

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

**ESTUDIO GEOLÓGICO-METALOGÉNICO DEL  
DEPÓSITO DE Sr-Ba  
BARDA KLEIN, PROVINCIA DEL NEUQUÉN**



**ALUMNA:** Sharon Conquero  
**DIRECTOR:** Lic. Miguel A. Del Blanco  
**CO-DIRECTORA:** Lic. Marcela Curci

La Plata  
Diciembre de 2021

# ÍNDICE

	Pág.
1. AGRADECIMIENTOS .....	2
2. RESUMEN.....	3
3. ABSTRACT .....	4
4. INTRODUCCIÓN .....	5
5. OBJETIVOS .....	8
6. MATERIALES Y MÉTODOS .....	9
7. ANTECEDENTES.....	10
8. MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA.....	12
9. DEPÓSITOS BARÍTICOS-CELESTÍNICOS DE LA PROVINCIA DEL NEUQUÉN.....	17
9.1. DEPÓSITO ASOCIADO A DESPOSITACIÓN HIDROTHERMAL EN MEDIO SEDIMENTARIO SUBMARINO .....	20
9.2. DEPÓSITOS EPIGENÉTICOS HIDROTHERMALES SITUADOS EN ÁREAS CON ACTIVIDAD MAGMÁTICA:.....	22
9.3. DEPÓSITOS EPIGENÉTICOS HIDROTHERMALES EMPLAZADOS EN ÁREAS SIN ACTIVIDAD MAGMÁTICA:.....	33
10. GEOLOGÍA LOCAL DE LA MINA BARDA KLEIN .....	36
11. MINERALIZACIÓN DE LA MINA BARDA KLEIN.....	42
11.1. GEOQUÍMICA Y DETERMINACIONES MICROANALÍTICAS.....	44
11.2. DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	48
11.3. CONSIDERACIONES SOBRE TEXTURAS CEBRADAS.....	49
11.4. ESTUDIO PETROGRÁFICO DE MINERALES DE MENA EN MINA BARDA KLEIN .....	52
11.5. ISÓTOPOS ESTABLES .....	54
11.6. INCLUSIONES FLUIDAS.....	55
12. CONSIDERACIONES GENÉTICAS.....	56
13. CONCLUSIONES FINALES.....	66
14. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	68

## **1. AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar, quiero expresar mi agradecimiento al Director y Codirector del presente TFL, Lic. Miguel Del Blanco y Lic. Marcela Curci por su muy importante apoyo en el desarrollo de la misma.

Hago extensivo el agradecimiento al apoyo brindado por Proyecto 11 N893 Evolución De Los Sistemas Hidrotermales Barítico-Celestínicos Emplazados En La Secuencia jurásico-cretácica Del Sector Centro-Occidental De La Cuenca Neuquina, FCNyM-UNLP, para la ejecución de las tareas de gabinete.

Agradezco también al Sr. José Luis Molina, del laboratorio de petrotomía del INREMI, por la confección de los cortes delgados estudiados.

Quiero agradecer también a toda mi familia, especialmente a mi madre y a mi hermana, por la confianza y el apoyo cotidiano; a mis amigos y amigas por estar presente en esta etapa.

## 2. RESUMEN

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

La mina Barda Klein, de composición baritocelstínica-barítica, está ubicada en el flanco occidental de un pliegue sinclinal, al sudeste de la localidad de Chos Malal.

La mineralización presenta un carácter estratoligado y ha sido observada en dos yacencias: 1) mantiforme de composición baritocelstínica, por procesos de reemplazo de niveles carbonático-evaporíticos del Miembro Troncoso Superior y evaporíticos del Miembro Salina y 2) como relleno, de cavidades y oquedades kársticas, generadas en los horizontes yesíferos que han experimentado previamente procesos de calcitización, donde se han depositado materiales esencialmente baríticos, en forma de estalactitas, estalacmitas y gutolitas. Dicha mineralización se asocia espacialmente a las facies carbonáticas-evaporíticas del Miembro Troncoso Superior. Los miembros mencionados pertenecen a la Formación Huitrín (Cretácico Temprano), evidenciando un fuerte control litoestratigráfico.

El origen de la mineralización baritocelstínica-barítica de la mina Barda Klein está asociada a la circulación de fluidos hidrotermales de origen no magmático que han lixiviado Sr, Ba y S de la pila sedimentaria por la acción de aguas formacionales o salmueras cuencales. La mineralización presenta un marcado control estructural producto de la deformación que sufrió la secuencia sedimentaria mesozoica debido a la formación de la Faja Plegada y Corrida del Agrio durante el Cretácico Superior. La reactivación de la misma en el Mioceno, propició la removilización de la mineralización primaria, generación de ambiente kárstico y la formación de la mineralización secundaria.

Las características mineralógicas, texturales, geoquímicas y estratigráficas permiten asignar a la mineralización de Barda Klein a una tipología similar a la de los depósitos Mississippi Valley Type (MVT) “subtipo celestínico-barítico”.

### 3. ABSTRACT

The Neuquén Basin is a morphostructural unit that presents a complex tectono-stratigraphic history associated with three large marine-continental sedimentation cycles. There are numerous Ba-Sr ore deposits spatially associated with carbonaceous-evaporitic sequences of Jurassic-Cretaceous age.

The baritocelstinitic-baritic Barda Klein mine is located on the western flank of a sinclinal fold, southeast of the Chos Malal town, Neuquén province.

The mineralization has a stratabound character and has been observed in two types: 1) stratabound of baritocelstite composition, by replacement processes of carbonaceous-evaporitic units of the Upper Troncoso Member and evaporitic lithologies of the Saline Member and 2) as a filler, of karst cavities and hollows, generated in the gypsum sequences that have previously undergone calcitization processes, where baritic materials have been deposited in the form of stalactites, stalagmites and gutolites. This mineralization is spatially associated with the carbonaceous-evaporitic lithologies of the Upper Troncoso Member. The members mentioned belong to the Huitrín Formation (Early Cretaceous), showing a strong lithostratigraphic control.

The origin of the baritocelstite-barite mineralization of the Barda Klein mine is associated with the circulation of hydrothermal fluids of non-magmatic provenance that have leached Sr, Ba and S from the sedimentary pile by the action of formational waters or basinal brines. The mineralization shows a strong structural control product of the deformation suffered by the Mesozoic sedimentary sequence resulting from the formation of the Faja Plegada y Corrida del Agrio during the Late Cretaceous and its reactivation in the Miocene, which led to the remobilization of primary mineralization, generation of karst environment and the formation of secondary mineralization.

The mineralogical, textural, geochemical and stratigraphic characteristics allow to assign the Barda Klein mineralization to a typology similar to that of the Mississippi Valley Type (MVT) deposits "Sr-Ba subtype".

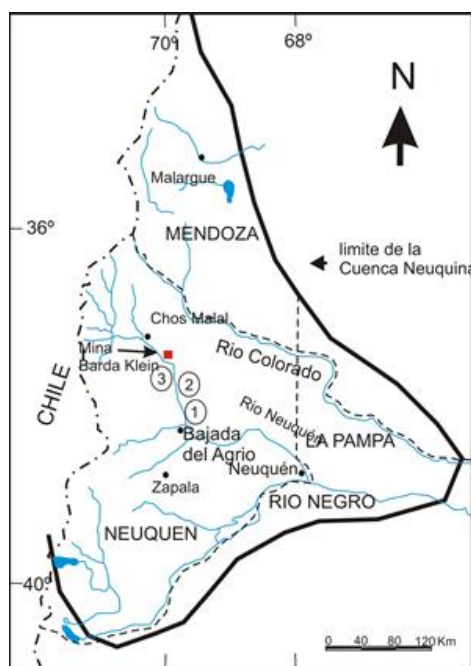
## 4. INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina se emplaza en la porción austral de América del Sur, está localizada al este de la Cordillera de los Andes, en el norte de la Patagonia desde los 32° hasta los 41° latitud sur. Se extiende desde el suroeste de Mendoza al Neuquén extrandino, noroeste de Río Negro y sudoeste de La Pampa. Cubre un área de más de 120.000 km<sup>2</sup> en el oeste central de la Argentina. La misma se encuentra subdividida en dos sectores: uno al oeste en el área andina, que coincide con la provincia geológica de la Cordillera Principal (Yrigoyen, 1979) y otro hacia el este en el sector extrandino o Engolfamiento Neuquino (Braccini, 1970). Está limitada al sureste por el Macizo Norpatagónico, al noreste por la Sierra Pintada y al oeste por el Arco Volcánico Andino.

La Cuenca representa una extensa cubeta de sedimentación caracterizada por una potente sucesión estratigráfica depositada durante el lapso Triásico Superior-Terciario Inferior (Legarreta y Gulisano 1989). El relleno sedimentario del Jurásico-Cretácico de la Cuenca Neuquina está marcado por una marcada ciclicidad donde alternan litologías marinas y continentales. Estos ciclos dieron lugar a la formación de secuencias carbonáticas-evaporíticas, las cuales contienen los depósitos celestínicos-baríticos de Neuquén. Dichas mineralizaciones se encuentran distribuidas a lo largo de una faja alargada en sentido norte-sur que va desde Chos Malal hasta Zapala (Brodtkorb et al., 1975) y se alojan en diversas unidades jurásico-cretácicas, con un marcado carácter estratoligado. Hayase y Bengochea (1975), y años más tarde, de Barrio y Vergani (2011), de Barrio et al., (2014) Escobar (2016) y Salvioli, (2017) señalaron que las yacencias estratiformes en su gran mayoría son de carácter epigenético, hidrotermal y se encuentran alojadas en rocas carbonáticas o yesíferas a través de procesos diagenéticos superpuestos, removilización, reemplazo y relleno de cavidades kársticas. La región en la que se presentan los depósitos estratoligados de baritina y celestina está comprendida en la unidad morfoestructural denominada Faja Plegada y Corrida del Agrio (Vergani et al, 1995; Zamora Valcarce et al, 2006).

El presente trabajo se enfoca en el estudio de los depósitos predominantemente baritocelestínicos de la mina Barda Klein (Fig. 1).

La mina Barda Klein (con coordenadas centrales E2410568-N5833000) se encuentra ubicada 4 km al NO del paraje Balsa Huitrín. Este se encuentra a unos 40 km en línea recta, al SE de la localidad de Chos Malal. Se puede acceder a la mina de dos maneras. Al salir de Chos Malal hacia el sur por la ruta nacional 40, recorrer 47 km hasta el cruce con la ruta provincial 9, ubicado en la pampa del Naunauco. Por esta ruta se debe transitar unos 15 km, vadeando el río Pichi Neuquén, hasta llegar a la Balsa Huitrín. El servicio de la balsa está a cargo del estado provincial que permite cruzar el río Neuquén durante todo el año siempre que las condiciones meteorológicas y fluviales lo permitan. Luego de cruzar el río Neuquén se deben transitar aproximadamente unos 5 km, luego se desvía por una huella minera, que tras unos 3 km de camino de tierra termina en la mina. Cuando se interrumpe el servicio de la balsa, se recomienda acceder de la otra manera, la cual consiste en acceder a la mina por el este. Al salir de Chos Malal por el norte por la ruta Nacional 40, se deben recorrer 40 km y tomar el desvío hacia el sur correspondiente a la ruta provincial 7. Tras transitar 8 km, tomar por la ruta provincial 9, la cual luego de unos 30 km llega al desvío de la mina.



**Figura 1:** Ubicación de los yacimientos cretácicos de Sr-Ba. 1, Distrito Bajada del Agrio. 2, Distrito Continental, 3 Distrito Naunauco-Taquimilán. En Rojo, Mina Barda Klein. Extraído de INREMI (2016).

La mina Barda Klein no se encuentra en las cercanías de manifestaciones de volcanismo correspondiente al Cinturón Andesítico Naunauco, pero cabe destacar que probablemente esta actividad volcánica asociada a fenómenos tectonocompresivos de la unidad morfoestructural que lo contiene, fueron los procesos que permitieron la circulación de soluciones hidrotermales para la formación del yacimiento. (de Barrio, et al., 2014). En el presente trabajo se efectúa el análisis estratigráfico de la secuencia y se exponen las características generales de la mineralización.

## 5. OBJETIVOS

El objetivo general del presente TFL es caracterizar la mineralización baritocelstínica de la Mina Barda Klein, así como también la identificación de los procesos metalogénéticos que han intervenido en la formación de esta concentración mineral.

Como objetivos específicos a cumplimentar, se plantearon:

- Establecer un marco geológico detallado del área de las unidades sedimentarias en estudio, en particular las formaciones que constituyen la roca de caja de la mineralización.
- Caracterizar mineralógicamente a la mena, y determinar cómo han actuado los procesos epigenéticos de removilización y precipitación en cavidades kársticas de este depósito.
- Esbozar esquemáticamente las etapas evolutivas en la génesis de los depósitos minerales.
- Establecer elementos de control o factores metalotéticos en la generación de la mineralización.

## **6. MATERIALES Y MÉTODOS**

Para el desarrollo de la presente TFL se contó con las muestras extraídas en el campo por el Director de este trabajo, las que fueron analizadas exhaustivamente.

Posteriormente, sobre muestras seleccionadas, se practicaron cortes delgados en el laboratorio de petrotomía del INREMI, a los fines de caracterizar los distintos pulsos de mineralización registrados en mina Barda Klein.

Con el objeto de identificar con exactitud las especies minerales que conforman la mineralización, y la posible variación composicional en la serie baritina-celestina en función de cambios texturales de la mena, se tomaron muestras seleccionadas para la realización de ensayos de difracción de rayos X, los que luego fueron interpretados para la determinación de las variaciones composicionales señaladas.

Para completar la caracterización de los minerales de mena, sobre muestras de bulto anteriormente colectadas y analizadas por la técnica de ICP en laboratorios de Canadá, se realizó una interpretación de las variaciones composicionales determinadas en los minerales de mena.

## 7. ANTECEDENTES

A finales del siglo XIX las secuencias sedimentarias marinas de edad jurásico-cretácica de la Cuenca Neuquina comenzaron a ser analizadas por Bodenbender (1889, 1891, 1892), quien desarrolló estudios estratigráfico-paleontológicos sistemáticos. Posteriormente, varios autores como Keidel (1913, 1917, 1925), Weaver (1927, 1931), entre otros, aportaron importantes consideraciones sobre la estratigrafía y estructuración de la cuenca.

Años más tarde, Groeber (1946) propuso la separación de las secuencias estratigráficas en ciclos, asociados a distintos eventos tectónicos. A partir de un minucioso análisis estratigráfico definió tres grandes ciclos de sedimentación separados por discontinuidades: Jurásico (Hettangiano-Kimmeridgiano), Ándico (Tithoniano-Coniaciano) y Riográndico (Santoniano-Daniano). Además, dividió cada uno de ellos en subciclos: Cuyano y Loteniano-Chacayano para el Jurásico; Mendociano, Huitriniano y Diamantiano para el Ándico y Neuqueniano y Malalhueyano para el Riográndico.

A partir de la introducción del concepto de la estratigrafía secuencial y secuencia depositacional, Mitchum et al., (1977) y Legarreta y Gulisano (1989) encararon el estudio de la historia de acumulación sedimentaria de la cuenca desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial, subdividiéndola en unidades de distintos órdenes: Secuencias Depositacionales, Mesosecuencias y Supersecuencias englobadas en la Megasecuencia Neuquina. Esta Megasecuencia (Triásico Superior-Terciario Inferior) fue diferenciada en tres Supersecuencias: Inferior (Triásico Superior-Oxfordiano), Media (Kimmeridgiano-Cenomaniano Medio) y Superior (Cenomaniano Medio-Paleoceno Superior). Cada Supersecuencia está compuesta por Mesosecuencias y en base al estudio de cambios relativos del nivel del mar asociados a ciclos eustáticos de segundo orden actuantes en la historia de subsidencia de la cuenca, Legarreta y Gulisano (1989) realizaron el ordenamiento de unidades y el rango temporal que abarca cada Mesosecuencia.

Con respecto a los depósitos de Ba-Sr ubicados en la Cuenca Neuquina, su estudio comenzó con un enfoque descriptivo y geoeconómico a partir de la década del 30'. Los análisis petrográficos y geoquímicos de las mineralizaciones de Ba-Sr comenzaron a realizarse por Brodtkorb et al., (1975) y Hayase y Bengochea (1975). Brodtkorb et al., (1985, 1992), posteriormente, Brodtkorb et al., (1997, 1999).

Años más tarde, Brodtkorb y Danieli (2011) propusieron para la mayoría de estos depósitos un origen asociado a procesos evaporíticos (celestinas) u otros procesos de depositación química (baritinas) en ambientes evaporíticos jurásico-cretácicos y señalaron que el magmatismo del Cinturón Andesítico Naunauco impulsó los procesos de removilización que originaron estos depósitos. A su vez, Hayase y Bengochea (1975), Bengochea (1975) y posteriormente de Barrio y Vergani (2011) y de Barrio et al., (2014), indicaron que los depósitos de Ba-Sr son epigenéticos, hidrotermales, asociados a procesos de reemplazo en rocas carbonáticas y yesíferas y removilización con relleno de fracturas y oquedades.

Recientemente, Escobar (2016), estudió en detalle los depósitos celestínico-baríticos de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano) de los distritos Bajada del Agrio, Cordón del Salado, Grupo Continental y Cerro Pichi Mula; y Salvioli (2017) analizó las mineralizaciones barítico-polimetálicas asociadas a la misma formación del área de Colipilli, incrementando su conocimiento estratigráfico, genético, la vinculación con la tectónica regional y la relación que tienen con los depósitos minerales.

Con respecto a la mina Barda Klein, son escasos sus antecedentes bibliográficos. Unos de los primeros trabajos que la menciona corresponde a Brodtkorb et al., (1982, 1992). Años más tarde, INREMI (2016) mencionan que el área de estudio exhibe yacencias estratiformes con signos de removilización y relleno de cavidades kársticas, presentando un carácter epigenético y alojados en rocas carbonáticas o yesíferas a través de procesos de reemplazo y relleno. Además, indican que la variación composicional ha condicionado durante décadas las explotaciones priorizándose aquellas mineralizaciones con baritina de alta ley. Por otro lado, Escobar (2016) obtiene datos de isótopos estables en su análisis de las mineralizaciones barítico-celestínicas ubicadas entre las localidades de Bajada del Agrio y Chos Malal.

## 8. MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA

La Cuenca Neuquina constituye un amplio engolfamiento alargado en dirección SE-NO, donde se acumuló una sucesión predominantemente clástica de 7000 metros de espesor cerca del borde occidental de la placa Sudamericana, entre el arco volcánico implantado hacia el oeste y el antepaís en el flanco oriental (Howell et al., 2005). La evolución tectónica de la cuenca registra una compleja historia que incluye una etapa de sinrift (Triásico Tardío- Jurásico Temprano) seguida por un largo periodo de subsidencia termal (Jurásico Temprano-Cretácico Temprano) y una etapa de compresión dando lugar a una cuenca de antepaís (Cretácico Tardío-Cenozoico; Vergani et al., 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Howell et al., 2005).

El basamento de la cuenca está constituido por ectinitas y rocas ígneo-metamórficas de Facies Esquistos Verdes pertenecientes al Ciclo Famatiniano (Digregorio y Uliana, 1980), rocas de naturaleza silicoclástica de ambiente marino depositadas durante el Ciclo Gondwánico representadas por Grupo Andacollo (Digregorio y Uliana, 1980) y rocas volcano-sedimentarias mesosilíceas a silíceas del Grupo Choiyoi (Llambías y Sato, 2011) que exponen el pico de actividad magmática del Ciclo Gondwánico. Dicho ciclo comenzó con la fase orogénica San Rafael (Pérmico Temprano bajo) y finalizó con la fase diastrófica Huárpica (Triásico Temprano alto–Triásico Medio).

La cuenca se originó en el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano a través de procesos extensionales de intraplaca que generaron un conjunto de rifts alargados constituyendo depocentros con geometría de hemigraben (Vergani et al., 1995; Franzese y Spalletti, 2001). En esta etapa de sinrift los depocentros fueron rellenados por secuencias volcano-sedimentarias continentales agrupadas en el Ciclo Precuyano, que está limitado por las discordancias Huárpica y Rioatuélica (Legarreta y Gulisano; 1989; Leanza, 2009).

El relleno sedimentario tuvo lugar principalmente en el Ciclo Ándico durante el Jurásico y el Cretácico (Fig. 2). Groeber (1946) ha dividido la sedimentación de la Cuenca Neuquina en tres Ciclos “Jurásico” (Lias-Kimmeridgiano Inferior), Ándico

(Kimmeridgiano Superior-Albiano) y Riogrândico (Senomaniano-Paleoceno), separados por discordancias o cambios evidentes en el régimen de sedimentación. Los primeros dos ciclos fueron depositados bajo una etapa de subsidencia termal en la cual la cuenca estuvo conectada con el Océano Pacífico en su extremo noroccidental, con depositación de sedimentos silicoclásticos, carbonáticos y evaporíticos (marinos y continentales) asociados a ciclos transgresivos- regresivos de diferente magnitud controlados por los efectos combinados de tasa de subsidencia, ascenso localizado y oscilaciones eustáticas (Howell et al.,2005). El tercer ciclo se depositó en un estadio de cuenca de antepaís (Franzese y Spalleti, 2003), bajo un régimen tectónico compresivo (Ramos, 1999), donde se invirtieron muchas estructuras extensionales previas (Vergani et al., 1995). Esta etapa se caracterizó por la paulatina continentalización de los ambientes depositacionales, controlados mayoritariamente por una tectónica compresiva con la consiguiente generación de un frente de deformación y la migración hacia el este de los depocentros sedimentarios (Vergani et al., 1995; Franzese y Spalleti.,2003; Ramos y Folguera, 2005; Howell et al.,2005).

El Ciclo Jurásico comienza con la depositación del Grupo Cuyo (Pliensbachiano-Caloviano Inferior) conformado por la Formación Los Molles con lutitas negras, limolitas y areniscas depositadas en facies marinas de interior de cuenca, la Formación Lajas (Bajociano-Caloviano) con areniscas finas a gruesas de ambiente marino marginal y la Formación Tábanos (Caloviano) con evaporitas y calizas de centro de cuenca. Este grupo constituye la primera ingresión marina en la cuenca en etapa de post-rift y subsidencia asociada. El Grupo Cuyo se encuentra acotado entre las discontinuidades Intraliásica e Intracaloviana. Por encima se sitúa el Grupo Lotena (Caloviano Medio–Kimmeridgiano Inferior), comprendido entre las discordancias Intracaloviana e Intramálmica, con facies clásticas marinas y continentales, constituido por la Formación Lotena, integrada por areniscas, conglomerados y arcilitas, Formación La Manga con sedimentación de calizas y areniscas, y Formación Auquilco con evaporitas (yeso-anhidrita) y niveles calcáreos algales laminados. Importantes mineralizaciones de Ba-Sr, especialmente en el anticlinal de la sierra de Vaca Muerta, se encuentran asociadas a esta última unidad. La sedimentación de Grupo Lotena refleja una caída del nivel del mar (Legarreta y Gulisano, 1989) pasando abruptamente de una sedimentación de aguas profundas a

otra de aguas someras con depositación de significativos espesores de niveles evaporíticos.

