987) sostiene procesos de reemplazo por celestina en evaporitas de diferentes sectores del noreste de Ohio en USA y postula varias hipótesis, (1) los

sedimentos de los sabkhas costeros exhiben generalmente una asociación yeso-celestina debido a las reacciones con salmueras marinas. Esta celestina se presenta como pequeños cristales que exhiben una morfología típica de celestina y comprenden menos del 1% del volumen de la roca sedimentaria. Posteriormente, procesos diagenéticos entre las salmueras y los sedimentos de sabkhas costeros liberan escasas cantidades de estroncio; (2) el estroncio puede provenir de la transformación de aragonita a calcita durante la diagénesis de la caliza o del pasaje de calcita a dolomita durante la dolomitización. Este último proceso es generador de grandes cantidades del catión como para producir reemplazos a gran escala; (3) otra fuente posible de estroncio es a través de la disolución de yeso. Se cree que el estroncio puede ocupar el lugar del calcio en la red cristalina de dicho mineral, y enriquecerse diez veces más que las dolomías (Carlson, 1983). Por la relativamente alta solubilidad, el yeso sería disuelto de manera selectiva por aguas meteóricas, produciendo fluidos cuencales ricos en estroncio.

Las calizas de la Fm La Manga, como lo describe Matheos (1988), presentan altos contenidos de estroncio el cual puede provenir de la transformación de aragonita a calcita en los procesos diagenéticos que sufrieron las calizas en su historia evolutiva. Asumiendo esto, las calizas de la Fm La Manga podrían ser entonces una de las posibles fuentes del Sr para originar la celestina. Por su parte, el S necesario para la formación del sulfato de estroncio podría provenir de los sedimentos evaporíticos yesíferos de las Formaciones Tábanos y Formación Auquilco, muy extendidas sobre todo la segunda, en la zona.

Por otro lado, hay que tener en cuenta los procesos tectónicos actuantes en la zona estudiada. En la región, las unidades jurásico-cretácicas se encuentran configurando parte de la Faja Plegada y Corrida del Agrio. La compresión que generó dicha estructura, resuelta en varias fases consecutivas entre el Cretácico superior y el Paleoceno, pudo también servir de impulso para la generación de flujo de aguas cuencales, mediante procesos como gradientes de presión, dilatación tectónica (Garven y Raffensperger 1997, entre otros). Además, estos arreglos estructurales, continuos y discontinuos, pueden provocar nuevos contactos entre rocas permeables y no permeables, pudiendo

generar vías de acceso cuasi horizontales de fluidos mineralizantes provenientes de lugares alejados (Fig. 15).

