

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

3 Federico Exequiel MARTOS<sup>1</sup>, Lucía FERNÁNDEZ PAZ<sup>2</sup>, Lucas FENNELL<sup>2</sup>,  
4 Maximiliano NAIPAUER<sup>1</sup>, Miguel Oscar MANCENÍDO<sup>3</sup>, Andrés FOLGUERA<sup>2</sup>

5  
6 <sup>1</sup>Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS, UBA-CONICET)  
7 <sup>2</sup>Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN, UBA-CONICET)  
8 <sup>3</sup>División Paleozoología de Invertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Museo,  
9 UNLP

10  
11 **ABSTRACT**

12 The Alto Atuel depocenter is located on the northwestern margin of the Neuquén Basin.  
13 This study focuses on the Jurassic volcano-sedimentary successions cropping out at the  
14 headwaters of the Atuel River, which have been scarcely studied over time. This  
15 depocenter, located at 34°35'S and 70°10'W in southern Mendoza Province, is of interest  
16 due to its position within the basin, which can provide information about the interaction  
17 between marine sedimentation and volcanic arc activity during the Early Jurassic.  
18 Lithological and biostratigraphic analyses were conducted on a stratigraphic log more  
19 than 450 meters thick, allowing the recognition of three sections based on their  
20 lithological characteristics. The basal section exhibits high-energy volcanoclastic and  
21 pyroclastic deposits. The middle section is dominated by pyroclastic deposits and lava  
22 flows interbedded with calcareous sandstones and marls containing marine invertebrate  
23 fossils. The upper section reflects a shift towards lower energy marine environments,  
24 where interbedded black shales, tuffs, and calcarenites with sparse fossil remains are  
25 predominant. The fossil content allowed dating the marine successions as late  
26 Pliensbachian–early Toarcian. On the other hand, the lithological analysis of the  
27 successions suggests that the Alto Atuel depocenter evolved in isolation, at least during  
28 the Early Jurassic, as indicated by the presence of a significant volcanic input, which is  
29 not evident in depocenters located immediately to the east, such as Atuel and La  
30 Valenciana depocenters.

31

32 **RESUMEN**

33 En este artículo se analiza el depocentro Alto Atuel ubicado en el margen noroccidental  
34 de la Cuenca Neuquina. Los estudios se focalizaron en las sucesiones volcano-  
35 sedimentarias jurásicas aflorantes en las nacientes del río Atuel, las cuales han sido  
36 poco estudiadas a lo largo del tiempo. Este depocentro, localizado a los 34°35'S y  
37 70°10'O, resulta de interés por su posición dentro de la cuenca, que puede brindar  
38 información acerca de la interacción de la sedimentación marina y la actividad del arco  
39 volcánico durante el Jurásico Temprano. Se realizaron análisis litológicos y  
40 bioestratigráficos en un perfil estratigráfico de más de 450 m de espesor que permitieron  
41 diferenciar tres secciones por sus características litológicas. La sección basal exhibe  
42 depósitos volcanoclásticos y piroclásticos de alta energía. En la sección media  
43 predominan los depósitos piroclásticos y flujos lávicos que intercalan entre areniscas  
44 calcáreas y margas con presencia de fósiles de invertebrados marinos. La sección  
45 superior refleja un cambio hacia ambientes marinos de menor energía donde  
46 predominan las intercalaciones entre lutitas negras, tobas y margas con escasa  
47 presencia de restos fósiles. El contenido fosilífero permitió acotar la edad de las  
48 sucesiones marinas al Pliensbachiano tardío – Toarciano temprano. Por su parte, el  
49 análisis litológico de las sucesiones permitió determinar que el depocentro Alto Atuel  
50 evolucionó de forma aislada, al menos durante el Jurásico Temprano, cuando se  
51 caracterizó por la presencia de un importante aporte volcánico, que no es evidente en  
52 depocentros ubicados inmediatamente hacia el este como los de Atuel y La Valenciana.

