



El depocentro Alto Atuel: primeras descripciones de las unidades del Jurásico Inferior aflorantes en las nacientes del río Atuel

Federico Exequiel MARTOS¹, Lucia FERNÁNDEZ PAZ², Lucas FENNEL², Maximiliano NAIPAUER¹, Miguel O. MANCENÍDO³ y Andrés FOLGUERA²

¹Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS, UBA-CONICET)

²Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN, UBA-CONICET)

³División Paleozoología de Invertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP

Autor correspondiente: martos.fede@gmail.com

Editor: Susana E. Damborenea

Recibido: 10 de julio de 2024

Aceptado: 13 de octubre de 2024

RESUMEN

En este artículo se analiza el depocentro Alto Atuel ubicado en el margen noroccidental de la cuenca Neuquina. Los estudios se focalizaron en las sucesiones volcano-sedimentarias jurásicas aflorantes en las nacientes del río Atuel, las cuales han sido poco estudiadas a lo largo del tiempo. Este depocentro, localizado a los 34°35'S y 70°10'O, resulta de interés por su posición dentro de la cuenca, que puede brindar información acerca de la interacción de la sedimentación marina y la actividad del arco volcánico durante el Jurásico Temprano. Se realizaron análisis litológicos y bioestratigráficos en un perfil estratigráfico de más de 450 m de espesor que permitieron diferenciar tres secciones por sus características litológicas. La sección basal exhibe depósitos volcanoclasticos y piroclásticos de alta energía. En la sección media predominan los depósitos piroclásticos y flujos lávicos que intercalan entre areniscas calcáreas y margas con presencia de fósiles de invertebrados marinos. La sección superior refleja un cambio hacia ambientes marinos de menor energía donde predominan las intercalaciones entre lutitas negras, tobas y margas con escasa presencia de restos fósiles. El contenido fosilífero permitió acotar la edad de las sucesiones marinas al Pliensbachiano tardío – Toarciano temprano. Por su parte, el análisis litológico de las sucesiones permitió determinar que el depocentro Alto Atuel evolucionó de forma aislada, al menos durante el Jurásico Temprano, cuando se caracterizó por la presencia de un importante aporte volcánico, que no es evidente en depocentros ubicados inmediatamente hacia el este como los de Atuel y La Valenciana.

Palabras clave: cuenca Neuquina, arco magmático andino, estratigrafía, invertebrados marinos, Pliensbachiano-Toarciano.

ABSTRACT

The Alto Atuel Depocenter: first descriptions of the Lower Jurassic units exposed at the headwaters of the Atuel River.

The Alto Atuel depocenter is located on the northwestern margin of the Neuquén Basin. This study focuses on the Jurassic volcano-sedimentary successions cropping out at the headwaters of the Atuel River, which had been scarcely studied over time. This depocenter, located at 34°35'S and 70°10'W in southern Mendoza Province, is of interest due to its position within the basin, which can provide information about the interaction between marine sedimentation and volcanic arc activity during the Early Jurassic. Lithological and biostratigraphic analyses were conducted on a stratigraphic log more than 450 m thick, allowing the recognition of three sections based on their lithological characteristics. The basal section exhibits high-energy volcanoclastic and pyroclastic deposits. The middle section is dominated by pyroclastic deposits and lava flows interbedded with calcareous sandstones and marls containing marine invertebrate fossils. The upper section reflects a shift towards lower energy marine environments, where interbedded black shales,

tuffs, and calcarenites with sparse fossil remains are predominant. The fossil content allowed dating the marine successions as late Pliensbachian–early Toarcian. On the other hand, the lithological analysis of the successions suggests that the Alto Atuel depocenter evolved in isolation, at least during the Early Jurassic, as indicated by the presence of a significant volcanic input, which is not evident in depocenters located immediately to the east, such as Atuel and La Valenciana depocenters.

Keywords: Neuquén Basin, Andean Magmatic Arc, stratigraphy, marine invertebrates, Pliensbachian-Toarcian.

INTRODUCCIÓN

El origen de la cuenca Neuquina durante el Triásico Tardío a Jurásico se dio en un contexto tectónico muy distinto al que podemos observar en la actualidad. A inicios del Mesozoico una extensión generalizada tuvo lugar en el margen occidental de Gondwana (Legarreta y Uliana 1991, 1996; Giambiagi et al. 2009) dando origen a una serie de grandes cuencas extensionales. En el caso de la cuenca Neuquina (Fig. 1a), el relleno de los primeros depocentros varió considerablemente en cada región, en primer lugar debido a su evolución aislada durante los primeros estadios de formación, pero también condicionado por el grado de extensión alcanzado (Carbone et al. 2011). Mientras en algunos sectores, como el depocentro Atuel, la sedimentación era casi totalmente epiclástica (Tunik et al. 2008), en otros depocentros, principalmente en la zona del engolfamiento, y hacia el oeste, en el límite occidental de la cuenca, los rellenos de sinrift estuvieron compuestos por un volcanismo bimodal y material piroclástico (Braccacini 1970; Carbone et al. 2011). El origen del magmatismo asociado a los primeros estadios de la cuenca ha sido tema de debate, algunos autores proponen la presencia de un ascenso astenosférico asociado a la subducción oblicua de la losa (Llambías et al. 2007; D'Elia et al. 2012), mientras que otros autores lo asocian meramente al evento extensional que produjo un debilitamiento y adelgazamiento de la corteza (Franzese y Spalletti 2001). Del Rey et al. (2016) proponen que la subducción en el margen occidental de Gondwana habría continuado de manera ininterrumpida al menos desde el Paleozoico tardío y que el magmatismo generado estaría relacionado con la dinámica de la zona de subducción. El arco magmático correspondiente al ciclo Andino tiene registro a partir del Jurásico Temprano (Naipauer et al. 2015) y hacia el norte de los 33°S está representado por las formaciones Ajjal y Cerro La Calera, las cuales poseen sus mejores exposiciones en la región de la Cordillera de la Costa en Chile (Vergara et al. 1995; Rossel et al. 2014; Oliveros et al. 2020).

Este trabajo se focaliza en la evolución del segmento nor-

te de la cuenca Neuquina, donde los depocentros generados en los estadios iniciales presentan geometría de hemigraben separados por altos estructurales y poseen orientaciones generalmente NNO-SSE y NE-SO (Manceda y Figueroa 1995; Giambiagi et al. 2005; Bechis et al. 2010, 2020). Algunos de estos depocentros han sido exhaustivamente estudiados en los últimos años y se tiene en la actualidad un conocimiento bastante acabado de su estratigrafía (Fig. 1b), petrología, geoquímica y evolución estructural, como son los casos de los depocentros Atuel (Riccardi et al. 1988, 1997, 2004; Lanés 2005; Lanés et al. 2008; Tunik et al. 2008; Damborenea et al. 2017; Riccardi 2019; Ruhl et al. 2020; Ramirez et al. 2024) y La Valenciana (Gulisano y Gutiérrez-Pleimling 1995; Al-Suwaidi et al. 2016). Sin embargo, otros depocentros descritos en la cuenca han sido escasamente analizados debido a que están ubicados en sectores remotos de la alta cordillera. En las cabeceras del río Atuel, Groeber (1947) mencionó la presencia de secuencias sedimentarias marinas que por el contenido fosilífero eran asignables al Jurásico Temprano, y desde entonces, breves descripciones litológicas pueden encontrarse en las Hojas Geológicas realizadas en este sector (Sruoga et al. 2005, 2016).

El objetivo de este trabajo es abordar el análisis de las secuencias jurásicas descritas por Groeber (1947) en las nacientes del río Atuel (Fig. 1c), a partir de un estudio sedimentológico, petrológico y paleontológico. Para esto, se realizó una descripción detallada de las secuencias volcano-sedimentarias aflorantes en la región donde se analizaron cortes petrográficos para caracterizar el ambiente de sedimentación y se estudió la fauna fósil para determinar la edad de su depositación.

Los resultados de este trabajo demuestran que la sedimentación generada en las nacientes del río Atuel tuvo lugar en un depocentro que se caracteriza por un relleno volcano-sedimentario que evidencia la coexistencia de un ambiente marino con alto aporte de material piroclástico y volcánico proveniente del primer arco volcánico Andino del Jurásico Temprano.

