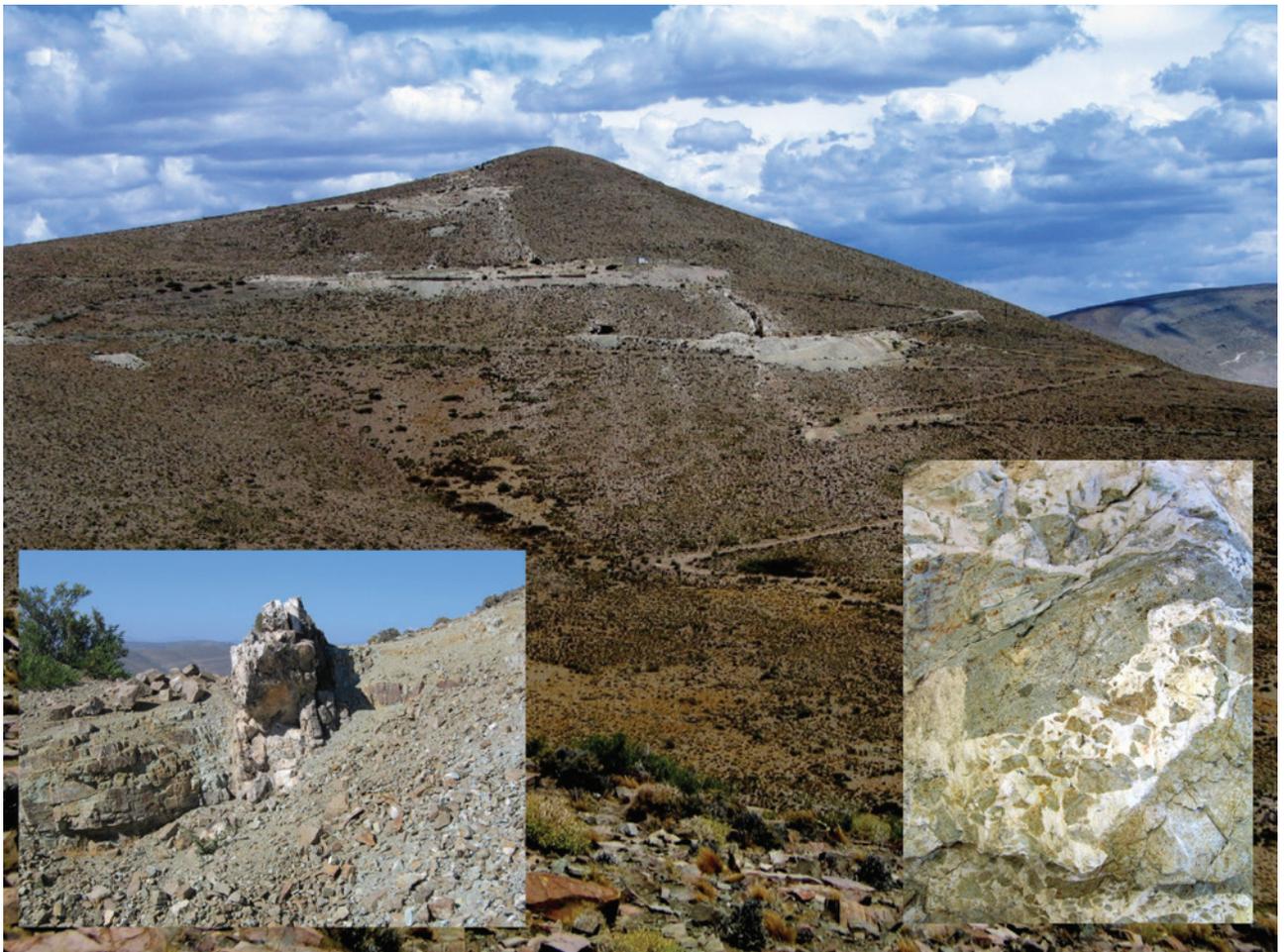


GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA DE LOS DEPÓSITOS DE BARITINA DE MALLÍN QUEMADO. CUENCA NEUQUINA

Giacosa, R. E.



*GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA DE
LOS DEPÓSITOS DE BARITINA DE MALLÍN
QUEMADO. CUENCA NEUQUINA*

Giacosa, R. E.

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Dr. Eduardo O. Zappettini

Secretaria Ejecutiva: Lic. Silvia Chavez

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Martín Gozálvez

DIRECCIÓN DE RECURSOS GEOLÓGICO MINEROS

Directora: Lic. Dolores Álvarez

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

Giacosa, R. E., 2020. Geología Estructural y Tectónica de los Depósitos de Baritina de Mallín Quemado. Cuenca Neuquina Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas Recursos Minerales N°43, 42 pp. Buenos Aires

ISSN 0328-9052

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES – SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina

Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100

www.segemar.gov.ar

BUENOS AIRES - 2020

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
2. MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA NEUQUINA	4
2.1. Introducción	4
2.2. Evolución Tectosedimentaria	6
2.3. Estratigrafía general	8
2.4. Mineralizaciones	9
3. MINERALIZACIONES DE BA-SR	10
3.1. Introducción	10
3.2. Tipos genéticos principales	10
3.3. Mineralizaciones en la sierra Vaca Muerta (distrito Mallín Quemado)	11
4. GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA ENTRE LOS RÍOS AGRIO Y COVUNCO	11
4.1. La faja plegada y corrida del Agrio	13
4.2. Estratigrafía general	13
4.3. Geología Estructural entre los ríos Agrio y Covunco	14
4.4. Edad de la deformación	20
4.5. Relaciones entre magmatismo y deformación	21
5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LOS DEPÓSITOS DE BARITINA DE MALLÍN QUEMADO	21
5.1. Estructuras mineralizadas del Distrito Mallín Quemado	21
5.2. Descripción de las estructuras mineralizadas	22
5.3. Consideraciones reológicas e hidráulicas	33
6. CONSIDERACIONES FINALES	36
6.1. Etapa pre-Mineralización	36
6.2. Etapa sin-Mineralización	36
6.3. Etapa post-Mineralización	37
AGRADECIMIENTOS	37
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	38

RESUMEN

En el registro sedimentario del Jurásico-Cretácico inferior de la cuenca Neuquina, en particular de aquellas unidades sedimentarias que tienen alguna relación con las secuencias carbonático-evaporíticas se conocen numerosas mineralizaciones y minas de baritina ($\pm\text{Sr}\pm\text{Pb}\pm\text{Zn}\pm\text{Cu}$). En aquellas ubicadas más al sur en el Distrito Mallín Quemado, es donde mejor se observan las relaciones entre tectónica y mineralización, así como el rol del comportamiento hidráulico de las unidades portadoras y circundantes en el control de los depósitos minerales.

Este trabajo se enfoca en los alrededores del cerro Mallín Quemado y describe la geología estructural y la tectónica de los depósitos vetiformes de baritina Achalay, Río Agrio y La Porfía y una zona en Achalay denominada El Tubo, todos ellos ubicados en el sector periclinal norte de un anticlinal situado en el extremo meridional de la faja plegada y corrida del Agrio. Este pliegue denominado anticlinal Vaca Muerta muestra una geometría y unas características en el subsuelo que indican la influencia de la cercana dorsal de Huinca. Como resultado de la deformación miocena, los anticlinales Vaca Muerta y Los Catutos están replegados y son parte del sinclinal Curymil.

Los fluidos hidrotermales mineralizantes estarían relacionados a cuerpos subvolcánicos pertenecientes al cinturón andesítico del Cretácico tardío – Paleógeno, cuyos mejores afloramientos están regionalmente asociados con la faja plegada y corrida del Agrio.

Estructuralmente los depósitos de Mallín Quemado son vetas tabulares extensionales relacionadas a fracturas subverticales de charnela, en parte formadas con anterioridad a la mineralización, así como otras yacencias como venillas subparalelas y entrelazadas y numerosas brechas hidráulicas cementadas por baritina, que se encuentran como vetas de brechas, zonas groseramente tabulares o bien irregulares.

Se describen aquellas condiciones que han tenido un rol fundamental en la ubicación estructural y litológica de los depósitos. Estas son de carácter estructural y relacionadas a la mecánica del plegamiento y a las características reológicas e hidráulicas de los estratos portadores de la mineralización y de su entorno. La mayoría de estos condicionantes pueden ser ubicados en etapas pre, sin y post-mineralización.

Aquellas fracturas precursoras de la mineralización son producto de una mecánica de plegamiento con prevalencia de deformación longitudinal tangencial en los estratos de alta competencia relativa de la Formación Tordillo, iniciadas y desarrolladas durante dos fases compresivas previas a la mineralización.

Durante la etapa de mineralización acaecida de manera tardía con la deformación que originó la faja plegada del Agrio, las estructuras precursoras fueron reactivadas y se crearon otras nuevas. Todas estas ponen en evidencia las diferentes relaciones entre la presión de los fluidos mineralizadores, la presión de confinamiento y el stress tectónico remanente. La mayoría de las estructuras mineralizadas están situadas en las areniscas de alta competencia relativa de la Formación Tordillo, a su vez una unidad hidráulicamente permeable que se encuentra confinada a piso y techo por espesas litologías hidráulicamente impermeables y de baja competencia relativa, como los yesos y lutitas de las formaciones Auquilco y Vaca Muerta, respectivamente.

Finalmente, y en relación a la fase compresiva del Mioceno, toda la región es reactivada tectónicamente con la depositación en las adyacencias orientales del distrito de sedimentos sinorogénicos. Esta deformación habría replegado los pliegues previos originando el sinclinal Curymil y movilizado los yesos de la Formación Auquilco hacia la zona de charnela del anticlinal Vaca Muerta. Allí, el empuje vertical producido por la intrusión de pequeños domos de yeso del techo de la Formación Auquilco en las areniscas basales de la Formación Tordillo, produjo enormes zonas de brechas que incluyen clastos de vetas y mantos de baritina, deformados a su vez por fallas normales de colapso y suaves monoclinales. Adicionalmente, varias fallas de rumbo O-E de cinemática sinistral y cabalgamientos internos en el anticlinal, modificaron junto a los domos de yeso la estructura del distrito.

Palabras clave. Mallín Quemado, Neuquén, Baritina, Celestina, Cuenca Neuquina

ABSTRACT

A great number of mineralizations and barite mines ($\pm\text{Sr}\pm\text{Pb}\pm\text{Zn}\pm\text{Cu}$) can be found in the Jurassic- Lower Cretaceous sedimentary record of the Neuquén Basin, particularly those sedimentary units that can be related to carbonatic-evaporitic sequences. Both the relationship between tectonics and mineralization, and the hydraulic behavior of carrier and surrounding units in the control of the mineral deposits can be well observed to the south, in the Mallín Quemado District.

This piece of work focuses on the surroundings of the Mallín Quemado hill and describes the structural geology and the tectonics of the vetiform barite deposits of Achalay, Río Agrio, La Porfia and a sector of Achalay which is called El Tubo, all of them located in the northern pericline placed in the southern end of the Agrio Fold-and-Thrust Belt. This fold, which is denominated Vaca Muerta Anticline, presents a geometry and some features in the subsurface that indicate the influence of the nearby Huincul Ridge. Considering its creation, two stages can be identified: an initial stage between the Toarcian and the Valanginian and its later conformation during the Upper Cretaceous. Afterwards, and as a result of the Miocene deformation, the Vaca Muerta and the Los Catutos Anticlines are refolded and they are part of the Curymil Syncline.

Mineralizing hydrothermal fluids would be related to subvolcanic bodies belonging to the late Cretaceous – Paleogene andesitic belt, whose best outcrops are regionally associated with the Agrio Fold-and-Thrust Belt.

Structurally, the Mallín Quemado deposits are extensional tabular veins, associated with subvertical hinge fractures, already formed, in part, prior to mineralization, as well as other adjacencies such as subparallel and interlaced veinlets and numerous hydraulic breccias cemented by barite, which can be found as breccia veins, rough tabular zones or quite irregular zones.

A description of the conditions that had a fundamental role in the structural and lithological location of the deposits will be provided. These conditions are of structural character, linked to folding mechanics and to the rheological and hydraulic features of the mineralization carrier beds and their environment. Most of these conditions can be placed in pre, syn and post-mineralization phases.

Those fractures that took place before the mineralization are the result of folding mechanics with prevalence of tangential longitudinal deformation mechanisms in the high relative competence strata from the Tordillo Formation, initiated and developed during two compressive phases prior to the mineralization.

During the mineralization stage, which occurred late with the deformation that gave rise to the Agrio Fold-and-Thrust Belt during the Late Cretaceous, the precursor structures were reactivated and new ones were created. All these structures provide evidence for the different relationships among the pressure of mineralizing fluids, the confining pressure and the residual tectonic stress. Most mineralized structures are located in the high relative competent sandstones from the Tordillo Formation, a hydraulically permeable unit which is confined, from bottom to top, by thick hydraulically impermeable and low relative competent lithologies, such as gypsum and shales from the Auquilco and Vaca Muerta Formations, respectively.

Finally, as regards the Miocene compressive phase, the whole region was tectonically reactivated with the deposition of synorogenic deposits in the eastern adjacencies of the district. This deformation might have refolded the previous folds originating the Curymil Syncline and moved the gypsum from the Auquilco Formation towards the hinge zone of the Vaca Muerta Anticline. There, the vertical push produced by the intrusion of little gypsum domes from the top of the Auquilco Formation in the basal sandstones of the Tordillo Formation caused huge breccia zones that include vein clasts and barite mantles deformed by collapse normal faults, slight monoclines and positive flower structures. Moreover, the structure of the district was modified by both several W-E -oriented normal faults with sinistral kinematics and internal thrusts in the anticline, and also by gypsum domes.

Keywords: *Mallín Quemado, Neuquén, Barite, Celestine, Neuquén Basin*

1. INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se encuentra en la provincia del Neuquén a unos 37 km al NNO en línea recta desde la ciudad de Zapala y a 25 km al este de la localidad de Las Lajas (Fig.1). Se accede desde Las Lajas luego de 20 km por un camino de ripio que corre al sur del río Agrio y finaliza en la localidad de Bajada del Agrio. En este punto se encuentra un camino secundario que conduce al paraje Mallín Quemado.

Es parte de la región ubicada a unos 50 km al este de la Precordillera Neuquina Sur y se caracteriza por largas serranías como el cordón Cuchillo Curá de orientación ENE y alturas entre 1.000 a 1.200 m s.n.m., y el cordón Curymil de orientación NNE que alcanza unos 1.400 m s.n.m. Ambos se unen en el

cerro Mallín Quemado, que en la zona de las vetas de Río Agrio alcanza los 1.300 m s.n.m. Hacia el este y mediando un valle labrado en lutitas, se encuentra un cordón de orientación NNE a N-S que llega hasta las inmediaciones de Bajada del Agrio, denominado sierra de la Vaca Muerta, que alcanza alturas cercanas a los 1.300 m s.n.m.

La cartografía, estratigrafía y geología regional fue abordada por Lambert (1956) y Leanza *et al.* (2001), en tanto que aspectos estratigráficos de detalle y paleoambientales, fueron tratados por Zavala (2005, 2006) y Zavala y González (2001). Los antecedentes específicos sobre las mineralizaciones de Mallín Quemado y el cordón Curymil corresponden principalmente a Angelelli (1941), Canelle y Terrero (1948), Canelle (1950), Lambert (1956), Hayase *et al.* (1976), Leveratto (1982), Navarro (1983), Casé

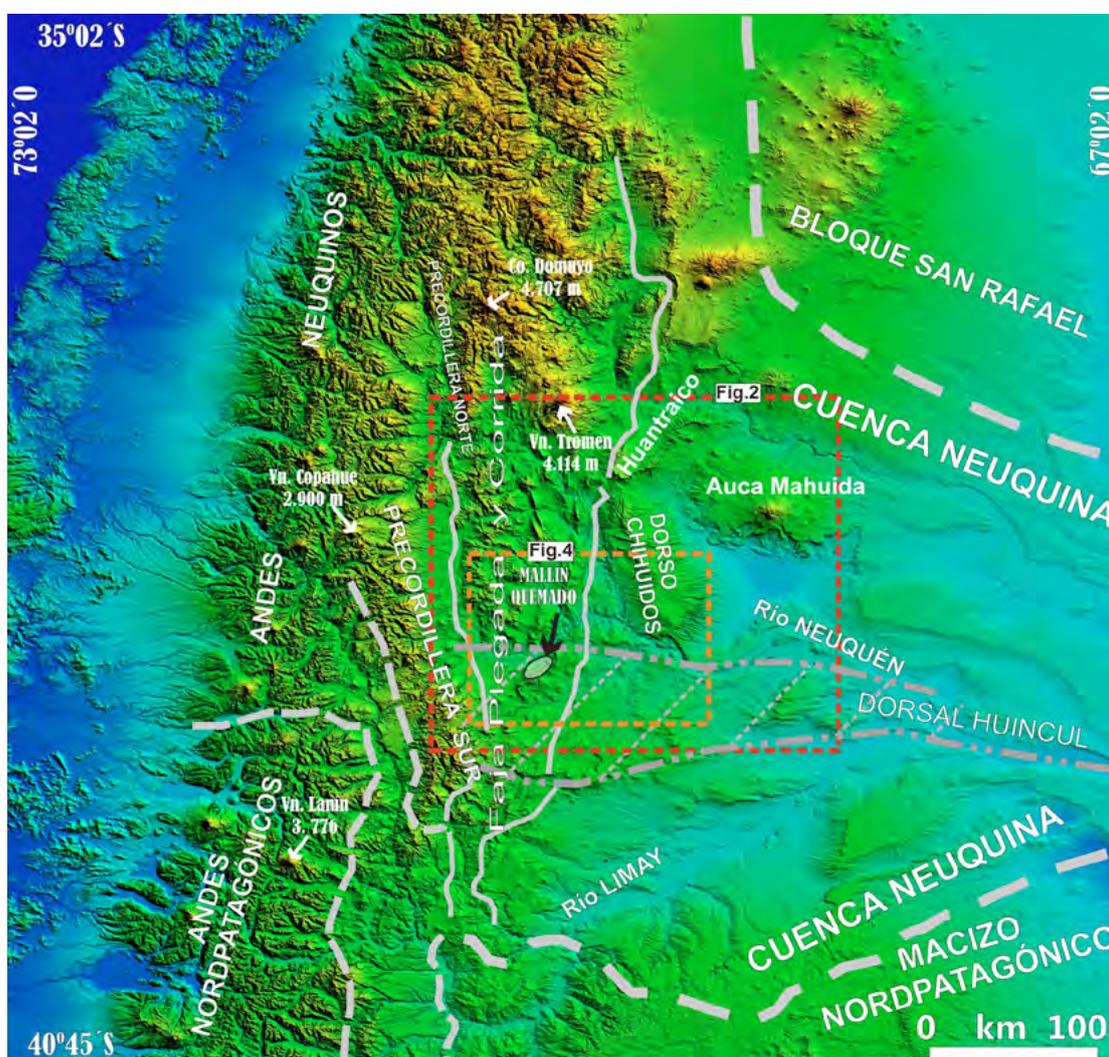


Figura 1. Imagen Radar Color. Ubicación de los principales elementos geológicos de la provincia del Neuquén citados en este trabajo. Se observan los límites de la cuenca Neuquina, al NE el bloque de San Rafael y al SE el Macizo Nordpatagónico. Al oeste los sectores precordilleranos neuquinos y los Andes Nordpatagónicos y Neuquinos, respectivamente. En el ámbito de la cuenca Neuquina se ha señalado la ubicación de la faja plegada y corrida, el dorso de los Chihuidos y la zona de influencia de la dorsal de Huincul. Obsérvese que el área de estudio en Mallín Quemado se encuentra en la zona de interferencia entre la faja plegada y corrida del Agrio y la dorsal de Huincul.

et al. (1989, 1990), Del Blanco y Barbieri (1999) y Leanza *et al.* (2001). Otros estudios de síntesis y metalogenéticos sobre las mineralizaciones de Ba-Sr en la cuenca Neuquina incluyen datos importantes del área de estudio (Olivieri *et al.*, 1964; Hayase y Bengoechea, 1975; Lyons *et al.*, 1978; Brodtkorb *et al.*, 1999a; Brodtkorb y Danieli, 2011; de Barrio *et al.*, 2014, entre otros).

La extracción de minerales en la zona es bastante antigua. Las primeras explotaciones de baritina datan de la década del treinta habiendo finalizado en los años noventa. El material estaba destinado fundamentalmente a la industria petrolera siendo la década del 80 la de mayor extracción. Las explotaciones comenzaron en superficie para luego pasar a labores subterráneas. Los datos sobre tonelajes explotados y posibles reservas son muy inciertos (véase Del Blanco y Barbieri, 1999 y Brodtkorb y Danieli, 2011). En la actualidad las únicas actividades mineras en la zona son la explotación de celestina en la mina Llao Llao y la extracción a cielo abierto y molienda de calizas en el extremo norte del cordón Cuchillo Curá, material destinado fundamentalmente a la remineralización de suelos.

Los depósitos de Mallín Quemado y del cordón Cuchillo Curá son las manifestaciones más australes de un conjunto de mineralizaciones con Ba-Sr agrupadas en distintos puntos de la región de la faja plegada y corrida del Agrio de la cuenca Neuquina (Fig.2). En este trabajo se demuestra que su evolución también posee aspectos característicos de la dorsal de Huinul, lo que sugiere que estructuralmente es un sector que comparte características de ambas regiones tectónicas. Además de su ubicación en una zona de transición, varias características en los depósitos de Mallín Quemado los hacen interesantes para el análisis estructural. Entre estas podemos mencionar su ubicación en la zona de charnela de un anticlinal, la presencia de distintas yacencias como vetas, mantos y cuerpos irregulares, la localización preferencial en unidades y litologías específicas y la presencia de distintos tipos de brechas, alguna de las cuales constituyeron la mena explotada.

Cabe mencionar que la imposibilidad de acceder a las labores subterráneas y la total extracción de ciertos sectores de alta ley como el denominado El Tubo, hacen que gran parte de la interpretación se basa exclusivamente en los antecedentes. Se ha tratado de adaptar los tipos de brechas mencionados por otros autores a una nomenclatura descriptiva, para luego hipotetizar sobre su origen y su relación con el marco tectónico. Con respecto a la descripción de las estructuras y con el objeto de facilitar la interpreta-

ción de la mineralización en función de la evolución geológica, se han agrupado en tres etapas según su relación temporal con la formación de la mineralización (etapas pre-, sin- y post-mineralización). El presente trabajo tiene como antecedentes un primer informe inédito (Giacosa *et al.*, 2011) y un reciente resumen (Giacosa, 2017).

Para el presente estudio se realizaron trabajos de campo durante febrero de 2011 y evaluaciones de antecedentes geológicos, estructurales y mineros disponibles, incluyendo el estudio de algunas secciones sísmicas provistas por la Dirección Provincial de Hidrocarburos y Energía del Neuquén. Las actividades de campo incluyeron la visita a las mineralizaciones Llao Llao, La Sorpresa y San Charbel, todas ubicadas en el cordón Cuchillo Curá.

2. MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA NEUQUINA

2.1. INTRODUCCIÓN

La cuenca Neuquina es una de las cuencas productoras de hidrocarburos más importantes del país, y conforma un depocentro subandino localizado en el suroeste de la Placa Sudamericana, que está limitada al noreste por el sistema de la Sierra Pintada y al sureste por el Macizo Nordpatagónico (Fig.1).

Como resultado de complejos procesos de sedimentación y deformación, su historia depositacional es una sucesión cíclica de eventos marinos alternantes con etapas de continentalización, que acumularon unos 7.000 m de sedimentos jurásicos y cretácicos (Fig.3). Su conexión con el océano Pacífico sufrió sucesivos cierres a lo largo de su historia, característica que se suma a una sucesión de episodios de cambios relativos del nivel del mar. El resultado fue una compleja distribución de depósitos sedimentarios que abarcan sucesiones marinas y continentales (Aguirre-Urreta y Cristallini, 2009).

Durante el Cretácico Superior comenzó el alzamiento de la Cordillera de los Andes, lo que produjo su desvinculación definitiva con el proto-océano Pacífico (Arregui *et al.*, 2011a). En el ámbito geográfico de la cuenca y en relación con los fluidos mineralizadores, cobran relevancia las rocas intrusivas del cinturón de Naunauco del Cretácico tardío - Paleógeno (Llambías y Aragón, 2011).