Posteriormente y ya perteneciente al Ciclo Ándico, se instala un ambiente continental con la depositación del Grupo Mendoza (Kimmeridgiano-Hauteriviano) iniciándose con la Formación Tordillo, representado por areniscas, conglomerados y fangolitas que pasan a un ambiente marino litoral en su parte superior. Esta secuencia clástica está constituida por las pelitas marinas grises oscuras con intercalaciones de bancos calcáreos de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) situadas en el límite Jurásico-Cretácico. La sedimentación de esta Formación representa un episodio de transgresión que indicaría un rápido ascenso del nivel del mar y el restablecimiento de la conexión de la cuenca con el Océano Pacífico (Legarreta y Uliana, 1991). Este evento de inundación dio lugar a un ambiente marino de “offshore”, con fondo de condiciones anaeróbicas (Uliana et al., 1999). Cabe destacar que en los ambientes marginales predominaban los conglomerados y areniscas fluviales que se interdigitaban con areniscas de plataforma y pelitas negras de interior de cuenca de las Formaciones Quintuco y Mulichinco (Valanginiano). Por encima se ubica la Formación Agrio que representa otro evento transgresivo (Valanginiano Superior-Barremiano Inferior) constituido por los Miembros Pilmatué (pelitas y coquinas), Avilé (areniscas y limolitas continentales), Agua de la Mula (pelitas, calizas micríticas y coquinas) en facies de interior de cuenca a plataforma costa afuera y Chorreado (calizas y pelitas). El Grupo Mendoza se encuentra limitado en su base por la discordancia Intramálmica y en su techo por la discordancia Intrabarremiana. Posteriormente, continúa el desarrollo de otra entidad estratigráfica de gran importancia por su vinculación espacial directa con los depósitos baritoceléstínicos y/o celestobaríticos, que es el Grupo Bajada del Agrio, integrado por las Formaciones Huitrín y Rayoso (Barremiano-Aptiano; Méndez et al., 1995, Leanza y Hugo, 2005). Dicho grupo se encuentra limitado por las discordancias Intrabarremiana e Intracenomanaiana. En la región estudiada, la Formación Huitrín (Barremiano Superior-Aptiano Inferior) está constituida por los Miembros Troncoso Inferior (areniscas y limolitas continentales), Troncoso Superior (calizas y evaporitas yesíferas), La Tosca (calizas) y Salina (arcillitas). Estos miembros representan la evolución de un ambiente continental eólico-fluvial con depositación de sedimentitas clásticas a un ambiente restringido litoral de aguas hipersalinas poco profundas que

evolucionó a casi una desecación total con posterior exposición subaérea. Hacia fines del Cretácico Inferior se produce una fuerte continentalización, con una desconexión completa de la cuenca con el paleo-océano Pacífico registrada por las areniscas y arcilitas de la Formación Rayoso (Aptiano Superior-Albiano).

A partir del Cretácico Superior se genera la sedimentación del Ciclo Riográndico bajo un régimen compresional en cuenca de antepaís. Por lo que continúan las secuencias silicoclásticas continentales con la depositación del Grupo Neuquén (Cenomaniano-Campaniano) y separado por la discordancia Intracampaniana, se deposita el Grupo Malargüe (sedimentitas marinas y continentales) producto de la Ingresión Maastrichiana. Con este episodio culmina la espesa columna litoestratigráfica mesozoica de la Cuenca Neuquina.

El magmatismo andesítico del sector septentrional de la provincia del Neuquén, representado por el Cinturón Andesítico Naunauco (Llambías y Aragón, 2011) constituye un importante evento tectonomagmático desarrollado entre el Cretácico más Tardío y el Eoceno. Está constituido por las Formaciones Colipilli (Llambías y Rapela 1989, facies intrusiva: sills, diques y lacolitos) y Cayanta (Rapela y Llambías 1985, facies extrusiva: lavas y brechas andesíticas anfibólicas). Se encuentra estrechamente relacionado con parte de las mineralizaciones barítico-celestínicas, en especial en las áreas de Naunauco, Colipilli, Mallín Quemado y Loncopué. El estilo estructural de la región es el resultado de una tectónica compresiva que afectó esencialmente a la secuencia eocretácica; con la generación de plegamientos y fallas inversas de rumbo predominante NNE-SSO, dando lugar a la formación de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (FPyCA) en el Cretácico Tardío (Zamora Valcarce 2007).

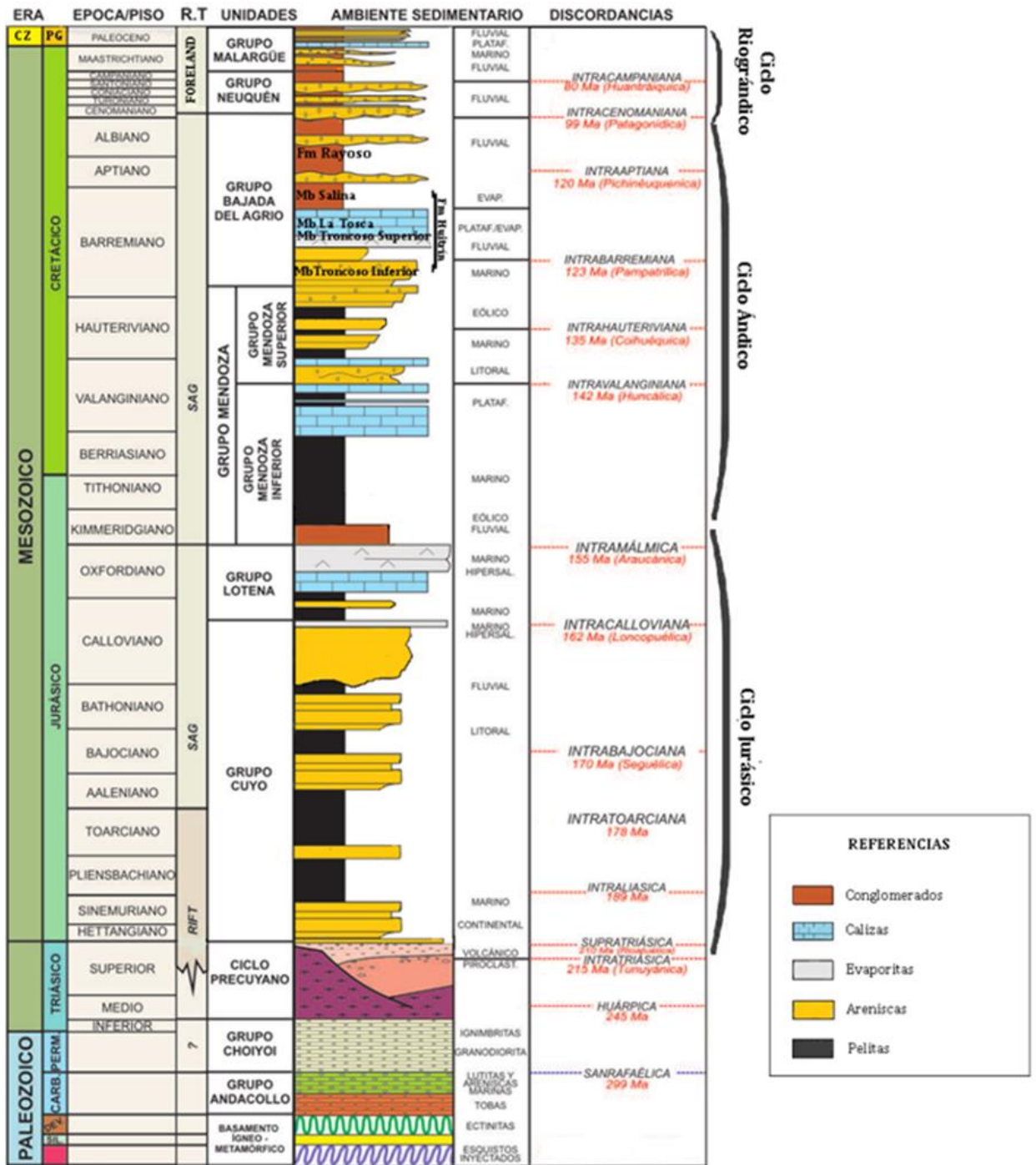


Figura 2: Columna estratigráfica de la Cuenca. Extraído y modificado de Arregui et al., (2011).

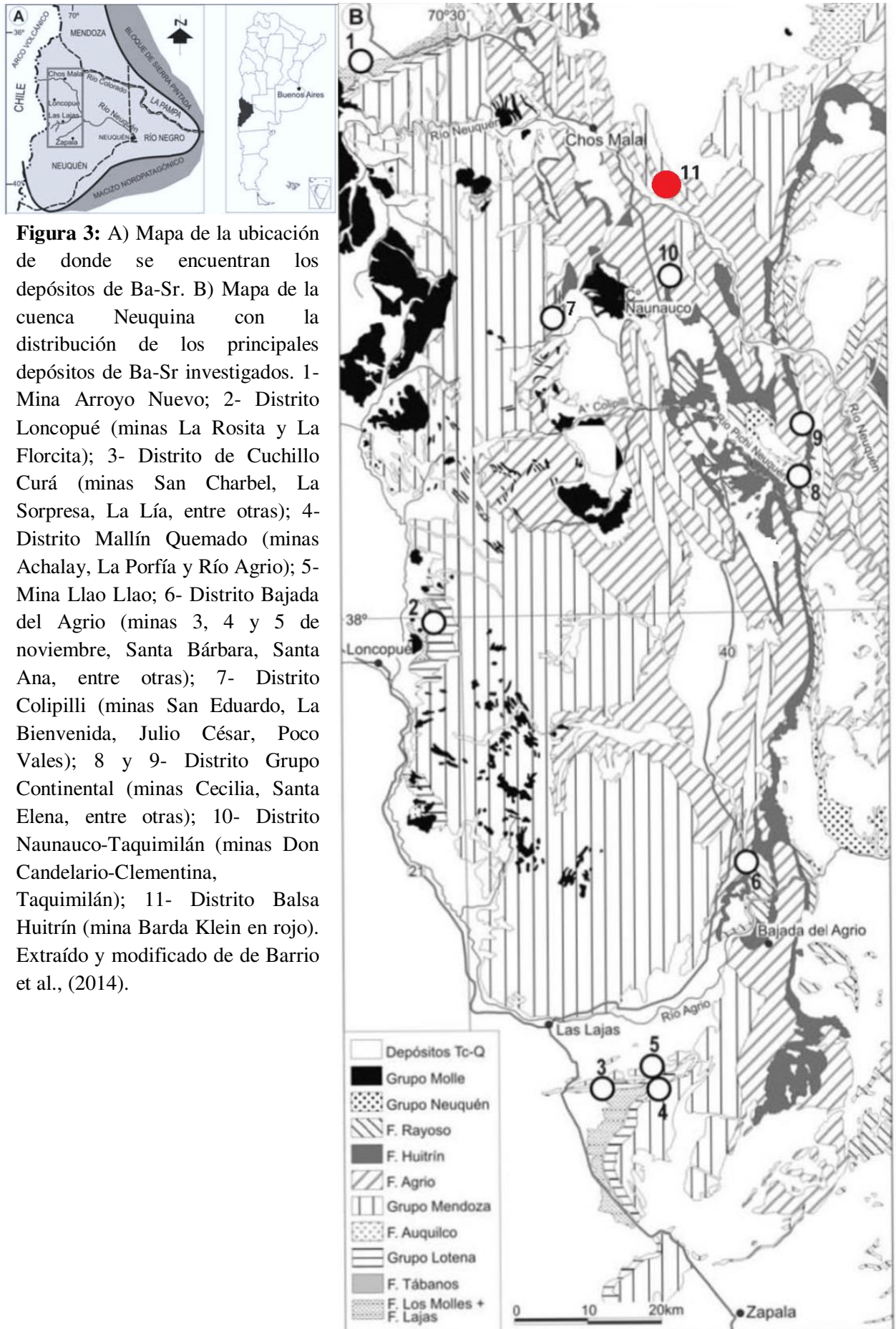
## 9. DEPÓSITOS BARÍTICOS-CELESTÍNICOS DE LA PROVINCIA DEL NEUQUÉN

Las mineralizaciones barítico-celestínicas de la provincia del Neuquén se distribuyen en grandes áreas, pero a su vez presentan una tendencia a agruparse en distritos, conformando "clusters". Presentan una paragénesis simple monomineralica de baritoceléstinas y/o celestobaritinas, acompañados en algunos casos de proporciones muy minoritarias de sulfuros de metales base (galena, esfalerita, pirita, calcopirita) junto a calcita, dolomita y cuarzo. La mayoría son de naturaleza epigenética con evidencias de procesos de reemplazo, disolución y relleno de las secuencias carbonático-evaporíticas depositadas en el lapso Jurásico-Cretácico. En un solo caso, mina Arroyo Nuevo, se ha registrado la depositación de baritina singenéticamente con pelitas en un medio sedimentario submarino (de Barrio et al, 2014).

Los depósitos se presentan en tres yacencias distintas: vetiforme, mantiforme y cuerpos irregulares por relleno de oquedades formadas por disolución (de Barrio et al., 2014). Las relaciones con la roca de caja y las texturas reconocidas indican que las mineralizaciones son estratoligadas de carácter epigenético por reemplazo de rocas carbonáticas y/o niveles de yeso y una posterior removilización, la cual permitió el relleno de fracturas y cavidades, por acción diagenética o por procesos hidrotermales de filiación magmática. Estos depósitos epigenéticos asociados a procesos diagenéticos o hidrotermales de filiación magmática se encuentran distribuidos en forma periférica al magmatismo Cretácico Superior-Eoceno que afectó la región (Fig. 3). En lo que respecta a su vinculación espacial con dicha actividad magmática, se pueden mencionar dos tipologías: aquellas yacencias que están espacialmente vinculadas a cuerpos ígneos terciarios y aquellas sin relación espacial aparente con rocas magmáticas. Dos eventos geológicos regionales son de gran importancia en la comprensión de los procesos que dieron lugar a la génesis de los depósitos de sulfatos de Ba y Sr: la sedimentación jurásico-cretácica y el magmatismo del Cretácico Tardío-Eoceno, representado por el stocks y diques dioríticos-andesíticos del Cinturón Andesítico Naunauco (Llambías y Aragón, 2011). El mismo se encuentra ubicado en

el sector centro-occidental de la cuenca y se relaciona a un importante evento tectonomagmático que dio lugar a la formación de la Faja Plegada y Corrida del Agrio.

En el presente apartado se detallan las características de las mineralizaciones más destacadas de la cuenca y se mencionan los modelos genéticos más aceptados por la comunidad científica. Estos modelos fueron postulados a partir de numerosas investigaciones, las cuales permitieron reunir una importante información de campo, geoquímica, mineralógica, sedimentológica y petrográfica. (Brodtkorb, 1989, 1997); (Brodtkorb y Danieli, 1999, 2011); (Collao, 1997); (Collao et al., 1998); (de Barrio et al., 2008, 2009, 2014); (de Barrio y Vergani, 2011); (Del Blanco, 2000, Del Blanco et al., 2016); (Escobar, 2016); (Escobar y Salvioli et al., 2013); (Fontboté y Amstutz, 1980, 1983); (González-Sánchez et al., 2009); (Hayase y Bengochea, 1975); (Kesler y Jones, 1981); (Leveratto, 1982); (Llambias y Leanza, 2005); (Llambías y Malvicini, 1978); (Lyons et al., 1978); (Marranghelli, 2017); (McArthur et al., 2001); (McKinstry 1955); (Navarro, 1983); (Plumlee et al., 1994); (Salvioli, 2017); (Sverjensky, 1984); (Torres Ruiz, 2008); (Tritlla et al., 2006); (Zappettini, 1999).



## **9.1. DEPÓSITO ASOCIADO A DESPOSITACIÓN HIDROTHERMAL EN MEDIO SEDIMENTARIO SUBMARINO**

Esta tipología corresponde al depósito Arroyo Nuevo (Cura Mallín), situado a 40 km al ONO de la localidad de Chos Malal, en el extremo austral del braquianticlinal de Cordillera del Viento. El banco mineral (Fig. 4a), de potencias entre 2 y 8 m, está constituido esencialmente por baritina y en su tercio inferior presenta galena, esfalerita y calcopirita con texturas laminadas (Fig. 4b). Esta textura es concordante con la sedimentación y depositación de los minerales, siendo típica de ambientes de baja energía. Inmediatamente por debajo del banco barítico, en pelitas de la Formación Los Molles, se observa un pequeño stockwork de vetillas de pirita y calcita que podría representar parte de los conductos de alimentación de la mineralización. Por encima del manto, se encuentran dos yacencias vetiformes de baritina acompañada por sulfuros minoritarios de Pb, Zn y Fe (Fig. 4c). Las vetas están vinculadas espacialmente al magmatismo terciario del Cinturón Andesítico Naunauco, el cual se manifiesta como diques y stocks andesíticos que cortan la secuencia jurásica.

Análisis isotópicos de  $\delta^{34}\text{S}$  realizados en el manto barítico por Brodtkorb et al., (1997), Brodtkorb y Danieli (2011), de Barrio et al., (2014) arrojaron valores coincidentes con el valor de  $\delta^{34}\text{S}$  de los mares del Jurásico Medio, por lo que se deduce que la depositación tuvo lugar en el agua marina de dicha época geológica. A partir de estudios de isótopos de S en baritinas y obteniéndose valores de  $\delta^{34}\text{S} + 40,0\%$ , Brodtkorb y Danieli (1999, 2011), indicaron que el Ba pudo haber derivado de una fuente volcanogénica submarina asociándose con el sulfato del agua de mar en un ambiente de costa afuera. Procesos volcánicos coetáneos con la sedimentación jurásica fueron mencionados por Llambías y Leanza (2005) quienes reconocieron depósitos laháricos intercalados en las sedimentitas de la Formación Los Molles a unos 15 kilómetros al NE de Arroyo Nuevo. Sin embargo, en las inmediaciones de la mina la espesa secuencia pelítica con aislados niveles de tobas de caída y areniscas tobáceas de la Formación Los Molles, no exhibe evidencias directas de conexión de la mineralización barítica con actividad volcánica jurásica. Esto podría suponer que la fuente de Ba en este depósito no fue volcanogénica superficial.

A través de estudios de  $\delta^{34}\text{S}$  realizados en pirita, de Barrio et al., (2014), obtuvieron valores de  $-7,4\%$  para dicho mineral del stockwork y valores de  $+7,1/+21,9\%$  para las yacencias vetiformes. Los valores negativos se han atribuido a S por reducción bacteriana o termoquímica abiótica del sulfato en agua de mar. Los valores positivos por su parte corresponderían a una fuente hidrotermal. En base a los datos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenidos en baritinas del manto por Brodtkorb y Danieli (2011) (0,706940,70752) y de Barrio et al., (2014) (0,707062), los cuales son un poco más bajos a la del agua de mar para el Aaleniano. Estos últimos autores consideran una pequeña contribución de origen profundo para la formación de este depósito.

Hayase y Bengochea (1975) realizaron estudios de IF en la baritina de nacencia mantiforme, obteniendo valores de Th entre  $161^{\circ}$ - $187^{\circ}\text{C}$ , siendo coherentes con un origen hidrotermal. Collao (1997) obtuvo valores de hasta  $384^{\circ}\text{C}$  y salinidades entre  $0,2\%$  y  $11,4\%$  en peso equivalente de NaCl, indicando una génesis relacionada a soluciones hidrotermales derivadas de cuerpos intrusivos y procesos hidrotermales exhalativos de baja temperatura. El mismo autor obtuvo valores de Th entre  $218^{\circ}$ - $314^{\circ}\text{C}$  y salinidades entre  $1\%$  y  $5\%$  en las vetas de baritina. Estos valores son considerados indicativos de fluidos hidrotermales de cuerpos intrusivos eoterciarios.

En base a las elevadas temperaturas y salinidades obtenidas por el análisis de IF; los valores negativos de  $\delta^{34}\text{S}$  en pirita; datos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y la presencia de una fina laminación concordante con la sedimentación y depositación de los minerales, Zappettini (1999) le asignó al depósito un modelo tipo SEDEX. En este modelo, la depositación de baritina y sulfuros en fondo marino está asociada a la emisión de fluidos exhalativos, coetáneos con la sedimentación pelítica de la Formación Los Molles (Jurásico Inferior- Medio). Mientras que, el Ba del manto ha sufrido removilización a partir de fluidos hidrotermales producto del magmatismo eoterciario del Cinturón Andesítico Naunauco, rellenando fracturas verticales Brodtkorb y Danieli (2011).



**Figura 4:** Mina Arroyo Nuevo, Cura Mallín. a) Banco barítico laminado alojado en pelitas de la Formación Los Molles. b) Muestra de mano donde se observa la textura laminada de baritina (Brt), esfalerita (Sp) y pirita (Py) del tercio inferior del banco barítico, diámetro de moneda = 10 mm. c) Veta de baritina en niveles superiores del yacimiento. Fotos obtenidas de de Barrio et al., (2014).

## 9.2. DEPÓSITOS EPIGENÉTICOS HIDROTERMALES SITUADOS EN ÁREAS CON ACTIVIDAD MAGMÁTICA:

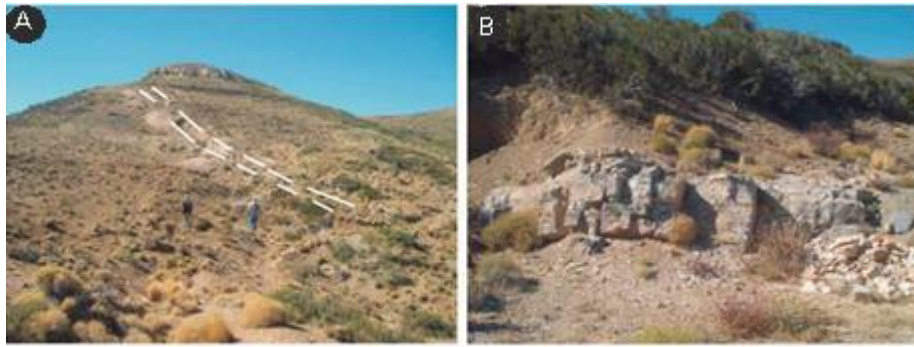
De base a techo, las litologías y formaciones/miembros que contienen mineralizaciones son rocas carbonáticas de la Formación Tábanos, areniscas de la Formación Lotena, calizas de la Formación Auquilco, la secuencia silicoclástica de la Formación Tordillo, sedimentitas de la Formación Vaca Muerta y Mulichinco, unidades carbonáticas del Miembro Chorreado de la Formación Agrio, areniscas del Miembro Troncoso Inferior, niveles estromatolíticos y yesíferos del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín y rocas dioríticas-andesíticas del Cinturón Andesítico Naunauco. A continuación, se mencionan las áreas más representativas y se caracterizan sus depósitos.