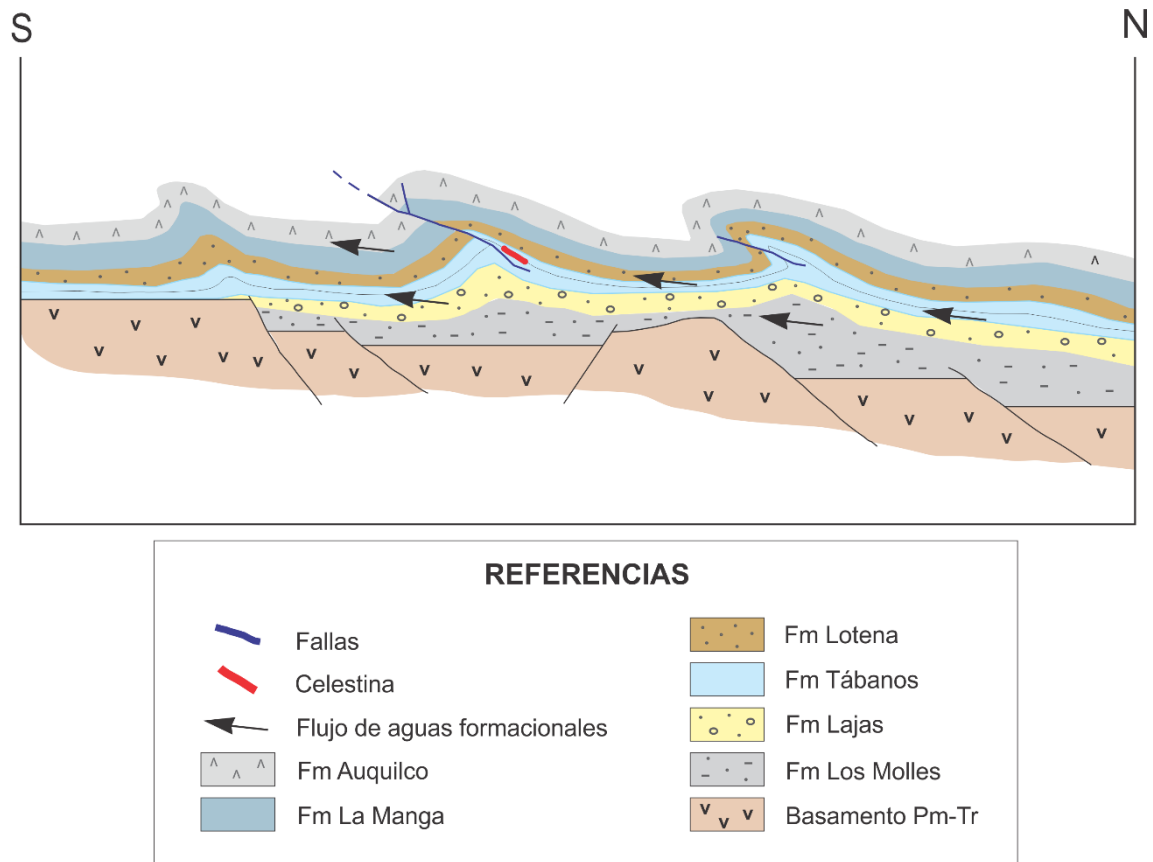


Figura 15: perfil esquemático de faja plegada y corrida postulada para la génesis de la mina San Charbel. Flechas negras indican circulación horizontal de aguas formacionales. Modificado de Garven y Raffensperger (1997).

En resumen, dos grandes factores metalotécticos se pueden haber conjugado en la generación de los depósitos celestínicos: litológico-estratigráficos y estructurales. A su vez, a ellos se les puede sumar la acción removilizadora del magmatismo Cretácico superior-Paleoceno.

En la mina San Charbel se han podido observar que la celestina exhibe texturas de reemplazo y de relleno, estas últimas tanto en vetillas como en oquedades (Fig. 16). Asimismo, la calcita se encuentra en parches recrystalizados y relleno oquedades y fisuras.

Al microscopio petrocalcográfico se pudo observar que las relaciones de corte entre la calcita y la celestina, tanto en recrystalización como en relleno de vetillas, son complejas, debido a que los cristales de calcita tienen sobrecrecimientos y núcleos celestínicos, pero a su vez, los cristales del sulfato también poseen bordes de calcita. Esta relación ambivalente supone que se

han sucedido distintos pulsos de relleno y reemplazo que se han interdigitado a lo largo del tiempo.