Numerosos estudios estratigráficos y estructurales fueron realizados en los últimos veinte años, lo que ha aumentado considerablemente el conocimiento de la cuenca. Entre ellos merecen conside-

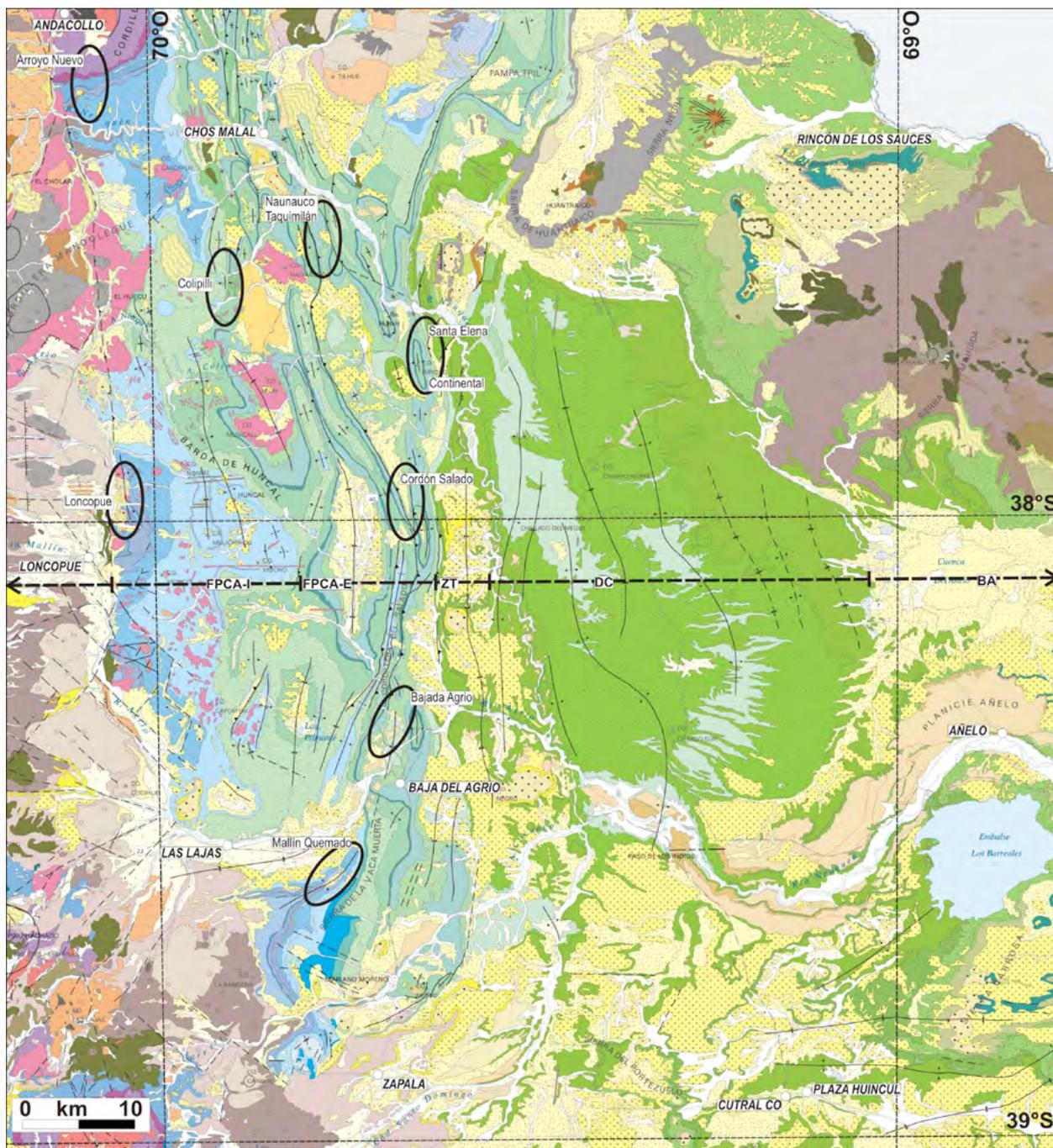


Figura 2. Recorte del Mapa Geológico de la provincia del Neuquén (Leanza *et al.*, 2011) correspondiente al recuadro de la figura 1. Se aprecia claramente el marcado contraste litológico y estructural entre la faja plegada y corrida del Agrio y lo sectores precordilleranos ubicados al oeste y el dorso de los Chihuidos junto al extenso campo volcánico del Auca Mahuida ubicados al este. En el ámbito de la faja plegada se observan en colores azules y verdes claros, las sedimentitas jurásicas y cretácicas tempranas, en color magenta claro los numerosos afloramientos del magmatismo del Cretácico tardío a Paleoceno ubicados en el sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio. Los colores verde intensos a partir de la zona de transición con el dorso de los Chihuidos corresponden a las sedimentitas continentales del Grupo Neuquén. Se identificaron las zonas internas y externas de la faja plegada y corrida del Agrio (FPCA I / E), la zona de transición (ZT), el dorso de los Chihuidos (DC) y el bajo de Añelo (BA). Las elipses señalan la ubicación de los principales depósitos de Ba-Sr en la cuenca Neuquina. En algunos casos son depósitos aislados y en otros, varias manifestaciones que conforman un grupo o distrito (para mayores detalles sobre sus principales características, véase Brodtkorb *et al.*, 1999a; de Barrio *et al.*, 2014).

rarse varios estudios de síntesis como Vergani *et al.* (1995), Veiga *et al.* (2005), Ramos y Kay (2006), Aguirre-Urreta y Cristallini (2009) y Leanza *et al.* (2011a, b), entre otros. Las numerosas discordancias que caracterizan las cambiantes condiciones tecto-

estratigráficas de la cuenca han sido resumidas por Leanza (2009) y Howell *et al.* (2005).

Los principales sectores reconocidos en la cuenca Neuquina son (Fig.1), al oeste, el sector de faja plegada y corrida que contiene sus principales

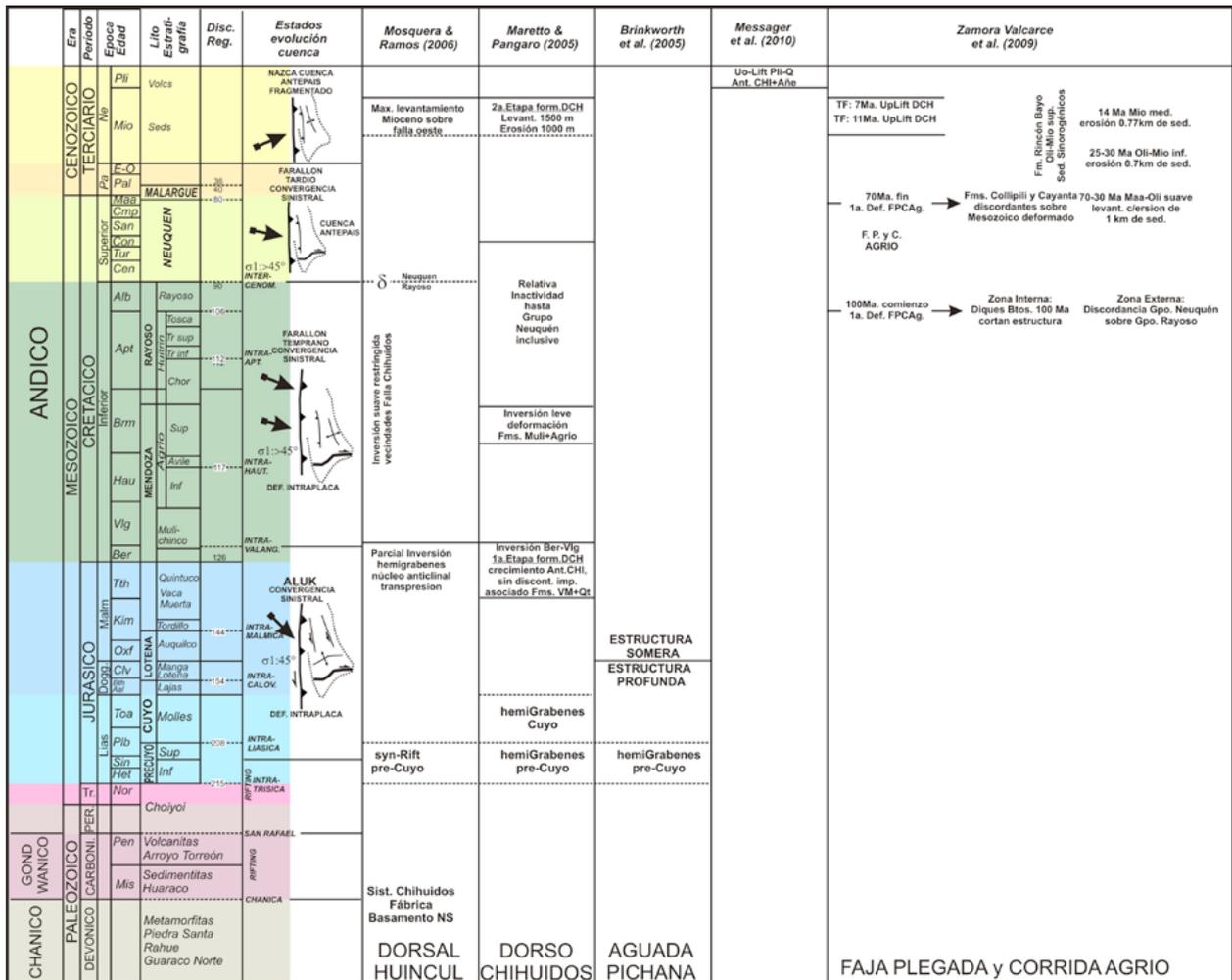


Figura 3. Cuadro tectono-estratigráfico de la cuenca Neuquina, que sintetiza las principales discordancias regionales y las fases de deformación más relevantes, en relación a los estadios de evolución de la cuenca Neuquina.

afloramientos y recibe diferentes denominaciones según su ubicación geográfica: faja plegada y corrida de Aluminé, Agrio, Chos Malal y Malargüe, y que se caracteriza por relieves estructurales formados en el Cretácico tardío y reactivados durante el Terciario. El otro afloramiento significativo de la cuenca es el dorso de los Chihuidos, que está ubicado al este del río Neuquén. Otros sectores importantes con notables desarrollos sedimentarios en el subsuelo, son la dorsal de Huincul y el depocentro Picún Leufú, ubicado entre la dorsal de Huincul y el Macizo Nordpatagónico. Al norte de la dorsal se reconocen el Engolfamiento Neuquino, el Bajo de Añelo y el flanco Oriental ubicado en adyacencias del bloque de San Rafael.

El sector estudiado en este trabajo se ubica en una zona que comparte características con la faja plegada y corrida del Agrio y la dorsal de Huincul (Fig. 4).

2.2. EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA

Desde el punto de vista geotectónico, la compleja evolución de la cuenca Neuquina ha sido sintetizada

en tres grandes etapas (Fig.3). Una etapa de *sin-rift* (Triásico superior - Jurásico inferior), otra de *post-rift* (Jurásico inferior-Cretácico inferior) y la etapa de cuenca de antepaís (Cretácico superior-Cenozoico) (Howell *et al.*, 2005).

Etapas de Sin-rift (Triásico superior - Jurásico inferior). La cuenca Neuquina fue originada en el Triásico superior como resultado de una extensión intracontinental en un sector adyacente al margen occidental de Gondwana (Franzese y Spalletti, 2001). El origen de la extensión ha sido adjudicado a distintas causas, ya sea el desmembramiento del supercontinente de Gondwana (Uliana *et al.*, 1989), a la evolución del margen activo pre-andino (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2006; Ramos y Folguera, 2005), como consecuencia del colapso extensional del orógeno del Paleozoico Superior (Uliana *et al.*, 1989; Tankard *et al.*, 1995) o bien en respuesta a la transición a una subducción de alto ángulo (Ramos, 2009).

Este régimen extensional de intraplaca generó un conjunto de *rifts* alargados que dieron origen a

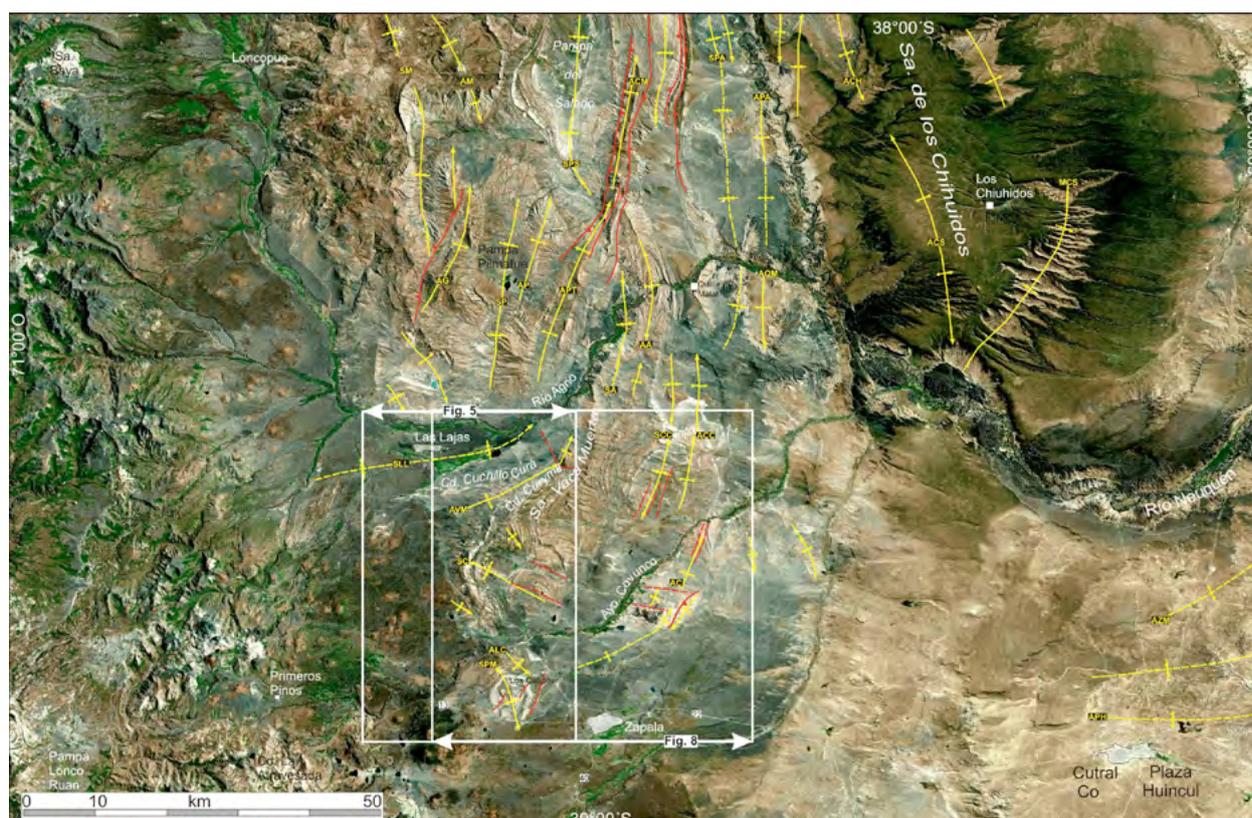


Figura 4. Mapa estructural del sector austral de la faja plegada y corrida del Agrio y el dorso de los Chihuidos. Nótese las diferencias en los rumbos de las estructuras al norte y sur del río Agrio y la estructura más suave del dorso. Referencias: SM: sinclinal Mulichinco; AM: anticlinal Mulichinco; SPS: sinclinal Pampa Salado; ACM: anticlinal Cerro Mula; AG: anticlinal cerro La Grasa; SP: sinclinal Pilmatue; AP: anticlinal Pilmatue; APT: anticlinal Punta Alta; SA: sinclinal Agrio; AA: anticlinal Agrio; AQM: anticlinal Quili Malal. En la zona de transición adyacente al río Neuquén: SPA: sinclinal Pampa Aguada Amarga; APA: anticlinal Pampa Aguada Amarga. En el dorso de los Chihuidos: ACH: anticlinal Loma de los Chivos; ACM: anticlinal Chihuido Medio; MCS: monoclinal Chihuido Sur. Entre Zapala y Las Lajas, SLL: sinclinal Las Lajas; AVM: anticlinal Vaca Muerta; SC: sinclinal Curymil; SPM: sinclinal Pichi Moncol; ALC: anticlinal Los Catutos; AC: anticlinal Covunco; SCC: sinclinal Cerro Colorado ACC: anticlinal Cerro Colorado. Al norte de Plaza Huincul, APH: anticlinal Plaza Huincul; AZM: anticlinal Zanjón Mesa.

numerosos depocentros con geometría de hemigraben (Uliana, *et al.*, 1989; Legarreta y Uliana, 1996; Vergani *et al.*, 1995), la mayoría de los cuales tienen evidencias de una profusa actividad magmática contemporánea. El relleno sintectónico de las cubetas iniciales, caracterizado por depósitos continentales volcánicos y piroclásticos con menor participación de facies sedimentarias, fue denominado Precuyano (Guliano, 1981; Guliano *et al.*, 1984). En sus inicios las dimensiones de los *rifts* fueron de 150 km por 50 km, con más de 2.000 m de relleno (Legarreta y Guliano, 1989; Uliana *et al.*, 1989; Mancada y Figueroa, 1995; Vergani *et al.*, 1995; Legarreta y Uliana, 1996) y se encontraban limitados por fallas normales lítricas y planares que conformaban hemigrabenes subparalelos con cambios de polaridad y grados variables de inversión. La presencia de discontinuidades y discordancias dentro de los depocentros (véase Leanza, 2009), indican períodos de reactivación tectónica durante la evolución de los hemigrabenes, los cuales controlaron la asimetría y la distribución de los ambientes depositacionales y sus facies.

Etapas de Post-rift (Jurásico inferior-Cretácico inferior). En esta etapa la cuenca alcanza su mayor desarrollo como una cuenca marginal de retroarco, ya que, de manera concomitante comienza a desarrollarse el arco magmático andino. La caída del nivel de base en respuesta a un aumento del nivel marino global y a la subsidencia térmica, generó una transgresión marina diacrónica en toda la cuenca y la integración de los depocentros iniciales en una cuenca única. Esta transgresión dio comienzo a un período de sedimentación marina que dominó los ambientes depositacionales durante el Jurásico e inicio del Cretácico. Se depositaron 4.000 m de sedimentos en forma de ciclos transgresivos-regresivos de diferentes órdenes controlados por cambios en el nivel del mar, la subsidencia térmica y procesos extensionales de retroarco (Howell *et al.*, 2005). Si bien fue una etapa dominada por subsidencia térmica, hay registradas al menos tres importantes fases de inversión tectónica con el subsiguiente desarrollo de depósitos continentales, las fases Intramálmica

(158 Ma), Intravalanginiana (136 Ma) e Intrabremiana (127 Ma), registradas en las discordancias Araucánica, Huancálica y Pampatrílica, respectivamente (véase Leanza, 2009).

Etapas de compresión y cuenca de antepaís (Cretácico superior-Cenozoico). Hacia fines del Cretácico inferior una horizontalización del ángulo de subducción habría inducido un cambio a un régimen tectónico compresivo (Ramos, 1999). En este marco se invirtieron muchas estructuras extensionales previas (Vergani *et al.*, 1995) y se generó una transición desde una cuenca marginal a una cuenca de antepaís (Franzese *et al.*, 2003). Esta etapa se caracterizó por la paulatina continentalización de los ambientes depositacionales controlados mayoritariamente por una tectónica compresiva (Vergani *et al.*, 1995; Franzese *et al.*, 2003) y minoritariamente por períodos de relajación tectónica (Zapata y Folguera, 2005) e intrusiones marinas (Uliana y Biddle, 1988). Como resultado de los diferentes eventos de deformación, dos regiones bien definidas pueden ser reconocidas dentro de la cuenca: al oeste, los Andes Neuquinos y al este y sureste, el Engolfamiento Neuquino (Howell *et al.*, 2005). La región andina se encuentra modelada por eventos de deformación del Cretácico Superior y el Cenozoico esbozados por el plegamiento, el fallamiento y la exposición superficial del registro mesozoico de la cuenca. La región del Engolfamiento Neuquino se caracteriza por presentar la mayoría del registro mesozoico de la cuenca en subsuelo.

2.3. ESTRATIGRAFÍA GENERAL

Como se ha mencionado, un régimen tectónico extensional de orientación principal SO-NE acaecido durante el Triásico tardío al Jurásico temprano, fue el precursor de la subsidencia que constituyó la cuenca Neuquina (Vergani *et al.*, 1995). Este régimen dio lugar a numerosos “depocentros precuianos” cuyo relleno de carácter continental posee un predominio de depósitos piroclásticos, volcánicos y epiclásticos (Carbone *et al.*, 2011).

El relleno sedimentario de la cuenca se encuentra integrado por numerosas unidades litoestratigráficas agrupadas en unidades de mayor jerarquía, los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Bajada del Agrio, Neuquén y Malargüe (Fig. 3). Las citas que acompañan esta breve descripción son aquellas síntesis más recientes, fundamentalmente las reunidas en un volumen sobre la geología del Neuquén (Leanza *et al.*, 2011a).

GRUPO CUYO

(Jurásico inferior - medio).

Se encuentra integrado por un conjunto de rocas clásticas de ambientes marinos distales (Formación Molles), litorales (Formación Lajas), continentales (formaciones Challacó y Punta Rosada) y evaporíticos (Formación Tábanos). Estas unidades son el resultado del primer ciclo sedimentario marino que se depositó en la cuenca Neuquina a partir del Sinemuriano-Hettangiano, alcanzando hasta el Calloviano Medio. Representan un ciclo completo transgresivo – regresivo que posee oscilaciones menores de avances y retrocesos de la línea de costa y culmina con un evento evaporítico en el sector interno de la cuenca, el cual señala la máxima retracción marina previa a la reactivación tectónica que produce la discordancia Intracalloviana (Arregui *et al.*, 2011b).

GRUPO LOTENA

(Jurásico medio - superior).

El Ciclo Loteniano – Chacayano (Grupo Lotena, Calloviano medio a Oxfordiano tardío) es el segundo ciclo sedimentario del relleno de la cuenca y se inicia luego de una reactivación tectónica (los movimientos Intracallovianos) y culmina con la fase Intramálmica. Está constituido por sedimentos silicoclásticos (Formación Lotena), carbonatos (formaciones La Manga y Barda Negra) y evaporitas (Formación Auquilco). Ocupa una posición paleogeográfica más restringida que los ciclos infra- y suprayacentes y sus espesores también resultan menores (Arregui *et al.*, 2011c).

GRUPO MENDOZA

(Jurásico superior - Cretácico inferior).

A partir de la inversión tectónica intramálmica se desarrolla el Grupo Mendoza integrado en orden ascendente por las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Picún Leufú, Mulichinco y Agrio. El alzamiento asociado y la migración de un arco volcánico interrumpió la comunicación con el proto-océano Pacífico y creó las condiciones para la acumulación de las sedimentitas continentales típicas de la Formación Tordillo y equivalentes, que posteriormente dan paso a una generalizada inundación marina que deposita las lutitas oscuras con elevado contenido de materia orgánica, características de la Formación Vaca Muerta (Spalletti *et al.*, 2011). La Formación Mulichinco se compone de sedimentitas continentales a transicionales y marinas del Cretácico temprano en tanto que la Formación Agrio (Valanginiano tardío

– Barremiano temprano), está integrada por sedimentitas marinas con una importante continuidad en la cuenca, caracterizada por el predominio de calizas y lutitas fosilíferas reunidas en los miembros Pilmatué y Agua de la Mula y los delgados depósitos clásticos continentales intercalados del Miembro Avilé.

GRUPO BAJADA DEL AGRIO

(*Cretácico inferior*).

Este grupo reúne sedimentitas marinas y continentales de las formaciones Huitrín y Rayoso. La Formación Huitrín está representada por los depósitos carbonáticos y evaporíticos del Miembro Chorreado, las areniscas continentales del Miembro Troncoso Inferior, las facies evaporíticas del Miembro Troncoso Superior, las calizas del Miembro La Tosca y las pelitas-evaporitas del Miembro Salina.

La Formación Rayoso constituye una espesa unidad estratigráfica acumulada en amplios sectores del centro-oeste de la cuenca Neuquina. Se compone de hasta 1.200 m de areniscas finas, pelitas rojas, carbonatos y evaporitas acumuladas en un medio predominantemente continental, el cual marca la desconexión definitiva de la cuenca Neuquina con el paleo-océano Pacífico (Zavala y Ponce, 2011).

GRUPO NEUQUÉN

(*Cretácico superior*).

Este grupo, integrado por tres subgrupos y varias formaciones, conforma una sucesión de depósitos continentales de origen fluvial, eólico y lacustre somero, desarrollada en la cuenca Neuquina entre el Cenomaniano inferior (97 ± 3 Ma) y el Campaniano inferior (74 ± 3 Ma). Su depositación, que demandó unos 23 Ma, está íntimamente asociada a la etapa contraccional más importante de la cuenca. La sucesión alcanza un espesor máximo de 1.200 m, y está limitada en su base y su techo por las discordancias Patagónica y Huantráiquica, respectivamente (Garrido, 2010).

GRUPO MALARGÜE

(*Campaniano - Paleoceno*).

Hacia finales de la depositación de las sedimentitas del Grupo Neuquén, se produce la inversión de la pendiente regional de la cuenca lo que posibilita el ingreso de aguas desde el Océano Atlántico y el comienzo de la depositación de rocas del Grupo Malargüe. Este grupo que alcanza hasta 400 m de espesor, está integrado por depósitos continentales

a marino marginales asignados a las formaciones Loncoche – Allen, Jagüel, Roca y Pircala – El Carrizo, las cuales se disponen en discordancia sobre las capas rojas del Grupo Neuquén (Rodríguez, 2011).

Magmatismo Cretácico tardío - Paleógeno.