El yacimiento del distrito Loncopué se halla ubicado a unos 7 km al este de la localidad de Loncopué, a ambos lados del arroyo Mulichinco. Entre las minas destacadas se pueden mencionar a la mina La Florcita, la cual presenta vetas de baritina y la mina La Rosita, caracterizada por contener asociados espacialmente vetas y manto de baritina. Es importante destacar que en la zona es muy conspicua la presencia de stocks andesíticos pertenecientes al magmatismo del Cinturón Andesítico Naunauco con los cuales las mineralizaciones presentan una estrecha relación espacial. En este distrito aflora la Formación Tábanos constituida por limolitas calcáreas, pelitas grises, calizas algales y esparíticas en partes recrystalizadas. En esta secuencia se observa un manto calcáreo de aproximadamente 1 metro de espesor, muy diagenizado y conocido como “marmolina” con intensos procesos de reemplazo por material

barítico (Fig. 5b). La marmolina está compuesta por un mosaico esparítico de calcita, baritina y sílice con marcados rasgos de recristalización que exhiben muy alta ley de BaO. El manto presenta una clara relación espacial con stocks andesíticos del magmatismo paleógeno, los cuales intruyen a las areniscas suprayacentes de la Formación Lotena.

Brodtkorb y Danieli (2011) consignaron valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre +10,6% y +15,7% y sostienen un origen por depositación en ambiente costero. Mientras que, de Barrio et al., (2014) obtuvieron valores de  $\delta^{34}\text{S}$  +19,4%. Estos últimos autores consideran estos datos compatibles con origen por reemplazo de manto calcáreo, a partir de fluidos hidrotermales magmáticos.

Los depósitos vetiformes, se encuentran alojados en areniscas de la Formación Lotena rellenando fracturas, con vetas que alcanzan centenares de metros de longitud, espesores de hasta 2 metros y varios centenares de metros de longitud (Fig.5a). Las mismas contienen baritina con escasa proporción de pirita y esfalerita. Estudios de IF en muestras de baritina realizados por Collao et al., (1997) arrojaron valores de Th que oscilan entre 219°-406°C y salinidades fluctuantes entre 1% y 23% en peso equivalente de NaCl. Estos valores son indicativos de circulación de fluidos hidrotermales asociados a cuerpos intrusivos. Por otra parte, Brodtkorb y Danieli (2011) consignaron valores de  $\delta^{34}\text{S}$  en baritina entre +17,8% y +20%. Estos autores sostienen que las vetas tienen un origen por removilización del manto baritínico infrayacente, ya que presenta valores algo mayores a los obtenidos en el manto. Datos similares de  $\delta^{34}\text{S}$  fueron obtenidos por de Barrio et al., (2014), arrojando valores en baritina entre +20,9y +21,8%, y en esfalerita de -3,9%. Los valores negativos indican origen del sulfuro por reducción termoquímica abiótica del sulfato por presencia de materia orgánica. Por lo que se consideran valores congruentes con origen a partir de fluidos hidrotermales magmáticos, los cuales permitieron la removilización de Ba del manto baritínico infrayacente y el relleno de fracturas previas.



**Figura 5:** Mina La Rosita, Distrito de Loncopué. a) veta de baritina alojada en areniscas de la Formación Lotena. b) Nivel carbonático (“marmolina”) de la Formación Tábanos parcialmente reemplazado por baritina. Fotos obtenidas de de Barrio et al., (2014).

Por otro lado, es importante mencionar al distrito de Colipilli, donde las yacencias baríticas son bastantes diferentes y se encuentran relacionadas espacialmente con cuerpos intrusivos y coladas de composición andesítico-dacítica pertenecientes al magmatismo Cretácico Superior-Paleoceno (Llambías y Rapela, 1989). La mineralización presenta un carácter estratoligado, epigenético, yacencias estratiformes y vetiformes, con texturas laminadas cebradas y brechosas, las cuales han sido generadas por procesos de relleno y reemplazo (Salvioli, 2017). Los mantos y vetas estratiformes (McKinstry, 1955) se encuentran encajados mayoritariamente en las secuencias silicoclásticas, carbonáticas y yesíferas de Formación Huitrín, cuya mineralogía consiste en baritina, con textura cebrada y/o brechosa, y óxidos-hidróxidos de hierro con sulfuros de Pb, Cu y Zn subordinados. Por otro lado, vetas discordantes rellenan fracturas y zonas de brechamiento alojadas en las sedimentitas de las Formaciones Vaca Muerta, Mulichinco, Agrio y Huitrín y en las diorito-andesitas del Cinturón Andesítico Naunauco. La paragénesis mineral de las mismas consiste en baritina, acompañada de óxidos-hidróxidos de hierro y galena subordinada. Cabe destacar que en el Cerro Diablo, situado al norte de Colipilli, Llambías y Malvicini (1978) reconocieron granos redondeados de oro, asociados a sulfuros de metales base, en las vetas de baritina encajadas en sedimentitas de la Formación Vaca Muerta y en microdioritas del Cinturón Andesítico Naunauco. Entre las minas más importantes se pueden destacar: la mina San Eduardo, La Bienvenida, Julio Cesar, La Bruja y La Esperanza-Carlita.

En la Mina San Eduardo los depósitos baríticos yacen bajo las formas mantiforme y vetiforme discordante. La primera posee inclinación entre 30° y 55° SE y

espesores de hasta 2 metros, aunque excepcionalmente puede alcanzar máximos de 6 metros. Dicha mineralización se emplaza en el contacto entre las calizas de los Miembro Chorreado y Troncoso Superior, y las rocas magmáticas del Grupo Naunauco. La mineralización se acomoda concordantemente al rumbo e inclinación de los estratos cretácicos (Fig.6a). Además, las estructuras estromatolíticas presentes en la Formación Troncoso Superior, contienen relictos de laminación con reemplazo del mosaico calcítico por baritina con un marcado bandeamiento, donde las bandas claras corresponden a baritina recristalizada y las castañas oscuras a composiciones carbonáticas, rasgo típico de texturas cebradas (Fig. 6b y c). Además, los niveles laminados originalmente yesíferos también han experimentado procesos de reemplazo por carbonato y baritina. Estas estructuras mantiformes concordantes con la estratificación de las rocas carbonáticas laminadas, responden a procesos reemplazo (Llambias y Malvicini, 1978). Hayase y Bengochea (1975) obtuvieron datos de Th entre 154°-167°C para baritinas mantiformes de la mina San Eduardo, evidenciando un origen a partir de fluidos hidrotermales de baja temperatura. Por su parte, Brodtkorb et al., (1997), Brodtkorb y Danieli (2011) y de Barrio et al., (2014), realizaron estudios de isotopos de  $\delta^{34}\text{S}$  en baritina, obteniendo valores entre +15,3% y +17,2%, siendo datos congruentes con las baritinas de otros depósitos considerados hidrotermales. Es importante destacar que en este sector se reconoce una textura brechosa asociada a fallamiento, donde el sulfato de Ba ha cementado clastos de caliza. Asimismo, se ha superpuesto a la mineralización barítica una paragénesis de sulfuros de metales base (galena, esfalerita, calcopirita y pirita). La yacencia vetiforme se superpone a la estratiforme, cortando a las rocas magmáticas del Cinturón Andesítico Naunauco con una inclinación entre 75° y 85° SE, espesores entre 2 y 3 metros (Lyons et al., 1978) y presenta una paragénesis marcadamente sulfurada (Salvioli, 2017).

En la mina La Bienvenida la mineralización se manifiesta como mantos y vetas estratiformes y se encuentra alojada en las areniscas del Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín, con espesores de hasta 1,5 metros e inclinaciones entre 35° y 55° SE. Brodtkorb et al., (1997), Brodtkorb y Danieli (2011) y de Barrio et al., (2014), realizaron estudios de isotopos de  $\delta^{34}\text{S}$  en galena y calcopirita presentes en las yacencias vetiformes, obteniendo valores entre -8,1% y -17,7%, siendo datos congruentes con la reducción termoquímica abiótica del sulfato. Por su parte, Salvioli

(2017) agrega que este proceso fue catalizado por la presencia de materia orgánica en el sistema e infiere que valores altamente negativos apuntan a un origen no magmático para la paragénesis sulfurosa. Estudios de IF en baritinas de los depósitos mantiformes de la mina San Eduardo y La Bienvenida arrojaron valores de Th entre 156,2°-173°C y salinidades entre 0,2% y 7,2%, y en peso equivalente de NaCl, indicando procesos hidrotermales (Salvioli, 2017).

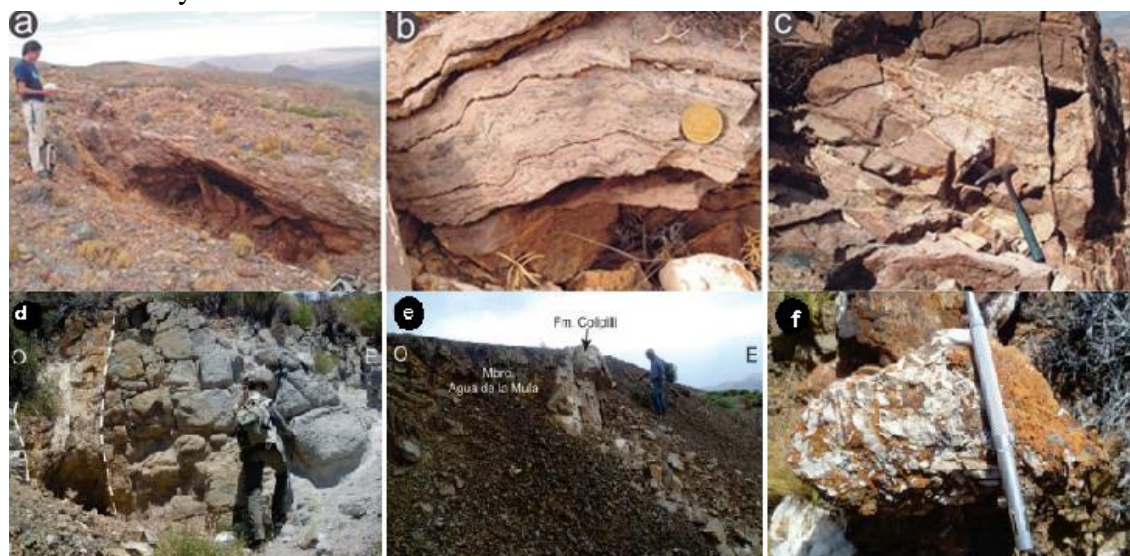
La mina La Bruja se caracteriza por presentar yacencia vetiforme compuesta por baritina (Fig. 6d) y óxidos-hidróxidos de hierro con cantidades minoritarias de galena y ocasionalmente esfalerita y pirita, la cual se emplaza en el contacto entre las pelitas del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio y las andesitas del Cinturón Andesítico Naunauco. Las vetas presentan un rumbo N-S e inclinación general 70-80° E y tienen un espesor máximo de 7 metros. En las cercanías de dicha mina, aflora un cuerpo discordante de composición andesítica de textura porfírica (Fig.6e).

En la mina Julio César la mineralización es vetiforme discordante y está emplazada con contacto neto en rocas ígneas del Cinturón Andesítico Naunauco. Las vetas presentan un rumbo N-S e inclinación general 70-80° E y poseen 1,5 metros de espesor. La mineralización consiste en baritina y óxidos-hidróxidos de hierro con galena, esfalerita y pirita, de texturas de tipo brechosa y bandeada. Las brechas están constituidas por baritina espática y escasa galena, cementadas por óxidos-hidróxidos de hierro y manganeso. La textura bandeada está integrada por la alternancia de bandas de baritina, galena y óxidos-hidróxidos de hierro; y bandas de óxidos-hidróxidos de hierro y manganeso. A lo largo del rumbo de la mineralización se observan múltiples fracturas, paralelas y producidas por cizallamiento, que están rellenas por baritina recristalizada y óxidos-hidróxidos de Fe.

En el sector de las minas La Esperanza – Carlita, la mineralización se dispone paralela y alineada siguiendo un sistema de fracturas de un rumbo aproximado N70° E con una inclinación general de 70° NO y una extensión aproximada de 800 metros. Las vetas se alojan cortando a las pelitas de la Formación Agrio y se emplazan en el contacto neto roca sedimentaria-roca ígnea. Presentan espesores de 1,5 m y están compuestas por baritina, óxidos-hidróxidos de hierro y galena. La textura más dominante es la brechosa (Fig. 6f) y está constituida por baritina y clastos de galena cementados por óxidos-hidróxidos de hierro (Salvioli, 2017). Para los depósitos

vetiformes, Salvioli (2017) realizó estudios de IF en baritinas, obteniendo valores de Th entre 163,0°-280,6°C y salinidades entre 0,5% y 8,3% en peso equivalente de NaCl, indicando procesos hidrotermales, pero de temperaturas mayores que los depósitos mantiformes.

Para el sector de Colipilli, Salvioli (2017) infiere que en la región se ha implantado un conjunto de sistemas hidrotermales polimetálicos vinculados a la secuencia eocretácica y a cuerpos intrusivos, donde los procesos mineralizantes predominantes fueron de relleno y reemplazo, los cuales han afectado a horizontes carbonáticos y en menor medida silicoclásticos.



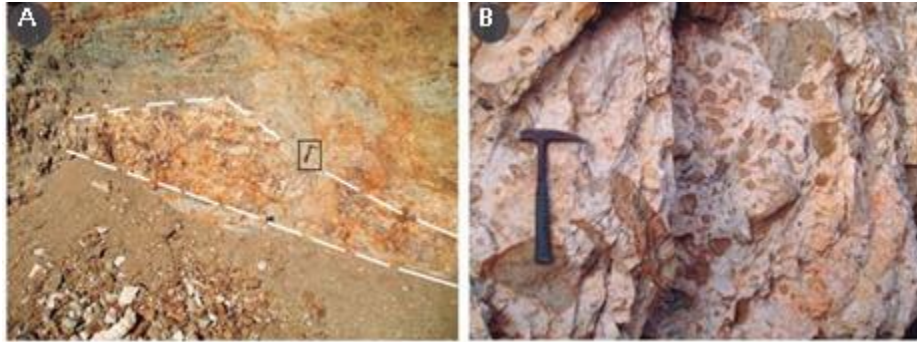
**Figura 6:** Distrito Colipilli. a) Labor de explotación de baritina concordante con laminación de calizas algales del Miembro Troncoso superior de la Formación Huitrín. b) Detalle de nivel estromatolítico (boundstone) con reemplazo incipiente por baritina. c) Procesos epigenéticos avanzados (relleno y reemplazo por baritina) en planos preferenciales de laminación algal. Fotos obtenidas de deBarrio et al., (2014). Sector mina La Bruja: d) veta de baritina en caja de rocas ígneas fracturadas. e) dique andesítico cortando a la Formación Agrio. f) Sector mina La Esperanza. Textura brechosa con cristales de baritina y óxidos-hidróxidos de hierro como cemento. Fotos extraídas de Salvioli (2017).

Otra área con importantes yacimientos es el distrito Mallín Quemado, ubicado en el flanco sudeste del anticlinal de la sierra de la Vaca Muerta. Aquí se encuentran las minas Achalay, Rio Agrio y La Porfía dispuestas a lo largo de unos 4 km en sentido N-S. La mina Achalay, la más representativa del distrito, presenta un manto de baritina de textura bandeada y láminas de galena, con potencias de 1 a 4 metros, 580 metros de largo y 250 metros de ancho. Se encuentra intercalado entre el banco carbonático del tope de la Formación Auquilco y las areniscas de la Formación

Tordillo. La yacencia mantiforme es la estructura principal del distrito (Fig. 7a), y está vinculada a yacencias vetiformes de composiciones baríticas y texturas brechosas con potencias de hasta 2 metros. Se observa una relación muy marcada entre el manto mineralizado y el banco carbonático cuspidal de la Formación Auquilco en todo el yacimiento. Por sectores se encuentran rasgos relictuales de la laminación algal de las calizas, evidenciando procesos de reemplazo en la discontinuidad entre las formaciones mencionadas, obliterando por sectores en forma total los rasgos texturales originales. Hayase y Bengochea (1975) y Hayase et al., (1979), en inclusiones fluidas de baritina, indican temperaturas de homogenización entre 163°-175°C y consideraron un origen por reemplazo debido a la acción de fluidos hidrotermales magmáticos. Mientras que, los valores de Th y salinidades obtenidos en baritinas por Collao et al., (1997), oscilaron entre 200° y 312°C y 10,98% en peso equivalente de NaCl, respectivamente. El autor asignó estos datos a eventos termométricos de media temperatura de fluidos hidrotermales generados por cuerpos plutónicos o subvolcánicos. Posteriormente, Leveratto (1982) propuso un origen hidrotermal por reemplazo a partir de soluciones que circularon por la discontinuidad existente entre el yeso de la Formación Auquilco y las sedimentitas de la Formación Tordillo. Brodtkorb y Danieli (2011) mencionan que relevamientos sísmicos realizados por YPF detectaron anomalías que podrían corresponder a un cuerpo intrusivo en profundidad. Estudios de  $\delta^{34}\text{S}$  realizados por Barrio et al., (2014) arrojaron valores entre +15,2% y +16,7% en baritina y entre -2,8% y -3% en galena. Estos valores son congruentes con datos obtenidos por Brodtkorb y Danieli (2011), los cuales consignaron un origen hidrotermal magmático para la baritina y reducción abiótica del sulfato para los sulfuros.

En las minas Achalay, la Porfía y sobre todo Río Agrío, se encuentran vetas de hasta 1000 metros de corrida y 4 a 5 metros de espesor que intruyen a la secuencia silicoclástica de la Formación Tordillo, rellenando fracturas previas, posiblemente relacionadas a fracturas originadas por procesos de tensión durante el plegamiento de la sierra de la Vaca Muerta. La mena consiste en baritina de texturas brechosa y bandeada con cuarzo, carbonatos de Ca, Mn y Fe y muy minoritarias proporciones de galena, tetraedrita, calcopirita, piritita y esfalerita. En las vetas de la mina Achalay, Hayase y Bengochea (1975) determinaron en IF de baritinas Th entre 126°-273°C y salinidades de 4,05% en peso equivalente de NaCl. Estos valores podrían señalarla

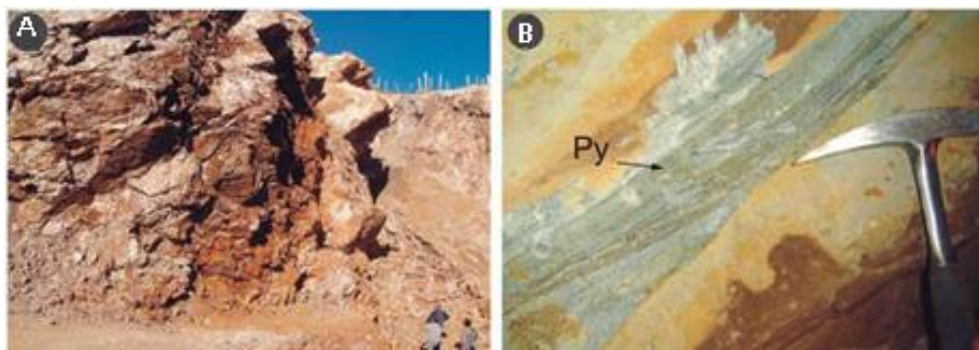
existencia de un evento termométrico generado por cuerpos plutónicos o subvolcánicos. Así mismo, Del Blanco (2000) realizó 41 mediciones en inclusiones primarias reconocidas en cristales de cuarzo asociado paragenéticamente a la veta principal de la mina Río Agrio, obteniendo datos de Th con un promedio de 136°C y salinidades entre 2% y 3% en peso equivalente de NaCl, confirmando el fuerte carácter epitermal de la mineralización. Como se mencionó anteriormente, en el área de la mina Achalay se encuentran depósitos brechosos asociados a procesos de fricción, colapso y/o hidrotermales (Navarro 1983, Brodtkorb y Danieli 2011). Las brechas de colapso serían la consecuencia de procesos de la karstificación de niveles yesíferos y/o calcáreos de la Formación Auquilco, ocasionando la falta de sustento de la pila silicoclástica suprayacente de la Formación Tordillo. Este cuerpo, ubicado entre la veta principal y el manto de la mina, comprendía clastos y bloques de baritina, yeso, calizas y sedimentitas de Formación Tordillo en disposición caótica y de muy variable volumen (Fig. 7b). De Barrio et al., (2014) infieren un primer brechamiento por colapso gravitacional y la cementación de los fragmentos con baritina y sílice por la posterior circulación de fluidos desarrollándose la potente brecha hidrotermal. A partir de las características texturales de la paragénesis baritina-galena finamente bandeadas, los rasgos de texturas de relleno en planos de fracturas con texturas brechadas y bandeadas, evidencias de reemplazo en discontinuidades, la presencia de rasgos relictuales de la laminación algal de calizas, procesos hidráulicos generadores de las estructuras brechosas, datos obtenidos de  $\delta^{34}\text{S}$  y de IF; y relevamientos sísmicos realizados por YPF, estos autores concluyen que el manto de la mina Achalay es de naturaleza epigenética por reemplazo, posiblemente asociado a fluidos hidrotermales provenientes de un cuerpo intrusivo no aflorante, cercano a la superficie. Mientras que las vetas de las minas Achalay, Río Agrio y La Porfía con una conspicua paragénesis epitermal de sulfuros en ganga de baritina, cuarzo y adularia, se consideran asignables a la acción de fluidos hidrotermales de baja temperatura. Estos fluidos hidrotermales posiblemente son derivados del magmatismo andesítico del Cinturón Andesítico Naunauco, el cual permitió la removilización de los mismos, el reemplazo litologías previas, el relleno de fracturas y contribuyo mediante procesos hidráulicos a la generación de estructuras brechosas.



**Figura 7:** Mina Achalay, Distrito Mallín Quemado. a) Estructura mantiforme de baritina de diseño lenticular, piqueta de escala en recuadro. b) Brecha de estructura mantiforme con clastos de areniscas de la Formación Tordillo cementada por baritina. Fotos obtenidas de de Barrio et al., (2014).