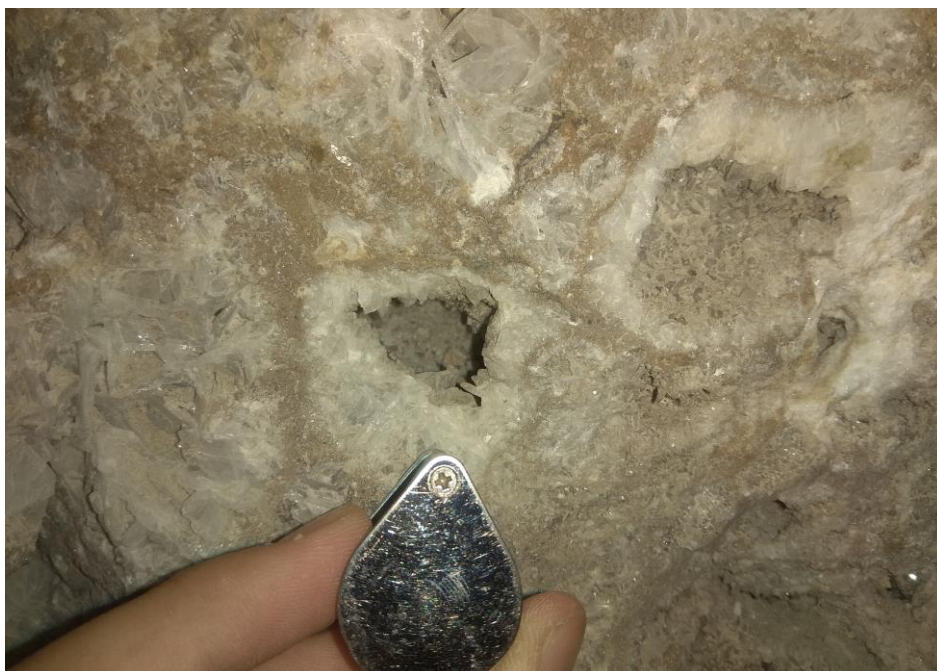


Figura 16. Interior de la mina San Charbel donde se observan oquedades rellenas por cristales de calcita y celestina.

Como se ha dicho anteriormente, por encima de la labor de la mina San Charbel, es decir, hacia el techo del depósito, se halla una brecha oligomítica de metro y medio de potencia. El límite superior es difuso pero se pudieron apreciar en un plano estratal de la Fm Tábanos estructuras poco marcadas de movimientos por cizalla. Con dicha evidencia, se plantea la hipótesis de que, contemporáneo al plegamiento del Anticlinal de la Vaca Muerta, se hayan producido zonas de cizalla y deslizamiento por esfuerzos compresivos entre estratos intraformacionales, es decir en planos de debilidad de la Fm Tábanos. Esto puede haber generado fajas con brechamiento y alta porosidad, constituyendo una estructura propicia o “trampa” para la mineralización celestínica. A su vez, los fluidos acuosos ricos en sulfatos reemplazaron parte de la caliza de dicha formación, evidenciado en las texturas de reemplazo.

Por lo expresado anteriormente, se plantea que las aguas de formación que dieron origen a la mineralización, removieron previamente el Sr de la Fm La Manga y lo llevaron en solución. Luego, por diferentes factores metalotéticos como las vías de movilización propiciadas por estructuras típicas de una faja plegada y corrida como por ejemplo brechamiento y molienda en

zonas de fractura, sumado a la textura porosa de la caliza, su laminación microbial y el contraste textural con las formaciones supra e infrayacentes, esos fluidos penetraron y mineralizaron las calizas de la Formación Tábanos, posiblemente durante el Terciario.

14. CONSIDERACIONES FINALES

Las observaciones de campo y los datos obtenidos a partir de estudios geoquímicos, mineralógicos, texturales y petrográficos, permiten considerar al depósito celestínico de la mina San Charbel, como una mineralización de carácter estratoligado, asociada a las facies carbonáticas de la Fm Tábanos. Su génesis sería epigenética, es decir, producida con posterioridad a la depositación de las calizas.

Los fluidos hidrotermales que dieron origen a la mineralización corresponderían a aguas formacionales provenientes de la espesa sucesión de rocas sedimentarias constituyentes de la Cuenca Neuquina, descartando así una fuente magmática, hecho sostenido por el estudio de isótopos estables.

La expulsión del Sr de las rocas fuente vendría a llevarse a cabo por diferentes procesos: a) diagenéticos, por la transformación de aragonita a calcita; b) disolución de estratos calcáreo-evaporíticos donde se han puesto en circulación cationes como Sr y en menor medida Ba, y aniones sulfáticos a partir de horizontes yesíferos de las secuencias evaporíticas.