En el ámbito de la cuenca entre los 70° - 71° O aflora una faja submeridional de rocas ígneas del Cretácico tardío-Paleógeno identificadas como cinturón andesítico Naunauco (Llambías y Aragón, 2011), las que muestran una coincidencia espacial con la faja de deformación del Cretácico tardío, en especial la faja plegada y corrida del Agrio. Son rocas de composición mayoritariamente andesítica que afloran como *sills*, lacolitos y lavas. Las rocas han sido agrupadas en el Grupo Naunauco (Llambías y Malvicini, 1978; Zamora Valcarce *et al.*, 2009), el cual está integrado por la Formación Colipilli (Llambías y Rapela, 1989), que agrupa a los cuerpos intrusivos y las facies extrusivas subordinadas y la Formación Cayanta (Rapela y Llambías, 1985), integrada por rocas extrusivas y cuerpos subvolcánicos alojados en ellas.

Sedimentitas del Neógeno

Si bien no alcanzan un amplio desarrollo, en varios sectores de la faja plegada y corrida del Agrio afloran sedimentitas continentales del Neógeno, cuya estructuración interna y relaciones mutuas señalan su carácter sinorogénico en el marco de una o más fases compresivas. Algunos como el Conglomerado Tralalhué del Mioceno superior se disponen en el sector interno de la faja plegada, en tanto que hacia el este en el sector externo (Zamora Valcarce *et al.*, 2009), afloran tobas, tufitas y arcilitas de las formaciones Cerro Bandera y Puesto Burgos y en discordancia conglomerados, areniscas y fangolitas de las formaciones La Bardita y Rincón Bayo (Leanza *et al.*, 2001).

2.4. MINERALIZACIONES

La mayoría de las manifestaciones metálicas en el ámbito de la cuenca Neuquina están vinculadas a estadios particulares de la evolución tectomagmática Gondwánica y Andina. De manera sucinta se reconoce una mineralización de Cu (Mo) tipo cobre porfirico en La Voluntad, asociada al arco magmático del Paleozoico tardío en la Precordillera Neuquina Sur (véase Franchini y Casé, 2011; Zanettini, 2011). Posiblemente las vetas silíceas auríferas de San Pedro en el Distrito Minero Andacollo fueron formadas durante la orogénesis Gondwánica (Giacosa *et al.*,

2019). En el Jurásico temprano y con una tectónica extensional dominante, se depositaron sedimentitas y volcanitas con hierro, manganeso y chert bandeados asociados a la actividad hidrotermal submarina en la región de retroarco. Esta mineralización localizada en el norte de la Precordillera Neuquina Norte, fue catalogada como estratoligada de tipo *hierros bandeados* (Zappettini y Dalponte, 2009).

La principal etapa de mineralización metalífera en la cuenca que incluye la removilización y la formación de depósitos de Ba-Sr, está relacionada al emplazamiento de plutones epizonales durante el Cretácico tardío-Paleógeno, en el marco de un arco magmático asociado a la deformación del Cretácico tardío en la cuenca Neuquina (el cinturón andesítico Naunauco).

Finalmente cabe mencionar a las mineralizaciones de Cu (U-V) alojadas principalmente en las sedimentitas del Grupo Neuquén en la dorsal de Huincul y el dorso de los Chihuidos. Son mineralizaciones cuya génesis estaría asociada a las migraciones de hidrocarburos y de fluidos acuosos desde las rocas generadoras (formaciones Los Molles y Vaca Muerta) hasta su entrapamiento final en los estratos portadores, durante el período que abarca desde el Paleoceno al Mioceno (Franchini y Casé, 2011; Rainoldi, 2015).

3. MINERALIZACIONES DE BA-SR

3.1. INTRODUCCIÓN

En el registro del Jurásico-Cretácico inferior de la cuenca Neuquina, en particular de aquellas sedimentitas que tienen alguna relación de cercanía con las secuencias carbonático-evaporíticas, hay numerosas mineralizaciones y minas de baritina ($\pm\text{Sr}\pm\text{Pb}\pm\text{Zn}\pm\text{Cu}$) (Fig. 2), que han sido motivo de varios estudios y síntesis (véase Brodtkorb *et al.* 1999a y capítulos subsiguientes, Brodtkorb y Danieli, 2011).

Brodtkorb *et al.* (1994, 1999a), señalan un origen volcanogénico y de precipitación química para los depósitos baríticos, en tanto que para los celestínicos sugieren procesos de evaporación. La depositación en ambiente evaporítico habría estado relacionada a los tres ciclos evaporíticos de las formaciones Tábanos, Auquilco y Huitrín. Modificaciones posteriores incluyen procesos diagenéticos y tectometamórficos y la acción de intrusivos diorítico-andesíticos con removilización

y formación de vetas y la recrystalización de mantos de baritina o celestina concordantes con estratos calcáreos o de yeso.

Otros autores como Hayase y Bengoechea (1975), han sostenido una génesis epigenética asociada a soluciones hidrotermales magmáticas con temperaturas desde 131° a 176°C, en tanto que para aquellos de morfología mantiforme proponen su formación mediante el reemplazo selectivo de capas de caliza por baritina y celestina.

El trabajo de de Barrio *et al.* (2014) constituye una síntesis actualizada de las diversas hipótesis y algunas nuevas concepciones genéticas sobre estos depósitos. Una de sus principales conclusiones es que los depósitos de Ba-Sr, son mayoritariamente epigenéticos y estarían vinculados a la acción de fluidos hidrotermales en áreas con y sin afloramientos de rocas ígneas. Consideran que el aporte calórico de los intrusivos, ha contribuido a movilizar aguas formacionales connatas. Estas celdas convectivas habrían lixiviado Pb, Ba, Sr y SO_4^- de la secuencia carbonático-evaporítica, que, al alcanzar niveles propicios como calizas y yesos, producen el reemplazo por celestobaritina. Al sur del río Agrio los afloramientos de intrusivos son escasos y solo han sido documentados en la mina Llao Llao, donde afloran dos pequeños cuerpos andesíticos que intruyen a la Formación Auquilco (Casé *et al.* 1990). Por otro lado, según Brodtkorb y Danieli (2011), la información sísmica de YPF en el área de Achalay, indicaría una anomalía geofísica compatible con la existencia de un cuerpo ígneo en profundidad.

Las mineralizaciones de Ba-Sr se encuentran ubicadas en 9 sectores a lo largo de unos 150 km desde la parte sur de la cordillera del Viento hasta la sierra de Vaca Muerta (véase fig. 1, de Barrio *et al.*, 2014). Algunas de ellas están representadas por depósitos aislados, otras por grupos de depósitos y en algunos casos conforman distritos mineros que de norte a sur se denominan mina Arroyo Nuevo, Grupo Naunauco-Taquimilán, Distrito Colipilli, Grupo Continental, mina Santa Elena, Grupo Cordón del Salado, Grupo Loncopué, Distrito Bajada Agrio y Distrito Mallín Quemado (Fig. 2).

3.2. TIPOS GENÉTICOS PRINCIPALES

Basados en estudios de campo, mineralógicos, isotópicos y de inclusiones fluidas, de Barrio *et al.* (2014) han señalado dos tipologías genéticas, las singenéticas y las epigenéticas y tres principales procesos mineralizantes: a) depositación sedimen-

tario-exhalativa en fondo marino (singenético), b) reemplazo preferencial de rocas carbonáticas y niveles yesíferos con procesos diagenéticos superpuestos, y c) relleno de fracturas y oquedades.

La depositación sedimentario-exhalativa de manera simultánea con pelitas en un medio sedimentario submarino, ha sido señalada específicamente para la mina Arroyo Nuevo (de Barrio *et al.*, 2014), un depósito mantiforme de Ba (Pb-Zn) alojado en sedimentitas marinas de la Formación Los Molles (Brodtkorb y Danieli, 1999). En el resto de las mineralizaciones se observa una estrecha vinculación espacial con las secuencias carbonático-evaporíticas jurásico-cretácicas, en particular las formaciones Tábanos, Auquilco y Huitrín. Son depósitos de carácter epigenético relacionados a fluidos hidrotermales.

Por último, de Barrio *et al.* (2014) señalan que algunos depósitos no presentan una relación espacial con rocas ígneas y muestran evidencias de reemplazo y disolución de la roca carbonática y/o yesífera, con afinidades similares a los yacimientos tipo Valle del Mississippi (MVT). En particular se refieren a los niveles carbonáticos de la Formación Tábanos en el cordón Cuchillo Curá (San Charbel) y los del Miembro Troncoso superior de la Formación Huitrín (minas 4 de Noviembre, Santa Bárbara, Grupo Continental y Santa Elena, entre otras; véase Fig.2).

3.3. MINERALIZACIONES EN LA SIERRA DE LA VACA MUERTA (DISTRITO MALLÍN QUEMADO)

El distrito minero de Mallín Quemado incluye mineralizaciones de baritina y celestina, las que se encuentran ubicadas en los cordones Cuchillo Curá y Curymil (Casé *et al.*, 1989, 1990; Del Blanco y Barbieri, 1999) (Fig.5).

En el cordón occidental de Cuchillo Curá se encuentran depósitos de celestina vinculados a calizas y yesos de la Formación Tábanos en las minas San Charbel, La Sorpresa, La Lía y María Cristina (Casé *et al.*, 1989). Este sector ha sido tratado como un distrito (distrito celestínico Cuchillo Curá; Brodtkorb *et al.*, 1999b), en donde los depósitos son de morfología lentiforme y tienen espesores que varían entre 1 y 3 m y unos 20 m de longitud. En las minas San Charbel y María Cristina, la lente mineralizada está compuesta por 80 y 90% de SrSO₄, en tanto que en La Sorpresa, Graciela y Lía predomina el CaCO₃ con celestina y baritina subordinadas (Casé *et al.*, 1989; Leanza

et al., 2001). En la mina Llao Llao, ubicada sobre el mismo cordón, afloran lentes de caliza y celestina interestratificados con yesos de la Formación Auquilco y la presencia de los cuerpos andesíticos atribuidos al magmatismo del Cretácico tardío - Paleoceno (Casé *et al.*, 1990).

En la zona de charnela del anticlinal Vaca Muerta y continuando sobre el cordón Curymil se encuentran de norte a sur, las minas de baritina La Porfía, Río Agrío y Achalay (Angelelli, 1941; Canelle y Terrero, 1948; Canelle, 1950; Lambert, 1956; Leveratto, 1982; Navarro, 1983; del Blanco y Barbieri, 1999, entre otros). Estas minas son principalmente vetas y otras estructuras mineralizadas estratiformes o mantiformes e irregulares (“tubo, campana”) y la mayoría de las mineralizaciones están situadas en areniscas de la Formación Tordillo y en menor medida en calizas estromatolíticas ubicadas en el techo de la Formación Auquilco. Las lutitas bituminosas y calizas de la Formación Vaca Muerta no están mineralizadas, con excepción de las lutitas con metamorfismo térmico de la parte basal de la unidad en Río Agrío donde afloran venillas de baritina. Si bien no han sido reportados intrusivos en este sector, en toda la zona del contacto entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta se observa un notable endurecimiento de las rocas con desarrollo de fracturas concoideas, lo que sugiere un posible efecto térmico de contacto, asociado a un intrusivo no aflorante.

4. GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA ENTRE LOS RÍOS AGRÍO Y COVUNCO

El sector con mayor deformación de la cuenca Neuquina ubicado entre los 35° a 40° S de latitud, es una faja meridional de pliegues, fallas inversas y cabalgamientos de unos 500 km de largo por unos 50 km de ancho que contiene los principales afloramientos y relieves estructurales de la cuenca (Figs. 1 y 2). De norte a sur se reconocen cuatro tramos de fajas plegadas y corridas nominadas como Malargüe (Manceda y Figueroa, 1995; Turienzo *et al.*, 2010), Chos Malal (Kozłowski *et al.*, 1996; Sánchez *et al.*, 2015), Agrío (Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2006) y la de Aluminé ubicada al sur de los 39° 00' S (García Morabito y Ramos, 2012).

Describiremos con algo de detalle la faja plegada y corrida del Agrío, en cuyo sector sur ya en la zona de influencia de la dorsal de Huinacul, se encuentra la zona de interés (Fig. 4).

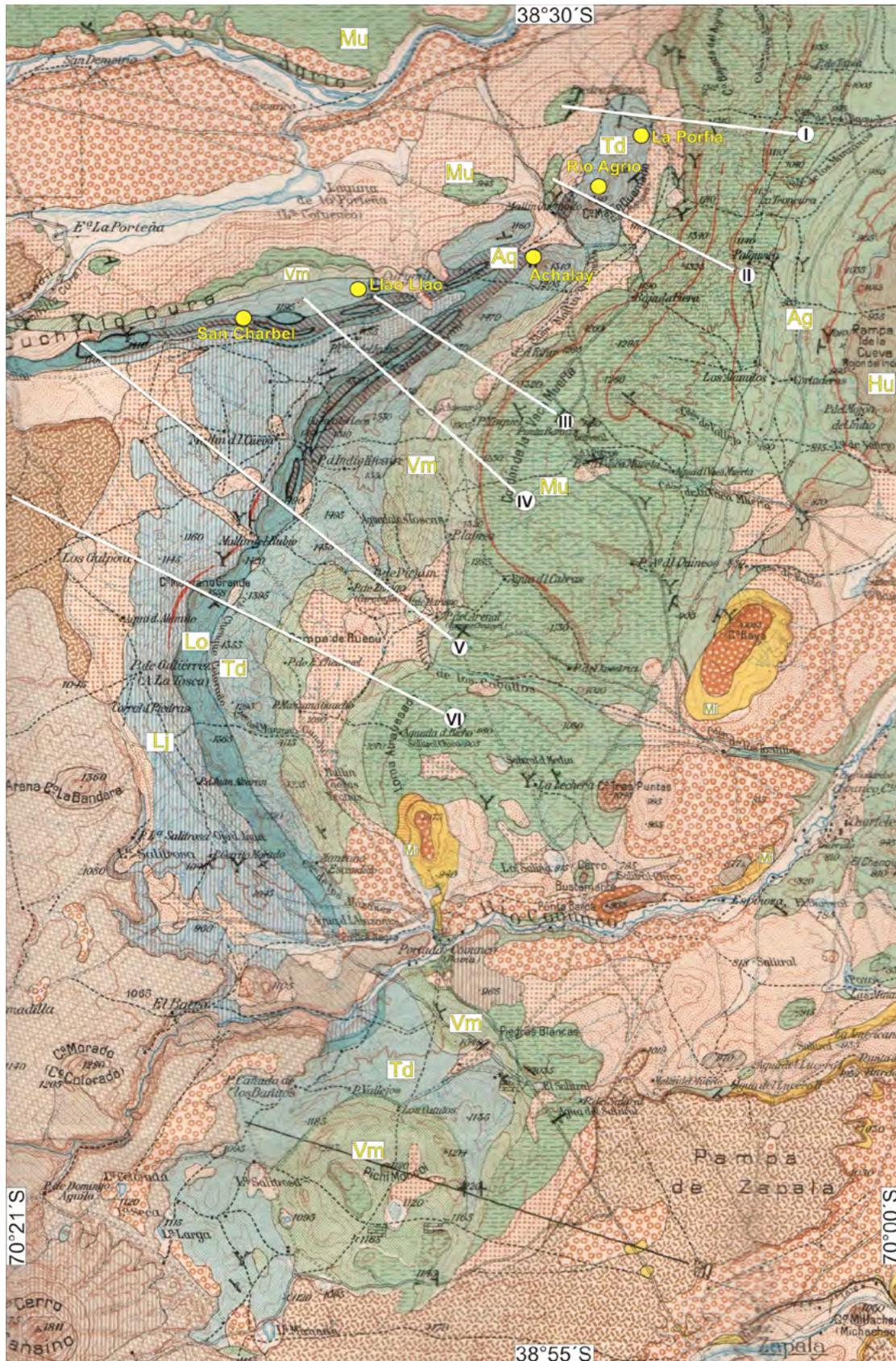


Figura 5. Mapa geológico de la zona de la sierra de Vaca Muerta. Recorte del sector oriental de la Hoja 35b, Zapala (Lambert, 1956), con el objetivo de mostrar la distribución de las unidades mesozoicas en el anticlinal Vaca Muerta y sus adyacencias y la ubicación de las principales mineralizaciones de Ba-Sr. Nótese la presencia de yeso en la zona de charnela más apretada del pliegue, así como la continuidad litológica de las rocas sobre el flanco oriental y las del anticlinal Los Catutos y el sinclinal Pichi Moncol, ubicados al sur del arroyo Covunco. Las líneas blancas con números romanos señalan la ubicación de las secciones estructurales de la figura 9. Las identificaciones en rectángulo señalan la actual nomenclatura estratigráfica del Mesozoico, las formaciones: Lajas (Lj), Lotena (Lo), Auquilco (Aq), Tordillo (Td), Vaca Muerta (Vm), Mulichinco (Mu), Agrio (Ag), Huirín (Hu), Mioceno (Mi).

4.1. LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL AGRIO

Los cordones Cuchillo Curá y Curymil junto a la sierra de la Vaca Muerta, son parte de un gran pliegue referido inicialmente como anticlinal de la Sierra de Vaca Muerta (Lambert, 1956), donde cada cordón constituye un flanco homoclinal (Figs. 4 y 5). El anticlinal de la Sierra de Vaca Muerta (AVM) se encuentra en el sector austral de la faja plegada y corrida del Agrio (FPCA) y como se describirá, es parte de una estructura replegada más compleja, por encontrarse en la zona de influencia de la dorsal de Huincul (Fig. 2). Otros autores incluyen la zona de estudio como parte del sector andino del sistema de Huincul, incluyendo solo las estructuras al norte del río Agrio como parte de la FPCA (Mosquera *et al.*, 2011).

La faja plegada y corrida del Agrio o faja plegada del Agrio (Zapata y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2006, 2009, 2011, entre otros), ubicada entre los ríos Neuquén y Covunco (localidades de Chos Malal y Zapala), tiene unos 170 km de longitud y un ancho de 50 kilómetros (Fig. 2). Está caracterizada por grandes pliegues de rumbo meridional con una estructuración y una estratigrafía que permiten separarla en dos sectores, donde predominan estructuras de piel gruesa y fina, respectivamente (Ramos, 1998; Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2006).

El sector interno ubicado al oeste posee afloramientos de sedimentitas del Jurásico y se caracteriza por estructuras de basamento que controlan el estilo estructural y originan pliegues abiertos, en parte producto de mecanismos de inversión tectónica. Al este, el sector externo tiene afloramientos de rocas del Cretácico inferior y un predominio de pliegues despegados en niveles yesíferos de la Formación Auquilco, pero de menor longitud de onda que la zona interna. En muchos casos estos pliegues han evolucionado a pliegues de propagación y pliegues de flexión de falla, con un despegue superior en las evaporitas de la Formación Huitrín.

Hay que señalar que como parte del sector externo debe incluirse un sector bien delimitado de unos 15 km de ancho correspondiente a la zona del *foredeep*, que incluye escamas tectónicas con depósitos sinorogénicos basales del grupo Neuquén (véase mapa en Ramos, 1981), en tanto que hacia el este y a modo de *forebulge* se encuentra el dorso de los Chihuidos.

Las distintas partes señaladas puede reconocerse bien desde el río Neuquén en el norte hasta el río

Agrio (en su tramo O-E, al norte de Las Lajas), sector que es descripto como característico de la faja plegada y corrida del Agrio. A partir de allí y hacia el sur, si bien la distribución estratigráfica señalada como característica distintiva de los dos sectores se mantiene, se observa un cambio notable en el rumbo y la geometría de los pliegues, particularmente en el sector entre los ríos Agrio y Covunco (Fig. 2). En este tramo se observan varios pliegues de rumbos variables (Fig. 4), como ENE (sinclinal adyacente al río Agrio), ENE a NE (anticlinal sierra de Vaca Muerta), NO (anticlinal Los Catutos y sinclinal Pichi Moncol), todas estructuras que fueron incluidas en el sector interno de la FPCA por Leanza *et al.* (2001), y por Mosquera *et al.* (2011) en la zona de influencia de la dorsal de Huincul. Hacia el este en la zona de cerro Negro y Covunco Centro hay pliegues de rumbo NE (anticlinal Covunco) en sedimentitas del Cretácico inferior que también son incluidos en el ámbito de la dorsal de Huincul.

4.2. ESTRATIGRAFÍA GENERAL

La estratigrafía general entre los ríos Agrio y Covunco se caracteriza por la presencia de notables exposiciones de sedimentitas jurásicas de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza (Fig. 5) (Lambert, 1956; Leanza *et al.*, 2001; Zavala y González, 2001). En los cordones Cuchillo Curá y Curymil la columna alcanza unos 2.500 m (Fig. 6) distribuidos de la siguiente manera:

Grupo Cuyo (>400 m). Comienza con afloramientos de bajo relieve de lutitas negras de la Formación Los Molles y continúan 350 m de areniscas calcáreas y limolitas asignadas a la Formación Lajas. El grupo finaliza con unos 15 m de calizas de la Formación Tábanos.

Grupo Lotena (600 m). Se inicia con conglomerados y continúa con arcilitas grises de la Formación Lotena, siguen unos 45 m de calizas azuladas de la Formación La Manga (Fig. 7a) y finaliza con unos 200 m de yeso (Fig. 7b, c) e intercalaciones de calizas micríticas de la Formación Auquilco.

Grupo Mendoza (1.450 m). Comienza con sedimentitas clásticas de la Formación Tordillo, unos 350 m muy notorios en el paisaje de areniscas rosadas a pardo rojizas (Fig. 7e) y gris verdosas con gruesos bancos de conglomerados (Fig. 7d). Continúan 1100 m de la Formación Vaca Muerta en forma de espesos depósitos de lutitas negras (Fig. 7f, g) con intercalaciones de calizas. Por encima y ya fuera del cordón Curymil, siguen las areniscas calcáreas de la Formación Mulichinco (Fig. 7h).

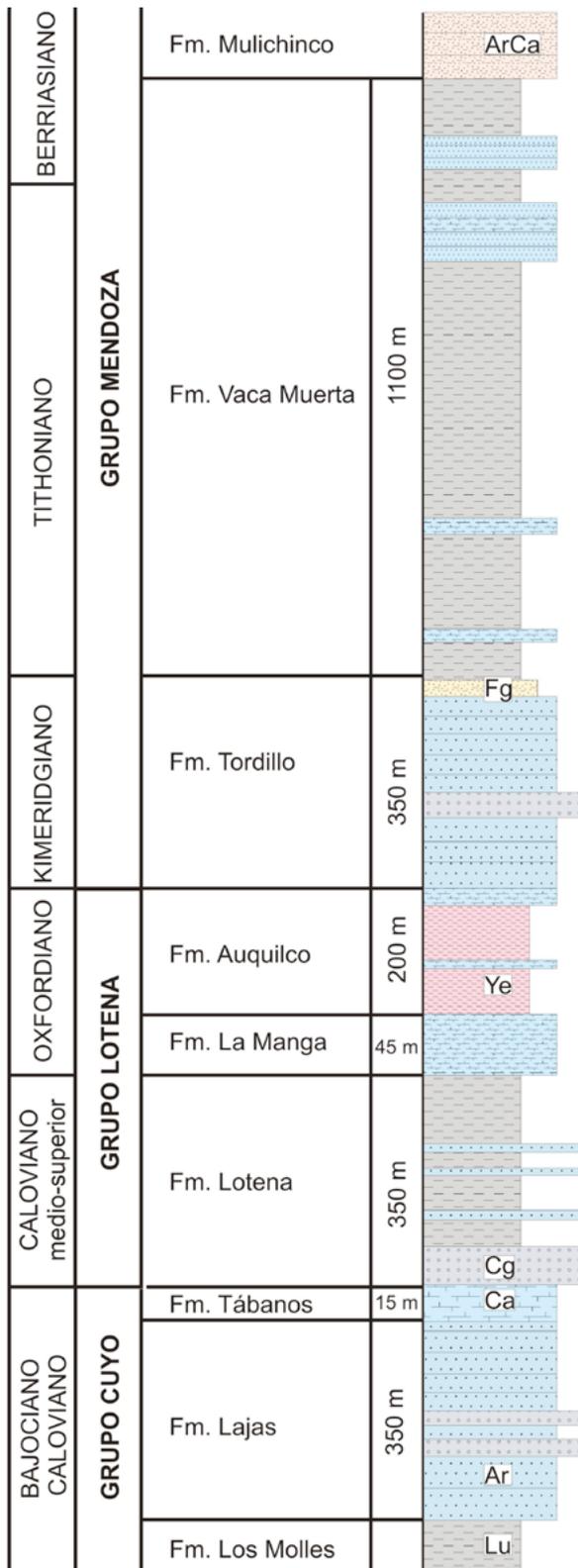


Figura 6. Columna estratigráfica en la sierra de Vaca Muerta (Leanza *et al.*, 2001).

Al sur, sobre el arroyo Covunco la sección del Jurásico presenta como característica distintiva la intercalación en la Formación Vaca Muerta, de unos 70 m de margas y calizas micríticas con categoría de miembro (Miembro Los Catutos, Leanza *et al.*, 2001).