53 Palabras clave: Cuenca Neuquina, Arco Magmático Andino, Estratigrafía, Invertebrados  
54 Marinos, Jurásico Temprano.

55

## 56 1. INTRODUCCIÓN

57 El origen de la Cuenca Neuquina durante el Triásico Tardío a Jurásico se dio en un  
58 contexto tectónico muy distinto al que podemos observar en la actualidad. A inicios del  
59 Mesozoico una extensión generalizada tuvo lugar en el margen occidental de Gondwana  
60 (Legarreta y Uliana 1991,1996; Giambiagi et al. 2009) dando origen a una serie de  
61 grandes cuencas extensionales. En el caso de la Cuenca Neuquina (Fig. 1a), el relleno  
62 de los primeros depocentros varió considerablemente en cada región, en primer lugar,  
63 dado a su evolución aislada durante los primeros estadios de formación, pero también  
64 condicionado por el grado de extensión alcanzado (Carbone et al. 2011). Mientras que  
65 en algunos sectores, como el depocentro Atuel, la sedimentación era casi totalmente  
66 epiclástica (Tunik et al. 2008), en otros depocentros, principalmente en la zona del  
67 engolfamiento, y hacia el oeste, en el límite occidental de la cuenca, los rellenos de sinrift  
68 estuvieron compuestos por un volcanismo bimodal y material piroclástico (Braccini  
69 1970; Carbone et al. 2011). El origen del magmatismo asociado a los primeros estadios  
70 de la cuenca ha sido tema de debate, algunos autores proponen la presencia de un  
71 ascenso astenosférico asociado a la subducción oblicua de la losa (Llambías et al. 2007;  
72 D'Elia et al. 2012), mientras que otros autores lo asocian meramente al evento  
73 extensional que produjo un debilitamiento y adelgazamiento de la corteza (Franzese y  
74 Spalletti 2001). Del Rey et al. (2016) proponen que la subducción en el margen  
75 occidental de Gondwana habría continuado de manera ininterrumpida al menos desde  
76 el Paleozoico tardío y que el magmatismo generado estaría relacionado con la dinámica  
77 de la zona de subducción. El arco magmático correspondiente al ciclo Andino tiene  
78 registro a partir del Jurásico Temprano (Naipauer et al. 2015) y hacia el norte de los 33°S  
79 está representado por las formaciones Ajjal y Cerro La Calera, las cuales poseen sus  
80 mejores exposiciones en la región de la Cordillera de la Costa (Vergara et al. 1995;  
81 Rossel et al. 2014; Oliveros et al. 2020).

82 Este trabajo se focaliza en la evolución del segmento norte de la Cuenca Neuquina,  
83 donde los depocentros generados en los estadios iniciales presentan geometría de  
84 hemigraben separados por altos estructurales y poseen orientaciones generalmente  
85 NNO-SSE y NE-SO (Manceda y Figueroa 1995; Giambiagi et al. 2005; Bechis et al.  
86 2010, 2020). Algunos de estos depocentros han sido exhaustivamente estudiados en  
87 los últimos años y se tiene en la actualidad un conocimiento bastante acabado de su  
88 estratigrafía (Fig. 1b), petrología, geoquímica y evolución estructural, como son los  
89 casos de los depocentros Atuel (Riccardi et al. 1988, 1997, 2004; Lanés 2005; Lanés et  
90 al. 2008; Tunik et al. 2008; Damborenea et al. 2017; Riccardi 2019; Ruhl et al. 2020;  
91 Ramirez et al. 2024) y La Valenciana (Gulisano y Gutiérrez-Pleimling 1995; Al-Suwaidi  
92 et al. 2016). Sin embargo, otros depocentros descriptos en la cuenca han sido  
93 escasamente analizados debido a que están ubicados en sectores remotos de la alta  
94 cordillera. En las cabeceras del río Atuel, Groeber (1947) mencionó la presencia de  
95 secuencias sedimentarias marinas que por el contenido fosilífero eran asignables al  
96 Jurásico Inferior, y desde entonces, breves descripciones litológicas pueden encontrarse  
97 en las Hojas Geológicas realizadas en este sector (Sruoga et al. 2005, 2016).