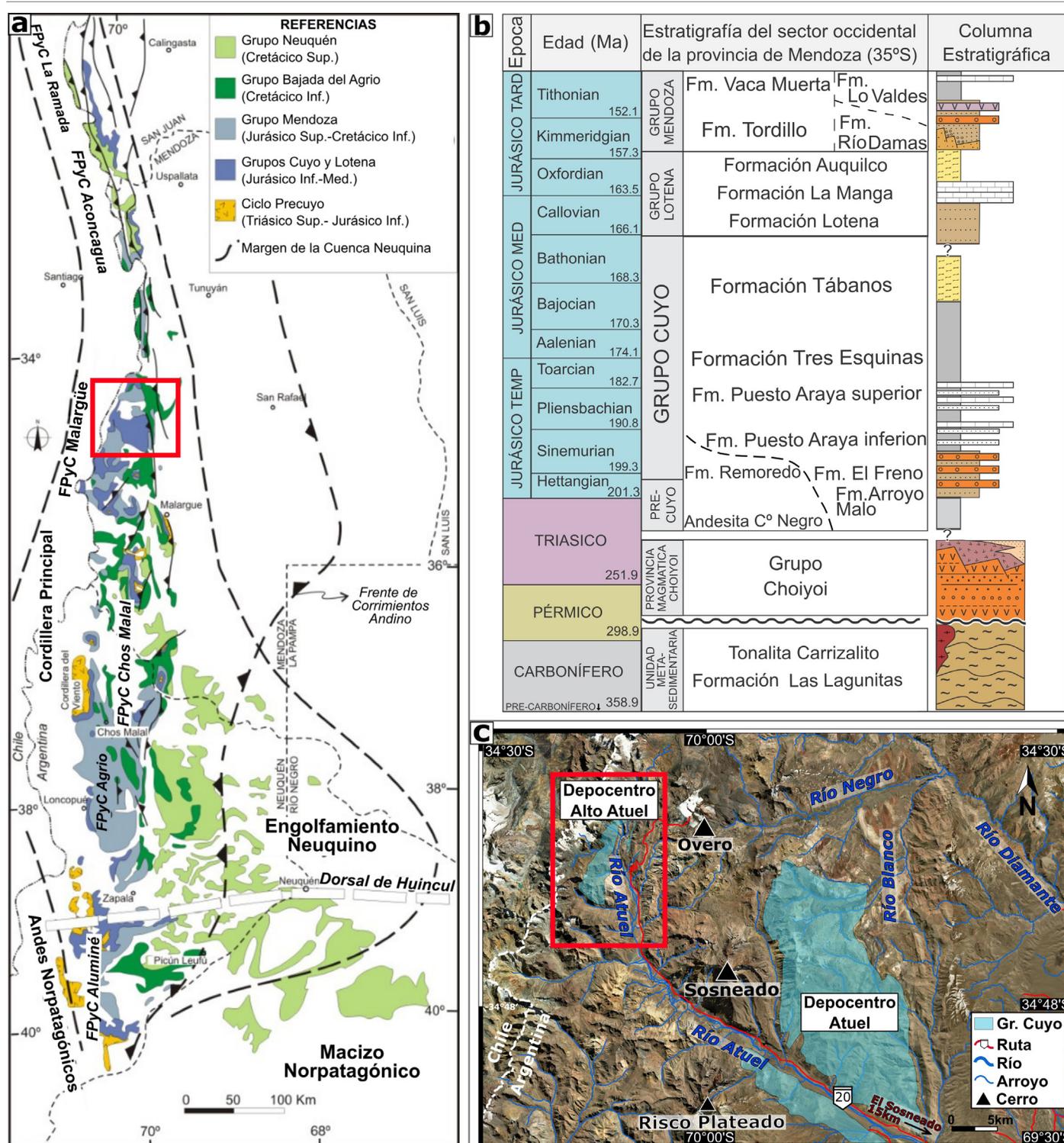


Figura 1. a) Mapa de la cuenca Neuquina donde se delimita su extensión y se observan los afloramientos de las principales unidades estratigráficas. b) Cuadro estratigráfico de la cuenca Neuquina a los 35° LS. c) Ubicación del depocentro Alto Atuel. El recuadro rojo indica la zona de estudio.

ESTRATIGRAFÍA DEL TRIÁSICO Y JURÁSICO DEL NORTE DE LA CUENCA NEUQUINA

Los depósitos de sinrift generados durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano en el norte de la cuenca Neuquina

pueden encontrarse asociados a hemigrábenes con orientaciones NNO-SSE y NE-SO (Lanés 2005; Bechis et al. 2020). El relleno sedimentario más antiguo fue descrito en el depocentro Atuel, en el sector norte de la cuenca. Los depósitos se caracterizan por la presencia de sedimentitas marinas y continentales que fueron agrupados en el Grupo Cuyo inferior

(Lanés 2005; Lanés et al. 2008; Bechis et al. 2020). La unidad más antigua corresponde a la Formación Arroyo Malo (Riccardi et al. 1997, 2004), que aflora en el sector occidental del depocentro y posee amonites y otros cefalópodos asignados al Rhaetiano tardío (Riccardi e Iglesia Llanos 1999; Riccardi 2019). Esta unidad es comúnmente considerada un testimonio de la primera transgresión marina en la cuenca (Bechis et al. 2020, Pérez Panera et al. 2023 y trabajos allí citados), que se habría producido por el golfo de Curepto ubicado a 34°50'S (Vicente 2005), si bien alguna contribución reciente pondría en duda la presencia de un ambiente marino, indicando que se trataría de una sedimentación asociada a un cuerpo de agua dulce con nula o intermitente conexión con el océano de Panthalassa (Remirez et al. 2024). La Formación El Freno, de edad jurásica temprana, es de ambiente continental y se encuentra asociada a hemigraben localizados en el sector oriental del depocentro (Lanés et al. 2008; Bechis et al. 2010, 2020). La Formación El Freno engrana lateralmente con la sección inferior de la Formación Puesto Araya, que presenta facies marinas profundas a someras, con una notable profundización y aumento de espesor hacia el oeste (Lanés 2005; Bechis et al. 2020). La sección basal fue depositada durante un estadio de *sinrift*, mientras que la sección superior marca un estadio de *rift* terminal y evidencia la transgresión de las facies marinas hacia el sector oriental del depocentro (Lanés et al. 2008; Bechis et al. 2020). La Formación Tres Esquinas, de ambiente marino profundo, representa el comienzo de la subsidencia termal en la cuenca y se caracteriza por estar ampliamente distribuida en la zona (Gulisano y Gutiérrez-Pleimling 1995; Mazzini et al. 2010; Al-Suwaidi et al. 2016). Por encima, es posible encontrar secuencias evaporíticas asociadas a una regresión marina, cuyos depósitos presentan variados espesores según la posición de la cuenca y han sido agrupados en la Formación Tábanos (Volkheimer 1978; Arregui et al. 2011).

Durante el Jurásico Medio-Tardío una nueva transgresión desde el Paleo-océano Pacífico tuvo lugar en la cuenca, cuyos depósitos, agrupados en el Grupo Lotena, tienen un amplio registro, alcanzando las latitudes de 32°S (Gulisano et al. 1984; Gulisano y Gutiérrez-Pleimling 1995). Tres unidades fueron diferenciadas, la unidad basal corresponde a depósitos siliciclásticos rojizos a verdosos de ambientes marino marginal a continental agrupados en la Formación Lotena (Weaver 1931). Por encima es posible observar secuencias carbonáticas con alto contenido fosilífero correspondiente a la Formación La Manga (Stipanovic 1969). Finalizando este ciclo, se depositaron grandes espesores de yeso, anhidrita y carbonatos agrupados en la Formación Auquilco representando la regresión marina (Weaver 1931). Los depósitos ju-

rásicos más jóvenes presentes en la región de estudio están representados por las sucesiones fluviales y aluviales de la Formación Tordillo hacia el este de la cuenca y por la Formación Río Damas, compuesta por lavas, brechas volcánicas y sedimentitas volcánicas hacia el oeste (Sruoga et al. 2005).

En las nacientes del río Atuel ("Alto Atuel"), entre el arroyo Gateado y la laguna Atuel, Groeber (1947) mencionó la presencia de sucesiones sedimentarias compuestas por margas pétreas y areniscas finas asignables al Cuyano (Grupo Cuyo). Según sus descripciones, las rocas asignables al Grupo Cuyo aflorantes en esta región se encuentran en sucesivos corrimientos que repiten la secuencia generando exposiciones de decenas a centenares de metros de espesor. Hacia el oeste, en el cordón del límite con Chile, Groeber (1947) indica que se encuentran las sucesiones de rocas volcánicas y volcánicas asignadas al Chililitense (Formación Río Damas) que alcanzan espesores de 4000 m. Por las características litológicas de las sucesiones aflorantes, que difieren considerablemente de las unidades presentes hacia el este en el depocentro Atuel, Martos et al. (2020) denominaron depocentro Alto Atuel a la región de las nacientes del río Atuel que aglomera las sucesiones volcánicas de edad jurásica (Fig. 1c).

METODOLOGÍA

Durante la campaña realizada en las nacientes del río Atuel se llevó a cabo un mapeo de las unidades aflorantes y de las principales estructuras expuestas en la región (Fig. 2a). Se seleccionó la región del arroyo Fiero para el levantamiento del perfil estratigráfico debido a las buenas exposiciones que presentaban las sucesiones jurásicas del Grupo Cuyo (Fig. 2b). A lo largo del perfil se tomaron muestras de fósiles para estudios taxonómicos y de roca para estudios petrográficos. Se realizaron 14 cortes petrográficos para caracterizar litológicamente la sucesión analizada, con especial énfasis en los niveles con alto aporte volcánico. Complementariamente, se llevó a cabo un estudio taxonómico de las muestras de fósiles marinos, extraídos de la sección media del perfil, para conocer el ambiente de depositación y la edad de la sucesión bajo estudio. El material fosilífero se encuentra depositado en la Colección Paleontológica del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA; Catálogo: IANIGLA-PI 3468 a PI 3475).

RESULTADOS

Perfil estratigráfico

El sitio elegido para realizar los estudios estratigráficos fue la región comprendida por la confluencia del arroyo Fiero con el río Atuel (Fig. 2a). En ese sector, un importante corrimiento de vergencia este exhuma a las sucesiones asignables al Grupo Cuyo (Martos et al. 2020) y genera un afloramiento de más de 450 m de espesor (Fig. 2b). La base del perfil levantado posiblemente no representa la sección más basal de la

sucesión, ya que la base es un contacto de falla. A su vez, se pudo observar que la sucesión analizada está intruida por un cuerpo ígneo de espesor variable, que hacia el tope de la secuencia se encuentra en concordancia en forma de filón capa. La edad del intrusivo no fue determinada, pero se estima que corresponde a un ciclo magmático posterior, probablemente cenozoico, dadas sus relaciones de contacto con las unidades jurásicas.