4.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL ENTRE LOS RÍOS AGRIO Y COVUNCO

A diferencia de otros sectores de la faja plegada del Agrio y de la dorsal de Huinul, este sector de la cuenca Neuquina que comparte características de ambos, no ha sido muy estudiado desde el punto de vista estructural. En cuanto a la estructura en superficie, mencionamos por su interés los mapas geológicos de Lambert (1956), Leanza *et al.* (2001), Zavala y González (2001) y Zavala (2006), los que tienen muy buen detalle estratigráfico y estructural y de los cuales, por su valor histórico, se ha reproducido el primero de ellos (Fig. 5).

El conjunto de pliegues en rocas jurásicas de este sector presenta cierto grado de complejidad en relación con las estructuras ubicadas al norte del río Agrio, que en su amplia mayoría son pliegues N-S, subparalelos entre sí. En el sector norte aflora el anticlinal Vaca Muerta y unos 35 km al sur, el anticlinal Los Catutos (Fig. 4).

El anticlinal Vaca Muerta es un pliegue asimétrico de vergencia oeste que buza al NE y cuya traza axial varía de N30°E a N60°E al norte y sur del cañadón Mallín Quemado (Figs. 5, 8). Los estratos del flanco occidental en el cordón Cuchillo Curá inclinan 60-70° al NO y los del flanco oriental que conforman el cordón Curymil, 15-30° al SE (Fig. 9). La zona de charnela permite observar el cierre periclinal en rocas de la Formación Tordillo, en tanto que hacia el sur la zona de charnela está erosionada (Fig. 10). Inmediatamente al sur del cañadón Mallín Quemado se observa un engrosamiento en los estratos yesíferos de la Formación Auquilco. El anticlinal Los Catutos (Fig. 8) es un pliegue simétrico de rumbo N 60° O que buza al SE, con un núcleo de sedimentitas del Grupo Cuyo y flancos que inclinan unos 25-40°. Hacia el oeste continúa en el sinclinal Pichi Moncol, una estructura abierta y doblemente buzante de rumbo N 20-30° O con inclinaciones de 15-20°, que está desarrollada en calizas del Miembro Los Catutos y se encuentra atravesada por fallas de rumbo NNE. El contraste reológico entre lutitas y calizas origina estructuras de segundo orden como pliegues de doble charnela (cajón) y geometrías disarmónicas (Fig. 8).

Los anticlinales Vaca Muerta y Los Catutos tienen continuidad física y comparten a lo largo de 40 km, su flanco oriental curvado y cóncavo al este. Esta curvatura se resuelve estructuralmente como un pliegue muy abierto, el sinclinal Curymil, seguido de un anticlinal más apretado ambos de rumbo ONO a O-E (Fig. 4). Teniendo en cuenta esta continuidad es

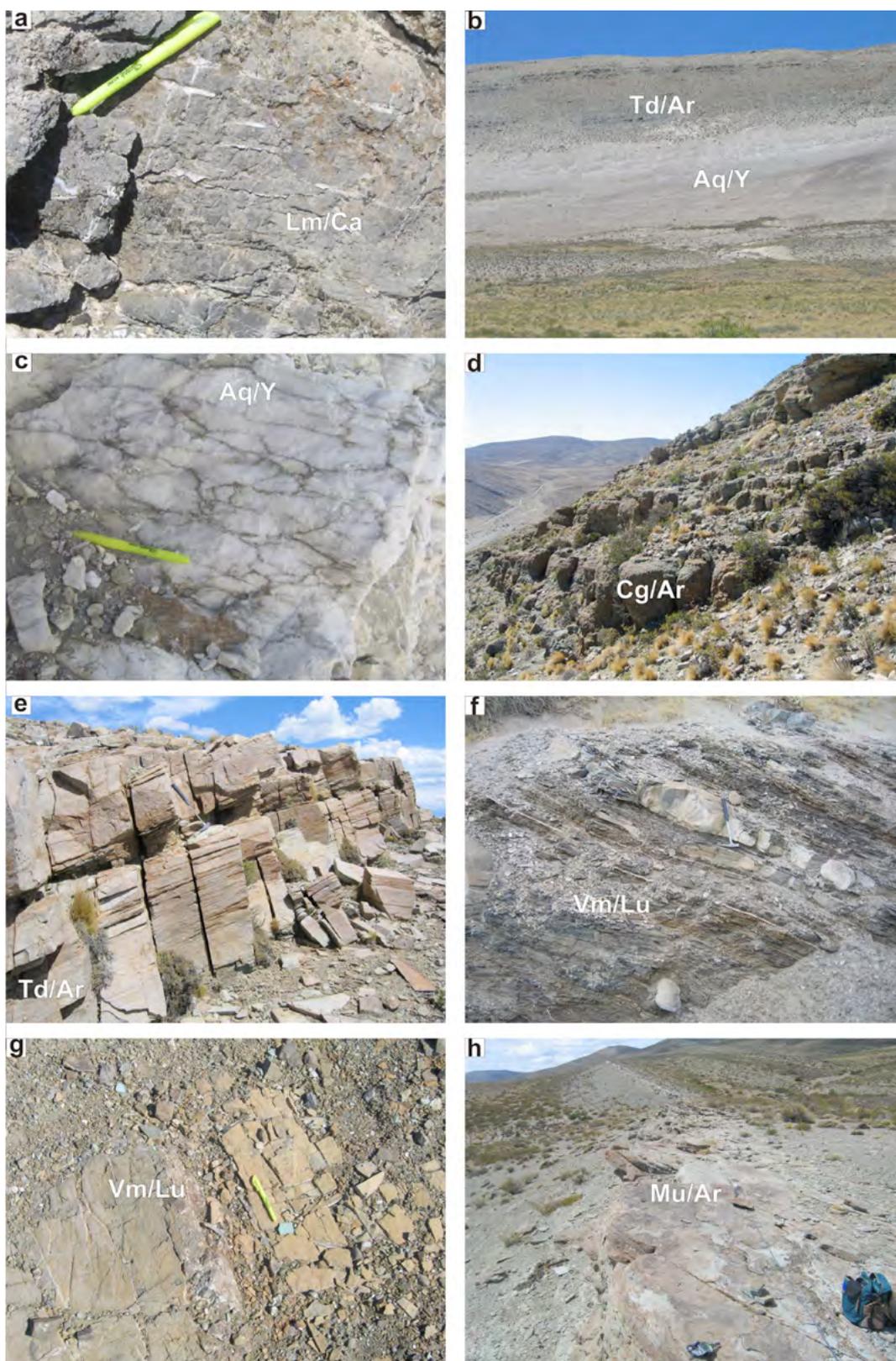


Figura 7. Rocas en inmediaciones de Mallín Quemado. Salvo la caliza de la Formación La Manga, todas las demás unidades son parte del flanco oriental del anticlinal Vaca Muerta. a) calizas de la Formación La Manga al pie del cordón Cuchillo Curá con dos juegos de venillas de calcita y algunas estilolitas. b) afloramientos de yesos de la Formación Auquilco y areniscas de la Formación Tordillo ubicadas al pie del cordón Curymil. c) estructura "chicken wire" en yesos de la Formación Auquilco, ubicados en la cantera cercana a mina Achalay. d) conglomerados de la Formación Tordillo en el cordón Curymil, en la sección ubicada por encima de la mina Achalay. e) areniscas de la Formación Tordillo, en la sección ubicada al este de la mina La Porfía. f) lutitas de la Formación Vaca Muerta en el corte sobre el cañadón Mallín Quemado. g) lutitas margosas con venas de calcita de la Formación Vaca Muerta en el contacto inmediato con la Formación Tordillo. h) areniscas calcáreas de la Formación Mulichinco en los faldeos de la sierra de Vaca Muerta.

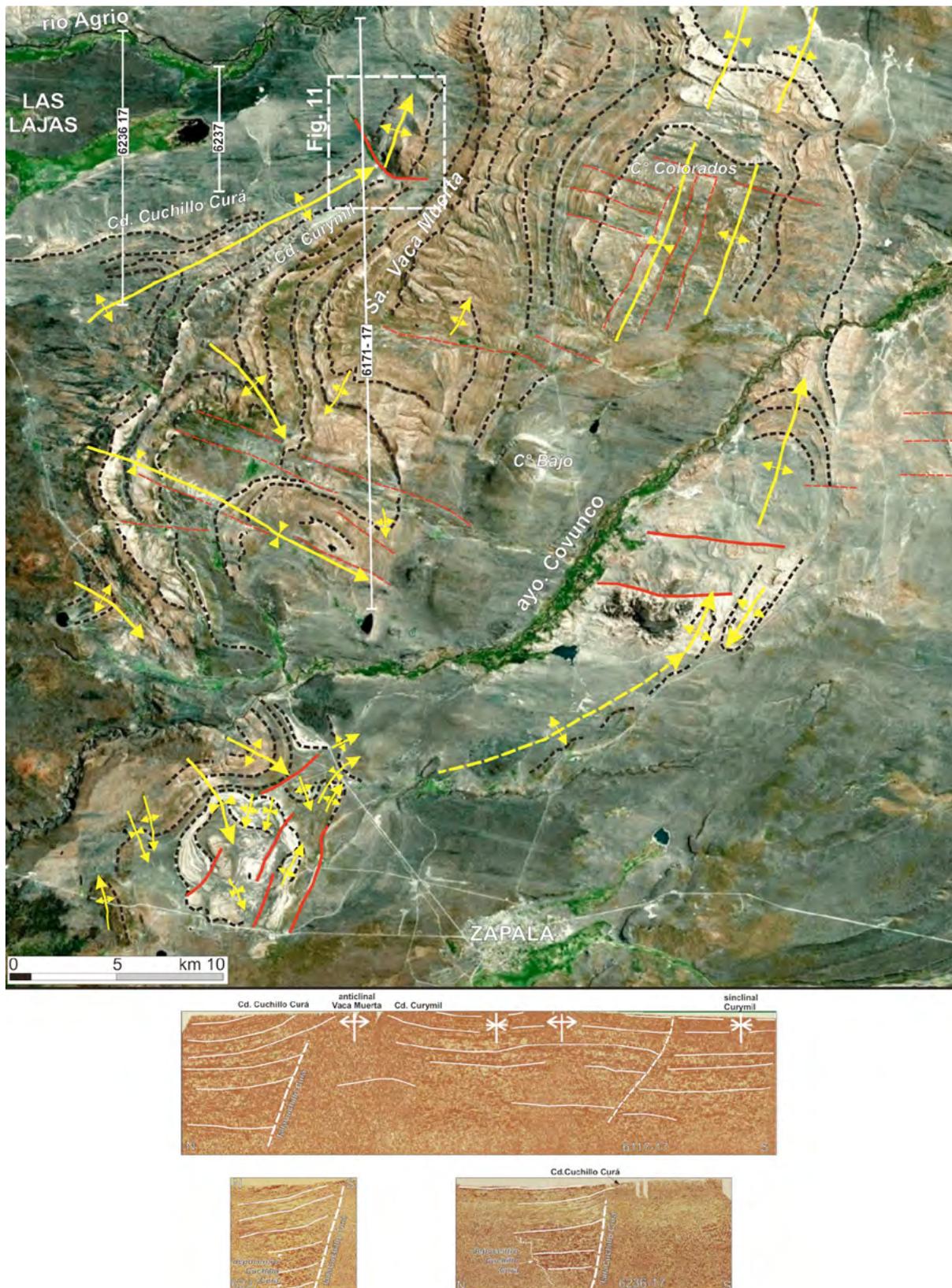


Figura 8. Arriba: mapa estructural del sector comprendido entre el río Agrio al norte y la zona de Los Catutos ubicada al sur del arroyo Covunco. Los numerosos pliegues de la zona de Los Catutos son el resultado de los fuertes contrastes reológicos entre las calizas y las lutitas de la Formación Vaca Muerta. Otros pliegues menores ubicados en la sierra de Vaca Muerta son el resultado de la compresión asociada a la fase del Mioceno. Abajo: secciones sísmicas N-S en donde se han dibujado algunos reflectores con cierta continuidad. La sección 6117-17 atraviesa el anticlinal Vaca Muerta y el sinclinal Curymil; en profundidad y sobre el flanco oriental del anticlinal se esboza una falla de alto ángulo que en las dos secciones siguientes ubicadas al este, se encuentra mejor definida. Esta estructura a la cual denominamos falla Curymil, parece limitar un grupo de reflectores bien reconocibles y con geometría en triángulo, lo que sugiere la posibilidad de un depocentro controlado estructuralmente.

posible inferir una línea de charnela curva de unos 50 km de longitud que conecta los dos anticlinales.

Varias líneas sísmicas N-S que atraviesan el cordón Cuchillo Curá, permiten interpretar en subsuelo una falla de alto ángulo inclinando al norte que denominamos falla Cuchillo Curá, y la presencia sobre su bloque superior de potentes reflectores con geometrías en cuña (Fig. 8). Se ha interpretado esta estructura como una falla que limita un depocentro pre-cuyano, que denominamos Cuchillo Curá. Se destaca que presenta una orientación ENE muy similar a varios depocentros ubicados en la zona de influencia de la dorsal de Huincul, tales como El Santiagueño y Loma Pedregosa (Mosquera *et al.*, 2011).

Entre las fallas que afectan al anticlinal Vaca Muerta, Navarro (1983) distinguió fallas longitudinales y transversales. Entre las longitudinales cabe mencionar en el cerro Mallín Quemado al oeste de las vetas de Río Agrio, un cabalgamiento de vergencia oeste que cabalga un estrato de yeso de la Formación Auquilco por encima de las areniscas de la Formación Tordillo (Fig. 11a). Posiblemente se trate de una falla enraizada en el núcleo de yeso del anticlinal.

Entre las fallas transversales a la línea de charnela, las más notorias son fallas sinistralas de rumbo ONO-ESE y O-E que desplazan las vetas Río Agrio y Achalay (Fig. 11a). En su mapa, Navarro (1983) señala otras de cinemática dextral. Otra falla transversal

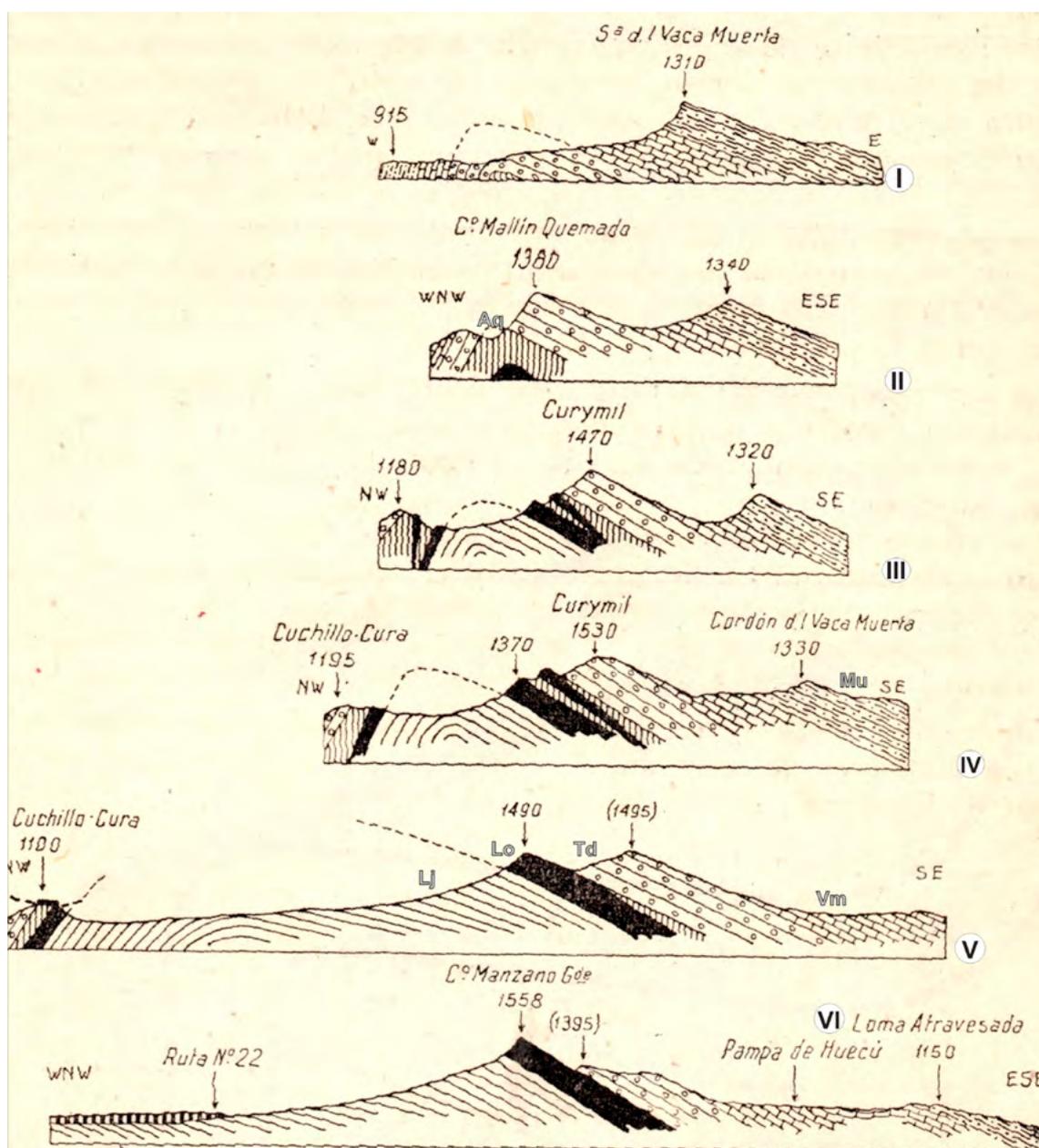


Figura 9. Cortes estructurales del sector oriental de la Hoja 35b, Zapala (Lambert, 1956). La ubicación y las referencias están señaladas en la figura 5. De norte a sur los cortes muestran la asimetría del anticlinal Vaca Muerta y el progresivo hundimiento del mismo hacia la zona del cerro Mallín Quemado.

importante es la falla Divisoria cuya traza curva y cóncava al NE está situada en el cañadón de Mallín Quemado, para la que Navarro (1983) sugiere una cinemática dextral y un hundimiento hacia el este. Efectivamente se observa un desplazamiento de las areniscas de la Formación Tordillo y una ausencia de rocas más antiguas en el mismo cerro Mallín Quemado. De acuerdo al diseño curvo podría interpretarse como una falla normal con bloque bajo al norte, pero de acuerdo al desplazamiento del contacto entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta, su componente de rumbo sería sinistral.

Otras fallas de rumbo y cinemática similar, pero de mayor tamaño son comunes al este del cordón Curymil y en la zona de los cerros Negro y Mesa al sur de Covunco abajo, donde afectan a estratos del Cretácico inferior con desplazamientos aparentes horizontales superiores a 1 kilómetro.

Entre las estructuras de menores dimensiones, los estratos de areniscas, conglomerados y calizas de las formaciones Lajas, Lotena, Tordillo y Mulichinco, así como las calizas de La Manga, Los Catutos y en la Formación Agrio, tienen numerosas fracturas (diaclasas), vetas y venas de calcita y estilolitas (Fig. 8a, c, e). Fracturas y vetas están dispuestas como juegos que muestran relaciones geométricas muy precisas con el rumbo y la dirección de inclinación de los estratos plegados y con la traza axial de los pliegues. Los juegos suelen disponerse paralelos o subparalelos (desviación de 10-15°), tanto al rumbo, como a la dirección de inclinación de los estratos, lo que permite clasificar estas estructuras como fracturas y vetas de rumbo (*strike joints, strike veins*) y fracturas y vetas de

inclinación (*dip joints, dip veins*). Las primeras son muy importantes en la charnela del anticlinal Vaca Muerta, ya que constituyen estructuras pre-minerales y fueron los canales de accesos de los fluidos en el sistema vetiforme de Mallín Quemado (Fig. 12a, b). Las segundas podrían haber sido estructuras precursoras de las fallas sinistralas verticales que desplazan las vetas de Río Agrio.

Varias estructuras de segundo orden ubicadas en sectores específicos de los pliegues, indican de acuerdo a la reología de las rocas involucradas, distintos mecanismos de deformación, alguno de los cuales habrían influido en la ubicación de las mineralizaciones y en posteriores modificaciones. Entre estos mecanismos podemos mencionar: a) en la zona de charnela, se infiere deformación tangencial longitudinal en las areniscas compactas de la Formación Tordillo, por el desarrollo de fracturas extensionales o híbridas (extensional-normal) referidas como *strike joints*, las cuales constituyeron estructuras pre-mineralización para algunas de las vetas más importantes (Fig. 12a,b); b) allí también se observa un engrosamiento de charnela por fluencia de yesos de la Formación Auquilco (Fig. 5), lo que sugiere mecanismos de flujo flexural, proceso que podría asociarse con la intrusión de domos de yeso en la zona de mina Achalay y la formación de estructuras post-mineralización, y, c) mecanismos de cizallamiento puro y simple en distintos sectores del pliegue y en diferentes litologías, que controlaron estructuras como pliegues simétricos en calizas de la Formación Tábanos en inmediaciones de la zona de charnela y pliegues asimétricos secundarios sobre el flanco occidental, respectivamente.

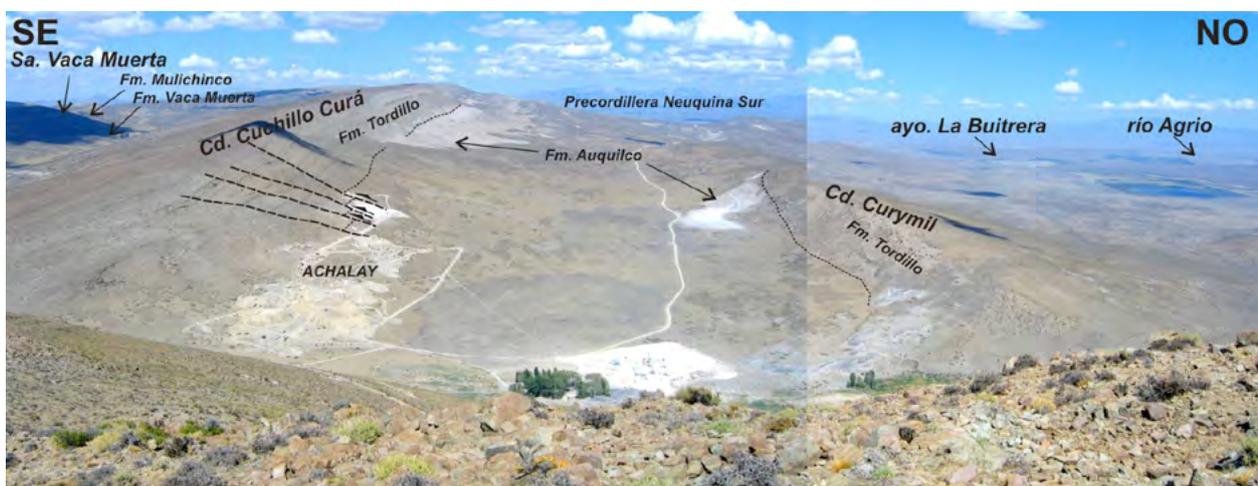


Figura 10. Vista desde el cerro Mallín Quemado hacia el sur del anticlinal Vaca Muerta. Se observan los dos cordones que constituyen los flancos del anticlinal. Se ha señalado el contacto entre las formaciones Tordillo y Auquilco, el que se encuentra desplazado por varias fallas en la zona de mina Achalay. En primer plano afloran las areniscas pardo-rojizas que constituyen la roca de caja principal de las mineralizaciones de Río Agrio.