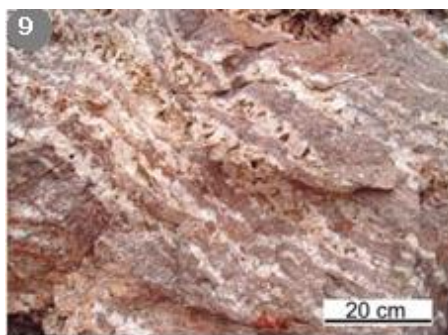
En el sector de la mina Llao Llao, situada en el faldeo occidental del Cordón de Cuchillo Cura, a unos 7 km al oeste de mina Achalay, se encuentra una espesa secuencia carbonática-evaporítica-clástica jurásica integrada por el Grupo Lotena. El depósito se presenta como bancos de celestina, el cual está repetido por fallamiento inverso, bancos de baritina y cuerpos vetiformes de celestina y baritocelastina. Ambos mantos asociados al nivel calcáreo criptoalgal de la Formación Auquilco y están vinculados espacialmente a filones andesíticos del Cinturón Andesítico Naunauco. El manto celestínico presenta potencias de 1 a 1,5 metros y está interdigitado con niveles calcáreos (Fig.8a). Estos se caracterizan por la presencia de texturas tipo ritmitas o cebradas con alternancia de finas bandas de carbonato y celestina, y en otros sectores celestina con textura maciza con evidencias de recristalización, donde al microscopio se observa reemplazo de carbonato por cristales euhedrales de celestina. Además, presenta pirita y marcasita minoritaria, cuya oxidación se evidencia por las coloraciones castaño rojizas que afecta tanto a la celestina como a las calizas que alojan a la mineralización. Tanto en la mena como en los bancos calcáreos, se reconocen sulfuros de hierro. En cuanto al manto de baritina, el mismo presenta disposición lenticular, potencias entre 2 y 4 metros, buzamientos de 30° al NNO y se encuentra alternando entre niveles calcáreos que corresponden a los depósitos algales (boundstone) de la Formación Auquilco y en las areniscas de la Formación Tordillo. La baritina es de hábito macizo de grano muy fino y en los niveles más profundos está asociado a sulfuros diseminados de génesis tardía. Estos sulfuros se reconocen también en las areniscas de la Formación Tordillo, el cual conforma el techo de la

mineralización, depositados en planos de laminación (Fig.8b). Dicha asociación de sulfuros está compuesta por pirita, pirrotina, esfalerita, calcopirita y covelina. Además, es importante destacar que en el sector oriental de la mina se visualizan cuerpos vetiformes discordantes emplazados en las secciones inferiores de la Formación Tordillo, con potencias entre 10 y 15 cm y texturas brechosas, Están constituidos por celestina y baritocelastina con porciones minoritarias de óxidos de Fe-Mn y galena. Las alteraciones hidrotermales identificadas corresponden a procesos de argilización, las cuales se encuentran en los niveles basales arenosos de la Formación Tordillo y vetas con presencia de caolinita e illita-esmectita. Del Blanco et al., (2016) atribuyen estas alteraciones a la circulación de fluidos hidrotermales de baja temperatura. Estos mismos autores determinaron Th en IF en celestinas que oscilaron entre 240° y 310°C. Brodtkorb et al., (1997), Brodtkorb y Danieli (2011) y de Barrio et al., (2014), realizaron estudios de  $\delta^{34}\text{S}$  en celestinas y baritinas, obteniendo valores entre +13,8% y +34,8%, siendo estos datos consistentes con los depósitos anteriormente considerados de origen magmático hidrotermal. De Barrio et al., (2014) consideran que la mineralización celestínica es producto del reemplazo hidrotermal de los horizontes calcáreos microbiales con posterior relleno de sulfuros en múltiples microfisuras y atribuyen a los procesos de removilización la formación de celestina recristalizada por encima del manto mineralizado. Por su parte, el banco de baritina está también asociado a sulfuros de Fe, Cu y Pb que se alojan en vetillas milimétricas que lo cortan. El mismo presenta rasgos de relleno de fractura, acomodándose a espacios generados por procesos tectónicos. Las mineralizaciones que se presentan en la discontinuidad entre la Formación Auquilco y la Formación Tordillo indican que este plano ha sido un canal apto para la circulación de fluidos hidrotermales.



**Figura 8:** Mina Lloa Lloa: a) Nivel celestínico oxidado en labor a cielo abierto alojado en facies carbonáticas de la Formación Auquilco. b) Pirita (Py) en areniscas de la Formación Tordillo en labor subterránea inmediatamente por encima del banco barítico del nivel. Fotos extraídas de de Barrio et al., (2014).

En las cercanías del cerro Naunauco, al suroeste y al sudeste de la localidad de Chos Malal, se encuentran las minas del área de Taquimilán y Don Candelario-Clementina, respectivamente, constituyendo el distrito Naunauco-Taquimilán. Están constituidas por celestobaritinas, por partes espáticas de grano grueso, con textura cebrada, dolomitización como principal alteración y escasos sulfuros de Fe (Fig.9). Los bancos presentan morfologías tabulares a lenticulares, de hasta 4 metros de espesor. El depósito está espacialmente asociado a la Formación Huitrín, emplazándose en los horizontes carbonáticos y yesíferos del Miembro Troncoso Superior. Un análisis mesoscópico realizado por Escobar y Salvioli et al., (2013) permitió observar la alternancia rítmica de bandas claras y oscuras de espesor milimétrico variable. Las bandas claras están compuestas por celestina y presentan oquedades, mientras que las oscuras están formadas por material carbonático. Indicaron discontinuidades marcadas por la formación de estilolitas y en ellas, la presencia de cristales de pirita lixiviados. Las características mineralógicas y texturales permiten sostener que este depósito fue sometido a procesos de reemplazo de las facies de boundstone, hasta incluso grainstone de los niveles carbonáticos y yesíferos por aguas diagenéticas. La posterior circulación de fluidos hidrotermales generó la recristalización intensa y la depositación de pirita. Collao et al., (1998) determinó en IF de celestobaritinas Th entre 268°-323°C y salinidades entre 2,7% y 7,6% en peso equivalente de NaCl. Así mismo, de Barrio et al., (2014) realizaron estudios de isótopos de  $\delta^{34}\text{S}$  en celestinas, obteniendo valores de +13,2%. Estos valores son congruentes a la hipótesis de acción de fluidos hidrotermales magmáticos. Por lo tanto, su origen podría estar vinculado al magmatismo terciario andesítico, muy cercano a estos depósitos.



**Figura 9:** Mina Don Candelario, distrito Naunauco- Taquimilán. Textura cebrada de bandas claras (celestina) y bandas castañas (carbonato+celestina). Foto obtenida de de Barrio et al., (2014).

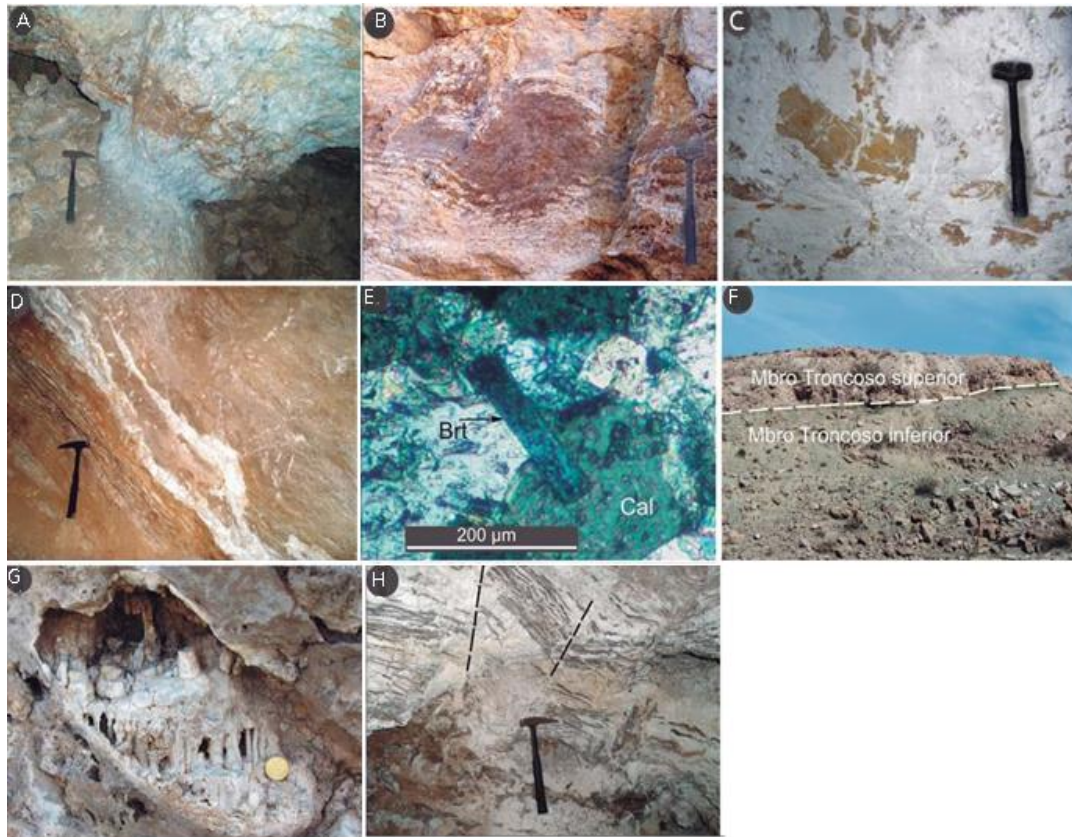
### **9.3. DEPÓSITOS EPIGENÉTICOS HIDROTERMALES EMPLAZADOS EN ÁREAS SIN ACTIVIDAD MAGMÁTICA:**

Las mineralizaciones barítico-celestínicas emplazadas en zonas sin vinculación con rocas magmáticas, están asociadas tanto a los niveles carbonáticos de la Formación Tábanos y en los horizontes carbonáticos y/o yesíferos de los Miembros Troncoso Superior y La Tosca de la Formación Huitrín.

Los depósitos vinculados a la secuencia carbonática de la Formación Tábanos, se encuentran en el faldeo austral del Cordón de Cuchillo Cura a 50 km al norte de Zapala. Localmente la Formación Tábanos, está integrada de base a techo por calizas macizas, calizas estromatolíticas y yeso macizo con cuerpos lentiformes de celestina interdigitados. Esta unidad limita en su techo y base al banco celestínico de las minas San Charbel, La Sorpresa, La Lía y otras, donde las yacencias mantiformes de aspecto tabular a lenticular tienen espesores de aproximadamente 2 metros. Los bancos presentan signos evidentes de procesos de reemplazo y pasan lateralmente a material carbonático con evidencias de recristalización diagenética (Fig.10a). La mena está caracterizada por una textura laminar o DCR (ritmitas de cristalización diagenética) definida por Fontboté y Amstutz (1983), con alternancia de capas carbonáticas y celestínicas generadas a partir de la laminación algal de la Formación Tábanos. Brodtkorb et al., (1997), Brodtkorb y Danieli (2011) y de Barrio et al., (2014), realizaron estudios de isótopos de  $\delta^{34}\text{S}$  en celestinas y baritinas de la mina San Charbel, obteniendo valores entre +17,4% y +40,0%. Mientras que los análisis de Th y salinidad realizados por Marranghelli (2017) dieron entre 184°-234°C y 4,2%-5,9% en peso equivalente de NaCl, respectivamente. Estos datos son congruentes con la hipótesis de Hayase y Bengochea (1975) y de Barrio et al., (2014), la cual plantea un origen epigenético a partir de aguas diagenéticas con procesos esencialmente de reemplazo de la roca alojante.

En cuanto a los depósitos vinculados a los Miembros Troncoso Superior y La Tosca, se ubican en una faja norte-sur de 100 kilómetros de longitud entre Chos Malal por el norte y Zapala por el sur. Los yacimientos más representativos se encuentran en el distrito Bajada del Agrio con las minas 3, 4 y 5 de noviembre, Santa Bárbara, Santa Ana y el distrito del Grupo Continental con las minas Cecilia, Santa Elena, entre otras. Cabe destacar que la mina Barda Klein se encuentra en el distrito de Balsa Huitrín y

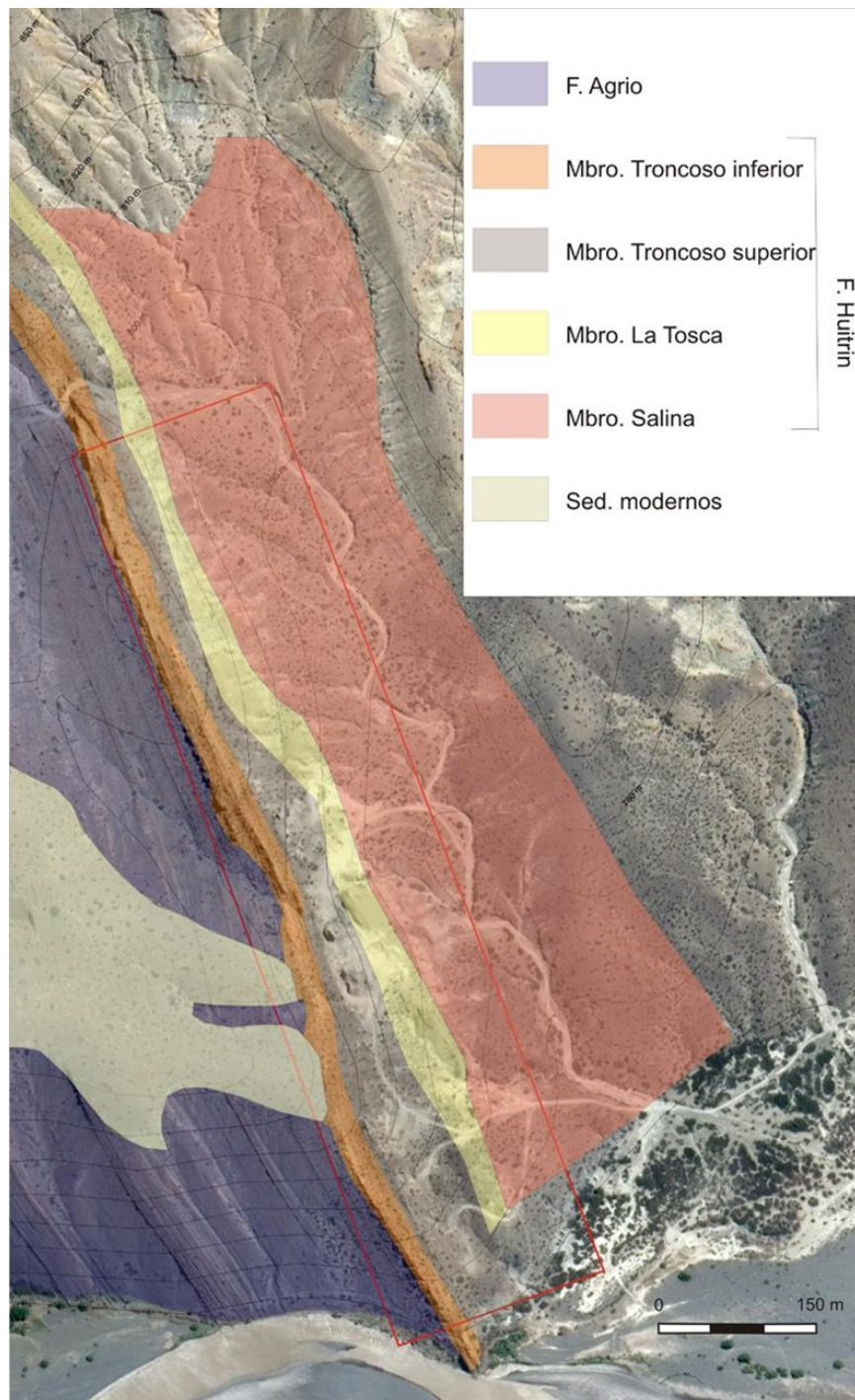
está en las cercanías del último distrito mencionado. Estos distritos se caracterizan por la presencia de celestobaritina y/o baritocelatina en los niveles carbonáticos y yesíferos laminados del Miembro Troncoso Superior por procesos de reemplazo y/o relleno de fracturas y oquedades en rocas carbonáticas del Miembro La Tosca (Fig. 10). Este último presenta composiciones más baríticas y por lo tanto mayores densidades. Se caracterizan por la presencia de textura DCR con alternancia de celestobaritinas con carbonatos y fragmentos relictuales de rocas carbonáticas y yesíferas previas al reemplazo, donde se reconocen procesos de reemplazo y dolomitización de los calcáreos (de Barrio et al., 2014). Estos autores indican la omnipresencia de horizontes con laminación algal, muchas veces asociados a bioconstrucciones estromatolíticas, rol fundamental más que nada para los depósitos del Miembro Troncoso Superior. Estas bioconstrucciones constituyen niveles permeables para la circulación de fluidos y al ser altamente reactivos permiten la disolución con posterior reemplazo de secuencias preexistentes y el relleno de oquedades. Hayase y Bengochea (1975) realizaron estudios de IF en celestinas de las minas Santa Barbara y Cecilia obteniendo valores de Th entre 136°- 144°C, rangos térmicos compatibles con procesos diagenéticos en un ambiente kárstico, los cuales han generado por disolución múltiples oquedades y cavidades, para la consecuente precipitación de sulfatos de Ba y Sr. de Barrio et al., (2014) obtuvieron valores de  $\delta^{34}\text{S}$  en baritinas y celestinas entre +14,4% y +31,5%, siendo coherentes con las aguas marinas mesozoicas. Según estos autores dichos valores indican que la procedencia de estos depósitos podría estar relacionada a sulfatos de agua de mar, como los ambientes evaporíticos. La lixiviación del anión sulfato producida de la pila sedimentaria evaporítica sumada a la del Sr de las secuencias carbonáticas y del Ba de sucesiones clásticas, puede haber aportado los elementos necesarios para la formación de celestinas y baritinas.



**Figura 10:** a) Mina San Charbel, distrito de Cuchillo Cura. Vestigios de banco calcáreo de la Formación Tábanos (color castaño) reemplazado por celestina en parte recristalizada por procesos diagenéticos. b) Mina 4 de Noviembre, distrito Bajada del Agrio. Banco de caliza estromatolítica (color castaño) reemplazado parcialmente por baritocelastina. c, d y e) Mina Santa Bárbara. c) Vestigios de banco calcáreo del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín reemplazado por celestobaritina. d) Labor subterránea con vetillas removilizadas de baritocelastina con procesos de relleno y reemplazo a través de planos de laminación algal. e) Fotomicrografía con luz transmitida, nicoles cruzados, mostrando cristal prismático de baritina reemplazando a granos carbonáticos de la caliza algal. f, g y h) Mina Cecilia, distrito Grupo Continental. f) Nivel pelítico de Miembro Troncoso Inferior inmediatamente subyaciendo al nivel mineralizado del Miembro Troncoso Superior. g) Pequeña cavidad kárstica con estructuras estalactíticas de baritina en boundstones del Miembro Troncoso Superior. h) Ritmitas cebradas disturbadas por recristalización de baritocelastina y procesos de cizalla (línea de trazos). Fotos obtenidas de de Barrio et al., (2014).

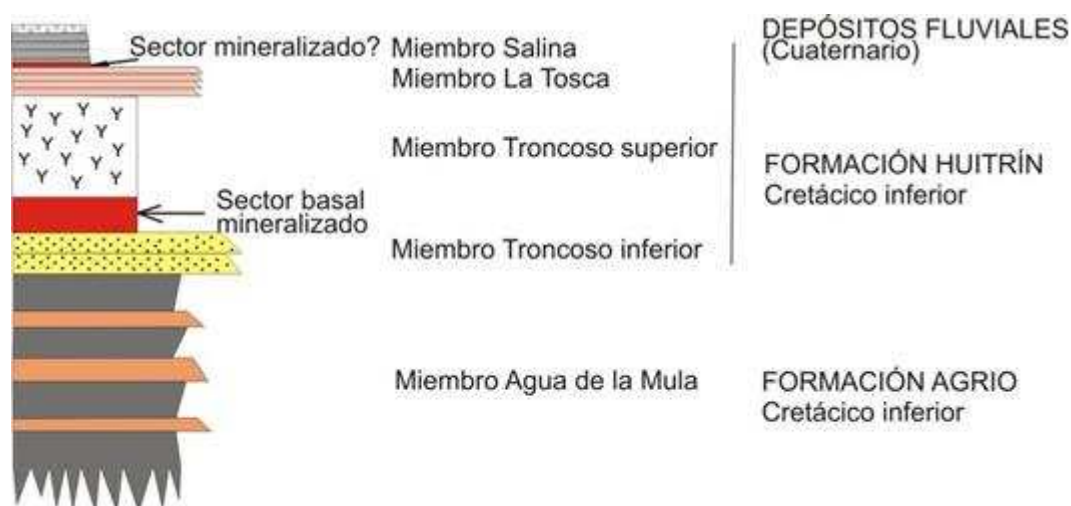
## 10. GEOLOGÍA LOCAL DE LA MINA BARDA KLEIN

El área de Barda Klein se caracteriza por afloramientos de unidades estratigráficas del Cretácico Inferior pertenecientes al Ciclo Ándico (Jurásico Superior- Cretácico Inferior) (Fig. 11).



**Figura 11:** Mapa topográfico y geológico del área de mina Barda Klein. Extraído de INREMI (2016).

La secuencia estratigráfica (Fig. 12) se inicia con el Miembro Agua de la Mula, de la Formación Agrio (Valanginiano Superior-Barremiano Inferior) perteneciente al Grupo Mendoza. Cabe destacar que el Miembro Pilmatué y el Miembro Chorreado no se encuentran representados en el sector. El Miembro Agua de la Mula está constituido por una alternancia rítmica de pelitas gris oscuras y calizas de coloraciones ocráceas (Fig. 13) depositadas en facies de interior de cuenca a plataforma costa afuera y evidencia un ciclo transgresivo que afectó a la región.



**Figura 12:** Columna estratigráfica esquemática del área de la mina Barda Klein (sin escala).Extraído de INREMI (2016).



**Figura 13:** Alternancia de bancos de calizas y pelitas del Miembro Agua de la Mula, Formación Agrio. Sector sur de la mina Barda Klein. Extraído de INREMI (2016).