Por sus características litológicas se dividió el perfil en tres secciones (Fig. 2c, 3). La sección basal se encuentra conformada por potentes bancos de areniscas y conglomerados

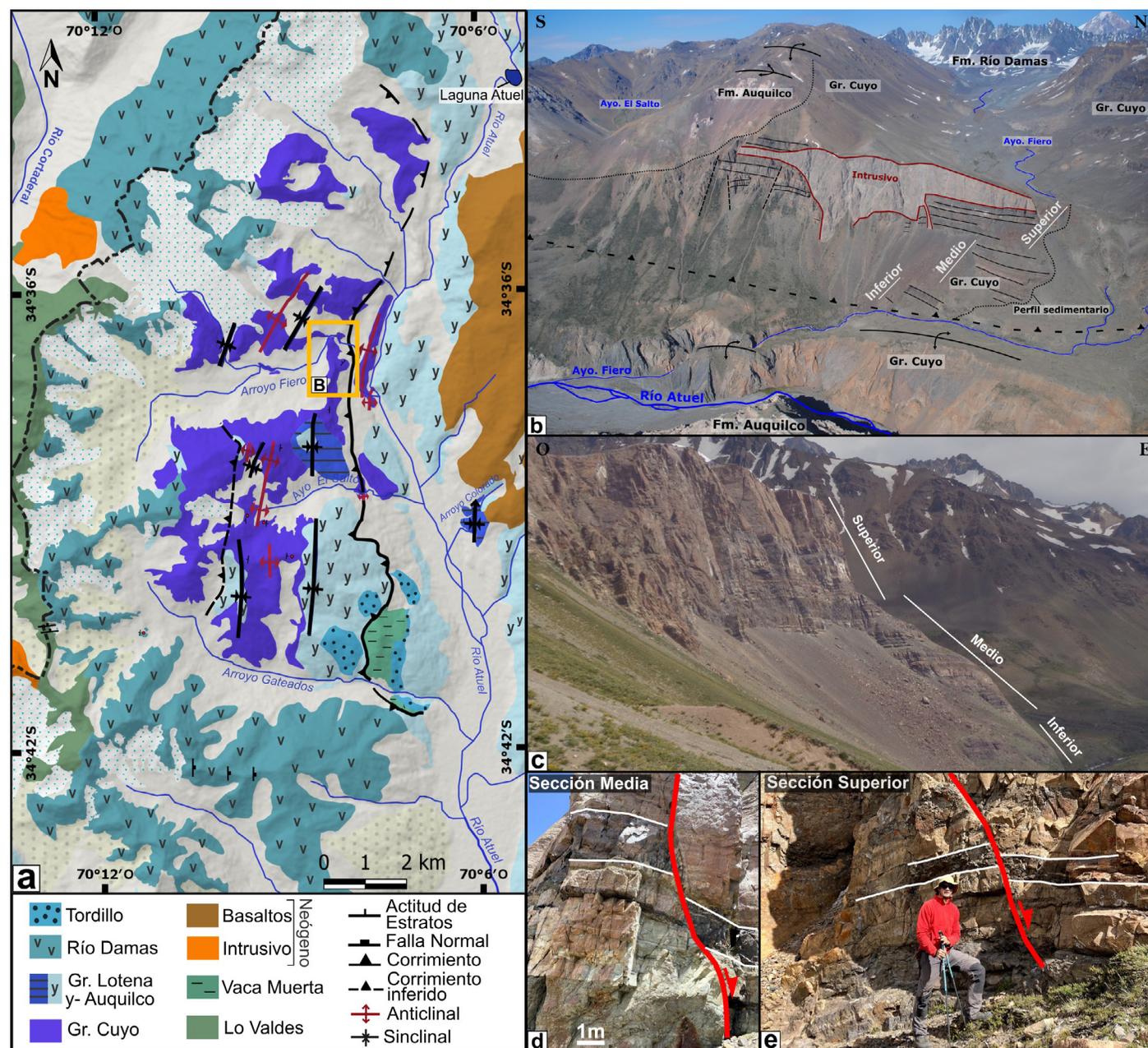


Figura 2. a) Mapa geológico del depocentro Alto Atuel. b) Imagen panorámica de la confluencia entre el arroyo Fiero y el río Atuel donde fue realizado el perfil estratigráfico. c) Afloramientos de las secciones inferior, media y superior del perfil estratigráfico. d y e) Fallas normales presentes en la sección media y superior respectivamente.

volcanoclasticos y brechas volcánicas de coloración rojiza. Los niveles sedimentarios se presentan en bancos lenticulares, donde se pudo diferenciar estratificación entrecruzada, que evidencia la acción de flujos tractivos durante su deposición. Se observaron niveles piroclásticos representados

por brechas volcánicas, compuestas por clastos volcánicos andesíticos, rodeados por una matriz vítrea completamente alterada a óxidos. Esta sección se encuentra parcialmente cubierta y los afloramientos expuestos alcanzan 50 m de espesor (Fig. 3).

Perfil Estratigráfico - Arroyo Fiero

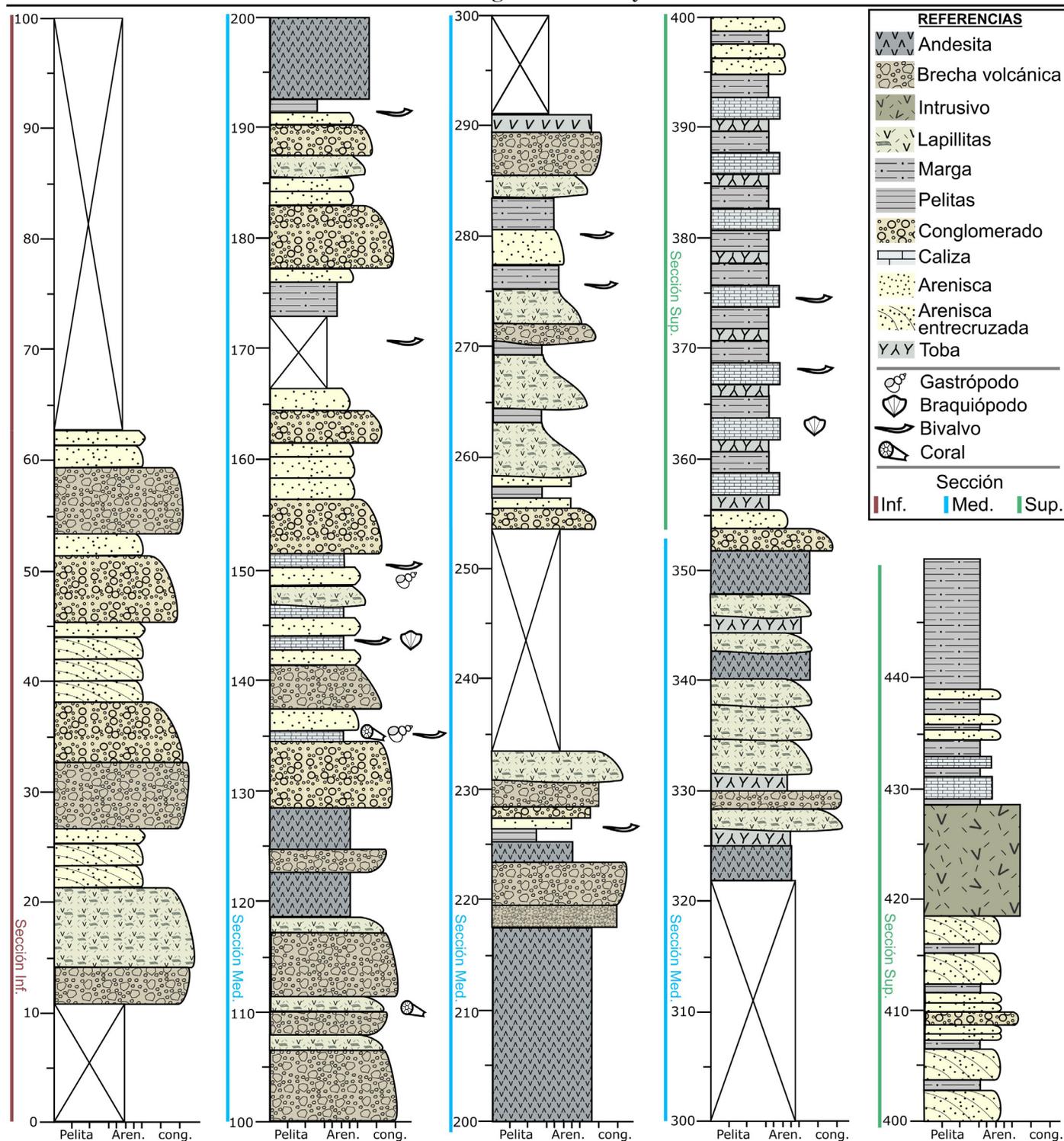


Figura 3. Perfil estratigráfico del Grupo Cuyo levantado en el arroyo Fiero.

En la sección media domina la intercalación de niveles piroclásticos y niveles sedimentarios, estos últimos se destacan por su alto contenido de clastos volcánicos y la presencia de fósiles marinos. Los niveles piroclásticos poseen variado espesor y textura y predominan en la parte inferior y superior de la sección media. En los niveles inferiores se destaca la aparición de 35 m de niveles de brechas volcánicas compuestas por fragmentos de líticos volcánicos y piroclásticos y clastos vítreos parcialmente deformados. Estos niveles piroclásticos intercalan con niveles volcánicos de aproximadamente 5 m de espesor, que corresponden a flujos lávicos de composición intermedia. En los niveles medios de la sección, se observaron hasta 60 m de bancos de calizas, areniscas calcáreas y areniscas tobáceas, que en algunos casos alcanzaban 5 m de espesor. A su vez, en este sector también se reconocieron conglomerados volcanoclásticos, interpretados como producto del retrabajo de los niveles piroclásticos. La presencia de fósiles marinos se distinguió tanto en los niveles sedimentarios, como en los niveles piroclásticos retrabajados. Por su parte, el sector superior de la sección media comienza con 35 m de rocas volcánicas de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y máficos de aproximadamente 0,5 cm de largo inmersos en una pasta afanítica. Hacia arriba en la sucesión, los niveles piroclásticos se tornan más abundantes y se pudieron distinguir 100 m de pulsos rítmicos de brechas volcánicas y lapillitas, con base erosiva y gradación normal, interpretadas como el depósito de flujos piroclásticos. También se observaron intercalaciones de rocas volcanoclásticas que parecieran representar el retrabajo del material piroclástico. En algunas secciones de orientación E-O se distinguieron fallas normales que controlaban la sedimentación (Fig. 2d).