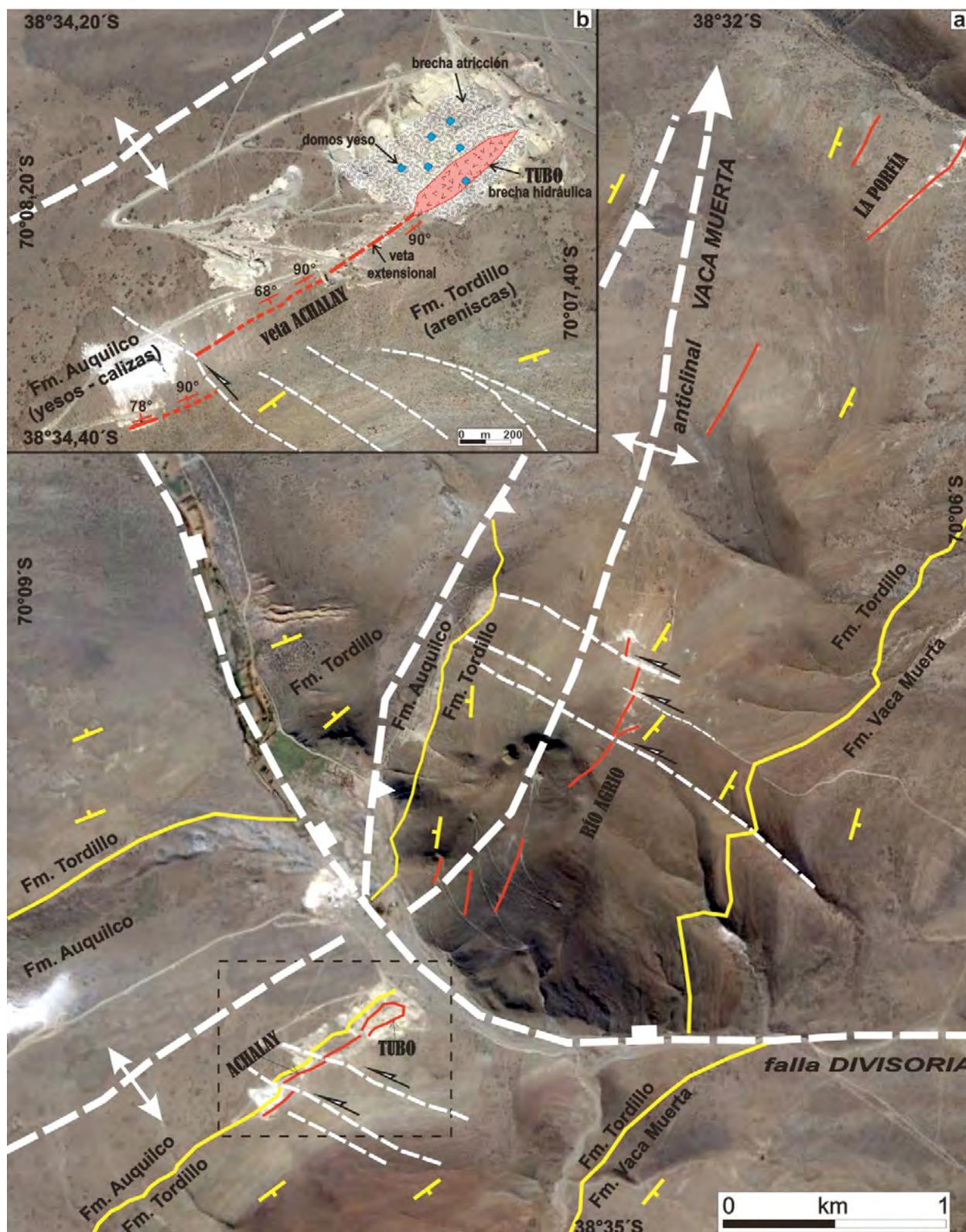


Figura 11. a. Mapa estructural de las minas Achalay, Río Agrío y La Porfía. Se observa: al oeste del cerro Mallín Quemado un cabalgamiento, sobre el cañadón la falla Divisoria y numerosas fallas sinistral que desplazan las vetas del sector, que en algunos casos como Achalay tienen componente normal o inversa. Basado en el hundimiento estratigráfico al norte del cañadón se interpreta que la falla Divisoria baja su bloque norte. b. Mapa estructural de la veta Achalay y la ubicación tentativa de la mineralización que fuera denominada "Tubo". En azul se muestran varios domos de yeso intrusivos en areniscas de la base de la Formación Tordillo.

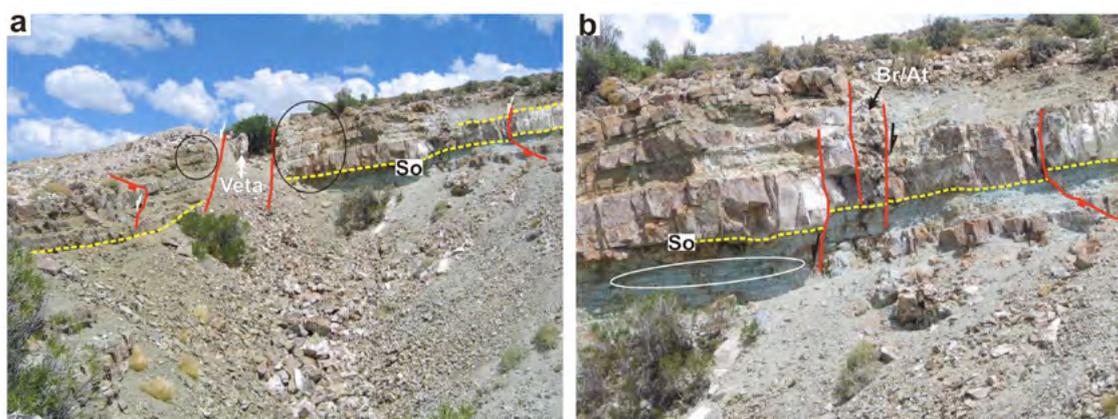


Figura 12. Estructuras pre-minerales en la zona de las vetas Río Agrio. Se observan numerosas fracturas verticales a subverticales, afectando a los estratos de areniscas más competentes. Algunas muestran cinemática normal y delimitan la zona de la veta o bien una zona de brecha de atricción (Br/At). Nótese en a) las zonas circundadas que indican un intenso fracturamiento en los hastiales de la veta, y en b) un sector con venas de baritina horizontales. Estas fracturas fueron iniciadas durante la deformación longitudinal tangencial que acompañó al plegamiento, posteriormente propagadas y desarrolladas durante la mineralización.

4.4. EDAD DE LA DEFORMACIÓN

La primera fase de inversión de fallas normales de rumbo ENE habría sucedido entre el Toarciense y el Valanginiense, durante el denominado estadio Aluk temprano que estuvo caracterizado por una orientación NO del vector de convergencia entre las placas de Aluk y Sudamericana (Fig. 3) (Mosquera *et al.*, 2011). Esta orientación del vector de convergencia es particularmente idónea para la deformación de estructuras de rumbo ENE. De esta manera puede sugerirse como posibilidad que la construcción del anticlinal Vaca Muerta podría haber comenzado antes del límite Jurásico-Cretácico. Durante la mayor parte del Cretácico superior (Cenomaniano-Maastrichtiano), en el marco del estadio Farallón, el vector de convergencia adquirió una orientación ONO (Fig. 3). Como consecuencia, una segunda fase de deformación promovió el desarrollo inicial de la faja plegada y corrida del Agrio (Zamora Valcarce *et al.*, 2006).

En términos generales la formación de la faja plegada y corrida del Agrio se inició en su parte interna a partir del Cretácico superior, alcanzando en el límite con el Paleoceno inferior la región del antepaís, a través de uno o varios pulsos entre los 100 y los 73 Ma y adquiriendo su configuración final durante el Neógeno, a través de dos eventos en el Mioceno (Ramos *et al.*, 2011; Zamora Valcarce *et al.*, 2009). En la construcción de la faja se ha señalado el inicio de la compresión y formación de la cuenca de antepaís a los ~100 Ma y una migración de la deformación con el desarrollo de la compresión hacia el antepaís y la formación de un frente orogénico del Cretácico más tardío al Paleógeno elaborado alrededor de los ~75-65 millones de años. Entre el Mioceno medio y

el Mioceno tardío se produce una reactivación que da lugar a la estructuración final de la faja plegada y corrida del Agrio y el levantamiento del dorso de Los Chihuidos (Fig. 3) (Mosquera y Ramos, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2009) y de los sectores ubicados hacia el sur, en la faja plegada y corrida de Aluminé (García Morabito y Ramos, 2012).

Con datos de subsuelo, edades radiométricas y trazas de fisión en apatita Zamora Valcarce *et al.* (2009) han intentado reconstruir la historia deformacional de la región preandina del Neuquén, que incluye a la faja plegada y corrida del Agrio y el adyacente sector del dorso de los Chihuidos. Basados en la presencia de unos diques basálticos de rumbo E-O de ~100 Ma (Basalto Cerro Mocho,) que se encuentran cortando las estructuras, sugieren que la deformación en el sector interno de la faja habría comenzado durante el Cretácico superior y habría progresado hacia el sector externo, mediante el desarrollo de geometrías epidérmicas (Zapata *et al.*, 2002). Respecto de estas dataciones (Ar/Ar en plagioclasa, 101,99±0,69 Ma y 91,97±4,08 Ma) y la edad del comienzo de la deformación, Llambías y Aragón (2011) sugieren prestar atención a que el mineral datado posee fuerte alteración, lo que podría haber modificado su edad.

La exhumación de los granitoides del arco magmático del Cretácico superior ha sido utilizado como evidencia del inicio del levantamiento de los Andes en este sector, por lo que en base al análisis de circones detríticos de la Formación Rayoso y del Grupo Neuquén, se ha sugerido que la deformación habría comenzado con posterioridad a los 98 millones de años (Tunik *et al.*, 2010). Edades de trazas de fisión sobre circones del Grupo Neuquén indicarían que la sedimentación en la cuenca de antepaís debió comenzar a los 88 millones de años (Corbella *et al.*,

2004). Estratigráficamente la discordancia Patagónica entre las formaciones Rayoso y Candeleros, señala esta deformación (Leanza, 2009).

El límite superior para el primer evento de deformación estaría señalado por la depositación discordante de las secuencias eruptivas de las Formaciones Colipilli y Cayanta, por sobre la secuencia sedimentaria mesozoica deformada. Esta discordancia estuvo relacionada con el desarrollo de la compresión hacia el antepaís con un frente orogénico elaborado en los ~75-65 Ma (Ramos *et al.*, 2011). Leanza (2009) ubica a los 79 Ma, la discordancia Huantraíquica que separa los depósitos sinorogénicos continentales del Grupo Neuquén de las sedimentitas marinas del Grupo Malargüe.

A partir del Mioceno un nuevo evento de deformación afectó la faja plegada en la parte interna y externa, principalmente mediante una deformación de piel gruesa que contrajo las estructuras previas y produjo el levantamiento de nuevos bloques de basamento (Zamora Valcarce *et al.*, 2009). Al menos dos pulsos quedan estratigráficamente evidenciados por la presencia de los depósitos sinorogénicos del Conglomerado Tralalhué y las Formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo, discordantes entre sí y ubicados en el sector externo de la faja plegada. Zamora Valcarce *et al.* (2009) correlacionan estos dos pulsos o eventos con datos de trazas de fisión de apatitas del dorso de los Chihuidos, los que indicarían un levantamiento/enfriamiento a los 11 Ma y otro a los 6 millones de años.

4.5. RELACIONES ENTRE MAGMATISMO Y DEFORMACIÓN

Las relaciones temporales y físicas entre el magmatismo y la deformación son especialmente importantes en las mineralizaciones de Mallín Quemado. Los antecedentes sobre el magmatismo del Cretácico superior - Paleógeno y la deformación en la faja plegada y corrida del Agrio, indican relaciones muy estrechas.

Desde el punto de vista geodinámico, la instauración del arco volcánico en el área ha sido adjudicada a una suave somerización de la placa de Nazca (Ramos y Folguera, 2005; Ramos y Kay, 2006). Desde el punto de vista geofísico, Sigismondi (2012) ha señalado que el régimen térmico en la cuenca Neuquina tiene un papel preponderante en la presencia de tres escenarios diferentes de rigidez flexural, propiedad que ha controlado la deformación en toda la corteza. Además, ha indicado que la faja plegada del Agrio y Chos Malal, así como el volcán Auca Mahuida,

son las zonas más propensas a la deformación por estar emplazadas sobre un sector de muy baja rigidez flexural, que habría transmitido hacia el antepaís su deformación por mecanismos flexurales, dando lugar al dorso de los Chihuidos como una zona de *bulge*. Durante su emplazamiento, el volcanismo de arco coincide regionalmente con una zona de baja rigidez flexural, lo que ha facilitado los mecanismos de acortamiento orogénico, el debilitamiento de la litosfera y la migración del magmatismo por empinamiento y horizontalización de la placa subducida, procesos que se retroalimentan entre sí. El desplazamiento del arco traería como consecuencia un desplazamiento de la deformación en el antepaís (Sigismondi, 2012).

En relación con estas definiciones geofísicas, la faja submeridional de rocas ígneas del Cretácico tardío - Paleógeno, muestra una coincidencia espacial con la faja plegada y corrida del Agrio. Los autores precedentes han señalado un sector norte con numerosos afloramientos entre los 37-38°S y uno sur entre los 38-39°S, con menores exposiciones.

Las facies intrusivas asignadas a la Formación Colipilli, están mayormente emplazadas como *sills* y lacolitos en estratos de pelitas y limolitas arenosas. En el área de Colipilli, Llambías y Malvicini (1978) concluyeron que existe un control entre la estructura de las sedimentitas y la intrusión de los lacolitos, y sugieren que la intrusión sería posterior o parcialmente sincrónica con las últimas etapas de la deformación (Llambías y Aragón, 2011). Similar relación interpreta para la facies extrusivas de Formación Cayanta, cuyas rocas se encuentran apoyadas en discordancia sobre las sedimentitas de las formaciones Agrio, Huitrín y Rayoso, con sus mejores afloramientos en el seno de amplios sinclinales (Llambías y Malvicini, 1978; Leanza *et al.*, 2006). En síntesis, ambas facies habrían sido emplazadas de manera tardía con las principales deformaciones compresivas, quizás durante una fase extensional (“de relajamiento” *sensu* Llambías y Aragón, 2011).

5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LOS DEPÓSITOS DE BARITINA DE MALLÍN QUEMADO

5.1. ESTRUCTURAS MINERALIZADAS DEL DISTRITO MALLÍN QUEMADO

En este distrito las estructuras mineralizadas con baritina más importantes se encuentran en los alrededores del cerro Mallín Quemado, tanto sobre el cerro mismo, como continuando al sur del cañadón

sobre el extremo norte del cordón Curymil (Fig. 5). Se trata de varias estructuras discontinuas que se ubican a lo largo de una zona de rumbo NNE (N 30° E) de unos 5,6 km de longitud. Comenzando desde el sur, se destacan las mineralizaciones de Achalay integradas por una veta y una estructura relacionada de morfología más irregular denominada El Tubo y un depósito de morfología mantiforme. Al norte del cañadón Mallín Quemado y en los alrededores del cerro Mallín Quemado, afloran las vetas de Río Agrio y más al norte las vetas de La Porfía (Fig. 11a).

Las yacencias mineralizadas con baritina pueden resumirse en los siguientes tipos: a) mineralizaciones vetiformes (vetas Achalay, Río Agrio y La Porfía); b) mineralizaciones con morfología en tubo o campana o en bolsones *sensu* Hayase *et al.* (1976), denominada El Tubo y asociada a la veta Achalay, y c) mineralizaciones estratiformes o mantiformes en el sector de Achalay Norte, dispuestas en mantos paralelos a la estratificación a veces brechados o bien mantos delgados no brechados.

5.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS MINERALIZADAS

La Tabla 1 resume las principales características geométricas de las estructuras vetiformes y El Tubo. Se trata de estructuras discontinuas dispuestas con un rumbo general NE a lo largo de unos 5 km, que comienzan al sur en la veta Achalay y terminan al norte en las vetas de La Porfía (Fig. 11a). Al norte del cañadón donde finalizan las últimas, se reconocen vetas de menores dimensiones. La veta Achalay es una veta única, en tanto que La Porfía y particularmente Río Agrio son varias. Las mayores complejidades se presentan en las relaciones entre la veta Achalay y El Tubo (Navarro, 1983), en particular luego de que la intensa explotación del sector modificó o bien eliminó casi totalmente los afloramientos (Fig. 11b).

La roca de caja más común son areniscas de grano mediano a grueso y de color rosado a pardo rojizo, hasta verdes, asignadas a la Formación Tordillo (Figs. 7e,10). Se trata de una roca muy dura y compacta que difiere marcadamente en sus características mecánicas de los yesos y lutitas ubicados a piso y techo respectivamente. Ya sea como roca de caja o bien como clastos en las brechas hidráulicas, adquiere un característico color verdoso producido por alteración sericítica y silícica (de Barrio *et al.*, 2014) (Fig. 12). Por el contrario, en aquellas brechas de Achalay con clastos de areniscas de grandes dimensiones relacionadas con la intrusión de domos, la mayoría de las areniscas no presentan alteración.

Vetas. Canelle (1950) agrupó las vetas de Río Agrio en cuatro sectores ubicados a ambos lados de la charnela anticlinal, denominados: a) veta principal del cerro Mallín Quemado; b) complejo oriental del cerro Mallín Quemado, c) veta occidental del cerro Mallín Quemado y d) afloramientos de galena del cerro Mallín Quemado. Los espesores de las vetas son irregulares con valores de 0,40 m y hasta de 4,0 m, en tanto que de manera aislada fue reconocido algún tramo de hasta 6,0 metros.

La mayoría son vetas de alto ángulo (>70°) con tramos verticales (Figs. 12,13). En veta Achalay predominan vetas sub-verticales y tramos que inclinan 60° al NO y SE (Fig. 11b). La veta principal de Río Agrio está alojada en una falla normal con un rechazo de hasta 65 m, siendo el bloque bajo el oriental (Del Blanco y Barbieri, 1999). En la terminación norte de la veta principal afloran varias vetas subparalelas de unos 200 a 300 m de longitud, que fueron agrupadas como complejo oriental del cerro Mallín Quemado y caracterizadas como vetas secundarias a la veta principal (vetas I a IX, Canelle, 1950). El rumbo general de la veta principal es N 25° E sin embargo, por los efectos de la rotación antihoraria producida por las fallas sinistralas O-E, cada tramo de veta separado por falla tiene rumbos cambiantes tales como N 36° E, N 18° E y N 12° E.

La estructura interna de la veta principal de Río Agrio muestra una zonación simétrica característica de vetas extensionales pulsátiles, que se encuentra definida por diferentes zonas groseramente tabulares paralelas a los hastiales con baritina, calcita, cuarzo y brechas, entre otras (Figs. 13c, e, f). Es común en el contacto inmediato con las areniscas, una coloración verdosa por alteración hidrotermal (Fig. 13c). En Río Agrio y a modo de rareza mencionamos vetillas horizontales de baritina (<0,5 m de longitud y 0,5 cm de ancho) que hacia arriba y abajo se continúan como vetillas verticales (Fig. 13h) y vetas delgadas paralelas a la estratificación inclinada (Fig. 13g). La veta La Porfía está en la misma dirección que la veta principal de Río Agrio y comienza a aflorar a unos 1.000 m al norte, como un tramo poco visible y no explotado de 450 m de longitud (Fig. 11a). Los rumbos de ambas vetas difieren, el sector explotado en La Porfía es un afloramiento de rumbo N 40° E de unos 700 m de largo encajado en areniscas y consiste en una veta vertical e inclinada 78° al oeste (Fig. 14b), aunque hay menciones de rumbos NNE con inclinación al este (Del Blanco y Barbieri, 1999). Tiene un desarrollo discontinuo ("bolsonera") y una gran cantidad de brechas hidráulicas con cemento barítico (Fig. 14) y en las trincheras se observa en

ESTRUC-TURA	GEOMETRÍA		MINERA-LES	ESTRUC-TURA	ROCA CAJA
	Rbo / RBz	Forma Espesor			
CORDÓN CURYMIL					
VETA ACHALAY	Veta sur: N70°/ N340°-78°; Veta norte: N55°/ N145°-68° y N325°/68° y 90°	Tabular; E: 1,5 m	Baritina, cuarzo, galena, blenda, pirita, calcopirita	Vetas y vetillas	Areniscas Fm. Tordillo; calizas Fm. Auquilco en Achalay sur
EL TUBO	Rbo. ~ N55°; superficie ~ 5000 m ² 50 x 100 m	Lenticular alargado en planta; campanacónica en sección.	Baritina	Stockworks, vetillas verticales y horizontales. Brechas Ba	Areniscas Fm. Tordillo
MANTO ACHALAY	N55°/N145°-30°	Manto tabular. E: 1-4 m	Baritina, celestina, yeso, cuarzo, galena, esfarelita, pirita, calcopirita, calcita	Vetas y vetillas	Contacto caliza Fm. Auquilco y arenisca Fm. Tordillo
CERRO MALLÍN QUEMADO					
VETA RÍO AGRIO	N25°-30°/ N120°-75°80°E y 90°. Variación rumbo veta principal por fallas: N36°E → N18°E → N12°E	Tabular; E: 2-4 m	Baritina, cuarzo, calcita, galena, pirita, calcopirita	Stockworks, vetillas verticales y horizontales (escasas)	Areniscas Fm. Tordillo
VETA LA PORFÍA	N40°±90° y N50°/N320-75°	Tabular; E: 1-2 m	Baritina, cuarzo, calcita, celestina, galena, pirita,	Brechas Ba, vetas silíceas	Areniscas Fm. Tordillo

Tabla 1: Principales características geométricas de las mineralizaciones de baritina en el área de estudio

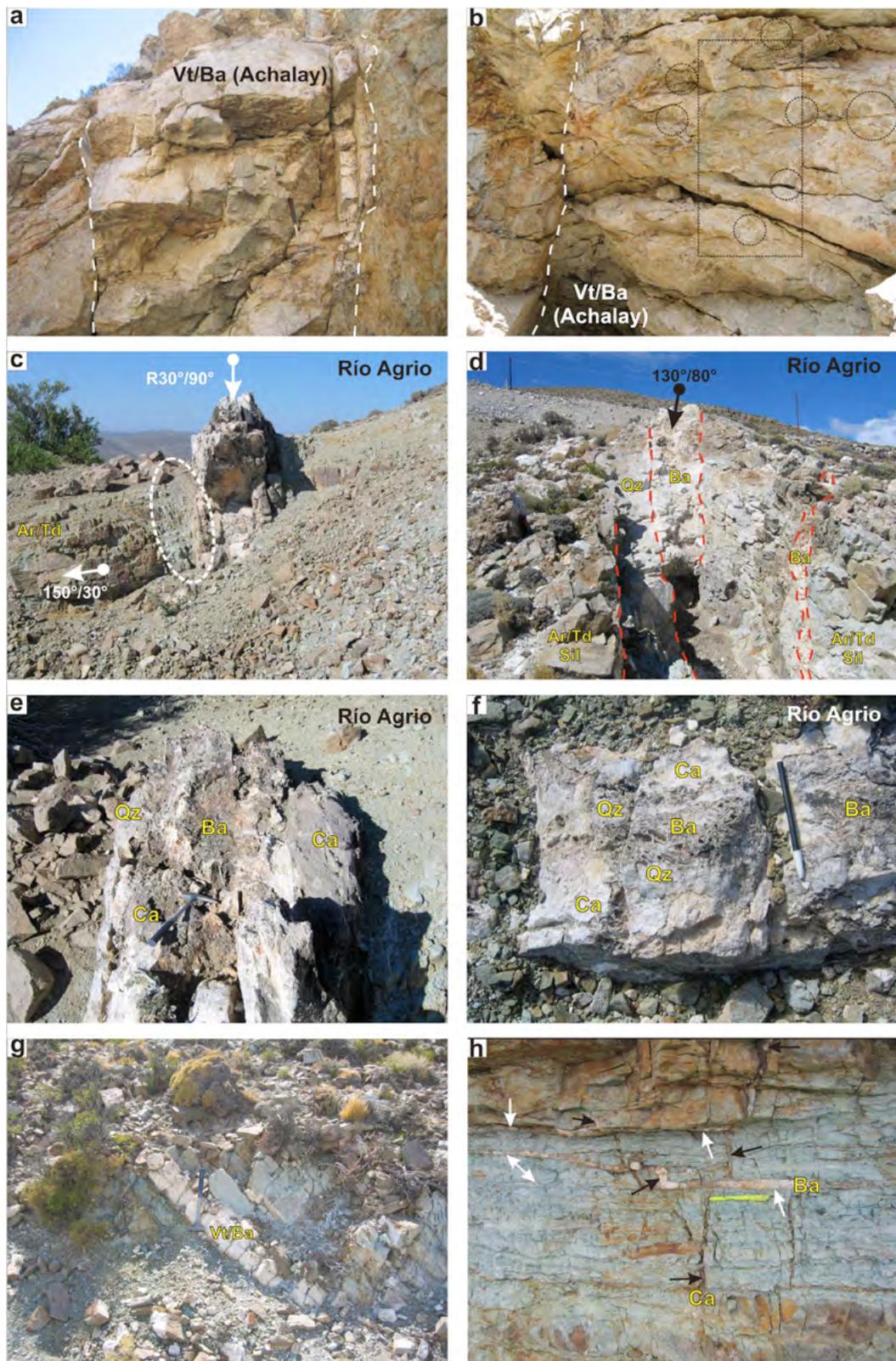


Figura 13. Estructuras vetiformes en Mallín Quemado. a) mina Achalay; veta subvertical encajada en areniscas de la Formación Tordillo, b) mina Achalay; continuación hacia el sur de la veta, que en este sector posee una zona lateral con venillas entrelazadas de baritina (recuadro) y varios sectores con brechas hidráulicas en mosaico, de craquelamiento y caóticas, todas con estructura en puzle (círculos). c) afloramiento de una de las vetas de Río Agrio. Veta vertical con zonación simétrica paralela a los hastiales. La veta está integrada por baritina, calcita y sílice y en el hastial izquierdo (elipse) se observa un aumento de la fracturación subvertical en las areniscas de la Formación Tordillo; los estratos a ambos lados de la veta están desplazados. d) afloramiento en el sector norte de una de las vetas subverticales de Río Agrio, en el sector donde se encuentran desplazadas por fallas transversales sinistralas. La veta está formada por baritina, sílice y roca de caja muy silicificada. e, f) afloramientos de las vetas de Río Agrio. Vetas extensionales con zonación formadas por baritina, sílice/cuarzo y calcita. g) vetas de baritina dispuestas concordantemente con la estratificación. Río Agrio. h) venillas de baritina y calcita horizontales (flecha blanca) y verticales (flecha negra) en areniscas alteradas. Río Agrio.