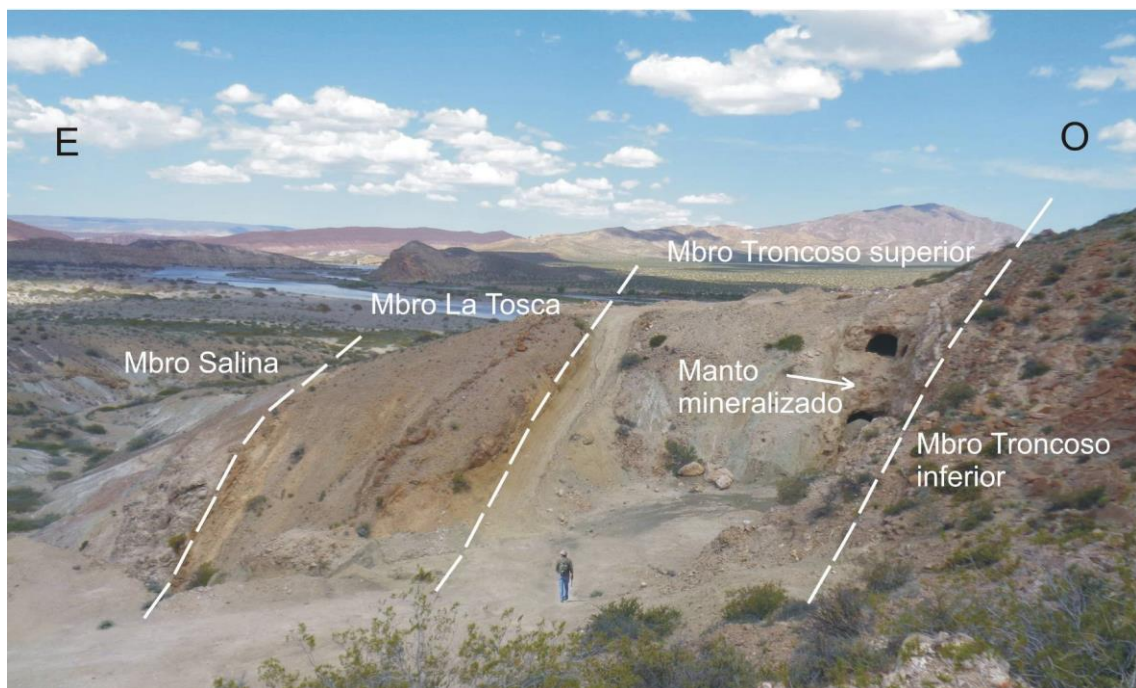
La secuencia continúa con la depositación del Grupo Bajada del Agrio, integrado por la Formación Huitrín (Barremiano Superior –Aptiano Inferior, Fig.14).

La secuencia aflorante se inicia con el Miembro Troncoso Inferior (Fig. 15) constituido por areniscas finas a medianas, de coloraciones castañas claras a oscuras y le hace de piso a la mineralización barítica suprayacente. La unidad se presenta a veces mineralizada con el sulfato por procesos de removilización y penetración por fisuras y fracturas (Fig.16). Las areniscas se encuentran formando bancos tabulares, los cuales a veces presentan estructuras sedimentarias como estratificación entrecruzada y ondulitas en el tramo superior. Evidencia un ciclo regresivo con depositación de sedimentitas clásticas continentales en un ambiente eólico-fluvial.

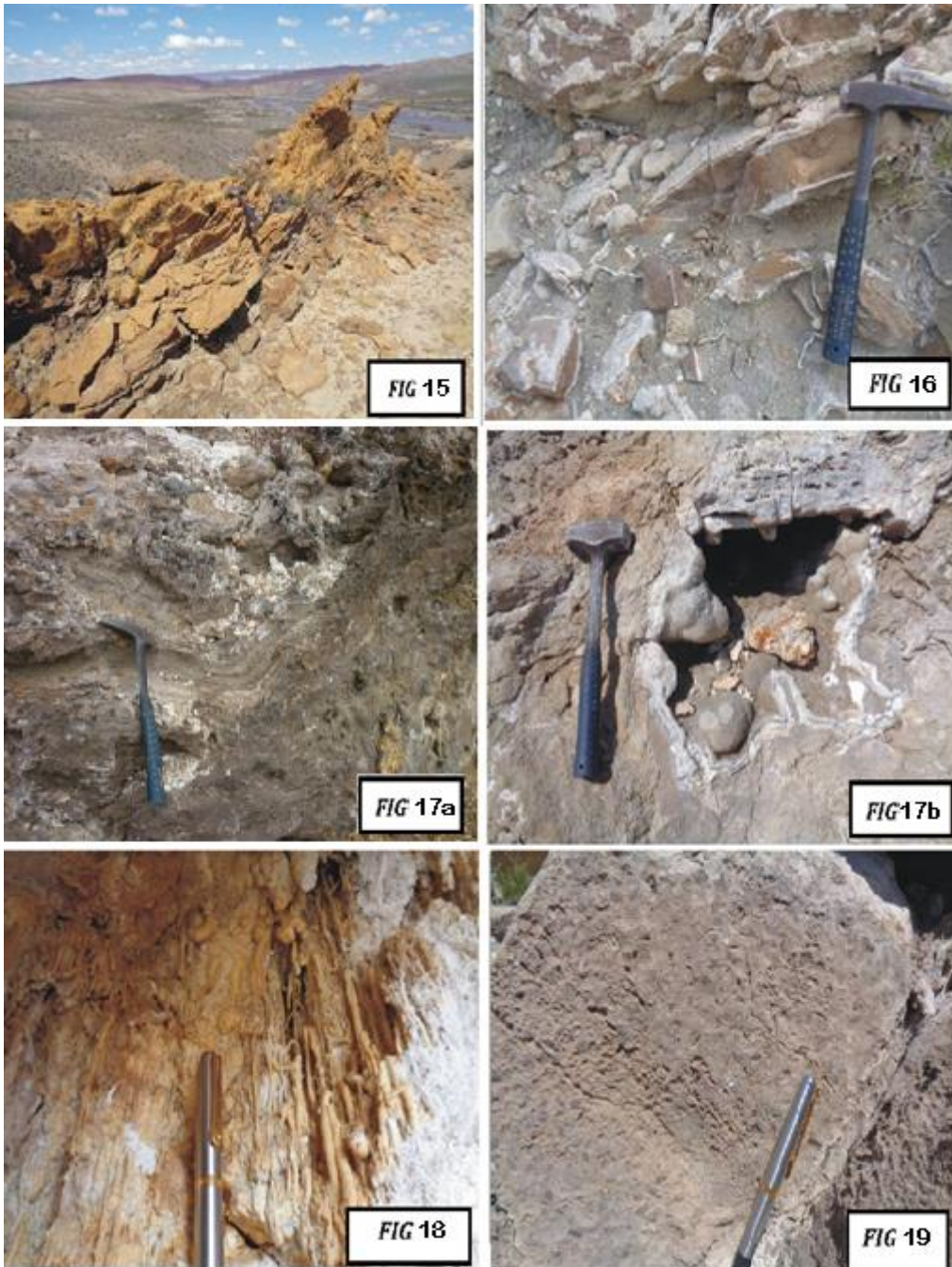
Le sigue el Miembro Troncoso Superior, el cual es de suma importancia ya que aloja a la mineralización de la mina Barda Klein. Está constituido principalmente por evaporitas yesíferas de coloración blanquecino a grisáceo con texturas laminares y nodulares y de manera subordinada por niveles carbonáticos tipo boundstone con laminación algal (Fig. 17a). La base del horizonte yesoso es carbonático de grano fino de coloración castaña, generado por la calcitización de dicho nivel de yeso. La posterior circulación de fluidos acuosos con presencia de sulfatos de Ba/Sr ha permitido la generación de baritoceléstinas por procesos de reemplazo del material carbonático. El subsiguiente ascenso generalizado del área ha permitido la disolución y generación de cavidades kársticas (Fig. 17b), donde ha precipitado material esencialmente barítico, en capas fibroso-nodulares y por goteo, en forma de estalactitas (Fig. 18). Estas “bolsadas” presentan una mayor pureza barítica, debido a los procesos que le dieron origen, por lo que fueron explotadas de manera selectiva mediante la extracción manual artesanal.

Le suprayace el Miembro La Tosca, con calizas tipo grainstone o mudstone de coloraciones gris castañas. Las calizas suelen presentar estructura estratificada, dando lugar a niveles de hasta 10 cm. Presenta moldes de bivalvos, los cuales permiten fácilmente la identificación del miembro, debido a que la presencia de estos moldes es un rasgo característico de las calizas tipo grainstone, y dicho miembro es el que contiene estas calizas en el área de estudio (Fig.19). En varios sectores, las calizas tipo mudstone o micrítica tiene coloraciones grisáceas y texturas producto de exposición subaérea y posterior brechamiento. Este miembro le hace de piso a la mineralización baritoceléstina perteneciente al Miembro Salina. Los Miembros Troncoso Superior y La Tosca evidencian un ambiente restringido litoral de aguas hipersalinas poco profundas.

La secuencia Cretácica culmina con el Miembro Salina, compuesto por pelitas varicolores, de mal o poca estratificación que desarrollan paisajes de tipo badlands, y niveles yesíferos subordinados. Esta unidad, en su sector basal, o bien el techo de la Formación La Tosca, contiene a la mineralización baritoceléstínica, posiblemente asociada a procesos de reemplazo por fluidos cargados de sulfatos de Ba-Sr. Este Miembro representa un ambiente continental con desecación y exposición subaérea del área. Cabe destacar que en el sector de estudio la Formación Rayoso no está representada.



**Figura 14:** Perfil estratigráfico este-oeste de la secuencia de la Formación Huitrín a la altura de las viejas labores del sector central de mina Barda Klein. Extraído de INREMI (2016).



**Figura 15:** Areniscas del Miembro Troncoso Inferior, sector norte. **Fig. 16:** Vetillas de baritocelstina en areniscas del Miembro Troncoso Inferior, sector norte. **Fig. 17a:** Niveles estromatolíticos del Miembro Troncoso Superior. **Fig. 17b:** Oquedad kárstica con celestobaritina en Miembro Troncoso Superior. Sector central. **Fig. 18:** Estalactitas de celestobaritina. Sector Central. **Fig. 19:** Calizas del Miembro La Tosca con moldes de bivalvos. Sector central. Extraído y modificado de INREMI (2016).

La estratigrafía aflorante en la mina Barda Klein culmina con depósitos de edad cuaternaria constituidos por sedimentos coluviales y fluviales, que por sectores enmascaran los afloramientos de roca dura. Son sedimentos de tamaño grueso,

psefíticos y poco litificados. Los clastos son redondeados, de naturaleza mayormente volcánica y plutónica. Se distribuyen aleatoriamente por el terreno, constituyendo relictos de antiguos niveles de acumulación del río Neuquén.

## 11. MINERALIZACIÓN DE LA MINA BARDA KLEIN

La mina Barda Klein comprende un área de 900 metros de largo, en dirección aproximadamente N-S por 200 metros de ancho, totalizando 180000 m<sup>2</sup>, distribuidos en tres pertenencias de 200 por 300 m. El depósito baritoceléstínico principal, de nacencia mantiforme, se comporta de manera estratoligada en relación a los niveles carbonáticos-evaporíticos del Miembro Troncoso Superior. El banco mineralizado presenta potencias desde unos pocos centímetros hasta 8 metros (INREMI, 2016) en el sentido del rumbo, de orientación NNO. Los afloramientos son discontinuos y adoptan formas lenticulares. La inclinación general del banco mineralizado es de 75° hacia el este, con variaciones locales de 60-65 °. Hacia el extremo sur, la mineralización es interrumpida abruptamente por el valle del río Neuquén (Fig. 20) mientras que, hacia el norte, va perdiendo paulatinamente importancia hasta casi desaparecer, retomando alguna importancia volumétrica inmediatamente al norte del límite legal septentrional de las pertenencias, donde ha sido escasamente explotado mediante pequeños laboreos subterráneos. Además, la mineralización baritoceléstínica se aloja por encima(o bien en la parte cuspidal) de las calizas de la Formación La Tosca, en posible vinculación a los niveles yesíferos del Miembro Salina, y en estalactitas, estalagmitas y gutolitas de composiciones esencialmente baríticas originadas en aquellos niveles yesíferos que han experimentado previamente procesos de calcitización. Estas últimas yacencias presentan minerales mucho más ricos en Ba, y por lo tanto con mayor peso específico.



**Figura 20:** Vista al sur, donde la mineralización es interrumpida por el valle del río Neuquén. Extraído de INREMI (2016)

La metodología de explotación fue llevada a cabo en dos modalidades: 1) inicialmente se realizó mediante el método de galerías y piques “en mineralización”, sobre el banco mineralizado, dejándose pilares de mineral a los efectos de mantener la seguridad en las tareas extractivas. 2) canteras a cielo abierto, beneficiándose mediante explosivos y pala cargadora el mineral que se encontraba a la vista. 3) explotación selectiva en forma manual artesanal de “bolsadas” estalactíticas de mayor pureza barítica.

Las texturas observadas en la mineralización primaria han sido: a) cebrada, con alternancia de capas milimétricas de baritocelastina, de coloraciones blanquecinas o gris celeste claro, y capas de color castaño, de naturaleza carbonática (Fig. 21), b) macizas, con reemplazo penetrativo, parcial a casi total, de la roca preexistente. En cuanto para la mineralización secundaria: a) nodulares, a su vez de textura interna fibrosoradiada (Fig.22), b) estalactíticas, en velas desde unos pocos milímetros hasta algunos decímetros de longitud.



**Figura 21:** Socavón sobre mineralización estratoligada en sector norte de la mina. Textura cebrada en interior mina Barda Klein. Se puede observar una intercalación entre bandas blanquecinas (celestobaritina y/o baritocelastina) y castañas (calcita). Extraído de INREMI (2016).



**Figura 22:** Sector norte mina Barda Klein. Se puede observar sulfato removilizado enriquecido en Ba con textura nodular. Extraído de INREMI (2016).

En cuanto a la estructuración del área es importante resaltar que la mineralización de la mina Barda Klein se encuentra alojada en el sector septentrional de la Faja Plegada y Corrida del Agrio y localmente está ubicada en el flanco occidental de un pliegue sinclinal asimétrico con eje buzante hacia el SSE, de rumbo general NNO. Cabe destacar que, hacia los sectores medio y austral del yacimiento, se han desarrollado procesos tectónicos que, favorecidos por la plasticidad de horizontes pelíticos de la Formación Agrio y del yeso del Miembro Troncoso Superior, han generado el despegue por corrimiento de parte de la secuencia cretácica. Así, se observa la duplicación de las areniscas del Miembro Troncoso Inferior y del mismo horizonte yesoso mineralizado. Además, se han observado fallas transversales de rumbo aproximadamente E-O, que han generado el desplazamiento de los estratos en magnitudes relativamente pequeñas, de unos pocos metros, que no han causado serios problemas en la explotación del banco.

### **11.1. GEOQUÍMICA Y DETERMINACIONES MICROANALÍTICAS**

El  $Ba^{+2}$  y el  $Sr^{+2}$  pueden sustituirse y dar lugar a una serie de solución sólida de baritina-celestina, ya que presentan radios iónicos similares, siendo 1,35 y 1,13 Å, respectivamente. En las baritinas, el Ba puede ser sustituido por el Sr en una serie continua cuyos extremos son baritina y celestina. Mientras que en las celestinas la tendencia a los reemplazos de Ba por Sr en su red cristalina es menor. Las composiciones intermedias de la serie son conocidas en la naturaleza, pero son poco comunes (Burkhard 1978, Tekin et al., 2002). Sin embargo, estos se han encontrado en algunas localidades de Rusia, los cuales fueron descritos y analizados por Bolonin y Nikiforov (2014).

Los términos baritocelstina (celestina rica en Ba) y celestobaritina (baritina rica en Sr) son utilizados para designar a los miembros de esta serie cercanos al extremo de Sr y al extremo de Ba, respectivamente. Burkhard (1978) subdividió a los sulfatos en relación al contenido mol% de SrSO en: baritina (0-10%), celestobaritina (10-50%), baritocelstina (50-90%) y celestina (90-100%).

Comparando en términos de solubilidades, el  $BaSO_4$  presenta valores extremadamente bajos en comparación con la del  $SrSO_4$ . Por lo que, Hanor (2000) sugiere que la cristalización inicial debe consistir en la nucleación de una fase rica en  $BaSO_4$ .

Desde el punto de vista de su génesis, la baritina y la celestina generalmente se hallan asociadas a secuencias carbonático-evaporíticas, junto con calcita, dolomita, anhidrita, yeso, halita, aragonita y sulfuros. Es común encontrarlas como ganga reemplazando a la calcita en estratos carbonáticos y rellenando oquedades asociada a esfalerita y galena en depósitos del tipo Mississippi Valley (Melgarejo y Martín, 2011). La baritina también suele acumularse por depositación en sedimentos modernos de fondos marinos y por meteorización dando lugar a mantos residuales. Además, es un mineral común de los depósitos submarinos volcanogénicos de sulfuros masivos, como es el caso de mina Arroyo Nuevo (Cura Mallin) en territorio neuquino. Mientras que, la celestina se puede encontrar en vetas hidrotermales de baja temperatura junto con estroncianita, pirita, cuarzo, calcita y fluorita.

A partir de un muestreo de bulto en distintas labores de la mineralización (entre 5 y 6 kg/muestra, INREMI, 2016) realizado en forma perpendicular al banco mineralizado por el método del esquireo (“chip sampling”) (Fig. 23), se realizaron análisis químicos en los laboratorios de ALS Patagonia, en la provincia de Mendoza y en Vancouver, Canadá. Se utilizaron tres rutinas analíticas: ME-ICP06 (para SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SrO, BaO, LOI), CIR07. (para carbono total) y SIR08 (para azufre total). Los resultados obtenidos se exponen en las tablas 1 y 2:

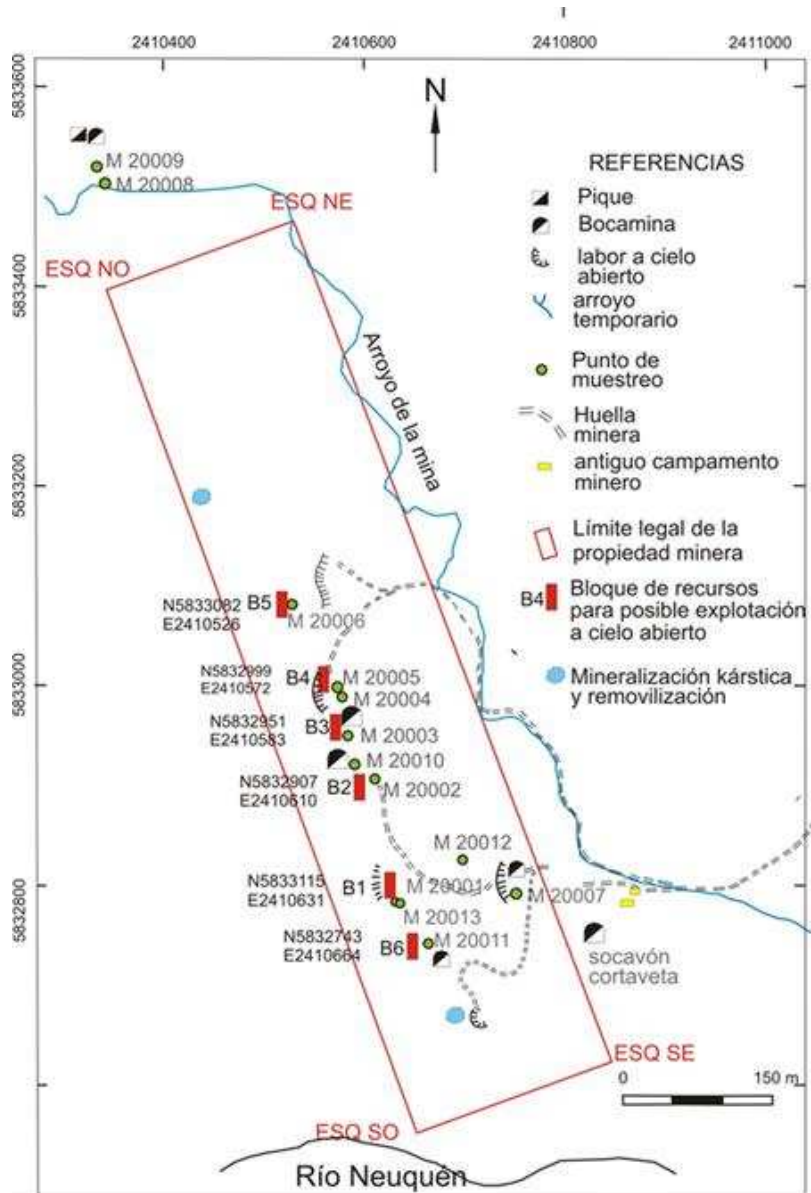


Figura 23: Mapa minero esquemático del área de mina Barda Klein. Extraído de INREMI (2016).

Muestra	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Na2O	K2O	Cr2O3	TiO2	MnO	P2O5	SrO	BaO	LOI	Total	C	S
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
20001	2,56	0,7	2,78	9,04	0,13	0,19	0,2	<0.01	0,03	0,14	0,02	13,8	30,7	6,83	67,1	1,21	13,5
20002	1,19	0,27	0,2	8,61	0,11	0,08	0,11	<0.01	0,01	0,08	0,01	17,3	17,1	6,07	51,1	1,42	14,2
20003	0,95	0,23	0,42	8,06	0,08	0,05	0,1	<0.01	0,01	0,11	0,02	29	17,5	6,32	62,8	1,66	14,4
20004	0,64	0,14	0,18	4,96	0,06	0,03	0,08	<0.01	0,01	0,05	0,01	43,3	5,01	4,01	58,5	1,05	16,3
20005	2,45	0,7	0,3	4,82	0,17	0,05	0,28	<0.01	0,03	0,06	0,01	38,2	9,7	3,97	60,7	0,97	15,4
20006	1,01	0,25	0,17	5,2	0,08	0,06	0,16	<0.01	0,01	0,03	<0.01	31,2	11,4	4,13	53,7	1,07	15,2
20007	0,39	0,08	0,23	4,46	0,1	0,05	0,09	<0.01	<0.01	0,04	0,01	39,5	10,8	3,46	59,2	0,97	16,3
20008	1,23	0,34	0,59	13	0,18	0,06	0,14	<0.01	0,01	0,1	0,01	39,2	2,23	10,1	67,1	2,67	13,7
20011	0,78	0,2	0,36	4,54	0,05	0,05	0,1	<0.01	0,01	0,06	0,01	40,9	8,61	3,56	59,2	0,92	16,3

Tabla 1. Análisis químicos realizados.

Con los valores analíticos obtenidos se efectuaron los cálculos de cada uno de los respectivos sulfatos de interés económico (SO<sub>4</sub>Ba y SO<sub>4</sub>Sr), y de las principales impurezas (CaCO<sub>3</sub> y CaSO<sub>4</sub>).