La sección superior del perfil refleja un cambio de ambiente depositacional hacia facies de menor energía. Esta sección se caracteriza por la presencia de aproximadamente 40 m de una intercalación rítmica de pelitas negras, margas y tobas (Fig. 3). Los bancos calcáreos presentan fósiles marinos con mala preservación. Progresivamente, la sedimentación se torna más gruesa y comienzan a dominar las areniscas volcanoclásticas, que en un principio intercalan con bancos pelíticos, pero gradualmente comienzan a ser más dominantes alcanzando espesores de hasta 50 cm de espesor. En esta sección también se distinguieron fallas extensionales de meso-escala, con desplazamientos de decena de centímetros, que parecieran ser sincrónicas a la sedimentación ya que no poseen representación secuencia arriba (Fig. 2e). Finalmente, luego de un filón capa de unos 10 m de espesor y edad presumiblemente cenozoica, se reconocen 20 m de intercalaciones de pelitas negras y areniscas finas donde finaliza el perfil estratigráfico analizado (Fig. 3).

Contenido fosilífero de la sección media

El material examinado en este trabajo fue extraído de la sección media del perfil analizado en el arroyo Fiero. El contenido fosilífero fue hallado tanto en material epiclástico como en niveles volcanoclásticos y comprende los siguientes taxones de invertebrados marinos: *Weyla alata* (von Buch), *Antiquilima cf. succincta* (Schlotheim), *Plagiostoma* sp., *Pseudomelania* sp., *Procerithium* sp., *Scleractinia* indet., *Callospiriferina cf. tumida* (von Buch), *Exceptothyris?* sp. (Fig. 4).

Petrografía

Se caracterizaron petrográficamente las rocas de las diferentes secciones del Grupo Cuyo en el arroyo Fiero, con foco en identificar la participación volcánica en la sedimentación de esta unidad (Fig. 5).

La sección inferior y media están caracterizadas por la presencia de lapillitas líticas (de acuerdo con la clasificación propuesta por Schmid 1981), compuestas por una matriz vítrea y por piroclastos, constituidos principalmente por fragmentos líticos, y en menor medida, vítreos y cristalinos (Fig. 5a). Los fragmentos líticos (50-90 %) comprenden fragmentos de rocas volcánicas y piroclásticas. Los fragmentos de rocas volcánicas son los más abundantes y se presentan con formas muy irregulares, algunas incluso que sugieren la presencia de fragmentos en estado dúctil durante la depositación de estas rocas (Fig. 5b y c). Estos fragmentos corresponden a basaltos porfíricos muy vesiculares con fenocristales de plagioclasa y máficos completamente cloritizados, inmersos en una pasta de textura hialopilitica a intersertal (Fig. 5b y c). En menor medida, se observan fragmentos de tobas cristalinas compuestas por cristaloclastos de plagioclasa rodeados por una matriz de polvo volcánico de aspecto fluidal. Respecto de los fragmentos vítreos (5-30 %), se observan pómez alargadas, trizas y tabiques de burbujas, frecuentemente reemplazados por arcillas y carbonatos (Fig. 5c). Finalmente, en menor proporción se reconocen cristaloclastos de cuarzo, feldespato y plagioclasas (5-20%). Se destaca que los cristaloclastos de cuarzo, en algunos casos, presentan bordes engolfados (Fig. 5b). La matriz de estas rocas se compone de ceniza volcánica, la cual se encuentra frecuentemente alterada a arcillas, cloritas y, eventualmente, carbonatos (Fig. 5b y c).

En algunas variedades se observan características de retrabajo de los depósitos piroclásticos, dado por la presencia de fragmentos líticos con mayor redondez y la presencia de bioclastos (Fig. 5d, f y g). A su vez, a lo largo de la sección media se reconocieron diferentes niveles de areniscas que por su relación de contenidos principales (Q-F-L) pudieron ser clasificadas en primera instancia como areniscas líticas

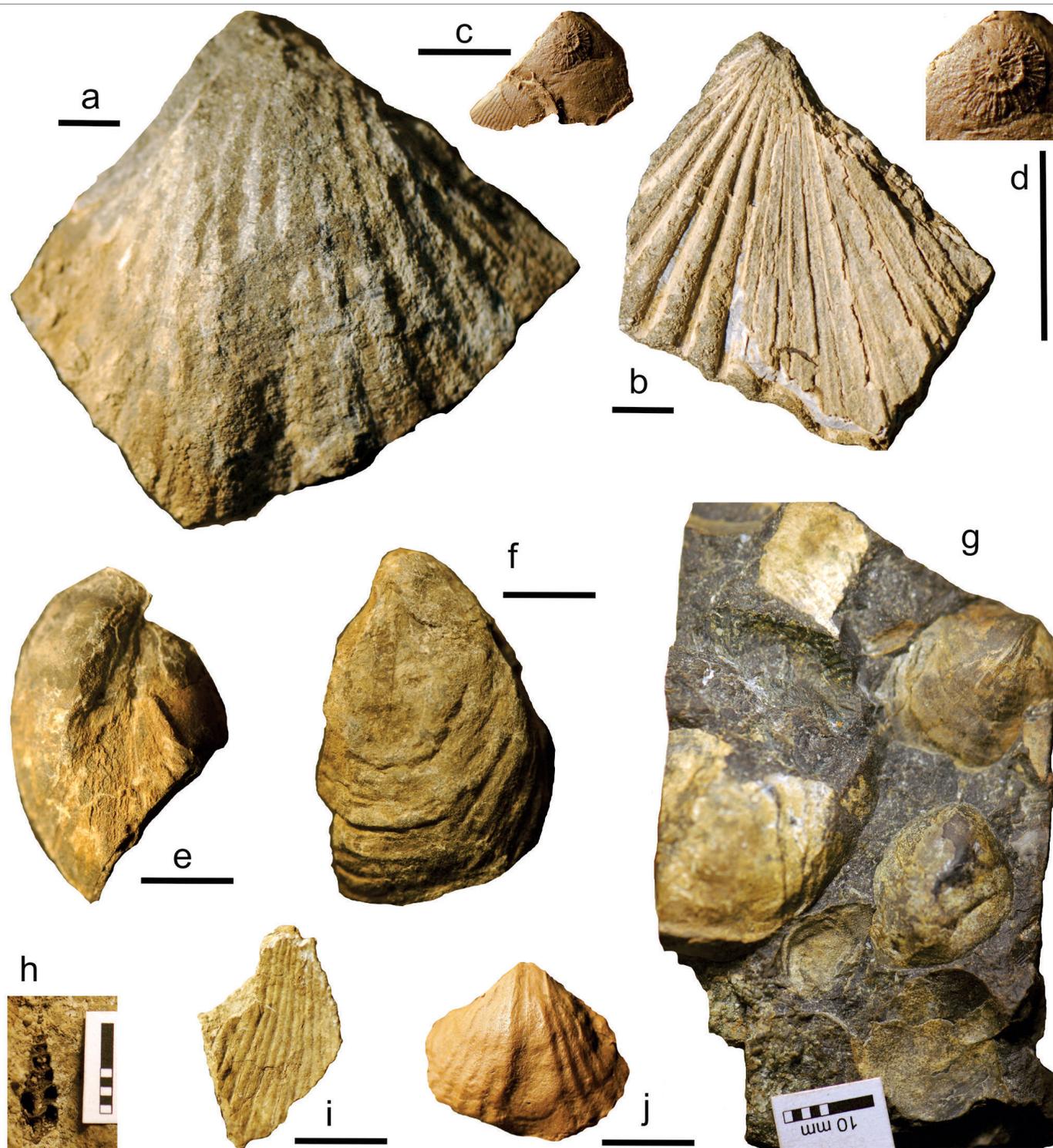


Figura 4. Contenido fosilífero de la sección media del perfil estratigráfico aflorante en el arroyo Fiero. a-b) *Weyla alata* (von Buch), valva izquierda (a) IANIGLA-PI 3468, y derecha (b) IANIGLA-PI 3468; c) *Plagiostoma* sp. con Scleractinia indet. como epizoo, IANIGLA-PI 3469; d) detalle de Scleractinia indet., mismo ejemplar figurado en c; e-g) *Exceptothyris* sp., varios ejemplares, IANIGLA-PI 3470, 3471, 3472; h) *Procerithium* sp., IANIGLA-PI 3473; i) *Antiquilima* cf. *succincta* (Schlotheim), IANIGLA-PI 3474, fragmento de molde externo; j) *Callospiriferina* cf. *tumida* (von Buch), valva ventral, IANIGLA-PI 3475. Barras de escala 10 mm.

y, en menor proporción, areniscas feldespáticas (Garzanti 2019). Las areniscas líticas son en general clasto sostén y se componen en gran proporción de líticos, casi exclusivamente volcánicos (Fig. 5g y h). Los clastos son de la misma

composición y comprenden rocas porfíricas con fenocristales en plagioclasa inmersos en una pasta de textura pilotáxica a hialopilitica (Fig. 5g y h). En menor medida, presentan fragmentos de cristaloclastos de feldespatos, plagioclasas y