La movilización de los fluidos hidrotermales cuencales pudo ser favorecida por movimientos tectónicos, como los vinculados a la Faja Plegada y Corrida del Agrio durante la orogenia Andina, que a su vez propiciaron la generación de vías de acceso.

La precipitación de la celestina de mina San Charbel se habría favorecido por la mayor porosidad de las calizas de la Formación Tábanos, incrementada esta situación por la laminación microbial y la existencia de zonas craqueladas por movimientos tectónicos intraformacionales.

15.REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Angelelli, V., Schalamuk, I.B. y Arrospide, A., 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. Secretaría de Estado de Minería, Anales 17: 1-146, Buenos Aires.
- Arcuri, M., Zavala, C. y Asensio M., 2005. Los lóbulos arenosos de la Formación Lotena en la sierra de Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, At La Plata, Volume: Actas III: 91-96. La Plata.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H., 2011a. Contexto tectosedimentario. En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén: 29-36. Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O. y Sattler F., 2011b. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén: 91-98. Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1892. Sobre el terreno jurásico y cretáceo en los Andes argentinos, entre el río Diamante y el río Limay. Academia nacional de Ciencias, Boletín, tomo XIII, pp. 5-42, Córdoba. Con un croquis de la Sierra de Malargüe y una lámina de perfiles.
- Bolonin, A.V. y Nikiforov, A.V., 2014. Intermediate sulfates in barite-celestite isomorphic series: Composition and mode of occurrence. *Geology of Ore Deposits*, 56 (4): 302-314.
- Boni, M., Parente, G., Bechstädt, T., De Vivo, B. y Lannace, A., 2000. Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy): evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event. *Sedimentary Geology*, 131: 181-200.
- Brodtkorb, M.K. de, Ramos, V.A. y Ametrano, S., 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina-baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico. Provincia del Neuquén. Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 2: 143-168. Bs As.
- Brodtkorb, M.K. de, Ramos, V.A., Barbieri, M. y Ametrano, S., 1982. The evaporitic celestite-barite deposits of Neuquén, Argentina. *Mineralium Deposita*, 17: 423-436.
- Brodtkorb, M.K. de, Schalamuk, I.B. y Ametrano, S., 1989. Celestite and barite stratabound orefields in Argentina. *Non-Metalliferous stratabound orefields* (editor M.K. de Brodtkorb): 41-68. Van Nostrand, New York.
- Brodtkorb, M.K.de, Barbieri, M., Zák, K., Hladiková, J., Tassinari, C., Ametrano, S., Etcheverry, R., de Barrio, R.E., Del Blanco, M. y Danieli, J.C. 1997. Isotopoe Data on barite and celestite deposits related to three Mesozoic evaporitic events of the Neuquén Basin, Argentina. *International Geology Review* 39: 307-316.
- Brodtkorb, M.K. de, Danieli, J.C. y Casé, A.M., 1999. Depósitos de baritina y celestina vinculados a la Formación Tábanos. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1051-1055, Buenos Aires