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

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

109 **2. ESTRATIGRAFÍA DEL TRIÁSICO Y JURÁSICO DEL NORTE DE LA**  
110 **CUENCA NEUQUINA**

111 Los depósitos de sinrift generados durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano en el  
112 norte de la Cuenca Neuquina pueden encontrarse asociados a hemigrábenes con  
113 orientaciones NNO-SSE y NE-SO (Lanés, 2005; Bechis et al. 2020). El relleno  
114 sedimentario más antiguo fue descrito en el depocentro Atuel, en el sector norte de la  
115 cuenca. Los depósitos se caracterizan por la presencia de sedimentitas marinas y  
116 continentales que fueron agrupados en el Grupo Cuyo inferior (Lanés 2005; Lanés et al.  
117 2008; Bechis et al. 2020). La unidad más antigua corresponde a la Formación Arroyo  
118 Malo (Riccardi et al. 1997, 2004), que aflora en el sector occidental del depocentro y  
119 posee amonites y otros cefalópodos asignados al Rhaetiano tardío (Riccardi e Iglesia  
120 Llanos 1999; Riccardi 2019). Esta unidad es comúnmente considerada un testimonio de  
121 la primera transgresión marina en la cuenca (Bechis et al. 2020, Pérez Panera et al.,  
122 2023 y trabajos allí citados), que se habría producido por el golfo de Curepto ubicado a  
123 34°50'S (Vicente 2005), si bien alguna contribución reciente pondría en duda la  
124 presencia de un ambiente marino, indicando que se trataría de una sedimentación  
125 asociada a un cuerpo de agua dulce con nula o intermitente conexión con el océano de  
126 Panthalassa (Remirez et al. 2024). La Formación El Freno, de edad jurásica temprana,  
127 es de ambiente continental y se encuentra asociada a hemigrábenes localizados en el  
128 sector oriental del depocentro (Lanés et al. 2008; Bechis et al. 2010, 2020). La  
129 Formación El Freno engrana lateralmente con la sección inferior de la Formación Puesto  
130 Araya, que presenta facies marinas profundas a someras, con una notable  
131 profundización y aumento de espesor hacia el oeste (Lanés 2005; Bechis et al. 2020).  
132 La sección basal fue depositada durante un estadio de sinrift, mientras que la sección  
133 superior marca un estadio de rift terminal y evidencia la transgresión de las facies  
134 marinas hacia el sector oriental del depocentro (Lanés et al. 2008; Bechis et al. 2020).  
135 La Formación Tres Esquinas, de ambiente marino profundo, representa el comienzo de

136 la subsidencia termal en la cuenca y se caracteriza por estar ampliamente distribuida en  
137 la zona (Gulisano y Gutiérrez-Pleimling 1995; Mazzini et al. 2010; Al-Suwaidi et al. 2016).  
138 Por encima, es posible encontrar secuencias evaporíticas asociadas a una regresión  
139 marina, cuyos depósitos presentan variados espesores según la posición de la cuenca  
140 y han sido agrupados en la Formación Tábanos (Volkheimer, 1978; Arregui et al. 2011).

141 Durante el Jurásico Medio-Tardío una nueva transgresión desde el Paleo-océano  
142 Pacífico tuvo lugar en la cuenca, cuyos depósitos han sido agrupados en el Grupo  
143 Lotena y tienen un amplio registro alcanzando las latitudes de 32°S (Gulisano et al.  
144 1984; Gulisano y Gutiérrez-Pleimling 1995). Tres unidades fueron diferenciadas, la  
145 unidad basal corresponde a depósitos siliciclásticos rojizos a verdosos de ambientes  
146 marino marginal a continental agrupados en la Formación Lotena (Weaver 1931). Por  
147 encima es posible observar secuencias carbonáticas con alto contenido fosilífero  
148 correspondiente a la Formación La Manga (Stipanovic 1969). Finalizando este ciclo, se  
149 depositaron grandes espesores de yeso, anhidrita y carbonatos agrupados en la  
150 Formación Auquilco representando la regresión marina (Weaver 1931). Los depósitos  
151 jurásicos más jóvenes presentes en la región de estudio están representados por las  
152 sucesiones fluviales y aluviales de la Formación Tordillo hacia el este de la cuenca y por  
153 la Formación Río Damas, compuesta por lavas, brechas volcánicas y sedimentitas  
154 volcanoclásticas hacia el oeste (Sruoga et al. 2005).