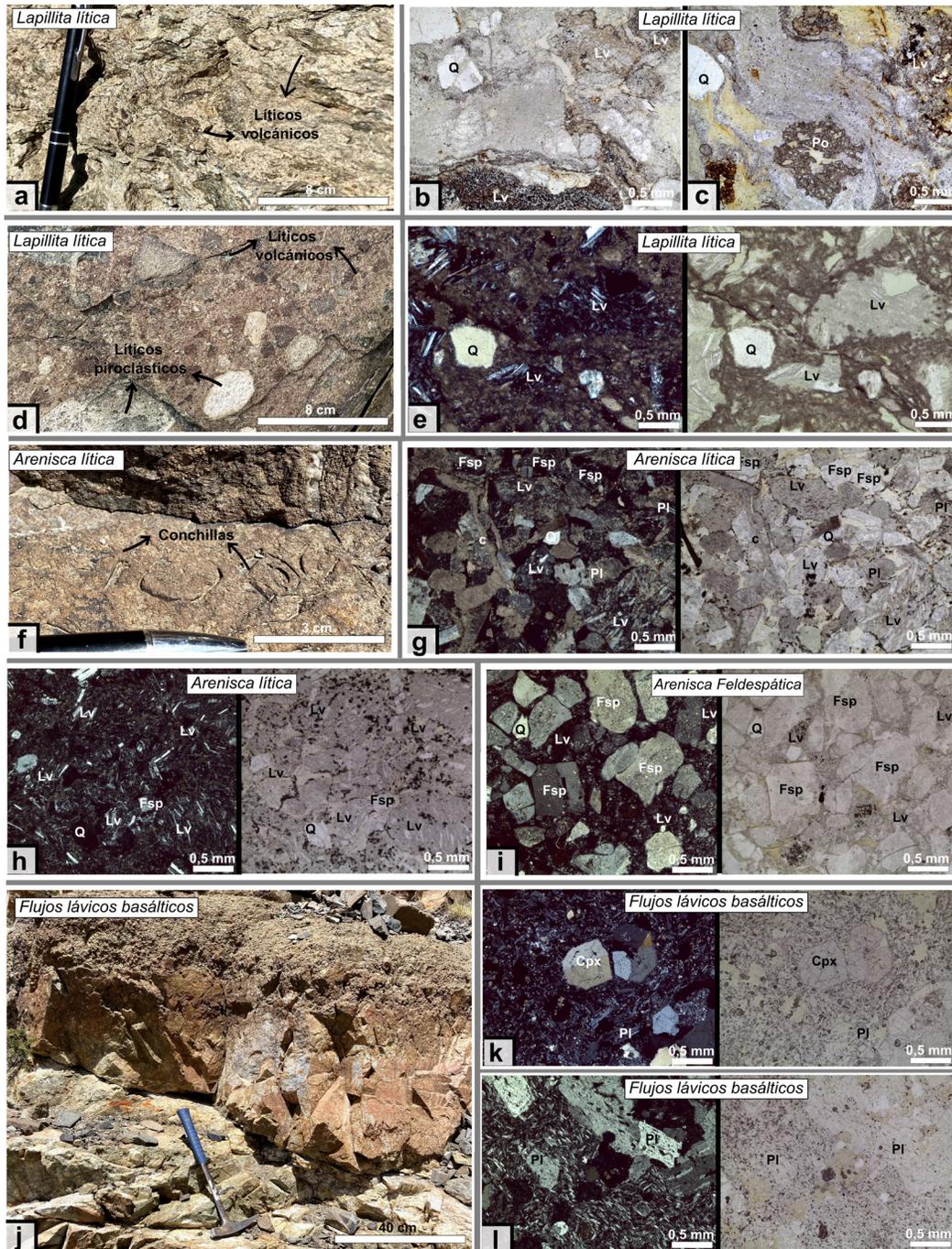


Figura 5. Rocas volcanoclasticas, volcánicas y sedimentarias del Grupo Cuyo en el arroyo Fiero. a) Lapillita lítica compuesta por clastos volcánicos de aspecto fluidal rodeados por una matriz de polvo volcánico. b) Microfotografía con luz paralela de los fragmentos líticos volcánicos (Lv) y cristales de cuarzo (Q) inmersos en una matriz vítrea. Note la presencia de fragmentos de cuarzo con bordes engolfados. c) Microfotografía con luz paralela de los fragmentos líticos volcánicos (Lv), pómez (Po) y cristales de cuarzo (Q), los cuales se encuentran rodeados por una matriz vítrea de aspecto fluidal. d) Foto de campo de una lapillita lítica donde se reconocen clastos subredondeados de rocas piroclásticas y volcánicas. e) Microfotografía con luz polarizada y luz paralela de una lapillita lítica donde se reconocen fragmentos líticos volcánicos muy angulosos (Lv) y cristaloclastos de cuarzo (Q), rodeados por una matriz vítrea de aspecto fluidal. f) Banco de arenisca lítica donde se pueden observar fragmentos de conchillas de bivalvos. g) Microfotografía con luz polarizada y luz paralela de una arenisca clasto sostén donde se observan fragmentos de líticos volcánicos (Lv), feldespatos (Fsp), plagioclasas (Pl), y bioclastos (c), cementados por cloritas. h) Microfotografía con luz polarizada y luz paralela de una arenisca clasto sostén compuesta principalmente por fragmentos líticos volcánicos (Lv) y, en menor medida, fragmentos de feldespato (Fsp) y cuarzo (Q). i) Microfotografía con luz polarizada y luz paralela de una arenisca clasto sostén compuesta principalmente por fragmentos angulosos de feldespato (Fsp). En menor medida, se observan fragmentos de cuarzo (Q) y líticos volcánicos (Lv) deformados, en ocasiones formando una especie de pseudomatriz. j) Flujos lávicos basálticos de la sección media del perfil donde se observa la superficie superior del flujo autobrechada. k) Microfotografía con luz polarizada y luz paralela de un basalto porfírico con fenocristales de clinopiroxeno en una matriz de textura hialopilítica. l) Microfotografía con luz polarizada y luz paralela de un basalto glomeroporfírico con glomérulos de plagioclasa inmersos en una pasta intersertal.

cuarzo y eventualmente contienen bioclastos. Por su parte, las areniscas feldespáticas poseen fragmentos angulosos de feldespatos, plagioclasa, cuarzo, y, en menor medida, líticos volcánicos, cementados por cloritas (Fig. 5i). La particularidad de los cristaloclastos de cuarzo es que presentan bordes engolfados. Muchos de los litoclastos volcánicos se encuentran deformados como parte de la pseudomatriz (Fig. 5i).

Las lavas intercaladas en la sección media corresponden a basaltos porfíricos a glomeroporfíricos con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos y, en algunos casos, olivinas (Fig. 5k y l). La pasta de estas rocas se compone de microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos y opacos, en ocasiones con vidrio intersticial (Fig. 5k y l).

DISCUSIÓN

Paleoecología y edad de la fauna fósil

El registro fosilífero descrito corresponde a una asociación de invertebrados bentónicos de ambientes marinos sublitorales, de salinidad normal, y comprende especies de moluscos bivalvos y gastrópodos, braquiópodos y corales. De acuerdo con las características observadas, las especies registradas tuvieron una forma de vida bentónica epifaunal. Todas ellas han tenido una muy amplia distribución geográfica en la cuenca Neuquina, y se asemejan a las asociaciones de varias localidades cercanas del sur mendocino, como puesto Araya (al este del cerro Sosneado, en el valle del río Atuel), paso del Portezuelo Ancho en la región de Las Leñas, o cerro Puchenque y arroyos Serrucho/Las Overas al oeste de Malargüe (Damborenea 1987, Manceñido 1990).

Los taxones presentes y su distribución geográfica y estratigráfica han sido revisados por Damborenea (1987), Riccardi et al. (1990), Manceñido (1990), Ferrari (2009) y Echevarría et al. (2017). Los bivalvos encontrados son comunes en las Zonas de Asociación de *Radulonectites sosneadoensis* y de *Posidonotis cancellata*, y los braquiópodos en la Zona de Asociación de *Rhynchonelloidea cuyana* y parte superior de la de *R. burckhardtii*. Estas unidades bioestratigráficas se corresponden con las Biozonas de amonites de edad pliembachiana tardía (Biozonas de *F. fannini* - *F. disciforme*) a toarciana temprana (Biozona estándar de *Tenuicostatum* y parte basal de Biozona de *D. hoelderi*) en la Cuenca Neuquina (Riccardi et al. 2011, y referencias allí citadas).

Estratigrafía y correlaciones

La sección basal del perfil analizado está compuesta por depósitos sedimentarios gruesos de colores rojizos que poseen alto aporte de material piroclástico. Si bien en esta sección no se encontraron fósiles, no se puede descartar un

origen marino para esta sucesión. Por las litologías que la conforman, podría ser equivalente a las formaciones Milla Michicó y Colomichicó presentes más al sur en la Cordillera del Viento (Fig. 6) que se caracterizan por una sedimentación marina marginal con aporte de material piroclástico (Llambías et al. 2007; Zappettini et al. 2018). Estas formaciones representan el relleno de *sinrift* de los depocentros y presentan edades acotadas al Sinemuriano-Pliembachiano (Zappettini et al. 2018). Si la correlación propuesta es correcta, la sección basal se habría desarrollado en un estadio incipiente de desarrollo del depocentro, y, por lo tanto, sería correlacionable también a la sección inferior de la Formación Puesto Araya y parcialmente a la Formación El Freno del depocentro Atuel (Fig. 6 y 7).