- Brodtkorb, M.K. de y Danieli, J.C. 2011. Yacimientos de baritina y celestina. En: Leanza H Arregui C Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén: 745-754. Buenos Aires.
- Carbone, Osvaldo, Franzese, Juan y Limeres, M & Delpino, D & Martínez, Ricardo. (2011). El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío- Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H, Arregui C, Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén: 63-76. Bs As.
- Carlson, E.H., 1983. The occurrence of Mississippi Valley-type mineralization in northwestern Ohio, in Kisvarsanyi, Geza, Grant, S.K., Pratt, W.P., and Koenig, J.W., ed., International conference on Mississippi Valley type lead-zinc deposits: Rolla, University of Missouri, p. 424-435.
- Carlson, E.H., 1987. Celestine replacements of evaporites. *Sedimentary Geology*, 54: 93-112.
- Casé, A. M.; Giusiano, A.; Barbieri, M.; Brodtkorb, M. K. de y Danieli, J.C. 1988. Los Yacimientos de celestina de Cuchillo Cura, provincia del Neuquén. Procesos metalogénicos, Serie Correlación Geológica n3, 123-132. Fac. de Cs. Naturales. Inst. Miguel Lillo, S. M. de Tucumán.
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. y Žak, I., 1980. The age curves of sulphur and oxygen isotopes in marine sulphates and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28: 199-260.
- de Barrio, R.E., Botto, I.L., Del Blanco, M.A., García, M.L., Ramis, A. y Ametrano, S., 2008. Características mineralógicas y espectroscópicas (FTIR) de baritinas y celestinas (FTIR) de sulfatos de Ba y Sr de depósitos emplazados en la secuencia jurásico-cretácica de la Cuenca Neuquina. IX Congreso de Mineralogía y Metalogenia. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas: 9-16, Jujuy.
- de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Del Blanco, M.A., Domínguez, E.A., Recio Hernández, C., Escobar, R.I. y Salvioli, M.A., 2014. Nuevos datos y esquemas genéticos de los depósitos barítoceléstínicos vinculados a la secuencia jurásico-cretácica de la Cuenca Neuquina en la provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 71 (2): 184-200.
- de Barrio, R.E.; Del Blanco, M.A.; Colombo, F.; Martín-Izard, A; Ramis, A.M. y Curci, M.V., 2016. Variaciones composicionales de baritinas y celestinas de depósitos de Ba-Sr emplazados en la secuencia jurásico-cretácica de la provincia del Neuquén. *Acta Geológica Lilloana*, vol. 28 (1): 117-123. Fundación Miguel Lillo. San Miguel de Tucumán.
- de Barrio, R.E., Escobar, R.I, Salvioli, M.A., Recio, C., Del Blanco, M.A. y Etcheverry, R.O., 2018. Stable isotopes and fluid inclusion data from ba-sr ore deposits of the neuquén basin, west argentina. 15th Quadrennial Symposium of the International Association on the Genesis of Ore Deposits. Salta.
- Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. y Musacchio, E.A. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del

- Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507. Buenos Aires.
- Dunham, R.J. (1962) Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. American Association of Petroleum Geologists, 1, 108-121.
- Embry, A.F. y Klovan, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19: 730-781.
- Escobar, R.I., 2016. Geología y génesis de las mineralizaciones barítico-celestínicas asociadas a la secuencia cretácica entre las localidades de Bajada del Agrio y Chos Malal, provincia del Neuquén. Universidad de La Plata. Tesis doctoral. Inédito. 219p.
- Folk, R.L., 1959, Practical petrographic classification of limestones: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v. 43/1, p. 1–38.
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, p. 62–84.
- Fontboté, L. y Amstutz G., 1980. New observations on diagenetic crystallization rhythmites in the carbonate facies of the Triassic of the Alpujarrides (Betic Cordillera, southern Spain). Comparison with other diagenetic rhythmites. First Symposium on Diagenesis, Barcelona. Inst. Inv. Geológicas, Revista, 34: 293-310.
- Fontboté, L., 1993, Self-organization fabrics in carbonated-hosted deposits: the example of diagenetic crystallization rhythmites (DCRs), en Fenoll Hach-Alí, P., Torres-Ruiz, F., Gervilla, F. (ed.), Current Research in Geology Applied to Ore Deposits: Granada, España, Universidad de Granada, 11-14.
- Garven, G. y Raffensperger, J.P., 1997. Hydrogeology and Geochemistry of Ore Genesis in Sedimentary Basins. En: H.L. Barnes (ed) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 4:125-189. Third Edition. John Wiley & Sons.
- Giacosa, R.E., 2017. Geología estructural y aspectos genéticos de los depósitos de Baritina de Mallín Quemado, Faja Plegada y Corrida del Agrio, Cuenca Neuquina. XX Congreso Geológico Argentino, Actas en CD.
- González Sánchez, F., Puente Solís, R.; González Partida, E. y Camprubí, A., 2007. Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 59 (1): 43-62.
- González Sánchez, F., Camprubí, A., González Partida, E., Puente Solís, R., Canet, C., Centeno- García, E. y Atudorei, V., 2009. Regional stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorite, barite and Pb-Zn deposits in the MVT province of northeastern México. Mineralium Deposita, 44(3): 343-361.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1(3): 177-208. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'S. Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales B. Rivadavia, Ciencias Geológicas 1(5): 235-252.
- Gulisano, C.A. 1981. El Ciclo Cuyano en el Norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592. Buenos Aires.

- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R., 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin, Neuquén Province. Field guide. Secretaría de Minería de la Nación. Asociación Geológica Argentina, 111p. Buenos Aires.
- Hanor, J.S., 1968. Frequency distribution of compositions in the barite-celestite series. The American Mineralogist, 53: 1215-1222.
- Hanor, J.S., 1973. Synthesis of barite, celestite and barium-strontium sulfate solid solution crystals. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37: 2685-2687. Pergamon Press.
- Hanor, J.S., 2004. A Model for the origin of large carbonate- and evaporite-hosted celestine (SrSO₄) deposits. Journal of Sedimentary Research, 74 (2): 168-175.
- Hayase, K. y Bengochea, A.L., 1975. Consideraciones sobre la génesis de algunos yacimientos de baritina-celestina, provincia de Neuquén, República Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 2: 295-314, Buenos Aires.
- Hayase, K., Bengochea, A.L., Dristas, J. y Labudía, C., 1979. Estudio del yacimiento de baritina-celestina Mina Achalay, Mallín Quemado, Provincia del Neuquén. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 61-68, Buenos Aires.
- Kesler, S.E. y Jones, C.M., 1981. Sulfur- and strontium-isotopic geochemistry of celestite, barite, and gypsum from the Mesozoic basins of north-eastern México. Chemical Geology 31: 211-224.
- Leanza, H. A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoicoanterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (3-4) : 272-299. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A., 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín 218: 1-135.
- Leanza, H.A, Hugo, C., Repol, D., González, R. y Danieli, J., 2005. Hoja Geológica 3969-I Zapala, Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR. 128pp. Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior). En G.Chebli y L.Spalletti (eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas: 221-243, Serie Correlación Geológica N° 6, Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana M.A., 1996. La sucesión jurásica en el centro-oeste de Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, 3a Época, XII (45): 66-78.
- Limeres, M., 1996. Sequence stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in southwestern Neuquen: impicance of unraveling synsedimentary tectonics along the Huincul wrench system. En A. C. Riccardi (Ed.), Advances in Jurassic Research. GeoReserch Forum 1-2: 275-284.