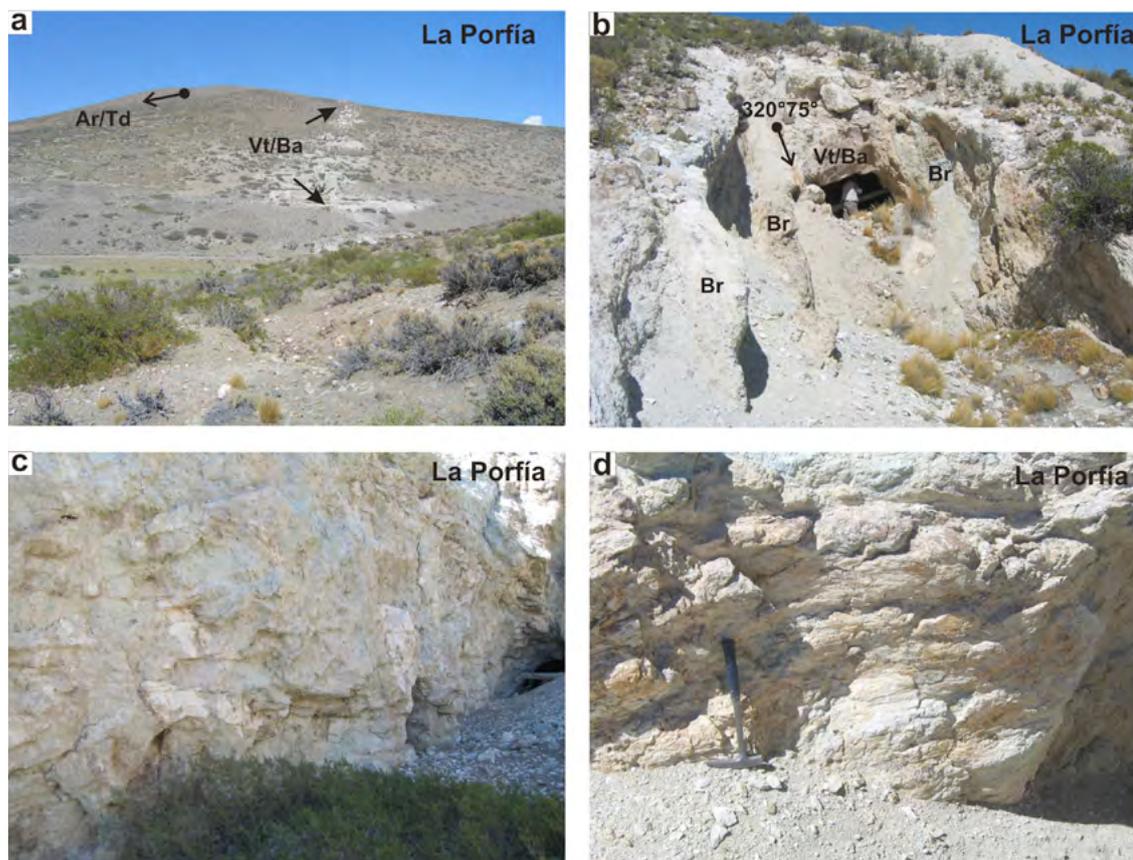


Figura 14. Estructuras vetiformes en Mallín Quemado. Vetas La Porfía. a) veta vertical encajada en areniscas de la Formación Tordillo, b) veta subvertical inclinando a contrapendiente de las areniscas. Se observa una zona de hastiales muy ancha con importante cataclasis y formación de brechas. c, d) megabrechas y planos silicificados con estrías de fallas transcurrentes sobre los hastiales.

general una veta muy fracturada. Al igual que Río Agrio y Achay, la estructura interna de la veta indica un relleno hidrotermal producto de ciclos de pulsos mineralizantes asociados a fracturación extensional.

El Tubo. El Tubo es un sector mineralizado muy complejo y de morfología irregular, cuya denominación junto a la de “campana”, hacía referencia a la forma acampanada o groseramente cónica en sección vertical-longitudinal (véase fig. 2, Del Blanco y Barbieri, 1999). En planta y al igual que la veta Achalay, tiene su mayor dimensión orientada según N 55° E (Fig.11b).

Si bien el estudio de Navarro (1983) ha aportado muchos detalles, la casi total eliminación del sector por la intensa explotación, dificulta un análisis actualizado. Este autor lo describió como una “cavidad tubular de gran diámetro (> 20 m), con un sector interno (“masa interior”) y otro externo (“cáscara de brecha”)). La masa interior estaba formada por baritina masiva de grano fino acompañada de escasa galena, pirita, calcopirita, drusas de calcita y venillas de cuarzo y se encontraba rodeada por una capa continua de brecha polimíctica cementada por baritina y sílice

de hasta 5 m de espesor, que alcanzaba la zona de mantos (Navarro, 1983). De la lectura del trabajo se interpreta que, para este autor, el sector mineralizado fue una “brecha de desplome” originada en el colapso del techo de una cavidad. Vinculó este colapso con la zona de interacción de dos “fallas pre-minerales”, la “falla pre-mineral vertical, Acha I” cuyo origen habría sido la fracturación extensional en la charnela del pliegue, con la “falla pre-mineral subhorizontal, Acha II” controlada por los planos de estratificación de la Formación Tordillo. Esta interacción habría dado origen a una cavidad cuyo desplome originó una “brecha incoherente y permeable” formada por “bloques desprendidos del techo” y que “preparó el camino a la invasión hidrotermal” Esta “brecha de desplome” que luego resulta cementada por baritina y sílice, es comparada por Navarro (1983) con la “brecha rellena” descrita por Lyons *et al.* (1978).

Manto. Como parte de la mina Achalay aflora en el contacto entre el nivel carbonático superior de la Formación Auquilco y las areniscas basales de la Formación Tordillo, un manto barítico de 1 y 4 m de espesor, con una inclinación de 30° SE y unos

400 m de longitud a lo largo del rumbo. Ha sido caracterizado como un manto bandeado y brechado (de Barrio *et al.*, 2014), en donde la parte bandeada con rasgos relictuales del laminado algal de las calizas, sería producto de un reemplazo. En cuanto al brechamiento, al menos una parte de la mena sería producto de mecanismos de fracturación hidráulica (véase la brecha monomíctica caótica de implosión con textura *puzzle*).

A lo largo de todo este sector de manto, es muy marcada su asociación con el banco carbonático cuspidal y la presencia de rasgos relictuales del laminado algal de las calizas. Sin embargo, en partes parecen visualizarse texturas hidrotermales de relleno con baritina y galena finamente bandeadas. En resumen, los procesos de reemplazo y relleno del manto barítico son de variable importancia según el lugar considerado (de Barrio *et al.*, 2014).

Brechas. Las brechas están muy extendidas en toda el área (Figs. 15,16) y en su descripción han recibido diferentes denominaciones tales como “brecha-relleno” (Navarro, 1983), “brechas de desplome”, “brecha tectónica con clastos de baritina” (Leveratto, 1982) y “manto de brecha” (Lyons *et al.*, 1978). También diferentes interpretaciones genéticas relacionando su origen a mecanismos de fricción, de colapso gravitacional asociado a disolución de yesos, a procesos hidrotermales o bien mixtos (Navarro, 1983; Brodtkorb y Danieli, 2011, entre otros). El proceso de formación de brechas de colapso sería la consecuencia de procesos de disolución de yeso ubicados en la parte cuspidal de la Formación Auquileo, que ocasionaron la falta de sustento de las areniscas y conglomerados en el piso de la Formación Tordillo. Un mecanismo de desprendimiento de bloques de areniscas del techo de una abertura asociada a la tracción entre dos fallas (Acha I y II) fue invocado por Navarro (1983) para la formación de su “brecha-relleno”, formada por clastos de todos los tamaños de areniscas, conglomerados, yesos, así como baritina de varias generaciones.

La cuestión de los diferentes tipos y orígenes de brechas es compleja y de acuerdo a la lectura de los antecedentes resulta necesario separar una tipología descriptiva y otra genética. De acuerdo a nuestro análisis afloran los tres tipos -descriptivos- de brechas reconocidos en la clasificación de rocas de fallas de Woodcock y Mort (2008). Éstos las definen como aquellas rocas de falla con >30% de clastos mayores a 2 mm y distinguen brechas craquelada (*cracked*, Fig. 15d), en mosaico (*mosaic*, Fig. 15g) y caótica (*caotic*, Fig. 15c,e,h). Los tres tipos pueden estar cercanos y ser producto de un mismo proceso, como en

las brechas de origen hidráulico, en donde el cambio de brechas craqueladas, en mosaico y caóticas se produce en cortos tramos del orden de centímetros.

A esta clasificación es posible agregarle otra distinción que tenga en cuenta el tipo de ligante (cemento o matriz) y el carácter litológico de los clastos y en este sentido pueden reconocerse tres tipos: *monomíctica con cemento de baritina y sílice*, *polimíctica con cemento de baritina y sílice* y *polimíctica con matriz clástica*. Desde el punto de vista de su génesis y particularmente teniendo en cuenta el carácter del material ligante y la presencia o ausencia de texturas en *puzzle*, características que son un indicio de los mecanismos predominantes, es posible catalogarlas como brechas hidrotermales (Fig. 15c,d,e,f,g,h), brechas de atrición (Fig. 16e,f,g,h) y mixtas (atrición y cementación hidrotermal) (Sibson, 1986).

a) *Brecha monomíctica con cemento de baritina y sílice*. Se presenta en varias formas tales como vetas de brecha, zonas de brechas paralelas y zonas de forma más irregular (Fig. 15c,d,e,f,g,h). En afloramientos son abundantes en relación a la veta Achalay y en algunas labores subterráneas, aunque aquí es difícil estimar su importancia en base a las descripciones previas.

Están formadas por clastos de areniscas verdosas alteradas o pardo rojizas de la Formación Tordillo, fuertemente cementadas por baritina y sílice blanquecinas con la característica estructura en “rompecabezas” con clastos cuyo tamaño oscila entre 1 y 50 centímetros. Carecen de una matriz clástica y dado que son el resultado de brechamiento hidráulico, la separación de los clastos de areniscas es muy variable y la morfología varía desde venillas entrelazadas (Fig. 15a,b), pasando por brechas craqueladas y en mosaico, hasta brechas caóticas, donde el volumen de cemento supera los clastos.

Son rocas formadas por brechamiento hidráulico como una variante hidráulica del mismo proceso que originó las vetas tensiles zonadas junto a las venillas subparalelas y entrecruzadas (*stockworks*) de venillas de baritina y sílice en areniscas alteradas. El carácter monomíctico y la composición de los clastos sugiere su localización exclusiva dentro de la Formación Tordillo, en los estadios tempranos de la mineralización.

Este tipo de brecha ha sido descrita en Achalay por Navarro (1983), donde la veta de 2,5 m de potencia cambia gradualmente en dirección NE a una brecha -hidrotermal- monomíctica de clastos de areniscas verdosas alteradas con cemento de baritina y sílice. Esta estructura alcanza los 8 m y a todo lo largo está acompañada por una delgada veta central

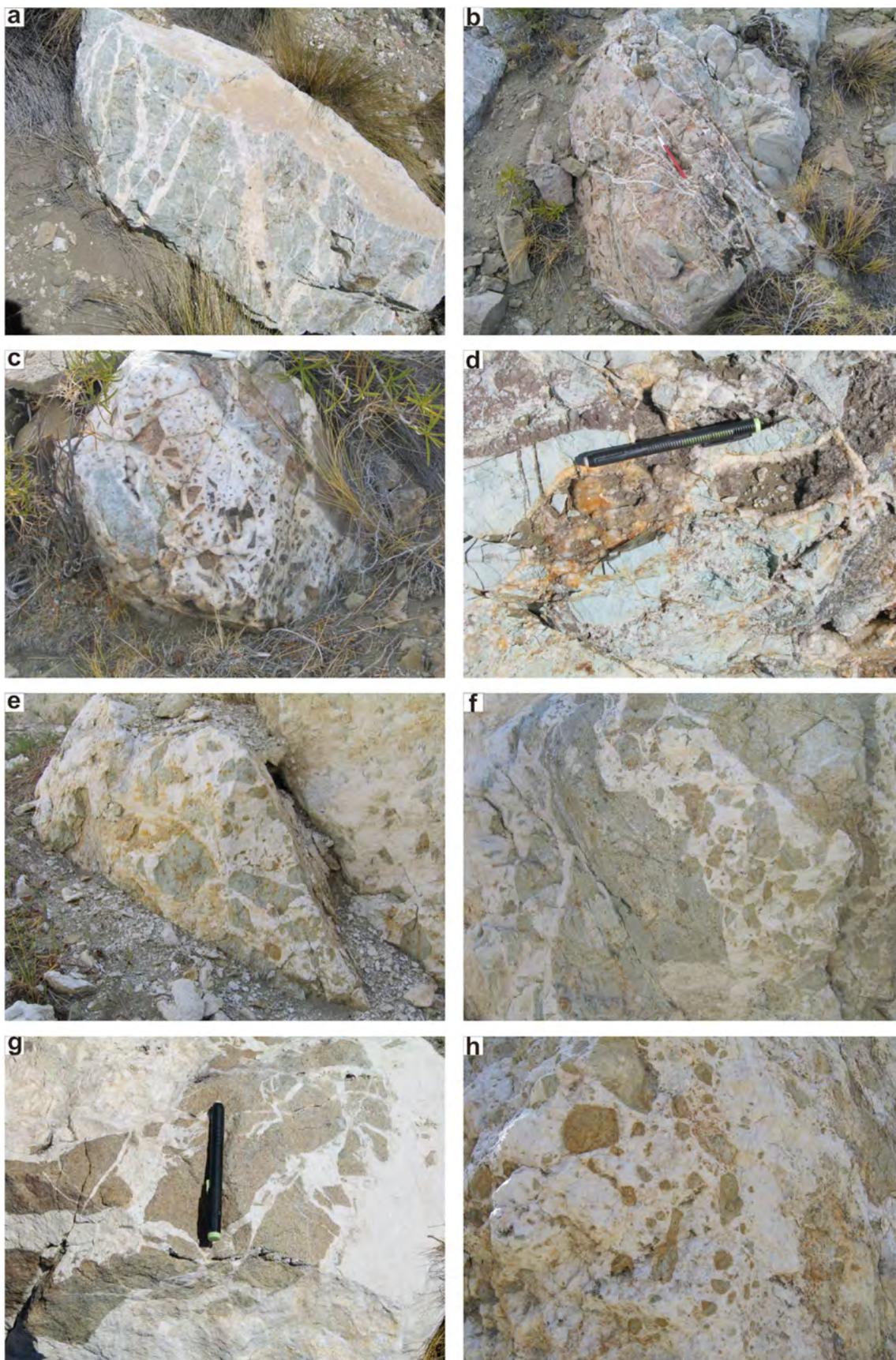


Figura 15. a y b) Venillas subparalelas a entrelazadas de baritina y sílice en areniscas alteradas de las vetas Río Agrio Sur. c) veta de brecha, clastos de areniscas silicificadas y cemento síliceo en vetas Río Agrio Sur. d) brecha hidráulica de craquelamiento (clastos de areniscas finas alteradas y cemento de cuarzo cristalino) en cercanías de las vetas La Porfía. e,f,g,h) brechas hidráulicas (clastos de areniscas y cemento barítico) que varían entre brechas en mosaico hasta caóticas en Achalay.

o excéntrica; también ha descrito sectores donde la veta de hasta 4 metros, está conformada en parte por una brecha similar. En lo que podría constituir una variedad de esta brecha y ser parte de la “capa externa” de El Tubo, este autor menciona unos 5 m de una brecha con el mismo cemento pero polimíctica, la que alcanzaba la zona de mantos.

b) Brecha polimíctica con matriz silicificada.

Esta variedad aflora en las paredes de los rajos de La Porfía y se caracteriza por clastos de baritina blanca de diferentes tamaños, desde 2-3 cm hasta 50 cm y clastos de areniscas verdosas silicificadas en una matriz clástica muy silicificada de coloración gris (Fig. 16a,b,d).

No se observan mecanismos hidráulicos significativos en su formación. La presencia de una matriz con gradación granulométrica y la ausencia de texturas en rompecabezas, indicarían un mecanismo de atrición predominante a lo largo de una zona de falla paralela a la veta y su posterior silicificación. La presencia de numerosos clastos de baritina indicaría su formación en estadios sin- a post-mineralización

c) Brecha polimíctica con matriz clástica. Los clastos de esta roca son de arenisca, arenisca conglomerádica, baritina de forma tabular, posiblemente derivada de la caliza reemplazada de los cercanos “mantos”, caliza y clastos de brecha monomíctica con cemento de baritina y sílice como la descrita en primer término (Fig. 16e,f,g,h). Más del 60 a 70% de los clastos son de areniscas pardas sin alteración, de algunos centímetros de diámetro hasta de más de medio metro cúbico, que aún conservan su forma tabular (estratiforme) y solo en ocasiones los fragmentos de menor tamaño están rotados. Carecen de cemento y están aglutinadas por una matriz clástica de areniscas con tamaños de grano muy variados, por lo que resulta una roca medianamente friable. Esta brecha se podría caracterizar como de atrición, pero a diferencia de las asociadas a fallas, presentan poca cataclasis y rotación de clastos. Aflora sobre la pared de una cantera en Achalay y presenta sectores con estratificación relicta, cortados por fallas normales y disposiciones monoclinales (Fig. 17f,g,h). Estos afloramientos están desarrollados en el nivel estratigráfico equivalente a la Formación Tordillo y en la caliza mineralizada de la Formación Auquilco (sector de manto). Varios domos de yeso de unos 5 a 10 m de diámetro afloran en la cantera (Fig. 18), en una posición equivalente a la caliza y en los primeros metros de la Formación Tordillo.

En la misma zona que se ha descrito y bajo el nombre de “brecha-relleno”, Navarro (1983, su fig. 2) describe una brecha similar, formada por clastos

de todos los tamaños de areniscas, conglomerados, yesos, así como baritina de varias generaciones. Como se ha mencionado, este autor invoca un mecanismo de desprendimiento de bloques de areniscas del techo, a partir de una abertura asociada a la tracción producida entre dos fallas que interactúan (Acha I y II).

Otros antecedentes sugieren una génesis por colapso gravitacional, pero asociado a disolución de yesos, lo que ubicaría a la brecha al igual que el caso anterior de la “brecha rellena”, por debajo del contacto arenisca-caliza con yeso. Dado que su desarrollo ocurre casi enteramente en el nivel estratigráfico ubicado por encima de los yesos, mayoritariamente en el nivel equivalente a la Formación Tordillo, con fallas normales y monoclinales en la brecha, sumado a la presencia de varios domos penetrando el contacto areniscas-yesos, se sugiere que el brechamiento está asociado a la intrusión pos-mineral de los domos (Fig. 19). Esta intrusión podría ser la consecuencia del engrosamiento de los estratos de yeso observados en la charnela como parte de un mecanismo de flujo flexural, posiblemente acaecido durante la fase de deformación del Mioceno y en relación al replegamiento del anticlinal Vaca Muerta y la formación del sinclinal Curymil.

Fracturas y fallas. Numerosas fallas y fracturas de diversos tamaños, cinemática y edades afloran en toda la zona. En la medida de lo posible serán descritas según su relación temporal con la mineralización.

a) Pre-mineralización. En el subsuelo y ubicada aproximadamente en la posición del cordón Cuchillo Curá, se ha identificado la falla Cuchillo Curá, posiblemente la falla de mayores dimensiones en la zona. Se trata de una falla de alto ángulo de rumbo ENE, cuyo plano inclina al N y que como ha sido mencionado, controla un depocentro posiblemente del ciclo precuyano (Fig. 8). Su orientación resulta paralela al cordón y a la traza axial del anticlinal Vaca Muerta. La formación del anticlinal estaría asociada -al menos parcialmente- a la inversión de esta falla, durante una compresión generalizada de rumbo NO-SE. Durante el desarrollo del plegamiento comenzaron a formarse las numerosas fracturas tensiles y fallas normales de alto ángulo, que fueron los sitios precursores de las vetas de Mallín Quemado.

En cuanto a fallas de menor tamaño, cabe mencionar que Navarro (1983; sus figs. 1 y 2) describió en mina Achalay, el control sobre las mineralizaciones vetiforme y mantiforme de las fallas Acha I y Acha II, a las cuales calificó como estructuras de “fallamiento pre-mineral subvertical” y de “fallamiento

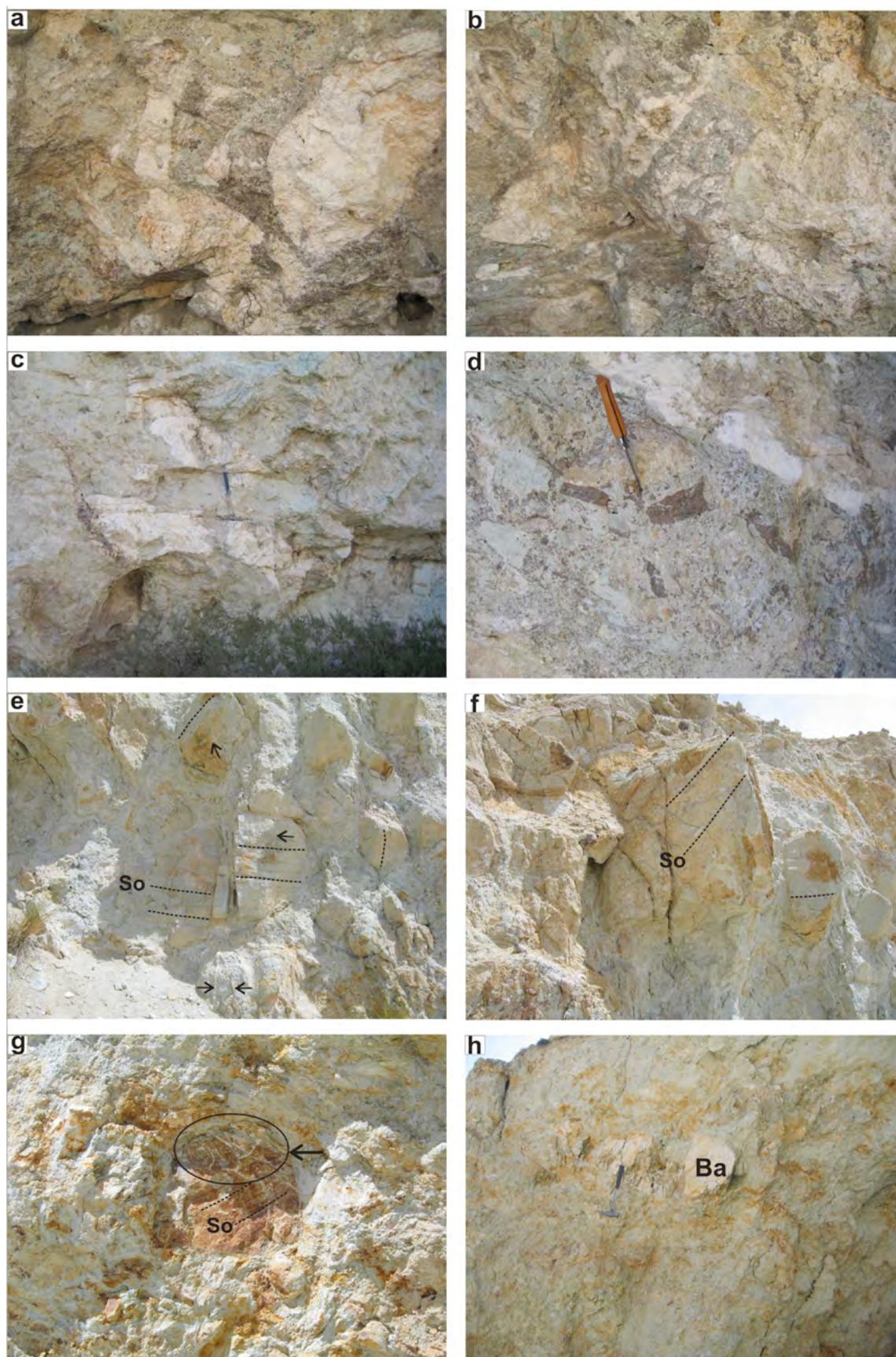


Figura 16. a,b,c,d) hastiales de las vetas La Porfía, brechas de atricción con clastos de areniscas finas alteradas, clastos de otras brechas, clastos de baritina (redondeados y angulosos) y una matrix de similar composición muy silicificada. e,f,g,h) cantera en zona de mina Achalay, brechas de atricción asociadas a la intrusión de domos de yeso. Clastos de areniscas medianas a gruesas y conglomerádicas, que incluyen venillas de baritina y algunos clastos tabulares de baritina posiblemente derivadas del "manto Achalay". Se observa la estratificación rotada y una matrix clástica poco aglutinante.