La sección media del perfil, portadora de la fauna fósil analizada, y caracterizada por un alto aporte de material volcánico, puede ser equivalente por su litología y edad (Pliembachiano tardío/Toarciano temprano) a las Formaciones La Primavera y Colomichicó (Fig. 6) presentes hacia el sur de la cuenca, en la Cordillera del Viento (Llambías et al. 2007; Zappettini et al. 2018). A su vez, por la edad de su contenido fosilífero puede correlacionarse con la sección superior de la Formación Puesto Araya, desarrollada en los depocentros Atuel y La Valenciana. Cabe destacar, que los depocentros mencionados anteriormente se caracterizan por la escasa participación de aporte volcánico y piroclástico juvenil, siendo su principal área fuente de sedimentos rocas del basamento ubicadas hacia el este compuestas principalmente por el magmatismo permo-triásico del Grupo Choiyoi (Naipauer et al. 2015). Esto indica que, por su litología, las rocas descritas en el depocentro Alto Atuel no tendrían un origen común con las unidades del depocentro Atuel (Fig. 7).

Teniendo en cuenta que los fósiles analizados de la sección media poseen una edad pliembachiana tardía/toarciana temprana y que el pase es transicional hacia la sección superior, se puede estimar una edad toarciana para esta última. En este sentido, la sección superior del perfil analizado puede correlacionarse con la Formación Los Molles descrita hacia el sur de la cuenca Neuquina (Llambías y Leanza 2005), con la Formación Tres Esquinas de los depocentros Atuel y La Valenciana (Lanés 2005; Lanés et al. 2008; Tunik et al. 2008) y con las sucesiones volcánicas aflorantes en el depocentro Río del Cobre (Mescua y Giambiagi 2010; Mescua et al. 2014) (Fig. 6).

En el sector chileno de los Andes se ha descrito una serie de unidades del Jurásico Temprano/Medio que por su litología y contenido fosilífero podrían ser correlacionables con la sección superior del perfil analizado. Estas unidades se caracterizan por el alto aporte de material volcánico en sucesiones

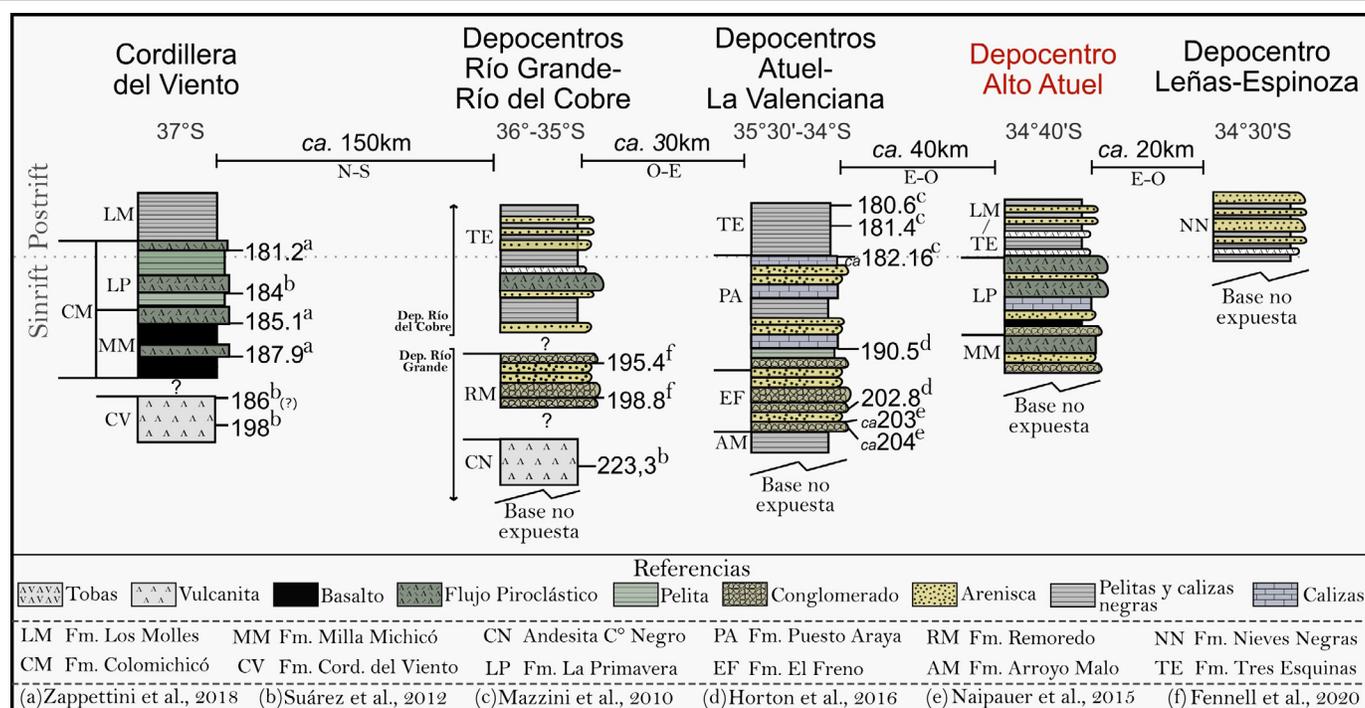


Figura 6. Secciones estratigráficas y correlación de los primeros rellenos de los depocentros del sector norte de la cuenca Neuquina, modificado de Leanza et al. (2013).

marinas marginales de variadas litologías. Los afloramientos suelen encontrarse con escasa distribución areal, sin exposición de la base y limitados por estructuras de alto ángulo asociadas a la inversión de hemigrábenes jurásicos. Estas sucesiones fueron denominadas y agrupadas en distintas unidades geológicas por los autores que las estudiaron. En líneas generales, las unidades más representativas entre los 36° y 33°S son: los miembros inferiores de la Formación Nacientes del Teno, definidos en el río Teno (Klohn 1960; Junkin y Gans 2019); la Formación Nieves Negras, presente en los depocentros Leñas-Espinoza (Fig. 6), Alvarado, Nieves Negras y Yeguas Muertas (Álvarez et al. 1997, 2000; Charrier et al. 2002); y el miembro inferior de la Formación Lagunillas en las nacientes del río Aconcagua (Aguirre Le-Bert 1960). En la Figura 6 se representa de forma esquemática las correlaciones propuestas en este trabajo.

Contexto tectono-sedimentario del depocentro Alto Atuel

La característica diagnóstica de las sucesiones marinas y marinas marginales presentes en el depocentro Alto Atuel es su abundante contenido de material volcánico. La presencia de niveles lávicos, piroclásticos, y el carácter volcanoclástico de los depósitos sedimentarios indican una conexión directa y proximal con un magmatismo que podría estar relacionado con la actividad del arco volcánico del Jurásico Inferior (Fig. 7a). Características litológicas similares fueron descritas en

el depocentro Río del Cobre que se ubica 40 km hacia el sur (35°15'S) también en una posición occidental dentro de la cuenca (Mescua y Giambiagi 2010; Sruoga et al. 2016). Las diferencias litológicas con respecto a los depocentros Atuel y La Valenciana ubicados hacia el este, sugieren que los depocentros se encontraban separados por un alto estructural durante sus estadios iniciales de evolución y que el arco volcánico se habría localizado hacia el oeste de los depocentros Alto Atuel y Río del Cobre (Fig. 7a y 7b).

Llambías et al. (2007) propusieron que durante del Jurásico Temprano el magmatismo de intraplaca que caracterizó los inicios de la cuenca Neuquina comenzó a ser cada vez menos frecuente ya que la actividad magmática habría migrado transicionalmente hacia el oeste, localizándose en una disposición paralela al margen de subducción hacia el Jurásico Medio (Rossel et al. 2020). Entre los 33° y 36° S es escaso el registro del arco volcánico del Jurásico Temprano incluso en la vertiente chilena de los Andes, donde sólo se han registrado depósitos piroclásticos en las sedimentitas marinas de la Formación Rincón de Núñez que se encuentra en la Cordillera de la Costa (Rossel et al. 2020). Hacia el sur, la actividad del arco tiene registro a partir de los 37°S por la presencia de rocas piroclásticas en las formaciones Colomichicó, Milla Michicó, La Primavera y Los Molles en la vertiente oriental de la Cordillera Principal (Llambías et al. 2007; Zappettini et al. 2018), mientras que entre los 38° y 39° S se registra en rocas volcánicas presentes en la Formación Nacientes del