- Llambías E.J. y Sato A., 2011. Ciclo Gondwánico: La provincia magmática de Choiyoi en Neuquén. En: Leanza H Arregui C Carbone O, Danieli JC, Vallés J (eds). Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: 53-62.
- Marranghelli, M., 2017. Estudio de inclusiones fluidas de minerales de mena en yacimientos barítico-celestínicos de la Cuenca Neuquina. Instituto de Recursos Minerales. Informe inédito, 21 pp. La Plata.
- Matheos, S.D., 1988. Sedimentología y geoquímica de las sedimentitas carbonáticas jurásicas del sector sur de la Cuenca Neuquina. Universidad Nacional de La Plata. Tesis Doctoral. Inédito. 223p. La Plata.
- Melgarejo, J.C. y Martin, F.M. 2011. Atlas of Non-Silicate Minerals in Thin Section. 4: 233-291.
- Montagna, A., Licitra, D., Gutierrez, F., Grisolia, J., Crespo, G. y Arro R. 2013. Metodología de caracterización petrofísica, con énfasis en la interpretación de registros eléctricos, aplicada a la evaluación de reservorios "tight" de la F. Lajas en Sierra Barrosa, Neuquén, Argentina. Congreso de Producción IAPG, Rosario, Argentina.
- Nielsen, P., Swennen, R., Muchez, P.H. y Keppens, E., 1998. Origin of Dinantian zebra dolomites south of the Brabant-Wales Massif, Belgium. *Sedimentology*, 45: 727-743.
- Palache, Ch., Berman, H. y Frondel, C., 1951. The System of Mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana, Yale University 1837- 1892. Halides, nitrates, borates, carbonates, sulfates, phosphates, arsenales, tungstates, molybdates. Vol. II, 1124 pgs. John Wiley & Sons.
- Pettijohn, F.J., 1963. Rocas sedimentarias. Editorial Eudeba. 731pg. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., 2008. El Jurásico de la Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina. Simposio Jurásico de América del Sur* 63 (4): 625-643.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.A. y Ballent, S.C. 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en la Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2 (C): 415-426. Santiago de Chile.
- Riccardi, A.C. y Damborenea, S.E., 1993. Léxico Estratigráfico Argentino. Volumen IX. Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria), 21: 1-477. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C. y Gulisano, C.A. 1992. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico Andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 346-364. Buenos Aires.
- Schwarz, E.; Veiga, G. D.; Álvarez Trentini, G.; Spalletti, L. A. 2016. Climatically versus eustatically controlled, sediment-supply-driven cycles: Carbonate-siliciclastic, high-frequency sequences in the valanginian of the Neuquén Basin (Argentina); *Society for Sedimentary Geology; Journal of Sedimentary Research*. 86; 4; 312-335.
- Suero, T., 1951. Descripción geológica de la hoja 36C, Cerro Lotena (Neuquen). Dir. Nac. Min. Boletín N°76. Bs. As.
- Speed, R.C., 1975. Carbonate breccia (rauhwacke) napped of the Carson Sink region, Nevada: *Geol. Soc. America Bull.*, v.86, p. 473-486.

- Steinmann, G. 1930. Sobre Archamphiroa jurassica. *Revista del Museo de la Plata*, 32:1–8.
- Stipanovic, P.N. 1966. El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(4): 403-478.
- Tritlla J., Levresse, G., Corona-Esquivel, R., Banks, D., Lamadrid, H. y Bourdet, J., 2006. Depósitos de Pb-Zn-Cu-Ba-F-Sr epigenéticos estratoligados en series sedimentarias en relación con salmueras de cuenca: depósitos de tipo “Mississippi Valley” (MVT) y similares en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 58: 103-139.
- Vanderginste, V., Swennen, R., Gleeson, S.A., Ellam, R.M., Osadetz, K. y Roure, F., 2005. Zebra dolomitization as a result of focused fluid flow in the Rocky Mountains Fold and Thrust Belt, Canada. *Sedimentology*, 52, 1067–1095.
- Wallace, M.W., Both, R.A., Ruano, S.M., Hach-Ali, P.F. y Lees, T., 1994. Zebra textures from carbonate-hosted sulfide deposits: Sheet cavity networks produced by fracture and solution enlargement. *Economic Geology*, 89: 1183-1191.
- Weaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Memoirs of the University of Washington*, I. University of Washington Press, Seattle, 594 p.
- Westermann G. E. G. y Riccardi, A.C. 1972. Amonitas y estratigrafía del Aaleniano-Bayociano en los Andes argentino-chilenos. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*. 4: 357-389.
- Wilkinson, J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55: 229-272.
- Zavala, C.A., 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina. Universidad Nacional del Sur. Tesis doctoral. Inédito. 249p.
- Zavala, C.A., Mareto, H. y Arcuri, M., 2002. Las facies clásticas de la Formación Lotena (Jurásico medio) en las áreas de Loncopué y Loma La Lata. Cuenca Neuquina. XV Congreso Geológico Argentino y IV Congreso de Exploración de Hidrocarburos.