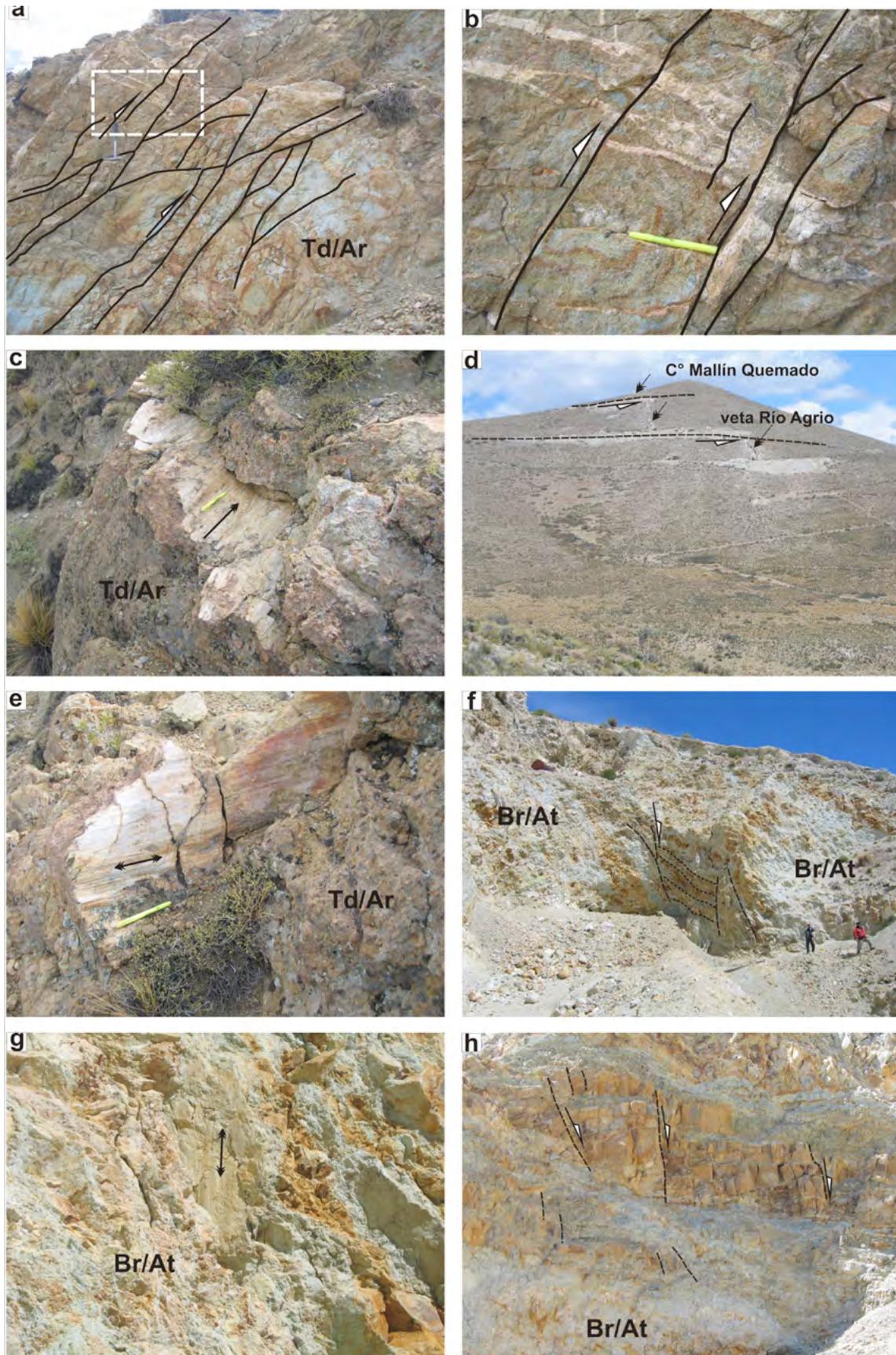


Figura 17. Estructuras post-minerales. a) y b) sector sur de las vetas de río Agrio sobre camino ingreso a la mina. Cabalgamientos y duplexes de escala intermedia que desplazan venas de baritina dispuestas paralelas a la estratificación de las areniscas verdosas alteradas de la Formación Tordillo. c) cabalgamiento paralelo a veta silícea. d) fallas transcurrentes sinistras O-E, que desplazan la parte norte de la veta Río Agrio. e) falla transcurrente NNE paralela al rumbo de una veta vertical. f, g, h) fallas normales y monoclinales asociados a colapso de charnela por intrusión de domos de yeso en areniscas de la Formación Tordillo; formación de estrías; Br/At, brechas de atrición.

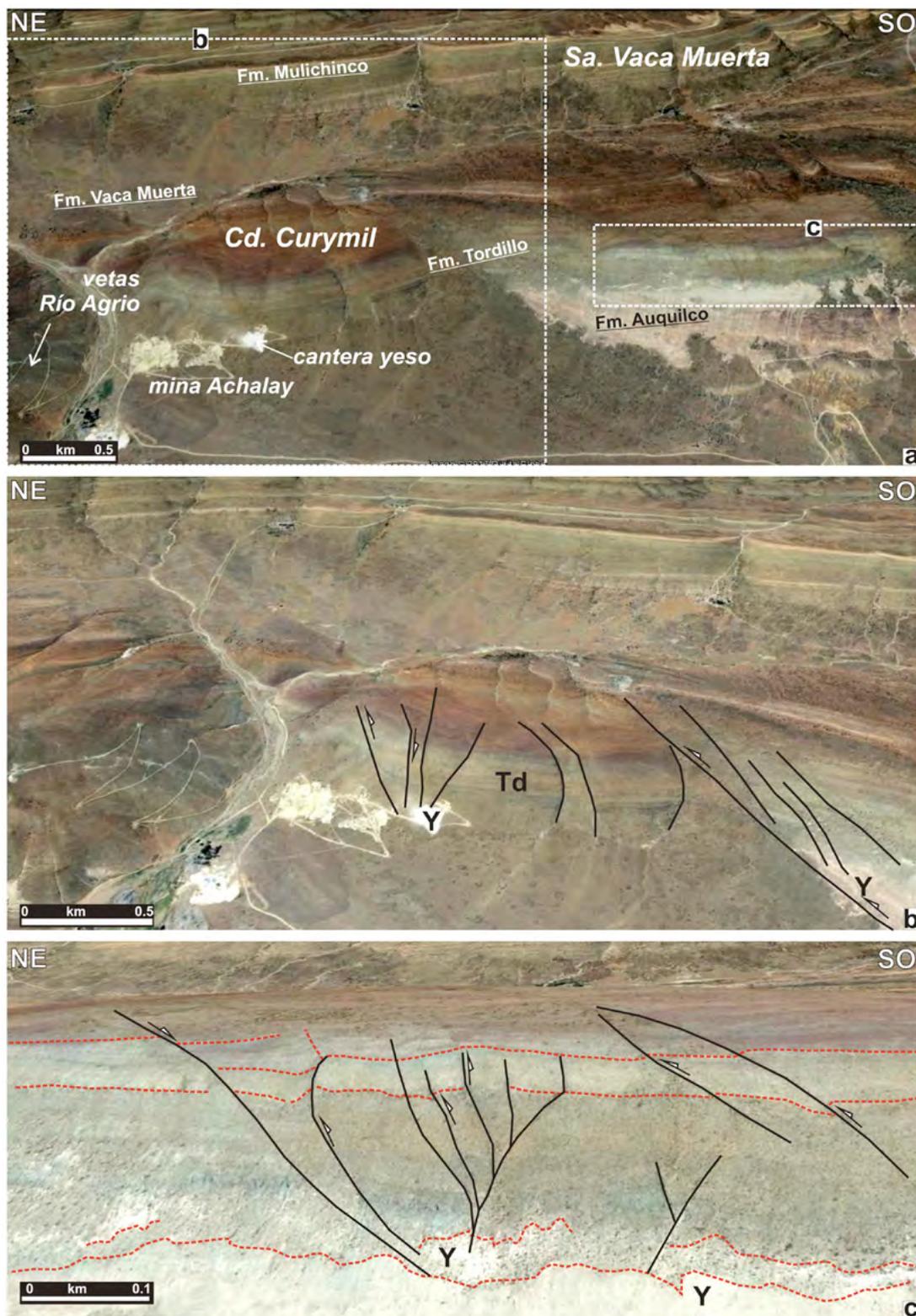


Figura 18. Estructuras post-minerales. Imágenes de Google Earth; vista en perspectiva hacia el SO de la zona del cordón Curymil. a) imagen general que muestra el desarrollo de yeso en este sector del anticlinal, producto de la fluencia hacia la zona de charnela durante la deformación. Se ha señalado aproximadamente la zona de contacto entre el yeso de la Formación Auquilco y las areniscas de la Formación Tordillo, ubicada al pie del cordón Curymil. Hacia atrás en el valle, aflora la Formación Vaca Muerta y sobre el faldeo de la sierra de Vaca Muerta la Formación Mulichinco. Los recuadros indican aproximadamente la ubicación de las dos próximas figuras. b y c) se observan varias fallas de tipo inversa y normal asociadas al movimiento e intrusión del yeso en los niveles inferiores de la Formación Tordillo. En las zonas inmediatamente por encima de las intrusiones de yeso, el empuje produce fallas inversas agrupadas en una geometría en flor positiva, como se observa en la parte central de c. En los sectores laterales de la intrusión suelen formarse fallas normales de colapso.

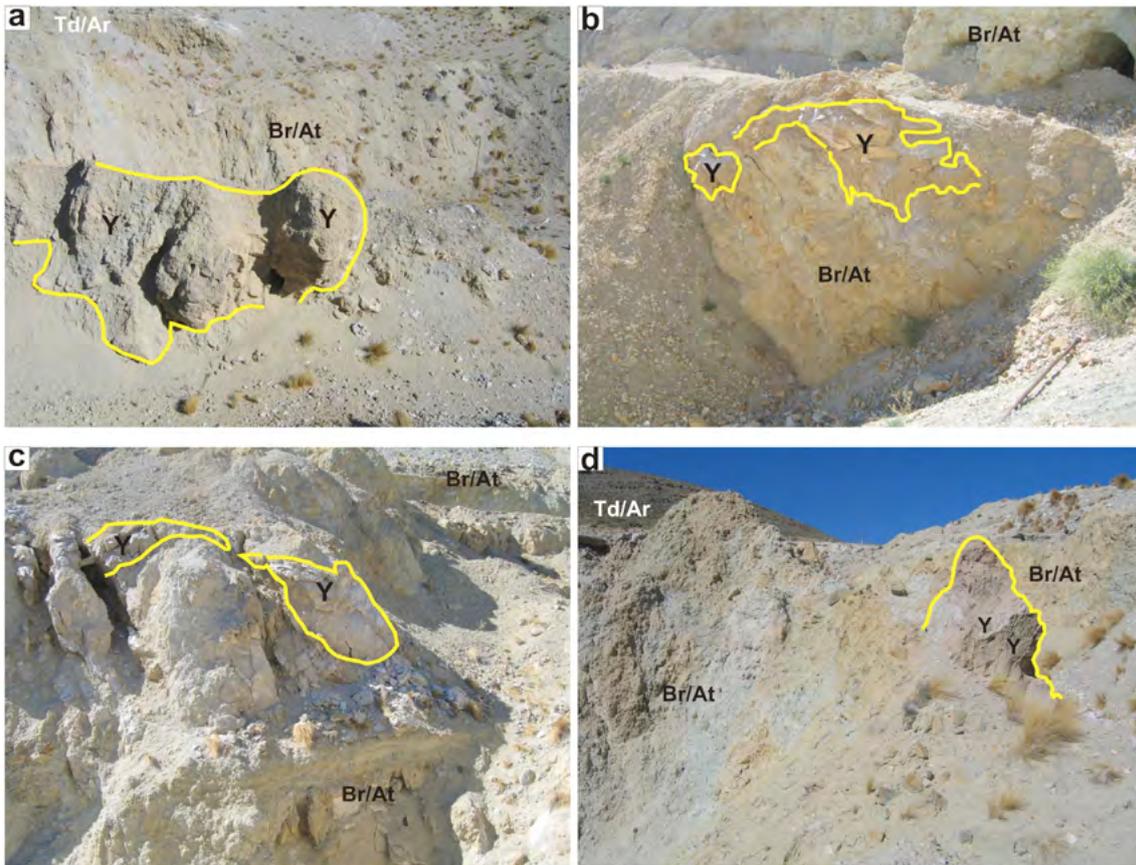


Figura 19. Cantera mina Achalay. Se encuentran señalados en amarillo los contornos aproximados de los domos de yeso (Y), rodeados de brechas de atricción con clastos de areniscas y baritina (Br/At) como las descritas en las figuras 17e,f,g,h. Los domos se encuentran desmembrados por la erosión y la actividad minera, pero en general aún pueden reconocerse por su composición y formas redondeadas similares a un hongo.

pre-mineral horizontal”, respectivamente. Entre las primeras señala la importancia de “grietas de tracción subverticales próximas a la cresta del pliegue” a las que interpreta con forma de cuña, con su mayor apertura en los ápices crestales y tendencia a finalizar en el yeso Auquilco. Infiere que una asimetría en las paredes de las grietas asociadas a la veta Achalay en el contacto arenisca-yeso, habría controlado la formación de El Tubo.

Las fracturas subverticales están bien representadas en la zona de charnela sobre el cerro Mallín Quemado. Se trata de fracturas tensiles y fallas normales de alto ángulo desarrolladas en las areniscas y conglomerados de la Formación Tordillo. En el caso de las fracturas tensiles más pequeñas que pueden ser evaluadas estadísticamente (diaclasas) se observan claramente dos poblaciones mayoritarias cuya relación geométrica con la estratificación permite clasificarlas como de rumbo e inclinación (*strike joints*, *dip joints*) (Giacosa, 2015). En su gran mayoría no tienen evidencias de cizallamiento, están confinadas a un estrato y su frecuencia depende de la reología y el espesor. Sin embargo, alguna de estas estructuras en inmediaciones de la veta Río Agrío

presentan evidencias de cizallamiento y conforman fallas verticales que atraviesan varios estratos (Fig. 12), indicando una mecánica híbrida (cizallante-extensional). Se interpreta que estas fallas son producto del crecimiento vertical de fracturas tensiles por cizallamiento, similar a los llamados “corredores de fracturas”.

Como bien han mencionado Canelle (1950) y Navarro (1983), este tipo de fallas de alto ángulo hasta subverticales, son estructuras que controlaron la formación de las vetas y en ese sentido cabe recordar lo apuntado en relación a la veta principal de Río Agrío, que está alojada en una falla normal con un rechazo de hasta 65 m, con su bloque bajo ubicado al este (Del Blanco y Barbieri, 1999).

El origen de las fracturas y las fallas de rumbo paralelo al rumbo de la estratificación (y a la traza axial del pliegue) fue atribuido por estos autores y con diversas denominaciones (“fallas de crestería”, “grietas de tracción”), a la extensión producida en el sector convexo del arco del pliegue durante su formación. Esta mecánica de plegamiento denominada “plegamiento de superficie neutra”, “flexura ortogonal”, o “deformación longitudinal tangencial”,

produce (en una unidad mecánica, no necesariamente equivalente a un estrato) extensión en el arco convexo y acortamiento en el cóncavo, con una superficie neutra intermedia. Este mecanismo es característico en conjuntos litológicos de alta competencia y está circunscripto a una unidad mecánica específica. Esta unidad no necesariamente coincide con una unidad litológica (estrato) y en nuestro caso la unidad de mayor competencia, la Formación Tordillo, puede constituir una o más unidades mecánicas, por ejemplo areniscas y conglomerados o areniscas compactas y areniscas porosas, entre otras combinaciones. Otra alternativa es que, durante el aumento del acortamiento del pliegue, una unidad se independice en dos unidades mecánicas. Esto significa más de una superficie neutra y una alternancia de estructuras extensionales (diaclasas, fallas normales, vetas extensionales) y contraccionales (fallas inversas, estilolitas).

b) Sin-mineralización. Durante esta etapa y bajo la influencia de la presión de los fluidos hidrotermales, se formaron las estructuras mineralizadas por una combinación de re-fracturamiento de discontinuidades previas y propagación, así como por la apertura de las estructuras pre-minerales. En esta etapa, las fracturas previas son re-fracturadas por cizallamiento y se forman nuevas fallas o aumenta el rechazo de las existentes. También la conexión vertical por propagación de fracturas forma corredores de fracturas. Estructuras de neoformación tales como vetas de brechas, vetas extensionales subverticales, *stockworks* y vetillas verticales y horizontales de baritina y sílice y zonas más irregulares como El Tubo, son diseños geométricos derivados de mecanismos de deformación frágil asistidos por fluidos, en donde los diseños son producto de la relación entre la presión de los fluidos respecto de la sumatoria de la presión de confinamiento y la resistencia tensil de la roca (Fig. 20) (Sibson, 1990; Cosgrove 1997)

Como se ha mencionado, las características del mecanismo de plegamiento por flexura ortogonal, indica que las fracturas (grietas) tensiles sólo son admisibles hasta la superficie neutra intermedia y no alcanzarían la base de la unidad mecánica. Dado que las vetas, según los antecedentes atraviesan la Formación Tordillo de piso a techo, es posible que resultaran unidas por propagación vertical al mismo tiempo que eran abiertas por los fluidos mineralizantes. Por lo tanto, las fracturas tensiles pre-minerales fueron estructuras precursoras, re-fracturadas y mineralizadas posteriormente.

c) Post-mineralización. En el área hay numerosas estructuras que posdatan la etapa de mineralización. Varias afectan y desplazan a toda la estructura vetiforme, en tanto que algunas otras deforman un sector dentro de las vetas y podrían haber sido estructuras inter-mineralización y no necesariamente posteriores. Entre las primeras mencionamos: fallas transcurrentes y normal-transcurrentes (transversales a las vetas), fallas inversas y cabalgamientos y domos de yeso con fallas normales, monoclinales y estructuras en flor positiva. Entre las segundas merecen citarse fallas transcurrentes (longitudinales a las vetas). Algunas de estas estructuras fueron originadas posiblemente durante la segunda fase de compresión ONO-ESE a O-E acaecida durante el Cretácico superior, en tanto que otras asociadas a la intrusión de domos, posiblemente hayan acaecido en la fase de Mioceno. Su ubicación y características principales se encuentran en la Tabla 2.

5.3. CONSIDERACIONES REOLÓGICAS E HIDRÁULICAS

Navarro (1983) ha señalado el “carácter competente de las areniscas” mientras que los yesos “compondrían el medio estructural incompetente y una barrera físico-química a las soluciones portadores de baritina local”. Junto a Canelle (1950), llamaron la atención sobre el papel reológico que durante el plegamiento habrían tenido las areniscas “competentes” de la Formación Tordillo, en la formación, diseño y ubicación de las fracturas precursoras de las estructuras mineralizadas en la zona de charnela del anticlinal.

Es importante señalar que la naturaleza competente o incompetente de las rocas, es decir su menor o mayor capacidad para fluir ante la deformación (Fossen, 2010), es una condición propia de una roca que está relacionada a sus minerales, al material ligante (cemento o matriz) y al arreglo de su fábrica, sumado en ocasiones a condiciones externas como su endurecimiento por efectos térmicos de contacto. Uno de los parámetros a considerar es el módulo de Young que expresa la relación entre *stress* y *strain* ($E=S/e$) y dimensiona de manera coloquial, que “tan difícil es deformar ciertos materiales elásticos de una roca” vale decir que rocas son “mecánicamente débiles o fuertes ante la deformación”. En general y paradójicamente, las rocas catalogadas como “mecánicamente fuertes” ofrecen mayor resistencia a la deformación y forman fallas y fracturas. En términos del material aglutinante, el comportamiento mecánico del cemento o la matriz de una

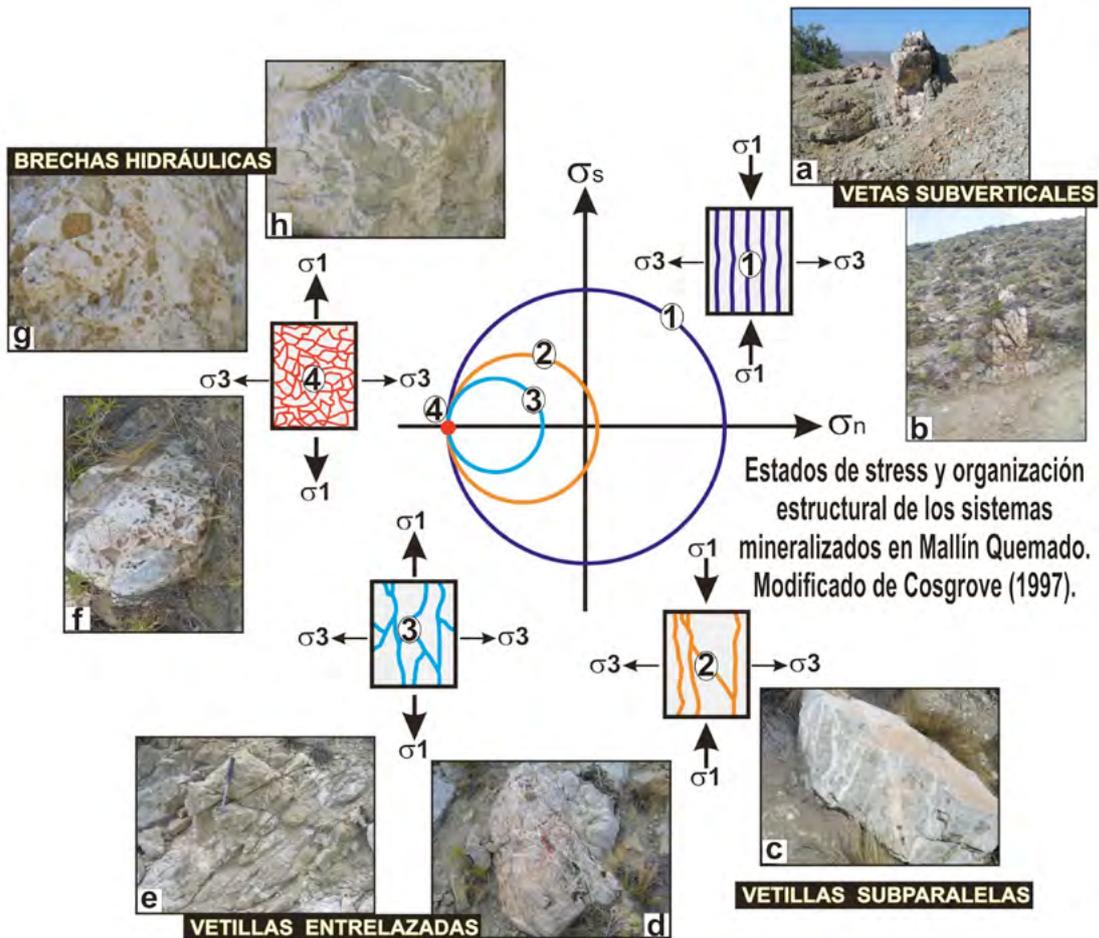


Figura 20. El gráfico muestra cuatro círculos de Mohr con el objetivo de explicar la aparición de fracturas extensionales rellenas de calcita durante el soterramiento de una pila sedimentaria (Cosgrove, 1997) y realizar una comparación con las estructuras observadas. En el marco de un régimen extensional y dentro de las condiciones corticales para la formación de fracturas ténsiles ($S_1 - S_3 < 4T_0$), los diferentes tipos de estructuras están controlados por la presión de confinamiento (espesor de la pila sedimentaria suprayacente a la estructura). En el caso de las diferentes estructuras de baritina y cuarzo observadas en el distrito Mallín Quemado, se interpreta que fueron formadas aproximadamente a la misma profundidad (con similar valor de S_3) durante diferentes pulsos con distintas presiones de fluidos (P_f). De este modo el estado de stress compresivo señalado en 1, puede originar vetas bien organizadas de disposición paralela; durante el estado 2 disminuye S_1 y aumenta la desorganización, las vetas son paulatinamente de diseño más irregular; en 3 hay un estado de stress tensil y los arreglos son de vetillas entrelazadas, en tanto que, cuando la $P_f > (S_1 + S_3)$ la roca es completamente desagregada, dando lugar a una brecha hidráulica. Las variedades de brechas hidráulicas dependerán del valor de P_f en la roca de caja, pasándose de brechas de craquelamiento a brechas en mosaico y luego a brechas caóticas.

roca se expresa mediante un valor obtenido en el círculo de Mohr, como Resistencia Cohesiva (C_0 o R_c) o bien como Resistencia Tensil ($-T_0$ o $C_0/2$), ya sea que la deformación sea en el marco de una compresión o de una extensión, respectivamente. Este comportamiento es el que determina que las rocas sean más fáciles de fallar a la extensión que a la compresión.

Entre las rocas que afloran en el área y de acuerdo a su composición y a las estructuras que poseen, son rocas “competentes” las areniscas cuarzosas de grano mediano, los conglomerados bien cementados, limolitas y calizas. Estas responden a la deformación de manera rígida y forman numerosas fracturas o bien venillas en el caso de las calizas. Entre las rocas “incompetentes”, las más comunes son los yesos y las

lutitas, las que desarrollan comportamientos dúctiles frente a la deformación o como en las lutitas, una menor frecuencia de fracturación en comparación con las areniscas.