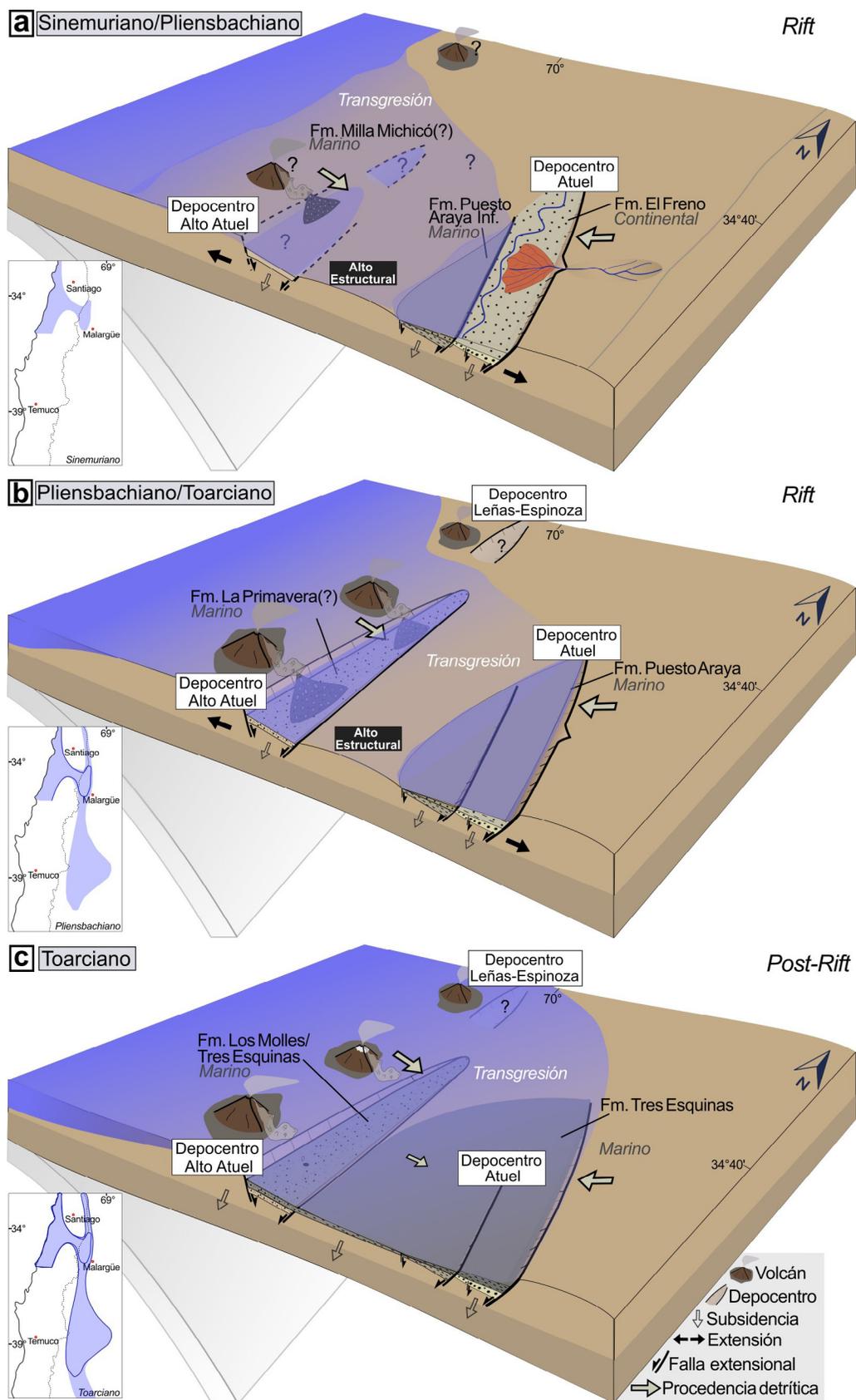


Figura 7. Modelo evolutivo de la cuenca Neuquina a los 34°40'S. a) Intervalo Sinemuriano/Pliensbachiano: En el incipiente depocentro Alto Atuel se registra la sedimentación volcániclastica marina marginal y piroclástica asignada a la Formación Milla Millicó con su principal área fuente relacionada a la actividad del arco volcánico jurásico. Coetáneamente, en el depocentro Atuel se produce la sedimentación predominantemente epiclastica de las formaciones Puesto Araya inferior (marino) hacia el oeste y El Freno (continental) hacia el este. Ambos depocentros evolucionan de forma aislada. b) Intervalo Pliensbachiano/Toarciano: Se genera la inundación del depocentro Alto Atuel y se genera la depositación de sucesiones marinas con alto aporte de material volcánico provenientes del oeste donde se localizaba el arco volcánico. Durante este periodo el depocentro Atuel aún se encontraba separado por un alto estructural que impedía el paso de material volcánico hacia el este y se producía la depositación de las sedimentitas marinas de la Formación Puesto Araya. c) Intervalo Toarciano: Se produce una importante transgresión marina asociada al comienzo de la subsidencia tectónica que da lugar a la conexión entre los depocentros Alto Atuel y Atuel. En este periodo se registra la depositación de las Formaciones Tres Esquinas en los depocentros Alto Atuel y Atuel. Los diagramas indicando la magnitud de las transgresiones marinas están basados en Vicente (2005).

Biobio en lo que hoy representa el eje andino (De La Cruz y Suárez 1997). Por su parte, las rocas que representan el magmatismo del arco volcánico del Jurásico Inferior tienen registro al norte de los 33°S en la Cordillera de la Costa con las Formaciones Ajjal y La Calera (Vergara et al. 1995; Rossel et al. 2014; Oliveros et al. 2020). En este contexto, el estudio petrológico, geoquímico y geocronológico de las rocas volcánicas descritas en el depocentro Alto Atuel podría dar respuesta acerca de la incertidumbre que existe sobre la existencia y posición del arco volcánico del Jurásico Inferior en la latitud de estudio.

Por otro lado, es tema de debate la duración del periodo de extensión y subsidencia mecánica en la cuenca Neuquina, ya que el registro muestra que varía según el depocentro analizado. Algunos autores proponen que el enfriamiento térmico de la cuenca habría comenzado hace ~186 Ma (Leanza et al. 2013) o ~190 Ma (Fennell et al. 2020). Sin embargo, el reconocimiento de estructuras extensionales de mesoescala controlando la sedimentación de los depósitos asignados al Pliensbachiano tardío en el depocentro Alto Atuel podría indicar una continuidad de la sedimentación de *sinrift* durante este periodo. Esto está en concordancia con lo propuesto por Bechis et al. (2020) en el depocentro Atuel y, por lo tanto, sería recién durante el Toarciano cuando habría comenzado a dominar la subsidencia termal en la cuenca. La subsidencia generada por este mecanismo habría generado las condiciones necesarias para una transgresión marina generalizada, la cual tiene registro en amplios sectores de la cuenca durante el Toarciano (Vicente 2005; Arregui et al. 2011). En consecuencia, recién a partir de la transgresión generada durante este periodo se habría provocado la conexión definitiva entre los depocentros Atuel y Alto Atuel, que facilitó el transporte del material piroclástico proveniente del arco hacia sectores más orientales de la cuenca (Fig. 7c). Es posiblemente por este motivo que la Formación Tres Esquinas es la única unidad del depocentro Atuel que registra un claro aporte de material piroclástico juvenil, corroborado por estudios petrográficos en rocas detríticas (Tunik et al. 2008).

El Evento de Anoxia Oceánica del Toarciano temprano (TOAE)

Siguiendo la estratigrafía propuesta y la edad sugerida por el contenido fosilífero aquí identificado, se puede estimar que en el perfil analizado en el arroyo Fiero podría registrarse el límite Pliensbachiano – Toarciano. La edad del límite es aún tema de debate por la comunidad científica global, ya que fue recientemente establecido en ~183,73 +0,35/-0,50 Ma en el depocentro Chacay Melehue de la cuenca Neuquina (Al-Suwaidi et al. 2022) y difiere del GSSP que establece una

edad de 182,7 ± 0,7 Ma. Además, es probable que el TOAE, responsable de una extinción masiva de fauna marina (que tiene registro hace unos ~182,7 Ma en la cuenca Neuquina, Al-Suwaidi et al. 2022), se encuentre también representado en las secciones superiores del perfil estudiado asignadas en este trabajo al Toarciano. Esto convierte la localidad del Arroyo Fiero del depocentro Alto Atuel en un potencial sitio de interés estratigráfico y geocronológico para futuros trabajos.

CONCLUSIONES

El depocentro Alto Atuel, ubicado en las cabeceras del río Atuel, presenta un registro compuesto por rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias marinas asignables al Grupo Cuyo. La sección media del perfil analizado en el arroyo Fiero pudo ser acotada al Pliensbachiano tardío-Toarciano temprano por su contenido fosilífero.

Este depocentro posee registro de un magmatismo que en este trabajo asociamos a la actividad del arco volcánico del Jurásico Inferior, que se encontraría hacia el oeste y en una posición proximal al depocentro. Sin embargo, serían necesarios estudios petrológicos, geoquímicos e isotópicos para determinar con mayor precisión el origen de las rocas volcánicas.

Las características litológicas de las sucesiones presentes en el depocentro Alto Atuel difieren considerablemente de las descritas en el depocentro Atuel, ubicado inmediatamente hacia el este y principal exponente de la estratigrafía de la cuenca Neuquina en las latitudes de estudio. Esto permitió establecer que los depocentros evolucionaron de forma aislada y separados por un alto estructural que impedía al menos parcialmente el transporte del material de origen volcánico hacia el este. En esta línea, para un mayor entendimiento del contexto tectono-sedimentario fue necesario realizar correlaciones con unidades definidas en otros sectores de la cuenca Neuquina, con las cuales comparten además características litológicas y genéticas. Finalmente, futuros trabajos estarán destinados a un abordaje detallado desde distintas metodologías que integre sedimentología, petrografía, geoquímica, geocronología y bioestratigrafía para definir, en caso de ser posible, nuevas unidades en este sector de la cuenca Neuquina y conocer con mayor precisión la edad y característica del magmatismo presente en la zona.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los editores de la Revista de la Asocia-

ción Geológica Argentina y a los revisores anónimos por sus valiosos comentarios, que contribuyeron significativamente a mejorar este manuscrito. Asimismo, expresamos un especial agradecimiento a la Dra. Susana Damborenea por su colaboración y buena predisposición para analizar los bivalvos recolectados y por su lectura crítica del manuscrito preliminar. Este trabajo fue financiado por proyectos de investigación financiados por la Agencia Nacional de Promoción de la Investigación, el Desarrollo Tecnológico y la Innovación: PICT-2019-2019-02558 y PICT-2019-2019-00974; Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas: PUE – 22920160100051.