155 En las nacientes del río Atuel ("Alto Atuel"), entre el arroyo Gateado y la laguna Atuel,  
156 Groeber (1947) mencionó la presencia de sucesiones sedimentarias compuestas por  
157 margas pétreas y areniscas finas asignables al Cuyano (Grupo Cuyo). Según sus  
158 descripciones, las rocas asignables al Grupo Cuyo aflorantes en esta región se  
159 encuentran en sucesivos corrimientos que repiten la secuencia generando exposiciones  
160 de decenas a centenares de metros de espesor. Hacia el oeste, en el cordón del límite  
161 con Chile, Groeber (1947) indica que se encuentran las sucesiones de rocas volcánicas  
162 y volcanoclásticas asignadas al Chilelense (Formación Río Damas) que alcanzan

163 espesores de 4000 m. Por las características litológicas de las sucesiones aflorantes,  
164 que difieren considerablemente de las unidades presentes hacia el este en el  
165 depocentro Atuel, Martos et al. (2020) denominaron depocentro Alto Atuel a la región de  
166 las nacientes del río Atuel que aglomera las sucesiones volcanoclásticas de edad jurásica  
167 (Fig. 1c).

### 168 **3. METODOLOGÍA**

169 Durante la campaña realizada en las nacientes del río Atuel se llevó a cabo un mapeo  
170 de las unidades aflorantes y de las principales estructuras expuestas en la región (Fig.  
171 2a). Se seleccionó la región del arroyo Fiero para el levantamiento del perfil estratigráfico  
172 debido a las buenas exposiciones que presentaban las sucesiones jurásicas del Grupo  
173 Cuyo (Fig. 2b). A lo largo del perfil se tomaron muestras de fósiles para estudios  
174 taxonómicos y de roca para estudios petrográficos. Se realizaron 14 cortes petrográficos  
175 para caracterizar litológicamente la sucesión analizada, con especial énfasis en los  
176 niveles con alto aporte volcánico. Complementariamente, se llevó a cabo un estudio  
177 taxonómico de las muestras de fósiles marinos, extraídos de la sección media del perfil,  
178 para conocer el ambiente de depositación y la edad de la sucesión bajo estudio. El  
179 material fosilífero se encuentra depositado en la Colección Paleontológica del Instituto  
180 Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA; Catálogo:  
181 IANIGLA-PI 3468 a PI 3475).

### 182 **4. RESULTADOS**

#### 183 **4.1. Perfil estratigráfico**

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

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

195 Por sus características litológicas se dividió el perfil en tres secciones (Fig. 2c, 3). La  
196 sección basal se encuentra conformada por potentes bancos de areniscas y  
197 conglomerados volcaniclásticos y brechas volcánicas de coloración rojiza. Los niveles  
198 sedimentarios se presentan en bancos lenticulares, donde se pudo diferenciar  
199 estratificación entrecruzada, que evidencia la acción de flujos tractivos durante su  
200 depositación. Se observaron niveles piroclásticos representados por brechas  
201 volcánicas, compuestas por clastos volcánicos andesíticos, rodeados por una matriz  
202 vítrea completamente alterada a óxidos. Esta sección se encuentra parcialmente  
203 cubierta y los afloramientos expuestos alcanzan 50 m de espesor (Fig. 3).

204 En la sección media domina la intercalación de niveles piroclásticos y niveles  
205 sedimentarios, estos últimos se destacan por su alto contenido de clastos volcánicos y  
206 la presencia de fósiles marinos. Los niveles piroclásticos poseen variado espesor y  
207 textura y predominan en la parte inferior y superior de la sección media. En los niveles  
208 inferiores se destaca la aparición de 35 m de niveles de brechas volcánicas compuestas  
209 por fragmentos de líticos volcánicos y piroclásticos y clastos vítreos parcialmente  
210 deformados. Estos niveles piroclásticos intercalan con niveles volcánicos de  
211 aproximadamente 5 m de espesor, que corresponden a flujos lávicos de composición  
212 intermedia. En los niveles medios de la sección, se observaron hasta 60 m de bancos  
213 de calizas, areniscas calcáreas y areniscas tobáceas, que en algunos casos alcanzaban  
214 5 m de espesor. A su vez, en este sector también se reconocieron conglomerados  
215 volcaniclásticos, interpretados como producto del retrabajo de los niveles piroclásticos.