SO3	CO2	SO4Ba	SO4Sr	SO4Ba+SO4Sr	CaCO3	CaO remanente	Ca2SO4H2O
%	%	%	%	%	%	%	%
33,75	3,88	46,72	24,46	71,18	8,81	4,11	12,65
35,5	3,79	25,95	30,87	56,62	8,61	3,79	11,68
36	4,43	26,56	51,41	77,97	10,06	2,43	7,46
40,75	2,8	7,62	76,77	84,34	6,36	1,4	4,29
38,5	2,59	14,76	67,73	82,52	5,89	1,52	4,66
38	2,86	17,35	55,32	72,67	6,5	1,56	4,79
40,75	2,59	16,36	70,03	86,39	5,89	1,16	3,55
34,25	7,12	3,39	69,5	72,89	16,18	3,89	11,92
40,75	2,46	13,11	72,52	85,63	5,59	1,41	4,32

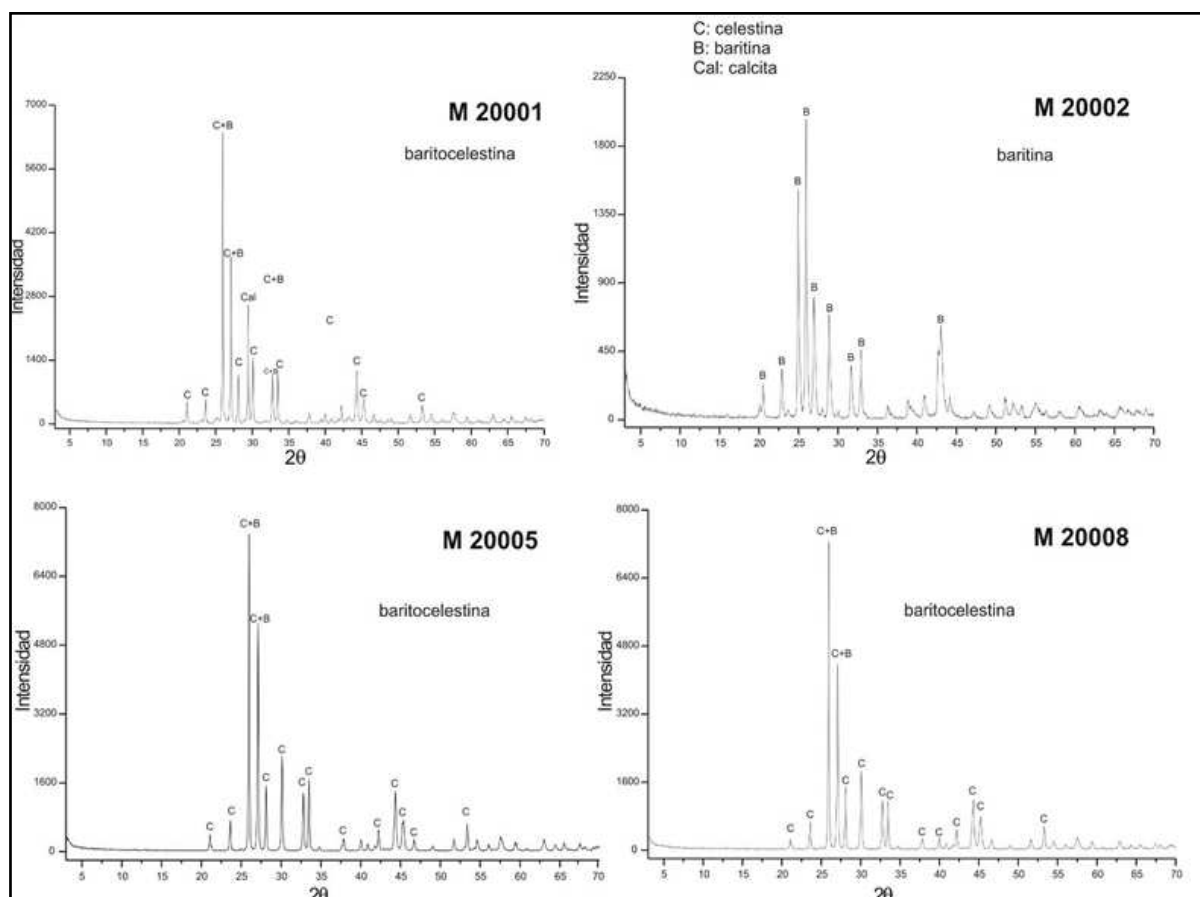
Tabla 2: recálculo de componentes principales.

Los sulfatos analizados arrojaron contenidos de BaO entre 2,23 y 30,7% en peso, de SrO entre 13,8 y 43,3% en peso. De acuerdo a la clasificación de Burkhard (1978) estos valores corresponden a celestobaritina, es decir sulfato de estroncio con proporciones menores de sulfato de Ba. Es de señalar la existencia de valores de LOI (“Loss on ignition”,

pérdida por ignición) algo elevados que varían entre 3,46 y 10,05 %, debidos a humedad en las muestras y a contenidos de agua en especies hidratadas (yeso).

## 11.2. DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Con el objetivo de identificar con exactitud los minerales presentes en la mina Barda Klein, se llevaron a cabo análisis por difracción de rayos X en 4 muestras seleccionadas (Fig.24) y representativas de los diferentes sectores de la mineralización. Estos sectores fueron reconocidos en función a distintos esquemas genéticos (sectores reemplazados y/o removilizados, cavidades kársticas). Previamente se separaron fases sulfatadas que presentaban diferentes coloraciones: blanquecina, grisácea y celeste grisácea.



**Figura 24:** Difractogramas de diferentes sectores representativos de la mina Barda Klein. Extraído de INREMI (2016).

Otros estudios de difracción de rayos X en sulfatos de Ba-Sr de diferentes depósitos alojados en secuencias jurásico-cretácicas de la cuenca Neuquina fueron realizados por de Barrio et al., (2008). Estos autores analizaron tres muestras de baritina correspondientes a las minas 4 de Noviembre, Llao Llao y Achalay. 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 Å<sup>3</sup>, respectivamente), característica que se puede observar en las muestras 20001,20005 y 20008 de la Mina Barda Klein. Estas muestras corresponden a sectores donde los procesos de reemplazo predominaron, identificándose especies sulfatadas con predominancia de Sr respecto de Ba (baritocelásticas). Por su parte, la muestra 20002 corresponde a un sector donde los procesos de removilización y reprecipitación fueron más intensos, identificándose la especie baritina (B). Como impurezas o minerales de ganga se identificó material carbonático (Cal, calcita).

### **11.3. CONSIDERACIONES SOBRE TEXTURAS CEBRADAS**

Las texturas cebradas conforman un bandeo composicional constituido por bandas de espesores milimétricos de colores oscuros de composición carbonática, heredadas de facies estromatolíticas y bandas claras de composición sulfática. Existen numerosas mineralizaciones a nivel mundial vinculadas a estas características texturales, pero principalmente se manifiestan en yacimientos estratoligados de Pb-Zn-Ba-F (tipo MVT) alojadas en rocas carbonáticas y depósitos de dolomita, magnesita y siderita (Tritlla et al., 2006). González Sánchez et al., (2009) reconocen estas texturas en depósitos de baritina-celestina del estado de Coahuila, NE de México texturas cebradas, asignándoles tipologías MVT.

En cuanto al origen de las texturas cebradas se pueden mencionar diferentes interpretaciones genéticas. Fontboté y Amstutz (1980) indican un origen singenético a diagenético temprano para texturas asociadas a los yacimientos estratoligados de F-Pb-Zn en la Cordilleras Béticas (España), sosteniendo que se generaron por procesos de recristalización diagenética (DCR).

Wallace et al., (1994) reconocieron diferentes tipos composicionales de textura cebrada en España, Australia y Groenlandia. En España estudiaron una textura cebrada constituida por bandas oscuras de fluorita y bandas claras de cemento de la misma

mineralogía. En Australia las detallan, pero de minerales de cinc. Mientras que, en Groenlandia analizaron texturas cebradas de composición barítica, con intercalaciones de bandas grises y claras, y otras de composición dolomítica de bandas claras y oscuras, presentes en un depósito de sulfato de Ba y minerales de Pb-Zn. Estos autores interpretaron que estas texturas se formaron por procesos de relleno y reemplazo.

Nielsen et al., (1998) distinguen que en los depósitos de tipo MVT ubicados en el Macizo de Brabant-Wales, Bélgica, las texturas cebradas presentes en dolomitas son epigenéticas y su génesis está asociada a procesos de reemplazos.

Boni et al., (2000) observan que en los depósitos de Ba-Pb-Ag del suroeste de Cerdeña (Italia), las texturas cebradas en dolomitas fueron producidas por reemplazo epigenético e indican la contribución de la sobrepresión de fluidos en su génesis.

Lugli et al., (2000) deducen procesos de reemplazo epigenético de dolomitas para las texturas cebradas de magnesita en los Pirineos Occidentales (España).

Vanderginste et al., (2005) estudian dolomitas con texturas cebradas en la Faja Plegada y Corrida Rocky Mountain (Canadá), y llegan a la conclusión de que son producto de procesos de reemplazo y recristalización, relacionados a la circulación de salmueras cuencales expulsadas por estrés tectónico.

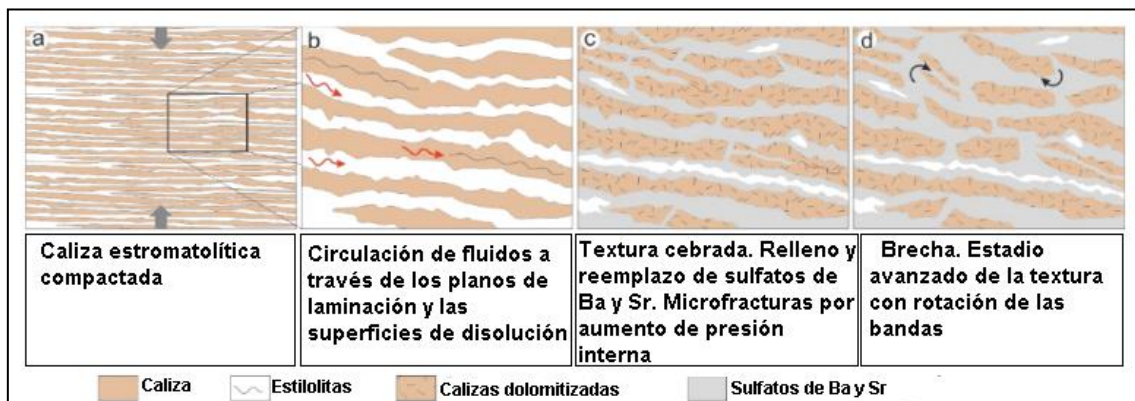
Tritlla et al, (2006) y González Sánchez et al., (2009) detallan texturas cebradas en yacimientos de Ba y Sr de la cuenca jurásico- cretácica de Sabinas, estado de Coahuila, NE de México, los cuales fueron considerados pertenecientes a la tipología MVT y les asignan un origen por procesos de reemplazo y relleno.

En la Cuenca Neuquina, depósitos barítico-celestínicos con texturas cebradas han sido descritos por Brodtkorb et al. (1975, 1982), Ramos y Brodtkorb (1990), entre otros. Estos autores sugieren un origen singenético mediante la precipitación cíclica de carbonatos y celestinas a partir del agua de mar. Mientras que, Hayase y Bengochea (1975) sostienen que el origen de las texturas cebradas en dichos depósitos de la Formación Huitrín son producto de procesos de reemplazo epigenético de origen hidrotermal.

Escobar (2016) analizó las texturas cebradas presentes en los depósitos barítico-celestínicos que se encuentran entre las localidades de Chos Malal y Las Lajas, provincia del Neuquén. 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.

Salvioli (2017) estudió texturas cebradas en las calizas con laminación microbial del Miembro Troncoso Superior en el área de Colipilli, provincia del Neuquén. Dichas texturas están constituidas esencialmente por la alternancia de bandas de baritina con carbonatos. Indica que su génesis involucra tanto procesos de relleno como de reemplazo. Llega a la conclusión de que el origen de estas texturas está asociado a la estructuración de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, elevada como resultado de la deformación andina en el Cretácico Tardío, la reactivación de la misma, al magmatismo del Cretácico Tardío-Paleoceno y a la circulación de aguas formacionales hidrotermales (aguas de formación o connatas).

Escobar (2016) y Salvioli (2017) indican que una textura cebrada se genera en distintas etapas (Fig. 25), considerando que las bandas carbonáticas fueron heredadas de las calizas estromatolíticas. Inicialmente, procesos diagenéticos han generado la compactación y disolución de las calizas. Luego, por los planos de laminación algal y las superficies de disolución (estilolitas), los cuales actúan como sectores de elevada permeabilidad, se han introducido y circulado fluidos mineralizantes. Estos fluidos han generado el reemplazo selectivo y el relleno de los niveles carbonáticos. Posteriormente, la nucleación y el consecuente crecimiento de sulfatos de Sr y Ba produjeron una sobrepresión interna, causando la fracturación y el desplazamiento de las bandas carbonáticas. Por último, en un estadio más avanzado, se genera la rotación de las bandas carbonáticas fracturadas hasta conformar una brecha.



**Figura 25:** Etapas de evolución de una textura cebrada. Extraído y modificado de Escobar (2016).

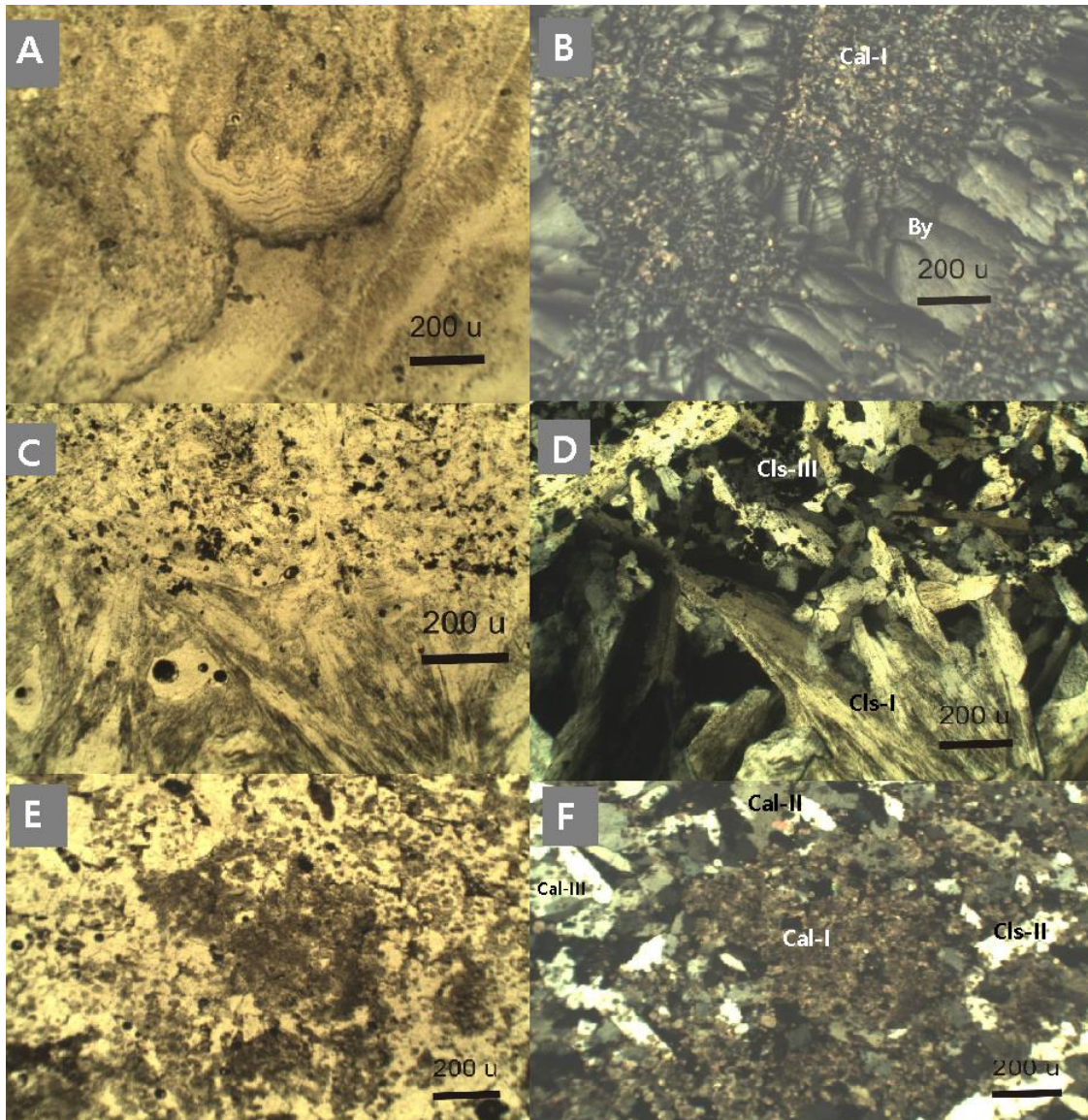
#### 11.4. ESTUDIO PETROGRÁFICO DE MINERALES DE MENA EN MINA BARDA KLEIN

Sobre muestras anteriormente recolectadas en la zona de la mina Barda Klein se han realizado cortes delgados en el Laboratorio de petrología del INREMI. Posteriormente, se procedió a realizar al microscopio el estudio petrográfico (Fig. 26), reconociéndose como roca alojante de la mineralización baritocelstínica a una caliza micro-esparítica de tamaño de grano entre mínimos de 5  $\mu\text{m}$  y máximos de 100  $\mu\text{m}$  (*Cal-I*), conformada por cristales de calcita en granos de desarrollo generalmente anhedral a subhedral y minerales opacos de óxidos de hierro con tamaños variables entre 10 y 200  $\mu\text{m}$ . Dicha caliza micro-esparítica conforma la laminación algal, heredada de las facies estromatolíticas del Miembro Troncoso Superior y constituye las bandas oscuras típicas de las texturas cebradas. En sectores esta caliza se encuentra recristalizada en cristales mayores de calcita anhedral a subhedral con tamaños máximos de hasta 2 mm (*Cal-II*).

Las bandas claras de la textura cebrada están compuestas por cristales de baritocelstina de tres tipos *Cls-I*, *Cls-II* y *Cls-III*. La baritocelstina *Cls-I* desarrolla un hábito fibroso radial de contactos rectos. La baritocelstina *Cls-II* presenta hábito tabular de caras subhedrales a euhedrales y se encuentra sustituyendo a cristales de calcita, tanto micro-esparítica como al mosaico de cristales mayores. Los tipos *Cls-I*, *Cls-II* presentan tamaños máximos de 4000  $\mu\text{m}$  y mínimos de 100  $\mu\text{m}$  y un promedio de 400  $\mu\text{m}$ . En cuanto a la baritocelstina *Cls-III* constituye un mosaico esparítico con cristales de caras rectas y tamaños entre 75  $\mu\text{m}$  y 100  $\mu\text{m}$ . Se considera que la generación de los distintos tipos de baritocelstinas corresponde al mismo evento de mineralización y la diferenciación entre ellos puede estar asociada al espacio disponible dentro de la roca hospedante al momento de la nucleación. Por otro lado, se observan agregados esferulíticos de baritina (*By*), cuyos tamaños oscilan desde 100  $\mu\text{m}$  hasta 5 mm, con promedios de 500  $\mu\text{m}$  y contactos ondulados a rectos. Presentan crecimiento bipolar perpendicular a partir de los márgenes de bandas ricas en carbonatos, cuyos tamaños son menores en el contacto y aumentan su desarrollo hacia el centro.

Por lo expresado anteriormente, se considera que las baritocelstinas se encuentran asociadas a procesos de reemplazo del material carbonático preexistente. Afirmándose de esta manera que las texturas cebradas responden a procesos de relleno y reemplazo. Además, las baritinas responden a procesos de relleno a partir de material carbonático.

Por último, es posible reconocer calcita reemplazando de manera parcial o total a ambas bandas (*Cal-III*). Este proceso de calcitización es posterior a la secuencia previamente descrita y puede deberse a la circulación de aguas carbonatadas en el ascenso de la secuencia a superficie. Este mismo evento pudo haber generado previamente la calcitización del yeso/anhidrita que se encuentra asociado a estos depósitos.



**Figura 26:** A, C Y E: Fotografías de corte delgado sin analizador. B, D y F: con analizador. A y B: se reconoce agregado concéntrico de baritina (*By*) con crecimiento bipolar perpendicular a partir de los márgenes de bandas de carbonato micro-esparítico (*Cal-I*). C y D: baritocelastina (*Cls-I*) con hábito fibroso radial de contactos rectos y baritocelastina (*Cls-III*) constituyendo un mosaico esparítico de menor tamaño. E y F: mosaico de caliza recrystalizada (*Cal-II*) de desarrollo subhedral a anhedral. Baritocelastina (*Cls-II*) con hábito tabular de caras subhedrales a euhedrales reemplazando a cristales de calcita, tanto micro-esparítica como al mosaico de cristales mayores. Calcitización postmineralización (*Cal-III*) reemplazando a *Cls-II* y *Cal-II*.

## 11.5. ISÓTOPOS ESTABLES

Con la finalidad de aportar datos sobre la procedencia de los fluidos vinculados a la formación de los depósitos baritoceléstínicos-baríticos presentes en el área de la mina Barda Klein se analizaron datos de  $\delta^{34}\text{S}$  CDT obtenidos por Escobar (2016).

Cabe destacar que 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 mantélico.

El fraccionamiento isotópico entre el sulfato y el sulfuro es un proceso cinéticamente controlado, en el cual el sulfato es enriquecido en  $^{34}\text{S}$  en relación con el sulfuro. De acuerdo con Del Blanco y Barbieri (1999) este proceso de enriquecimiento se debería a reducción preferencial y a la consecuente pérdida del  $^{32}\text{S}$  por acción bacteriana, generando que los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de sulfatos marinos sean más altos. Las bacterias consumen el oxígeno de los sulfatos en la respiración anaeróbica, generando  $\text{H}_2\text{S}$  y metabolizando más rápidamente el  $^{32}\text{S}$  que el  $^{34}\text{S}$ . De este modo, el sulfato acuoso residual queda enriquecido en  $^{34}\text{S}$  durante la reacción (Seal II, 2006). Sin embargo, la oxidación de sulfuros, la cual no conlleva al fraccionamiento isotópico, genera el aporte de sulfato enriquecido en  $^{32}\text{S}$ . Este proceso da lugar a que los valores de  $^{34}\text{S}$  en sulfatos marinos se reduzcan.

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‰  $\delta^{34}\text{S}$  CDT (Claypool et al., 1980).

Kesler y Jones (1981) realizaron estudios para depósitos de celestina y baritina emplazados en la secuencia cretácica del noreste de México, quienes obtuvieron valores de  $\delta^{34}\text{S}$  variables y altos (entre 16,8 y 38,3‰), evidenciando un posible fraccionamiento por reducción bacteriana.