Sin embargo, debe señalarse que existen particularidades que modifican el comportamiento general apuntado. En el contacto entre las formaciones Tor-dillo y Vaca Muerta formado por areniscas de grano mediano a fino y lutitas margosas respectivamente, ambas rocas poseen una alta frecuencia de fracturas, que en el caso de las lutitas están rellenas por calcita. Esta particularidad se atribuye al endurecimiento de ambas rocas por efectos térmicos.

En conjuntos estratificados con rocas “competentes” e “incompetentes” sometidos a deformación, las consecuencias estructurales deben ser analizadas

ESTRUCTURA	SECTOR	CARACTERÍSTICAS	FIG.
Fallas transversales	Río Agrio (norte)	Fallas verticales a sub-verticales y subparalelas entre sí. Az. 295°, sinistralas. Hasta 80 m de desplazamiento de las vetas.	11, 17d
	Achalay	Falla Don Tomás*. Az. 330°/60° NE, 15-20 m de desplazamiento dextral y 30 m de desplazamiento normal. Falla Divisoria*. Az. 130-150°, 300m de desplazamiento horizontal. Falla El Borrego*. Az. 70-80°/70-80° SE. Cinemática normal.	10, 18b
Fallas longitudinales	Río Agrio, La Porfia, Achalay	Longitudinales a la veta (N-S; NNE); en general sobre los hastiales de la veta, con estrías subhorizontales labradas en vetas silíceas.	14d, 17c,e
Cabalgamientos	Río Agrio (sur)	Sistema dúplex, Az. 30°/45-60° NO. Desplaza vetillas de cuarzo y baritina en areniscas.	17a,b
Fallas normales, inversas y monoclinales	Achalay	Domos de yeso intruyen la base de las areniscas. Fallas normales de colapso y monoclinales; y zonas de geometría en flor positiva con fallas inversas.	17f,g,h, 18c

Tabla 2: características principales de las estructuras post-mineralización

en términos comparativos de acuerdo al concepto de “contrastes de competencia” (Ramsay y Huber, 1987).

Las litologías dominantes en las formaciones Auquilco, Tordillo y Vaca Muerta tienen características reológicas e hidráulicas muy diferentes. Por otro lado, la manera en la cual se encuentran dispuestas sugiere condiciones altamente contrastantes con consecuencias en el comportamiento mecánico de las rocas y los valores de la presión de los fluidos (Pf). El valor de la Pf en un punto determinado depende de la porosidad, la permeabilidad y el microfracturamiento de las rocas y de la presencia o ausencia de barreras hidráulicas (Sibson, 1990). A piso y techo de la Formación Tordillo pueden estimarse dos barreras hidráulicas regionales condicionadas por la baja permeabilidad de los yesos y las lutitas. Por lo tanto, yesos y lutitas de baja permeabilidad y competencia rodean areniscas de alta permeabilidad y competencia. Sus principales consecuencias en las areniscas serían el desarrollo de fracturas tensiles verticales a subverticales hasta fracturas híbridas asociadas a la deformación longitudinal tangencial durante el

plegamiento, el pasaje de fluidos hidrotermales de acuerdo al gradiente hidráulico y la depositación por ebullición en las zonas de menor presión hidráulica.

Caracterizadas las areniscas de la Formación Tordillo como una unidad mecánica proclive al desarrollo de fracturación tensil e híbrida, de orientación vertical a subvertical y como una unidad hidráulica de menor Pf que su entorno, factor que condiciona la depositación por ebullición de fluidos mineralizados, la tipología estructural resultante en los depósitos dependerá de las relaciones entre tres factores: la presión de los fluidos que ingresan al sistema (Pf), la presión litostática en el sitio (S3) y la resistencia tensil de la roca a la fracturación o re-fracturación (-To). El fracturamiento extensional (régimen compresivo) o tensil (régimen tensional) en ambiente seco, sin fluidos, se produce cuando $S3 = (-To)$ y el fracturamiento hidráulico comienza cuando la presión del fluido $Pf = S3 + (-To)$ (Sibson, 1990; Phillips, 1972; Jebrak 1997; King Hubbert y Willis, 1957).

En la medida que aumenta la Pf se forman las distintas variedades de estructuras controladas hidráu-

licamente. En la zona, este mecanismo produce de manera individual o conjunta diferentes variedades estructurales tales como vetas tensiles verticales (de geometría zonada simétrica), venillas subparalelas, venillas entrelazadas, vetas de brechas hidrotermales y zonas irregulares de brechas hidrotermales (El Tubo), entre otros (Figs. 13,15) (Cosgrove, 1997). De manera general, el orden en el cual se citan estas estructuras (Fig. 20), suponen un aumento de la P_f en relación a $S3 + (-To)$, o bien un aumento relativo si disminuyen uno, o los dos miembros de la ecuación. En realidad, en las estructuras refracturadas, el valor de $-To$ es prácticamente despreciable, por lo que son las relaciones entre presión de fluidos y presión de confinamiento, las que gobiernan la geometría de la estructura. Las relaciones entre la veta Achalay y El Tubo, ubicadas a lo largo de una zona de fractura que Navarro (1983) denominó Acha, expresan justamente diferentes pulsos con distinta P_f : en la veta Achalay: $P_f > S3 + (-To)$ y en El Tubo: $P_f \gg S3 + (-To)$.

6. CONSIDERACIONES FINALES

Varios factores acaecidos a partir del Triásico superior pueden, con distinta importancia, reconocerse como partícipes esenciales en la formación y modificación de los depósitos de Ba-Sr en Mallín Quemado. Estos factores, listados por orden temporal, pueden sintetizarse por etapas de la siguiente manera:

6.1. ETAPA PRE-MINERALIZACIÓN

a) En primer término, es posible reconocer un régimen extensional en la formación de una cuenca con geometría de hemigraben rellena con depósitos del Triásico superior - Jurásico inferior, al estilo de los depocentros pre-cuyanos (depocentro Cuchillo Curá). La orientación ENE-OSO de la falla normal que limita el depocentro, controlará la orientación del anticlinal Vaca Muerta durante la subsiguiente fase compresiva.

Otro factor crucial en esta etapa, es la disponibilidad de Ba y Sr en la cuenca, susceptibles de formar depósitos singenéticos o bien ser movilizados por la actividad magmática. En este sentido Brodtkorb y Danieli (1999) entre otros, han señalado que las concentraciones de celestina estuvieron asociadas a una depositación en ambiente evaporítico y en el caso de la baritina, a

mecanismos de precipitación química en ambientes marinos costeros.

b) Durante el estadio Aluk temprano caracterizado por una compresión de orientación NO-SE, se habría invertido el depocentro Cuchillo Curá iniciando la construcción del anticlinal Vaca Muerta. El estadio se habría extendido entre el Toarciano y el Valanginiano (Mosquera *et al.*, 2011) por lo que la deformación habría incluido al menos hasta los depósitos del Grupo Mendoza anteriores a la Formación Mulichinco. Si esta fue la situación, el plegamiento incluyó las sedimentitas de la Formación Tordillo y la posible formación de las fracturas precursoras del sistema vetiforme.

Entre el Valanginiano y el Albiano durante la fase Aluk tardía, hay una disminución de la actividad tectónica y una reducción del área afectada (Mosquera *et al.*, 2011), por lo que es difícil inferir sus efectos en el área de Mallín Quemado.

c) A partir del Cretácico superior en el estadio Farallón, se desarrolla la faja plegada y corrida del Agrio. El régimen se caracteriza por una compresión O-E y el desarrollo de la estructuración N-S de la faja plegada. La influencia de esta fase compresiva no resulta sencilla de identificar en el área. Puede inferirse un aumento de la deformación en el anticlinal Vaca Muerta, incluyendo las sedimentitas de las formaciones Mulichinco, Agrio y Huitrín, ubicadas sobre su extendido flanco oriental, las que, a la altura de cerro Colorado se encuentran deformadas con pliegues más abiertos de rumbo N-S. La compresión habría aumentado la fracturación desarrollada en la fase Aluk temprana.

6.2. ETAPA SIN-MINERALIZACIÓN

Los fluidos hidrotermales que refracturan y mineralizan las estructuras previas en Mallín Quemado son de origen magmático y estarían vinculados al desarrollo del cinturón andesítico Naunauco del Cretácico tardío a Paleógeno (de Barrio *et al.*, 2014). Sus principales afloramientos de *sills* y lacolitos en la región de Colipilli muestran evidencias de un emplazamiento tardío en las estructuras de la faja plegada, disponiéndose usualmente sobre las charnelas sinclinales (Llambías y Aragón, 2011). En este marco, la deformación coetánea con la mineralización es predominantemente extensional y estaría, tal como describimos en 5.3. controlada por la presión de los fluidos hidrotermales en relación a la presión litostática del entorno y la resistencia tensil de las rocas.

6.3. ETAPA POST-MINERALIZACIÓN

Las fallas ONO-ESE a O-E con componente de rumbo, los cabalgamientos N-S y las intrusiones de domos con sus estructuras asociadas, son estructuras que claramente posdatan al sistema vetiforme y que es posible relacionarlas con la deformación acaecida en el Mioceno, que produjo la reactivación de las estructuras de la faja plegada y corrida del Agrio y la formación de depósitos sinorogénicos (Zamora Valcarce *et al.*, 2009), la exhumación del sector occidental de la dorsal de Huincul (Mosquera *et al.*, 2011) y de la Precordillera Neuquina Sur.

En la zona, importantes evidencias de esta fase pueden encontrarse inmediatamente al este de la sierra de Vaca Muerta donde afloran sedimentitas continentales del Mioceno (Lambert, 1956; Leanza *et al.*, 2001), cuya deposición habría estado asociada al levantamiento de las serranías adyacentes. Por un lado, tobas, tufitas y arcilitas que alcanzan al Mioceno inferior fueron asignadas a las formaciones Cerro Bandera y Puesto Burgos, en tanto que las sedimentitas epiclásticas de las formaciones La Bardita y Rincón Bayo ocupan el intervalo Mioceno medio-superior (Leanza *et al.*, 2001).

La Formación Puesto Burgos presenta pliegues suaves de rumbo N-S y la Formación Rincón Bayo que la sucede en discordancia, se encuentra afectada en mucho menor grado por efectos tectónicos. Estas relaciones reflejan el carácter sinorogénico de su deposición y la importancia de la fase del Mioceno en la zona. Finalmente, señalaremos la alta probabilidad de que el replegamiento de los anticlinales Vaca Muerta y Los Catutos y la formación del sinclinal Curymil, hayan sido formados durante la fase Miocena.

AGRADECIMIENTOS

Mi sincero agradecimiento a Juan Carlos Danieli, Adolfo Giusiano, Antonela Civaroli, Raúl de Barrio, Marcelo Barrionuevo, Rafael González y Romina Sulla.

A Juan Carlos Danieli que, durante su actividad en la Dirección de Minería de Neuquén, me hizo conocer de manera desinteresada la geología de la zona de Andacollo y Mallín Quemado. A Adolfo Giusiano y Antonela Civaroli de la Secretaría de Hidrocarburos de la provincia de Neuquén quienes me suministraron las líneas sísmicas y con los cuales intercambié ideas sobre la geología de la región. A Raúl de Barrio de la Universidad Nacional de la Plata quién leyó críticamente el manuscrito. A Marcelo Barrionuevo de Pampa Energía con quién discutí en numerosas oportunidades aspectos de la geología de la cuenca Neuquina. A Rafael González de la oficina del SEGEMAR de la ciudad de General Roca que me acompañó en las actividades de campo y por su apoyo al proyecto. A Romina Sulla de la misma oficina por su compromiso y entusiasmo con los manuscritos en inglés.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre-Urreta, B., Cristallini, E. 2009. La Cuenca Neuquina: una perspectiva integrada. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2): 239-240.
- Angelelli, V., 1941. El yacimiento de baritina del cerro Mallín Quemado Dpto. Picunches, Prov. de Neuquén. Dirección de Minas y Geología, informe N° 75 (inédito), 24 pp, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O., Leanza, H., 2011a. Contexto tectosedimentario. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*. Relatorio 3: 29-36, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O., Martínez, R., 2011b. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano - Medio) en la Cuenca Neuquina. Contexto tectosedimentario. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*. Relatorio 8:77-90, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O., Sattler, F., 2011c. El Grupo Lotena (Jurásico Medio - Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*. Relatorio 9: 91-98, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, 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, Danieli, J.C., 2011. Yacimientos de Celestina y Baritina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*. Relatorio 62: 745-754, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, Danieli, J.C., De Barrio, R., Del Blanco, M., Etcheverry, R., Schalamuk, I. 1994. Características geológicas y perspectivas económicas de los depósitos de baritina y celestina de la cuenca Neuquina. *Secretaría de Minería, Encuentro Internacional de Minería*, Actas: 100-105.
- Brodtkorb, M.K. De Barrio, R., Del Blanco, M., Etcheverry, R. 1999a. Geología de los depósitos de baritina, celestina, yeso y halita de la cuenca Neuquina, Neuquén y Mendoza. En Zappettini, E. (Ed.). *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 35: 1041-1046, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, Casé, A.M., Danieli, J.C., 1999b. Depósitos de Baritina y Celestina vinculados a la Formación Tábanos, Neuquén. En Zappettini, E. (Ed.). *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 35: 1051-1055, Buenos Aires.
- Canelle, L., 1950. Yacimientos de baritina de la zona del Cerro Mallín Quemado, departamento Picunches, Neuquén. Dirección General de Industria Minera, Carpeta N° 211 (inédito), 132 pp, Buenos Aires.
- Canelle, L., Terrero, J.N., 1948. Informe sobre el yacimiento de baritina La Porfía, Dpto. Picunches, Prov. de Neuquén. Dirección General de Industria Minera, Carpeta N° 190 (inédito), 10 pp, Buenos Aires.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío - Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*. Relatorio 7: 63-76, Buenos Aires.
- Casé, A.M., Giusiano, A., Barbieri, M., Brodtkorb, M.K. de, Danieli, J.C., 1989. Los yacimientos de celestina de Cuchillo Curá, provincia del Neuquén. En Schalamuk, I.B, Brodtkorb, M.K de, Leanza, H. (Eds.). *Correlación Geológica* 3: 12-17.
- Casé, A.M., Giusiano, A., Danieli, J.C., Barbieri, M., Brodtkorb, M.K. de, Brodtkorb, A., 1990. El yacimiento de celestina Llao Llao, provincia del Neuquén. *III Congreso Nacional de Geología Económica*. Actas 3: 73-83, Buenos Aires.
- Corbella, H., Novas, F.E., Apesteguía, S., Leanza, H.A., 2004. First fission track-age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous) Neuquén Basin, Argentina. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales n. s.* 6 (2): 227-232.
- Cosgrove, J.W., 1997. Hydraulic fractures and their implications regarding the state of stress in a sedimentary sequence during burial. En Sengupta, S. (Ed.). *Evolution of Geological Structures In Micro to Macro scales*: 11-25. Chapman & Hall.
- De Barrio, R., Etcheverry, R., Del Blanco, M., Domínguez, E., Hernández, C., Escobar, R., Salvioli, M., 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, Buenos Aires.

- Del Blanco, M., Barbieri, M. 1999. Depósitos de Baritina y Celestina relacionados 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.
- Fossen, H. 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, 1^{ra} ed., 480 pp. Cambridge.
- Franchini, M., Casé, A.M. 2011. Metalogénesis. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén). Relatorio 59: 699-708, Buenos Aires.
- Franzese, J., Spalletti, L. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., Gómez Pérez, I., 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 Science* 16: 81-90.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E., Gómez Pérez, I., 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: The Chachil depocenter, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 163: 1-15. Londres.
- García Morabito, E., Ramos, V.A., 2012. Andean evolution of the Aluminé fold and thrust belt, Northern Patagonian Andes (38°30' - 40°30' S). *Journal of South American Earth Sciences* 38: 13-30.
- Garrido, A., 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista Museo Argentino Ciencias Naturales* 12 (2): 121-177, Buenos Aires.
- Giacosa, R. 2015. Discontinuidades estructurales en la sedimentitas de la Cuenca Neuquina del sector externo de la faja plegada y corrida del Agrio. 16° Reunión de Tectónica, Actas: 134-135.
- Giacosa, R. 2017. Geología estructural y aspectos genéticos de los depósitos de baritina de Mallín Quemado. Faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina. XX Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Actas: 44-49.
- Giacosa, R., González, R., Danieli, J.C., 2011. Geología estructural de los depósitos de Ba-Sr±Pb, Au? del Distrito Mallín Quemado, Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina (Neuquén). Instituto de Geología y Recursos Minerales-SEGEMAR, informe xx (inédito), 19 pp, Buenos Aires.
- Giacosa, R., Greco, G., Pons, J., 2019. Análisis estructural en el sector de las vetas San Pedro Norte y Sur. Campo vetiforme Cerro La Mina, Distrito Minero Andacollo (Cordillera del Viento, Neuquén). Universidad Nacional de Río Negro, informe N°xx (inédito), 44 pp. General Roca.
- Gulisano, C.A., 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579 - 592. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A., Digregorio, R., 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano - Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta-Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 221-235. Buenos Aires.
- Hayase, K., Bengoechea, L., 1975. Consideraciones sobre la génesis de algunos yacimientos de baritina-celestina. Provincia del Neuquén, República Argentina. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 2: 295-314.
- Hayase, K., Bengoechea, L., Dristas, J., Labudía C. 1976. Estudio del yacimiento de baritina-celestina Mina Achalay, Mallín Quemado, Provincia del Neuquén. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 61-68.
- Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L., 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: 1-14.
- Jebrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits; a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* 12, 111-34.
- King Hubbert, M., Willis, D.G. 1957. Mechanics of Hydraulic Fracturing. *Transactions of Society of Petroleum Engineers* 210: 153-168.
- Kozlowski, E., Cruz, C., Sylwan, C., 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso Argentino de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 15-26. Buenos Aires.
- Lambert, L., R. 1956. Descripción geológica de la Hoja 35 b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 83, 93 pp.

- Leanza, H., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista Museo Argentino Ciencias Naturales* 11 (2): 145-184. Buenos Aires.
- Leanza, H., Hugo, C., Repol, D., González, R., Danieli, J.C., 2001. Hoja Geológica 3969-I, Zapala, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 275: 133 pp.
- Leanza, H.A., Repol, D., Sruoga, P., Hugo, C.A., Faqué, L.A., Zanettini, J.C. 2006. Hoja Geológica 3769-31, Chorriaca, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, escala 1:100.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 354, 93 p. Buenos Aires.
- Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. 2011a. Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Relatorio, 895 pp, Buenos Aires.
- Leanza, H., Zanettini J.C.M., Rodriguez, M.F., 2011b. Mapa Geológico de la provincia del Neuquén, escala 1:500.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires
- Legarreta, L., Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior -Terciario Superior), Argentina. En Chebli, G.A., Spalletti, L.A. (Eds). *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 221-243. Tucumán.
- Legarreta, L., Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303-330.
- Leveratto, M., 1982. Estudio geológico-minero de los yacimientos de baritina del distrito Mallín Quemado, departamento Picunches, provincia de Neuquén. *Minera TEA* (inédito), 15 pp., Buenos Aires.
- Lyons, W., Muñiz y Asociados, 1978. Plantas regionales de tratamiento y beneficio de minerales de bario, Provincia del Neuquén. Consejo Federal de Inversiones. Contrato 5754 (inédito), 732 pp. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., 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.
- Llambías, E.J., Rapela, C., 1989. Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: (1-4): 224-236.
- Llambías, E.J., Aragón, E., 2011. Volcanismo Paleógeno. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*. Relatorio 23: 265-274, Buenos Aires.
- Manceda, R., Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En Tankard, A., Suárez R., Welsink, H (Eds.) *Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 62: 369-382.
- Mosquera, A., Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Basin. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.). *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 97-124.
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V., Alarcón, M., Zubiri, M., 2011. La estructura de la dorsal de Huincul. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*. Relatorio 34: 385-398, Buenos Aires.
- Navarro, H., 1983. Geología Estructural y económica de mina Achalay norte. Departamento Picunches, provincia de Neuquén. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 2: 295-314.
- Olivieri, J., Zakalik, B., Juárez, M., 1964. Estudio geológico-económico preliminar de yacimientos de baritina de la provincia del Neuquén. Instituto Nacional de Geología y Minería. Carpeta N° 670 (inédito), 148 pp. Buenos Aires.
- Phillips, W.J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *Journal of the Geological Society* 128: 337-359. Londres.
- Rainoldi, A., 2015. Alteración regional de las sedimentitas cretácicas en la dorsal de Huincul y en el dorso de los Chihuidos. Su relación con la mineralización de Cu y con los hidrocarburos, Neuquén. Tesis Doctoral (inédito). Universidad Nacional del Sur. Recuperado de <http://repositoriodigital.uns.edu.ar/handle/123456789/2419>
- Ramos, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Carta geológico-económica de la República Argentina, escala

- 1:200.000. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 182, 103 pp. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 105-110. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22 (3): 183-190.
- Ramos, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (Eds). *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and terrane Collision*. Geological Society of America Memoir, 204: 31-65.
- Ramos, V. A., Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.). *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, Special Publication 252: 15-35. London.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 2006. Overview of the Tectonic Evolution of the Southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39° S Latitude). En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds). *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 1-18.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A., García Morabito, E., 2011. Estructura. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén). Relatorio 29: 335-348, Buenos Aires.
- Ramsay, J., Huber, M., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 2: Fracture and Folds. Ed. Academic Press. 391 pg., San Diego.
- Rapela, C.W., Llambías E.J. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 4: 458-488.
- Rodríguez, M.F., 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío - Paleógeno Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén). Relatorio 22: 245-264, Buenos Aires.
- Sánchez, N., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I., Dimieri, L. 2015. Structural style of the Chos Malal fold and thrust belt, Neuquén basin, Argentina: Relationship between thick- and thin-skinned tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 64, 399-417.
- Sibson, R.H., 1986. Brecciation processes in fault zones: inferences from earthquake rupturing. *Pure and Applied Geophysics* 124: 159-175.
- Sibson, R. 1990. Conditions for fault-valve behaviour. En Knipe, R., E. Rutter (Eds.). *Deformations mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society, Special Publication 54: 15-28.
- Sigismondi, M. 2012. Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Buenos Aires. Recuperado de https://bibliotecadigital.exactas.uba.ar/download/tesis/tesis_n5361_Sigismondi.pdf.
- Spalletti, L., Arregui, C., Veiga, G. 2011. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén). Relatorio 10: 99-112, Buenos Aires.
- Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsink, H.J., Ramos, V.A., Turic, M., França, A.B., Milani, E.J., Brito Neves, B.B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., Wiens, F., Cirbián, M., López Paulsen, O., Germs, G.J.B., De Wit, M.J., Machacha, T., Miller, R. 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En Tankard, A., Suárez R., Welsink, H (Eds). *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 5-52.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén basin: constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273
- Turienzo, M., Dimieri, L., Frisicale, M., Araujo, V., 2010. Evolución de las estructuras andinas en la región del Río Diamante (34° 40' LS): Vinculación entre la faja corrida y plegada de Malargüe y la Cordillera Frontal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (3): 354-368.
- Uliana, M., Biddle K., 1988. Mesozoic Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18: 172-190.
- Uliana, M., Biddle, K., Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En Tankard A.J., Balkwill, H. (Eds). *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614.

- Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E., 2005. The Neuquén basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society, Special Publications 252: 344 p. London.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H., Welsink, H. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En Tankard, A., Suárez, S., Welsink, H. (Eds). Petroleum basins of South America, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 383-402.
- Woodcock, N.H., Mort, K. 2008. Classification of fault breccias and related fault rocks. Geological Magazine 145 (3): 435-440.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Del Pino, D., Ansa, A., 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio Fold-and-thrust belt. En Kay, S., Ramos, V. (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, Boulder, Colorado.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V., Rodríguez, F., Bernardo, L., 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65 (1): 192-203.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., 2011. La faja plegada y corrida del Agrio. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén). Relatorio 32: 367-374, Buenos Aires.
- Zanettini, J.C., 2011. Recursos de Minerales metálicos. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén). Relatorio 60: 709-724, Buenos Aires.
- Zapata, T., Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds). The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. The Geological Society, Special Publication 252: 37-56.
- Zapata, T.R., Córscico, S., Dzelalija, F., Zamora Valcarce, G., 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas digitales.
- Zappettini, E., Dalponte, M., 2009. Hallazgo de hierro bandeado en el basamento del sector noroccidental de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: aspectos estratigráficos y metalogénicos Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (3): 550-554.
- Zavala, C., 2005. Tracking sea bed topography in the Jurassic. The Lotena Group in the Sierra de la Vaca Muerta (Neuquén Basin, Argentina). Geológica Acta 3 (2): 105-116. Barcelona.
- Zavala, C., 2006. Curso de campo intensivo sobre sedimentología predictiva. Guía de campo. http://www.gcsargentina.com/es/documents/guadecampocurso_Zavala2006.pdf.
- Zavala, C., González, R., 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior- Medio) en la Sierra de Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, año XVII 65: 40-54.
- Zavala, C., Ponce, J.J., 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J. (Eds). Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén). Relatorio 19:205-222, Buenos Aires.