REFERENCIAS

- Aguirre Le Bert, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central. Provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile) 9: 1–84.
- Al-Suwaidi, A.H., Hesselbo, S.P., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Jenkyns, H.C., Riccardi, A.C., Angelozzi, G.N. y Baudin, F. 2016. The Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic) in the Neuquén Basin, Argentina: a reassessment of age and carbon isotope stratigraphy. *The Journal of Geology* 124: 171–193.
- Al-Suwaidi, A.H., Ruhl, M., Jenkyns, H.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Condon, D.J., Angelozzi, G.N., Kamo, S.L., Storm, M., Riccardi, A.C. y Hesselbo, S.P. 2022. New age constraints on the Lower Jurassic Pliensbachian–Toarcian Boundary at Chacay Melehue (Neuquén Basin, Argentina). *Scientific Reports* 12: 1–10.
- Álvarez, P.P., Aguirre-Urreta, M., Godoy P., E. y Ramos, V.A. 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile-33°-45'-34°00'LS. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 425–429. Universidad Católica del Norte, Antofagasta.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la cuenca neuquina. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 77–89, Buenos Aires.
- Bechis, F., Giambiagi, L., García, V., Lanés, S., Cristallini, E. y Tunik, M. 2010. Kinematic analysis of a transtensional fault system: The Atuel depocenter of the Neuquén basin, southern Central Andes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 32(7): 886-899.
- Bechis, F., Giambiagi, L.B., Tunik, M.A., Suriano, J., Lanés, S. y Mescua, J.F. 2020. Tectono-Stratigraphic Evolution of the Atuel Depocenter During the Late Triassic to Early Jurassic Rift Stage, Neuquén Basin, West-Central Argentina. En: Folguera, A. y Kietzmann D. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*: 23–52. Springer Earth System Sciences, Cham.
- Bracaccini, O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 275–282.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío – Jurásico Temprano) en La Cuenca Neuquina. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. y Vallés J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 63-76, Buenos Aires.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. y Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 117–139.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J. R. y Bilmes, A. 2012. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: Relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean Geology* 39: 106–132.
- Damborenea, S.E. 1987. Early Jurassic Bivalvia of Argentina. Part 2: Superfamilies Pteriacea, Buchiacea and part of Pectinacea. *Palaeontographica Abteilung A* 199: 113–216.
- Damborenea, S.E., Echevarría, J. y Ros-Franch, S. 2017. Biotic recovery after the end-Triassic extinction event: evidence from marine bivalves of the Neuquén Basin, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 487: 93-104.
- De La Cruz, R. y Suárez, M. 1997. El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile; Formación Nacientes del BíoBío (38°-39°). *Revista Geológica de Chile* 24(1): 3–24.
- Del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C. y Martínez, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research* 37: 172–181.
- Echevarría, J., Hodges, M.S., Damborenea, S.E., Stanley Jr, G.D. y Manceñido, M.O. 2017. Recovery of scleractinian morphologic diversity during the Early Jurassic in Mendoza province, Argentina. *Ameghiniana* 54: 70–82.
- Fennell, L.M., Naipauer, M., Borghi, P., Sagripanti, L., Pimentel, M. y Folguera, A. 2020. Early Jurassic intraplate extension in west-central Argentina constrained by U-Pb SHRIMP dating: Implications for the opening of the Neuquén basin. *Gondwana Research* 87: 278–302.
- Ferrari, S.M. 2009. Cosmopolitan Early Jurassic marine gastropods from west-central Patagonia, Argentina. *Acta Palaeontologica Polonica* 54(3): 449–461.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 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.
- Garzanti, E. 2019. Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-science Reviews* 192: 545–563.
- Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Bechis, F. y Tunik, M. 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 662–671.

- Giambiagi, L.B., Tunik, M.A., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M.C., Álvarez, P.P. y Drosina, M. 2009. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 278–292.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2: 141–177.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez-Pleimling, A.R. 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin: a) Mendoza Province. *Field Guide. Asociación Geológica Argentina, Serie E*, 3: 1–104.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236–259, Bariloche.
- Horton, B.K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramírez, S.G. y Stockli, D.F. 2016. Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 71: 17–40.
- Junkin, W.D. y Gans, P.B. 2019. Stratigraphy and geochronology of the Nacientes del Teno and Río Damas Formations: Insights into Middle to Late Jurassic Andean volcanism. *Geosphere* 15: 450–479.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Boletín 8: 1–99.
- Lanés, S. 2005. Late Triassic to Early Jurassic sedimentation in northern Neuquén Basin, Argentina: Tectosedimentary Evolution of the First Transgression. *Geologica Acta* 3(2): 81–106.
- Lanés, S., Giambiagi, L., Bechis, F. y Tunik, M. 2008. Late Triassic–Early Jurassic successions of the Atuel Depocenter: Sequence stratigraphy and tectonic controls. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 534–548.
- Leanza, H.A., Mazzini, A., Corfu, F., Llambías, E.J., Svensen, H., Planke, S. y Galland, O. 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian-earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U–Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 171–185.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: MacDonald, D.I. (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: 429–450.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: Stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303–330.
- Llambías, E.J. y Leanza, H.A. 2005. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en Chacay Melehue, Neuquén: evidencia de volcanismo jurásico en la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 552–558.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 217–235.
- Maceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez S., R. y Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir 62: 369–382.
- Manceñido, M.O. 1990. The succession of Early Jurassic brachiopod faunas from Argentina: correlations and affinities. En: MacKinnon, D.I., Lee, D.E. y Campbell, J.D. (eds.), *Brachiopods through time: 397–404*. Balkema, Rotterdam.
- Martos, F.E., Fennell, L.M., Brisson, S., Palmieri, G., Naipauer, M. y Folguera, A. 2020. Tectonic evolution of the northern Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 103: 102711.
- Mazzini, A., Svensen, H., Leanza, H. A., Corfu, F. y Planke, S. 2010. Early Jurassic shale chemostratigraphy and U–Pb ages from the Neuquén Basin (Argentina): Implications for the Toarcian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters* 297: 633–645.
- Mescua, J.F. y Giambiagi, L. 2010. The deep-sea deposits of the Cuyo Group in the Río del Cobre depocenter, Mendoza, Argentina: characteristics and paleogeographic implications. 18° International Sedimentological Congress, Abstracts Volume: 601, Mendoza.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Tassara Oddo, A.H., Giménez, M.E. y Ramos, V.A. 2014. Influence of pre-Andean history over Andean foreland deformation: structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. *Geosphere* 10(3): 585–609.
- Naipauer, M., Tapia, F., Mescua, J.F., Farías, M., Pimentel, M.M., y Ramos, V.A. 2015. Detrital and volcanic zircon U–Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight on the source regions in the northern part of the Neuquén Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 434–451.
- Oliveros, V., Moreno-Yaeger, P. y Flores, L. 2020. Igneous rock associations 25. Pre-pliocene andean magmatism in Chile. *Geoscience Canada* 47: 65–82.
- Pérez Panera, J.P., Angelozzi, G.N., Riccardi, A.C., Damborenea, S.E. y Manceñido, M.O. 2023. Late Triassic calcareous nannofossils from Arroyo Malo Formation, Neuquén Basin, Argentina. Implications for their early evolution and dispersal. *Ameghiniana* 60(2): 149–163.
- Remírez, M.N., Algeo, T.J., Shen, J., Liu, J., Gilleaudeau, G.J. y Zhou, L. 2024. Low-salinity conditions in the “marine” Late Triassic–Early Jurassic Neuquén Basin of Argentina: Challenges in paleosalinity interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 646: 112216.
- Riccardi, A.C. 2019. Cephalopods from the Triassic-Jurassic boundary interval in west central Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 291(2): 135–197.

- Riccardi, A.C. e Iglesia Llanos, M.P. 1999. Primer hallazgo de amonites en el Triásico de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 298–300.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C. 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: C359–C373. Universidad de Chile. Santiago.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E. y Manceñido, M.O. 1990. Lower Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. *Newsletters on Stratigraphy* 21(2): 75–103.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Scasso, R., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(2): 228–234.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. e Iglesia Llanos, M.P. 2004. The Triassic-Jurassic boundary in the Andes of Argentina. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 110(1): 69–76.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Leanza, H.A. 2011. Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 441–464, Neuquén.
- Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M.N., Calderón, S., Charrier, R. y Hoffman, D. 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33-35.5 S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology* 41(3): 529–557.
- Rossel, P., Echaurren, A., Ducea, M.N., Maldonado, P. y Llanos, K. 2020. Jurassic segmentation of the early Andean magmatic Province in southern central Chile (35–39° S): Petrological constrains and tectonic drivers. *Lithos* 364: 105510.
- Ruhl, M., Hesselbo, S.P., Al-Suwaidi, A., Jenkyns, H.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Storm, M., Mather, T.A. y Riccardi, A.C. 2020. On the onset of Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanism and environmental and carbon-cycle change at the Triassic–Jurassic transition (Neuquén Basin, Argentina). *Earth-Science Reviews* 208: 103229.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* 70: 794–799.
- Sruoga, P., Etcheverría, M.P., Folguera, A., Repol, D., Zanettini, J.C.M. y Fauqué, L.E. 2005. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo. Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 290: 1–92.
- Sruoga, P., Etcheverría, M.P., Cegarra, M. y Mescua, J.F. 2016. Hoja Geológica 3569-13, Cerro Risco Plateado. Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 420:1–107.
- Stipanovic, P.N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 367–388.
- Suárez, M., Fanning, C.M., Etchart, H. y De La Cruz, R. 2012. New Carboniferous to Toarcian U-Pb SHRIMP ages from Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 13° Congreso Geológico Chileno, Actas: 664–665, Antofagasta.
- Tunik, M.A., Lanés, S., Bechis, F. y Giambiagi, L. 2008. Análisis petrográfico de las areniscas jurásicas tempranas en el depocentro Atuel de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 714–727.
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J.O. y Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous Island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 107: 1427–1440.
- Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 221–250.
- Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 151: 1–85.
- Weaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. *University of Washington Memoir* 1: 1–496.
- Zappettini, E.O., Lagorio, S.L., Dalponte, M., Santos, J.O. y Belousova, E. 2018. Evidencias de magmatismo precuyano en el norte de la Cordillera del Viento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(4): 533–558.