Para los depósitos asociados a los Miembros Troncoso Superior y La Tosca y sin vinculación magmática, Brodtkorb et al., (1997) obtuvieron valores positivos de  $\delta^{34}\text{S}$  CDT con un rango de +28 a +40‰ (mina San Charbel). A su vez, De Barrio et al., (2014) obtuvieron valores de  $\delta^{34}\text{S}$  en baritinas y celestinas entre +14,4% y +31,5%, siendo coherentes con las aguas marinas mesozoicas. Según estos autores dichos datos indican que la

procedencia de estos depósitos podría estar relacionada a sulfatos de agua de mar, como los ambientes evaporíticos.

Por otro lado, Escobar (2016) realizó análisis de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$  en baritinas y celestobaritinas pertenecientes a la mina Barda Klein, obteniendo valores de +18,1‰ y +15‰, respectivamente. Esto evidencia el origen no magmático de los fluidos mineralizantes y el fraccionamiento isotópico del sulfato generado por la reducción del sulfato a sulfuro por acción bacteriana en el agua de mar mesozoica.

## **11.6. INCLUSIONES FLUIDAS**

Las IF son muy útiles en los estudios metalogénicos, ya que revelan la naturaleza del fluido mineralizador que ha dado lugar a la formación de un yacimiento. De esta manera las IF juegan un papel importante para estimar temperatura de formación de los yacimientos y la salinidad de estos fluidos.

Según Wilkinson (2001), hay muchas probabilidades de que un depósito mineral encaje en un modelo de tipo MVT cuando la temperatura de homogenización ( $T_h$ ) presenta una media que supera los 100°C y salinidad muy variable, la cual llega hasta los 30% en peso equivalente de NaCl.

Debido a la imposibilidad de acceso a los laboratorios del INREMI para realizar estudios de IF de las muestras obtenidas de la Mina Barda Klein, y considerando su cercanía respecto al distrito del Grupo Continental el cual presenta similitudes con este distrito, esto es por ser un depósito vinculado al Miembro Troncoso Superior emplazado en áreas sin actividad magmática, se toman en consideración los datos obtenidos de los estudios realizados por Escobar (2016), el cual estudió los depósitos celestínico-baríticos asociados a la secuencia cretácica entre las localidades de Bajada del Agrio y Chos Malal.

Escobar (2016) analizó IF en cristales de baritina y celestina del distrito del Grupo Continental obteniendo valores de  $T_h$  entre 147,50° y 218,60°C, con un valor medio de 189,7°C y salinidades entre 0,18-16,67%, con un promedio de 10,08% en peso equivalente de NaCl. Este autor sugiere que los altos valores de temperatura son inducidos por la generación de la FPyCA formada en el Cretácico Tardío y por el efecto calórico de los intrusivos del Cinturón Andesítico Naunauco (Cretácico Tardío- Eoceno). Interpreta que la variación en la salinidad puede deberse a una mezcla de fluidos de contrastantes salinidades (fluidos

cuencales con aguas meteóricas). Además, observa que las fases removilizadas presentan una tendencia a concentrar mayores valores de salinidad, mientras que la mineralización primaria asociada a la textura cebrada, tiende a presentar los menores valores.

## 12. CONSIDERACIONES GENÉTICAS

Existen discrepancias acerca de la génesis de los depósitos barítico-celestínicos de la Cuenca Neuquina. Brodtkorb et al., (1975), Brodtkorb et al., (1982) y Brodtkorb y Danieli (2011) sostuvieron para la gran mayoría de los depósitos de Sr-Ba un origen singenético asociado a depositación en ambiente evaporítico (celestinas) o precipitación química en ambientes marinos costeros (baritinas) con procesos diagenéticos sobreimpuestos y en algunos casos de karstificación. Por otro lado, Hayase y Bengochea (1975) y de Barrio et al., (2014) analizaron las mismas mineralizaciones barítico-celestínicas, concluyendo que los depósitos son epigenéticos y que los procesos predominantes son el reemplazo de niveles calcáreos y el relleno de fracturas por acción de fluidos hidrotermales. Pero la diferencia entre ellos es que, el primero considera que se trata de fluidos hidrotermales de filiación magmática y el segundo plantea un origen también por fluidos hidrotermales de procedencia no magmática (salmueras cuencales o aguas de formación).

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. A partir de los trabajos experimentales de Hanor (1968, 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‰.

Es de importancia señalar que estos depósitos son similares en cuanto a la mineralogía, texturas y estratigrafía a los yacimientos de Ba y Sr presentes en la cuenca terciaria de Granada donde el sulfato de Sr se aloja en abultamientos estromatolíticos en la zona de

mezcla de acuíferos costeros y salmueras de cuencas ricas en Sr y sulfatos (Torres Ruiz, 2008). Este autor sostiene el proceso de reemplazo en la facies carbonático-estromatolíticas y relleno de espacios abiertos. Por otro lado, depósitos de Pb-Zn-Cu-Ba-F-Sr ubicados en la cuenca jurásica de Sabinas, estado de Coahuila en el noreste de México, fueron considerados epigenéticos estratoligados a unidades jurásicas-cretácicas de dicha región y pertenecientes a la tipología MVT por Tritlla et al., (2006) y González-Sánchez et al., (2009). 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.

Con la finalidad de inferir cual fue el rol del magmatismo terciario en los depósitos celestínicos-barítinicos de la Cuenca Neuquina, diversos autores realizaron análisis de relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en baritinas y celestinas. Brodtkorb et al., (1997), Brodtkorb y Danieli (2011), obtuvieron datos uniformes en un rango entre 0,70679-0,70809. Posteriormente, de Barrio et al., (2014) constataron valores entre 0,707062- 0,707993, congruentes en diversas yacencias y situaciones geográficas e indicaron que los fluidos mineralizantes provienen de niveles corticales evolucionados. Comparando los resultados obtenidos por Kesler y Jones (1981) y Gonzales-Sánchez (2009) en depósitos de Ba y Sr de la secuencia jurásica-cretácica del Estado de Coahuila en México, se observa que los valores también se mantienen congruentes, con una fluctuación entre 0,70731 y 0,709942.

En el área de Colipilli, el Cinturón Andesítico Naunauco arrojó una relación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,70454 (Brodtkorb 1989), marcadamente más baja que las mineralizaciones estudiadas, siendo su origen menos evolucionado. Es importante mencionar que en las mineralizaciones espacialmente vinculadas a dicho magmatismo las relaciones dieron inferiores a los que no están asociados al magmatismo visible, (0,707501-0,707062) y (0,707993-0,709568) respectivamente. Por otra parte, la relación de estos isótopos en los depósitos asociados al magmatismo es relativamente próxima a la del agua de mar de una edad equivalente (McArthur et al., 2001). Mientras que, la relación con respecto al agua de mar es más elevada en aquellos depósitos sin relación espacial con el magmatismo. De esta manera, de Barrio et al., (2014) descartan una contribución importante de Sr de las rocas

ígneas terciarias. En el mejor de los casos las andesitas del Cinturón Andesítico Naunauco pudieron haber contribuido a un muy leve descenso de la relación  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  de los fluidos mineralizantes. De Barrio et al., (2014) llegan a la conclusión de que para los depósitos barítico-celestínicos de la Cuenca Neuquina, el magmatismo probablemente fue el agente motorizante que puso en marcha la circulación de fluidos hidrotermales, pero no la fuente. E indican que es muy probable que el fluido mineralizador proceda del encajante regional sedimentario jurásico-cretácico y no de las aguas marinas coetáneas. Para su fundamentación, estos autores aconsejan realizar estudios de las relaciones de  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  en la pila sedimentaria regional y compararlos con los datos previamente obtenidos en las mineralizaciones.

Para los depósitos de Ba y Sr que están emplazados en áreas con actividad magmática (Loncopué, Mallín Quemado, Llo Llo, Colipilli, Taquilimán y Don Candelario-Clementina) de Barrio et al., (2014) sostienen que luego de la depositación de las secuencias jurásicas-cretácicas, se generó la circulación de fluidos por acción removilizadora del magmatismo terciario del Cinturón Andesítico Naunauco. Estos fluidos hidrotermales impulsados por el magmatismo rellenaron fracturas y brechas, con paragénesis sulfurosa epitermal y los procesos de reemplazo que se circunscribieron a niveles carbonáticos y yesíferos mesozoicos. Para el distrito de Colipilli, Salvioli (2017) menciona que los procesos de removilización y lixiviación vinculados al evento tectonomagmático del Cinturón Andesítico Naunauco se habrían sucedido por celdas convectivas, generando depósitos baríticos mantiformes y representando el primer pulso mineralizante, el cual fue impulsado por la generación de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Cretácico Superior). Un segundo estadio de mineralización es barítico-polimetálico y también se asocia al primer evento tectonomagmático de la cuenca. Mientras que, los sucesivos pulsos mineralizantes se vincularon a la reactivación de la deformación de la FPyCA, la cual dio lugar a la formación de yacencias vetiformes a temperaturas mayores que los depósitos mantiformes. Además, esta reactivación estructural ocurrida durante el Mioceno (Zamora Valcarce 2007), promovió los procesos de removilización en los depósitos vetiformes y rellenos de baritina y óxidos-hidróxidos férricos, contribuyendo a la formación de diversas estructuras discordantes, como brechas de fricción, de colapso e hidrotermales y evidenciando un fuerte control estructural para estas mineralizaciones. Es importante destacar que, en el sector de la mina La Bienvenida, las características estratigráficas, mineralógicas y texturales de los depósitos, son similares a los depósitos MVT subtipo Laisvall, mientras que los rasgos geológicos observados en las mineralizaciones estratiformes de mina San Eduardo parecen asimilarse a una tipología MVT

al estilo de los depósitos del Noreste de México (Salvioli, 2017). En contraparte, de Barrio et al., (2014) sostienen que en el área de Colipilli, donde la paragénesis presenta óxidos de Fe, sulfuros de Cu y Au asociadas al magmatismo calcoalcalino andesítico-diorítico eoterciario del Grupo Naunauco, podrían corresponder a tipología IOCG, modelo no conocido en la región.

Por otro lado, Escobar (2016) analiza las mineralizaciones estratoligadas de celestina alojadas en la Formación Huitrín ubicadas en posición marginal al magmatismo Cretácico Superior-Eoceno, en los distritos Bajada del Agrio, Cordón del Salado, Grupo Continental y Cerro Pichi Mula, asignándoles una nueva tipología de depósito MVT al cual denomina “subtipo celestínico-barítico”. Propone una génesis relacionada con la migración y circulación de fluidos hidrotermales no magmáticos, provenientes de salmueras cuencales o aguas formacionales movilizados por el efecto de la anomalía térmica del magmatismo terciario y destaca que los depósitos se encuentran controlados por las estructuras de la Faja Plegada y Corrida del Agrio. Estima que la mineralización mantiforme de composición celestínico-baríticocelestínica corresponde al primer evento de mineralización y debe haberse producido hacia fines del Paleógeno, asociado a la dinámica tectonomagmática de la cuenca. Mientras que, la mineralización brechosa y de cuerpos abolsonados de composición barítica y la nacencia vetiforme celestobarítica, corresponden al segundo evento y al tercer evento de mineralización, respectivamente y posiblemente ocurrieron durante el Mioceno.

La fuente de fluidos enriquecidos en estroncio y bario de acuerdo a la revisión bibliográfica puede derivar de: (1) la transformación de aragonita a calcita durante la diagénesis de la caliza (Nickless et al., 1975); (2) la liberación de fluidos durante la deshidratación del yeso (Orti et al., 2002); (3) salmueras de la cuenca que lixiviaron el Sr y Ba de los feldespatos de los estratos arcóscicos (Scholle et al., 1990) como también de micas; (4) salmueras generadas por disolución de evaporitas (Hitzman et al., 1996, 2002). Carlson (1983) indica que la anhidrita puede enriquecerse diez veces más que en los carbonatos, debido a que el estroncio puede ocupar el lugar del calcio en la red cristalina de dicho mineral. Luego por hidratación, se genera la transformación de anhidrita a yeso, liberándose Sr. A partir de dichas consideraciones la procedencia de bario y estroncio podrían derivar del Miembro carbonático-evaporítico Troncoso Superior, del Miembro carbonático La Tosca y de unidades silicoclásticas tales como la Formación Agua de la Mula y los Miembros Troncoso Inferior y Salinas. Por su parte, el S necesario para la formación de sulfatos podría provenir principalmente de los sedimentos evaporíticos yesíferos del Miembro Troncoso Superior y de

manera subordinada del Miembro Salinas. De Barrio et. al, (2014) indican como un importante metalotecto en la formación de estas mineralizaciones a niveles carbonáticos (boundstones) y yesíferos laminados, reemplazados por carbonato de calcio, siendo estos muy reactivos a procesos de disolución y reemplazo por circulación de fluidos hidrotermales. Este nivel muy reactivo a estos procesos se encuentra representado en la mina Barda Klein por el Miembro Troncoso Superior, el cual está constituido principalmente por yeso y cuya base es carbonática por calcitización del material preexistente, posiblemente debido a la circulación de aguas carbonatadas en el ascenso de la secuencia a superficie. El ascenso de la secuencia fue generado por la tectónica compresiva instalada a partir del Cretácico Superior, dando lugar a la elevación de la Cadena Andina y la formación de la Faja Plegada y Corrida del Agrio.

Para que comience la circulación y el ascenso de fluidos hidrotermales se necesita una fuente de energía que permita ese movimiento. Esta energía puede ser impulsada por una diferencia de densidad de los fluidos, generada por una fuente de calor (Smith, 1996, en Staude et al., 2009), que en este caso podría estar dado por los cuerpos intrusivos marginales del magmatismo del Cinturón Andesítico Naunauco. Según Hanor (1987) la circulación de fluidos, a gran escala, es controlada por las diferencias de elevación y presión, así como también las características geológico-estructurales que se presentan en un área.

En la actualidad los depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) se consideran como parte de la evolución de una cuenca sedimentaria y el primer mecanismo de movilización de los fluidos depende del estadio de evolución en el que se encuentra la cuenca y del momento de la movilización y expulsión de los fluidos. De acuerdo a Sverjensky (1984) y Plumlee et al., (1994), las salmueras de cuenca son capaces de transportar metales en solución en tenores de ppm a través de grandes distancias. Los fluidos presentes en dicha cuenca pueden desplazarse como respuesta al: gradiente hidrostático causado por compactación, al gradiente geotérmico, el cual corresponde a 55°C/km para el ámbito de la faja plegada y corrida (Sigismondi, 2012), al relieve, a la deformación, entre otros factores (Anderson y Macqueen, 1982). Se considera que los efectos de la presión ejercida por la carga litostática y la presión provocada por los esfuerzos compresionales de la orogenia Andina influenciaron la migración de los fluidos a escala regional. Se ha observado que los depósitos de Ba-Sr de yacencia mantiforme hospedados en la Formación Huitrín presentan una íntima asociación espacial con las estructuras falladas y plegadas, activas desde el Cretácico Superior. Estas estructuras actuaron como vías de circulación de fluidos, facilitando la migración a través de la secuencia hacia zonas de menor presión. A medida que avanzaban se fueron enriqueciendo con los

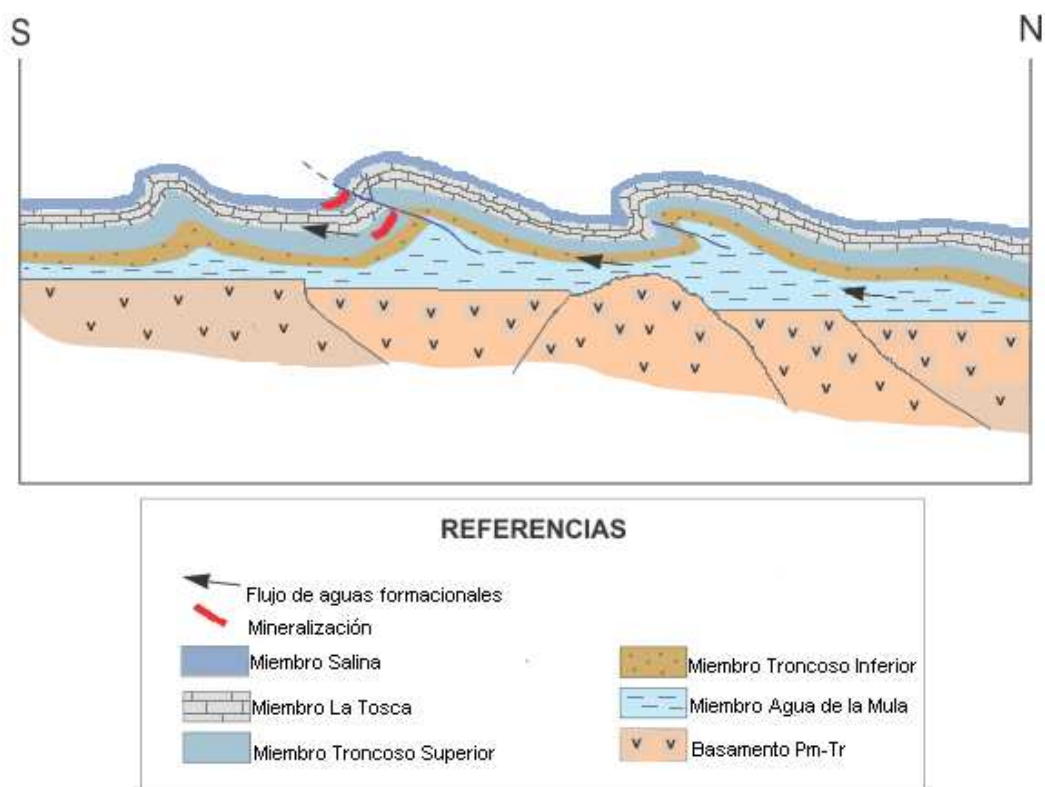
elementos formadores de mena y cuando las condiciones fueron propicias reaccionaron con rocas carbonático-evaporíticas. Por otro lado, la mineralización removilizada se generó en un ambiente más superficial donde la fracturación y el fallamiento favorecieron posiblemente el ascenso generalizado del área, dando lugar a la percolación de aguas meteóricas y beneficiando la generación de espacios abiertos mediante procesos kársticos.

Se considera que la mineralización primaria y secundaria de la mina Barda Klein derivaron de distintos fluidos: Los fluidos del primer evento mineralizante originaron los depósitos mantiformes de composición baritoceléstínica. Hanor (2004) determinó que las aguas cuencales que presentan altas relaciones Sr/Ba, son más propensas a formar celestina en lugar de baritina. Además, se estableció que la concentración del Sr en los fluidos cuencales es directamente proporcional al aumento de la salinidad y cloruros, mientras que el Ba es inversamente proporcional a la concentración de sulfatos. Hanor (2000) establece que la precipitación se inicia al mezclarse un fluido con un alto contenido de Sr/Ba con otro fluido cargado de sulfatos disueltos. En el caso de la mina Barda Klein este proceso se lleva a cabo cuando los fluidos penetran en los niveles carbonáticos y evaporíticos de la Formación Huitrín y evaporíticos del Miembro Salina. La trampa de los fluidos se encuentra representada por los estromatolitos omnipresentes y por la laminación de los niveles yesíferos del Miembro Troncoso Superior, así como también la laminación evaporítica del Miembro Salina. De Barrio et. al, (2009), de Barrio y Vergani (2011) han determinado a la presencia de laminación algal y construcciones estromatolíticas en los boundstones del Miembro Troncoso Superior como un importante metalotecto, ya que originan una alta porosidad para la circulación de fluidos, generando el reemplazo en estos niveles laminados y el relleno de la porosidad primaria o diagenética. Además, de Barrio et. al, (2014) indican como otro elemento de destacada importancia en la formación de estos depósitos a la presencia de un horizonte pelítico infrayacente a la mineralización, omnipresente en la parte cuspidal del Miembro Troncoso Inferior, actuando como nivel semiconfinante de baja permeabilidad y permitiendo la circulación lateral de los fluidos acuosos. En el caso de la mina de estudio este nivel semiconfinante también podría estar representado por las pelitas del Miembro Agua de la Mula.

Los fluidos de un segundo evento mineralizante conformaron los depósitos removilizados de composición barítica. Según de Barrio et al., (2008) estos depósitos derivaron de la disolución de materiales originales que presentaban una predominancia de Sr sobre el Ba, en este caso de los mantos baritoceléstínicos. El ascenso generalizado del área y

la consecuente exposición subaérea de los niveles carbonáticos y yesíferos del Miembro Troncoso Superior que han experimentado previamente procesos de calcitización, dieron lugar a un ambiente kárstico y la generación de cavidades y oquedades, conformando la trampa de estos fluidos mineralizantes. Además, las bioconstrucciones algales presentes en dicho miembro son altamente reactivas, permitiendo la disolución con posterior reemplazo de secuencias preexistentes y el relleno de oquedades. La posterior circulación de fluidos acuosos hipersalinos en dichas cavidades de disolución ha provocado la generación de estalactitas, estalagmitas y gutolitas. Estos autores consideran a estos procesos como destacados metalotectos en la formación de estos depósitos. Además, han realizado determinaciones difractométricas confirmando que los procesos de removilización de materiales originalmente con predominancia de Sr sobre el Ba, precipitan posteriormente como sulfatos ricos en Ba y pobres en Sr, denotando la solubilidad extremadamente baja del  $\text{BaSO}_4$  en comparación a la de  $\text{SrSO}_4$  y provocando que primero se precipite el  $\text{BaSO}_4$ , el cual puede producir el relleno de fracturas. Esta determinación se ha comprobado en el análisis de DRX realizado en el presente trabajo.

Es destacable mencionar que la estructuración de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, resuelta en varias fases consecutivas entre el Cretácico Superior y el Paleoceno, pudo haber provocado nuevos contactos entre rocas permeables y no permeables, generando así vías de acceso cuasi horizontales para fluidos mineralizantes provenientes de lugares alejados (Fig. 27).



**Figura 27:** Perfil esquemático de faja plegada y corrida postulada para la génesis de la mina Barda Klein. Flechas negras indican circulación horizontal de aguas formacionales. Extraído y modificado de Garven y Raffensperger (1997).

Los rasgos generales reconocidos en estos depósitos de la Cuenca Neuquina presentan algunas afinidades con las características de los yacimientos tipo Valle del Mississippi del subtipo “celestínico-barítico” propuesto por Escobar (2016) en cuanto a:

-La morfología de los depósitos de Ba-Sr que se presenta básicamente en dos formas: (1) como mantos o lentes reemplazando a las facies carbonáticas y yesíferas, estratoligadas y concordantes con la estratificación; (2) como relleno de cavidades kársticas y/o fracturas que frecuentemente se encuentran asociadas a texturas de relleno de espacios vacíos,

-Se localizan en niveles estratigráficos determinados y bien definidos, fundamentalmente a rocas carbonáticas y/o evaporíticas,

-La distribución de estos depósitos suele estar controlada por dos grandes factores metalotécticos que se pueden haber conjugado en la generación de los depósitos: elementos litoestratigráficos (facies de boundstone y evaporíticas, nivel pelítico subyacente) y estructurales. En la mina Barda Klein la mineralización se ubica en el flanco occidental de un pliegue sinclinal y fallas inversas que permiten la duplicación del horizonte mineralizado,

-No están asociados espacialmente a rocas ígneas, evidenciado por las firmas isotópicas que no muestran una procedencia magmática por lo que el magmatismo posiblemente solo favoreció la removilización y circulación de fluidos,

-Las estructuras deformacionales que conforman la FPyCA posiblemente actuaron como conductos de ascenso de los fluidos hidrotermales no magmáticos. En el sector de estudio los conductos de ascenso podrían estar representados por el despegue por corrimiento de parte de la secuencia cretácica a partir de horizontes pelíticos de la Formación Agrio y yesíferos del Miembro Troncoso Superior,

-Presencia de texturas cebradas asociadas a la mineralización evidenciando procesos de relleno y reemplazo. En el análisis petrográfico se observó baritocelstina de hábito tabular sustituyendo tanto a calcita micro-esparítica como al mosaico y agregados esferulíticos de baritina con crecimiento bipolar a partir de las bandas ricas en carbonatos,

-Se caracterizan por la ausencia de sulfuros de metales base (galena, esfalerita, calcopirita) en las yacencias mantiformes,

-Las temperaturas de homogeneización en inclusiones fluidas acuosas asignadas para el área de estudio variaron entre 147° y 218°C con salinidades entre 0,18% y 16,67% en peso equivalente de NaCl, rangos considerados equivalentes para depósitos MVT, y

-Los valores isotópicos de  $\delta^{34}\text{S}$  obtenidos de las evaporitas asociadas a la mineralización son coherentes con los característicos de aguas marinas mesozoicas, confirmando que su procedencia está relacionada a sulfatos precipitados en agua de mar.

Así, para estos depósitos estratoligados que no presentan relación espacial con rocas ígneas y evidencian procesos de reemplazo y de disolución de rocas carbonáticas-evaporíticas, se plantea que las aguas de formación/salmueras cuencales que dieron origen a la mineralización, removieron en primera instancia al Sr y Ba de las unidades sedimentarias preexistentes 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 fallas inversas y corrimientos, sumado a la laminación microbial de los niveles carbonáticos, niveles yesíferos laminados y el contraste textural con las formaciones infrayacentes, esos fluidos penetraron y mineralizaron las secuencias carbonáticas y yesíferas de los Miembros Troncoso Superior y Salina, generando mantos de composición baritocelstínica. Este primer pulso mineralizante posiblemente ocurrió durante el Cretácico Superior-Paleógeno y fue impulsado por la generación de la FPyCA. Mientras que, un segundo pulso mineralizante vinculado a la reactivación estructural de la FPyCA durante el

Mioceno, propició la disolución de la mineralización preexistente, la karstificación de los niveles carbonáticos y yesíferos que previamente experimentaron calcitización generando cavidades y oquedades, siendo estas las trampas de los fluidos y permitiendo así la formación de estalactitas, estalagmitas y gutolitas de composición barítica. Este modelo explicaría la lixiviación de los elementos de la pila sedimentaria durante la tectónica compresiva terciaria y cuando las condiciones físico-químicas fueron favorables se propició el reemplazo y depositación de especies sulfatadas de Ba Y Sr, con paragénesis simples monominerálicas de baritocelastina y baritina.

### 13. CONCLUSIONES FINALES

Las conclusiones más importantes que se han alcanzado en el presente trabajo son las siguientes:

- Los depósitos baritocelstínicos-baríticos analizados presentan una tendencia a asociarse a calizas estromatolíticas y niveles yesíferos pertenecientes a los Miembros Troncoso Superior y Salina de la Formación Huitrín, presentando un marcado control litoestratigráfico y estructural.
- A partir de las características estratigráficas, mineralógicas, petrográficas-texturales y geoquímicas se establece que las mineralizaciones alojadas en la Formación Huitrín presentan un carácter estratoligado-epigenético, ya que se alojan siguiendo un definido intervalo litoestratigráfico del Cretácico Temprano y su génesis es producida con posterioridad a la depositación de dicha formación.
- Las características observadas en las texturas cebradas asociadas a la mineralización mantiforme, están constituidas principalmente por la alternancia de baritocelstinas con carbonatos. Además, se reconocieron fragmentos relictuales de las rocas carbonáticas originales. Su génesis involucra tanto procesos de reemplazo como de relleno. Estas texturas se encuentran asociadas a niveles yesíferos laminados, previamente reemplazados por carbonato de calcio y a niveles estromatolíticos presentes en facies carbonáticas (boundstones), siendo ambas litologías trampas de los fluidos mineralizantes.
- Las areniscas del Miembro Troncoso Inferior, las calizas con laminación microbial del Miembro Troncoso Superior y las calizas del Miembro La Tosca son secuencias porosas y permeables, por lo que constituyeron canales propicios para la circulación de fluidos mineralizantes. Los niveles carbonáticos y yesíferos, que previamente experimentaron calcitización, del Miembro Troncoso Superior fueron altamente reactivos para los procesos de disolución con posteriores procesos de reemplazo y relleno de oquedades, donde se han depositado materiales esencialmente baríticos, en capas fibroso-nodulares y por goteo, en forma de estalactitas, estalacmitas y gutolitas.
- Las temperaturas de homogeneización en inclusiones fluidas de depósitos similares a Barda Klein (Grupo Continental y otros) variaron entre 147° y 218°C con un valor medio de 189,7°C y salinidades entre 0,18% y 16,67% con un promedio de 10,08% en

peso equivalente de NaCl, rangos considerados equivalentes para depósitos MVT. Se sugiere que los altos valores de temperatura son inducidos por la generación de la FPyCA formada en el Cretácico Tardío y por el efecto calórico de los intrusivos del Cinturón Andesítico Naunauco y se interpreta que la variación en la salinidad puede deberse a una mezcla de fluidos de contrastantes salinidades (fluidos cuencales con aguas meteóricas).

- En lo que respecta a la procedencia de los fluidos mineralizantes, se postula una génesis relacionada a fluidos hidrotermales no magmáticos, hecho sostenido por el estudio de isótopos estables, que corresponderían a aguas formacionales/salmueras cuencales provenientes de la espesa sucesión de rocas sedimentarias, constituida en gran parte por rocas carbonáticas, yesíferas y silicoclásticas. Los intrusivos del Cretácico Tardío-Eoceno ubicados en posición marginal a los depósitos dieron lugar a que por efecto de la anomalía térmica se movilizaran los fluidos, lixiviando el Ba y Sr de rocas silicoclásticas y carbonáticas y el S de los niveles yesíferos evaporíticos dicha sucesión estratigráfica.
- Estos fluidos deben haber circulado a través de las estructuras falladas y plegadas activas y cuando las condiciones físico-químicas fueron favorables, se propició el reemplazo y depositación fundamentalmente de especies sulfatadas de Sr y Ba, generándose paragénesis simples esencialmente monominerálicas de baritocelastinas o baritinas.
- Las características mineralógicas, texturales y estratigráficas de los depósitos investigados permiten plantear que los depósitos hospedados en la Formación Huitrín presentan características afines a la tipología MVT “subtipo celestínico-barítico”, la cual fue descrita previamente por Escobar (2016) al analizar las mineralizaciones estratoligadas de celestina alojadas en la Formación Huitrín ubicadas en los distritos Bajada del Agrio, Cordón del Salado, Grupo Continental y Cerro Pichi Mula.
- A partir de estudios realizados por Escobar (2016) y Salvioli (2017) se estima que el primer pulso de mineralización debe haberse producido durante el Cretácico Superior-Paleógeno, asociado al primer evento tectonomagmático de la cuenca, mientras que el segundo pulso de mineralización posiblemente ocurrió durante el Mioceno, vinculado a la reactivación de la deformación de la FPyCA.

## 14. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, G.M. y Macqueen, R.W. 1982. Mississippi Valley-type lead zinc deposits. *Geoscience Canada*, 9(2): 108-117.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H. 2011. Contexto tectosedimentario. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds.), *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*: 29-36. Buenos Aires.
- Bengochea, L. 1975. Estudio geológico de los yacimientos de baritina-celestina de la provincia de Neuquén, República Argentina. Tesis doctoral. Inédito. 107 p. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.
- Bodenbender, G. 1889. Expedición al Neuquén. *Instituto Geográfico Argentino, Boletín* 10: 311- 329, Buenos Aires.
- Bodenbender, G. 1891. Apuntes sobre rocas eruptivas de la pendiente oriental de los Andes entre el Río Diamante y Río Negro. *Revista Argentina de Historia Natural*. Tomo I. 27 p.
- 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.
- Bracaccini, I.O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (2): 275-282. Buenos Aires.
- 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. II Congreso Iberoamericano Geología Económica, 2: 143-168. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K.; 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.; Barbieri, M.; Ametrano, S.; Fernández, R.R.; Etcheverry, R. y Aragón, E. 1985. Los yacimientos de baritina y celestina del Mesozoico de Mendoza y Neuquén. Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Actas II: 156-183.
- 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; Danieli, J.C.; de Barrio, R.E.; Etcheverry, R.O. y Giusiano, A. 1992. Los yacimientos de celestinabaritina, yeso, halita y sales de potasio relacionados a las sedimentitas cretácicas de la cuenca Neuquina, República Argentina. M. K. de Brodtkorb y José Ferreira de Sousa, editores *En Recursos minerales y energéticos del Cretácico de América Latina*. IUGS, UNESCO, IGCP, 242: 24. La Plata.
- Brodtkorb, M.K.de, Barbieri, M., Žák, K. Hladíková, J., Tassinari, C.; Ametrano, S., Etcheverry, R. de Barrio, R.E. Del Blanco, M. y Danieli, J.C. 1997. Isotope Data on barite and celestite deposits related to three Mesozoic evaporitic events of the Neuquén Basin, Argentina. W. Ernst y B. Skinner eds. *International Geology Review*, 39: 307-316.
- Brodtkorb, M.K. de y Danieli, J.C. 1999. El depósito de baritina Arroyo Nuevo, Neuquén. En Zappettini, E. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1047-1049, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de; de Barrio, R.E.; Del Blanco, M.A. y Etcheverry, R.O. 1999. Geología de los depósitos de baritina, celestina, yeso y halita de la Cuenca Neuquina. En *Recursos minerales de la República Argentina* (Ed. Zappettini, E.) Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR Anales 35 Tomo II: 1041-1046. 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*: 745754. Buenos Aires.

- Burkhard, A. 1978. BarytCelestin und ihre Mischkristalle aus Schweizer Alpen und Jura. Schweizerische Mineralogisch und Petrographische Mitteilungen, 58: 196.
- 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.
- 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.
- Collao, S. 1997. Inclusiones fluidas en los depósitos de barita y celestita de la provincia de Neuquén, Argentina. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Chile, (inédito), 18 p., Concepción.
- Collao, S., Brodtkorb, M.K. de y Etcheverry, R.O. 1997. Inclusiones fluidas en baritas recristalizadas de los yacimientos de la provincia de Neuquén, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas: 901-905, Santiago de Chile.
- Collao, S., Brodtkorb, M.K. de y Etcheverry, R. 1998. Inclusiones fluidas en celestitas de los yacimientos de la Formación Huitrín, provincia de Neuquén, Argentina. 40° Congreso Brasileiro de Geología. Anais: 174, Belo Horizonte.
- 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 sulfatos de Ba y Sr de depósitos emplazados en la secuencia jurásico cretácica de la Cuenca Neuquina. IX Congreso de Mineralogía y Metalogía. Actas: 9-16. S.S. de Jujuy.
- de Barrio, R.E., Del Blanco, M., García, M. Martín Izard, A. 2009. Estructuras estromatolíticas y su relación con las mineralizaciones de BaSr emplazadas en la Formación Huitrín, Cuenca Neuquina. IX Congreso Argentino de Geología Económica: 45-53. Buenos Aires.
- de Barrio, R.E. y Vergani, G. 2011. Las mineralizaciones de celestita-baritina y la Formación Huitrín (Cretácico inferior), provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Resúmenes: 1084-1085.
- 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 barítico celestínicos 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 en baritinas y celestitas de depósitos de Ba-Sr emplazados en la secuencia jurásico-cretácica de la provincia del Neuquén. Acta geológica Lilloana 28: 117-123. San Miguel de Tucumán.
- Del Blanco, M.A. y Barbieri, M. 1999. Depósitos de baritina y celestita asociados a las Formaciones La Manga y Auquilco, Mendoza y Neuquén. En Zappettini, E. (ed.) Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 35: 1057-1069. Buenos Aires.
- Del Blanco, M. 2000. Paragénesis mineral de mina Río Agrio, departamento Picunches, provincia del Neuquén. V Congreso de Mineralogía y Metalogía, La Plata. Actas, páginas 109-115.
- Del Blanco, M., de Barrio, R., Recio, C y Zuazo, J. 2016. Geología y metalogía del depósito celesto-barítico Llao Llao (¿Paleógeno?), Neuquén. XI Congreso Argentino de Geología Económica, Actas en CD, 16 páginas, Salta.
- Digregorio, J.H. Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.): II Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032. Córdoba.
- 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.
- Escobar, R. I., Salvioli M. A., de Barrio, R.E., Lanfranchini, M.E. y Etcheverry, R.O. 2013. Texturas cebradas asociadas a las mineralizaciones de Ba-Sr alojadas en la Formación Huitrín, entre Chos Malal y Bajada del Agrio, Neuquén. Universidad de La Plata. XI Congreso de Mineralogía y Metalogía: 211-216, San Juan.
- Fontboté, L. y Amstutz, G.C. 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. 1st Symposium on diagenesis of sediments and sedimentary rocks. Instituto de Investigaciones Geológicas Revista 34: 293-310, Barcelona.

- Fontboté, L. y Amstutz, G.C. 1983. Facies and sequence analysis of diagenetic crystallization rhythmites in stratabound Pb-Zn (Ba, F) deposits in the Triassic of Central and Southern Europe. En Schneider, H.J. (ed.) *Mineral deposits of the Alps*: 347-358, Springer Verlag, Berlin.
- Franzese, J.R. Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and prebreakup rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14:257-270.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32° 54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.
- 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.
- 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 PbZn deposits in the MVT province of northeastern Mexico. *Mineralium Deposita* 44: 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.
- 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. 1987. Origin and migration of subsurface sedimentary brines. Lecture notes for short course N° 21. Sponsored by Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 247p.
- Hanor, J.S. 2000. Barite-celestine geochemistry and environment of formation. *Sulfate minerals Crystallography, geochemistry and environmental significance. Reviews in Mineralogy Geochemistry* 40:193-275.
- Hanor, J.S. 2004. A model for the origin of large carbonate and evaporate hosted celestine (SrSO) 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. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 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.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society London, Special Publications 252: 114.
- Hitzman, M.W. y Beaty, D.W. 1996. The Irish Zn-Pb-(Ba) ore field. En: *Carbonate-hosted lead zinc deposits* (Ed. D.F. Sangster), Society of Economic Geologists Special Volume, 4: 112-143.
- Hitzman, M.W., Redmond, P.B. y Beaty, D.W. 2002. The carbonate-hosted Lisheen Zn-Pb-Ag deposit, County Tipperary, Ireland: *Economic Geology*, 97: 1627-1655.
- INREMI, 2016. Estudio geológico-minero-geofísico (magnetometría y gravimetría) de la mina Barda Klein, Departamento Pehuenches, provincia del Neuquén. Universidad de La Plata. Informe Inédito. 35p.
- Keidel, J. 1913. Informe geológico sobre el yacimiento petrolífero de Challacó (Territorio del Neuquén). Buenos Aires. 36 pp.
- Keidel, J. 1917. Über das patagonische Tafelland und die Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen in den argentinischen Anden gebiet un Litoral. *Zeitschrift der Deutsche Akademie Wissenschaft*, 3: 219-245. Stuttgart.
- Keidel, J. 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del territorio del Neuquén. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, publicación 8: 1-67. Buenos Aires.
- Kesler, S.E. y Jones, L.M. 1981. Sulfur and strontium isotopic geochemistry of celestite, barite and gypsum from the Mesozoic basins of North Eastern Mexico. *Chemical Geology* 31: 211-224.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la Cordillera del Viento y la Sierra de Chacaico durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo. Versión CD ROM. Mar del Plata.

- 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.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 11(2): 145-184. Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior, Argentina). En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica*, Universidad Nacional de Tucumán, 6: 221-243.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back arc basin fill, Central Argentine Andes. In: MacDonald, D.I. M. (ed.) *Sedimentation, Tectonics and Eustasy Sea level Changes at Active Margins. International Association of Sedimentologists, Special Publications*, 12:429-450.
- Leveratto, M.A. 1982. Estudio geológico-minero de los yacimientos de baritina del distrito Mallín Quemado, departamento Picunches, provincia del Neuquén. *Minera TEA*, (inédito), 150 p., Buenos Aires.
- Llambías E.J. y Malvicini, L. 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Colipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(4): 257-276. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989. Las volcanitas de Colipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 224-236. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Leanza, H.A. 2005. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en Chacay Melehue, Neuquén. Evidencia de volcanismo jurásico en la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 552-558, Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Aragón, E. 2011. Volcanismo Paleógeno. 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* 265-274. Neuquén.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 2011. Ciclo Gondwánico: La provincia magmática Choiyoi en Neuquén. 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* 53-62. Neuquén.
- Lugli, S., TorresRuiz, J., Garuti, G. y Olmedo, F. 2000. Petrography and geochemistry of the Eugui Magnesite Deposit (Western Pyrenees, Spain): evidence for the development of a peculiar zebra banding by dolomite replacement. *Economic Geology*, 95: 1775-1791.
- Lyons, Muñiz y Asociados. 1978. Plantas regionales de tratamiento y beneficio de minerales de bario, Provincia del Neuquén. Consejo Federal de Inversiones. (Inédito), 732 p. Buenos Aires.
- 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
- McArthur, J.M., Howarth, R.J. y Bailey, T.R. 2001. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit line to the marine Sr-isotope curve for 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *Journal of Geology* 109: 155-169.
- McKinstry, H.E. 1955. Structure of Hydrothermal ore deposits. *Economic Geology* 50th Ann Vol. 170-225.
- Melgarejo, J.C. y Martin, F.M. 2011. Atlas of Non-Silicate Minerals in Thin Section. 4: 233-291.
- Méndez, V., Zanettini, J.C.M. & Zappettini, E.O. 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, SEGEMAR. *Anales* 23: 119.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R. y Thompson, S. 1977. Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. Part. 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *American Association of Petroleum Geologists*, 26: 53-62.
- Navarro, H. 1983. Geología estructural y económica de Mina Achalay Norte, Departamento Picunches, Provincia de Neuquén. 2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 285-296, Buenos Aires.
- Nickless, E.F.P., Booth, S.J. y Mosley, P.N. 1975. Celestite deposits of the Bristol area. *Institute of Mining and Metallurgy. Transactions*, 84: 626.
- Nielsen, P., Swennen, R., Muchez, P.H. Keppens, E. 1998. Origin of Dinantian zebra dolomites south of the BrabantWales Massif, Belgium. *Sedimentology* 45:727-743.
- Orti, F., Helvacı, C., Rosell, L. y Gundogan, I. 2002. Sodium sulphate deposits of Neogene age: the Kirmir Formation, Bepazari Basin, Turkey: *Sedimentary Geology*, 146: 305-355.
- Plumlee, G.S., Leach, D.L., Hofstra, A.H., Landis G., Rowan Viets 1994. Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi Valley type Pb Zn deposits of the Ozark Region, U.S. midcontinent. *Economic Geology* 89:1361-1383.

- Ramos, V.A. y Brodtkorb, M.K. de 1990. The barite and celestite metallotects. En: Fontboté L., Amstutz G., Cardozo M., Cedillo E. y Frutos J. (Eds.) *Stratabound Ore Deposits in the Andes*. VIII Special Publication of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits 2:599-613. Praga.
- Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22: 183-190.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G., Spalletti, L., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, Special Publications, 252: 1535. London.
- Rapela, C. y Llambías, E. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, 4: 458-488, Antofagasta.
- Salvioli, M. A., 2017. Geología y génesis de los depósitos barítico-polimetálicos (Ba-Fe-Pb-Cu-Zn-Mn) del área de Colipilli, sector centro-occidental de la Cuenca Neuquina. Universidad de La Plata. Tesis doctoral. Inédito. 298 p.
- Scholle, P.A., Stemmerik, L. y Harpoth, O. 1990. Origin of major karst associated celestite mineralization in Karstrynggen, Central East Greenland. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 397-410.
- Seal II, R.R. 2006. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 61: 633-677.
- Sigismondi, M.E. 2012. Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Universidad de Buenos Aires. Inédito.
- Staude, S., Bons. P.D. y Markl, G. 2009. Hydrothermal vein formation by extension driven dewatering of the middle crust: an example from SW Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 286: 387-395.
- Sverjensky, D.A. 1984. Oil field brines as ore forming solutions. *Economic Geology*. 79 (1): 23-37.
- Tekin, E., Varol, B. y Sayili, I.S. 2002. Indications of intermediate compositions in the BaSO<sub>4</sub>SrSO<sub>4</sub> solid solutions series from the Bahçeciktepe celestine deposit, Sivas, East Central Anatolia, Turkey. *Canadian Mineralogist* 40: 895-908.
- Torres Ruiz, J. 2008. Depósitos de celestina de la depresión de Granada (Yacimientos Montevive y Escúzar). Master en Geología y Gestión Ambiental de Recursos Minerales. Universidad Internacional de Andalucía. Inédito.
- Tritlla, J., Levresse, G., CoronaEsquivel, R., Banks, D., Lamadrid, H. y Bourdet, J., 2006. Depósitos de Pb-Zn-Cu-Ba-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(1): 103-139.
- Uliana, M. A., Legarreta, L., Laffitte, G.A. y Villar, H.J. 1999. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos en las cuencas petrolíferas Argentinas *Petrotecnia*, Revista del Instituto Argentino del Petróleo y Gas, XL (3): 12-25.
- Vanderginste, V., Swennen, R., Gleeson, S.A., Ellam, R.M., Osadetz, K. 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.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 383-402.
- 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. 1927. The Roca Formation in Argentina. *American Journal of Science*, 5: 417-434.
- Weaver, C. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. *Memoir University of Washington* 1: 469. Seattle.
- Wilkinson, J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55: 229-272.
- Yrigoyen, M.R. 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 1: 651-694.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold and thrust belt. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°39'S lat)* Geological Society of America, Special Paper, 407: 125-145.
- Zamora Valcarce, G. 2007. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires. Inédito. 304 p.
- Zappettini, E. 1999. Clasificación de depósitos minerales de Argentina. En Zappettini, E. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. *Anales* 35: 75-103. Buenos Aires.