216 La presencia de fósiles marinos se distinguió tanto en los niveles sedimentarios, como  
217 en los niveles piroclásticos re trabajados. Por su parte, el sector superior de la sección  
218 media comienza con 35 m de rocas volcánicas de textura porfírica, con fenocristales de  
219 plagioclasa y máficos de aproximadamente 0,5 cm de largo inmersos en una pasta  
220 afanítica. Hacia arriba en la sucesión, los niveles piroclásticos se tornan más  
221 abundantes y se pudieron distinguir 100 m de pulsos rítmicos de brechas volcánicas y  
222 lapillitas, con base erosiva y gradación normal, interpretadas como el depósito de flujos  
223 piroclásticos. También se observaron intercalaciones de rocas volcanoclásticas que  
224 parecieran representar el re trabajo del material piroclástico. En algunas secciones de  
225 orientación E-O se distinguieron fallas normales que controlaban la sedimentación (Fig.  
226 2d).

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

#### 240 **4.2. Contenido fosilífero de la sección media**

241 El material examinado en este trabajo fue extraído de la sección media del perfil  
242 analizado en el arroyo Fiero. El contenido fosilífero fue hallado tanto en material

243 epiclástico como en niveles volcanoclásticos y comprende los siguientes taxones de  
244 invertebrados marinos: *Weyla alata* (von Buch), *Antiquilima* cf. *succincta* (Schlotheim),  
245 *Plagiostoma* sp., *Pseudomelania* sp., *Procerithium* sp., *Scleractinia* indet.,  
246 *Callospiriferina* cf. *tumida* (von Buch), *Exceptothyris?* sp. (Fig. 4).

### 247 **4.3. Petrografía**

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

251 La sección inferior y media están caracterizadas por la presencia de lapillitas líticas (de  
252 acuerdo con la clasificación propuesta por Schmid 1981), compuestas por una matriz  
253 vítrea y por piroclastos, constituidos principalmente por fragmentos líticos, y en menor  
254 medida, vítreos y cristalinos (Fig. 5a). Los fragmentos líticos (50-90 %) comprenden  
255 fragmentos de rocas volcánicas y piroclásticas. Los fragmentos de rocas volcánicas son  
256 los más abundantes y se presentan con formas muy irregulares, algunas incluso que  
257 sugieren la presencia de fragmentos en estado dúctil durante la depositación de estas  
258 rocas (Fig. 5b y c). Estos fragmentos corresponden a basaltos porfíricos muy vesiculares  
259 con fenocristales de plagioclasa y máficos completamente cloritizados, inmersos en una  
260 pasta de textura hialopilitica a intersertal (Fig. 5b y c). En menor medida, se observan  
261 fragmentos de tobas cristalinas compuestas por cristaloclastos de plagioclasa rodeados  
262 por una matriz de polvo volcánico de aspecto fluidal. Respecto de los fragmentos vítreos  
263 (5-30 %), se observan pómez alargadas, trizas y tabiques de burbujas, frecuentemente  
264 reemplazados por arcillas y carbonatos (Fig. 5c). Finalmente, en menor proporción se  
265 reconocen cristaloclastos de cuarzo, feldespatos y plagioclasas (5-20%). Se destaca que  
266 los cristaloclastos de cuarzo, en algunos casos, presentan bordes engolfados (Fig. 5b).  
267 La matriz de estas rocas se compone de ceniza volcánica, la cual se encuentra  
268 frecuentemente alterada a arcillas, cloritas y, eventualmente, carbonatos (Fig. 5b y c).

269 En algunas variedades se observan características de retrabajo de los depósitos  
270 piroclásticos, dado por la presencia de fragmentos líticos con mayor redondez y la  
271 presencia de bioclastos (Fig. 5d, f y g). A su vez, a lo largo de la sección media se  
272 reconocieron diferentes niveles de areniscas que por su relación de contenidos  
273 principales (Q-F-L) pudieron ser clasificadas en primera instancia como areniscas líticas  
274 y, en menor proporción, areniscas feldespáticas (Garzanti 2019). Las areniscas líticas  
275 son en general clasto sostén y se componen en gran proporción de líticos, casi  
276 exclusivamente volcánicos (Fig. 5g y h). Los clastos son de la misma composición y  
277 comprenden rocas porfíricas con fenocristales en plagioclasa inmersos en una pasta de  
278 textura pilotáctica a hialopilítica (Fig. 5g y h). En menor medida, presentan fragmentos  
279 de cristaloclastos de feldespatos, plagioclasas y cuarzo y eventualmente contienen  
280 bioclastos. Por su parte, las areniscas feldespáticas poseen fragmentos angulosos de  
281 feldespatos, plagioclasa, cuarzo, y, en menor medida, líticos volcánicos, cementados  
282 por cloritas (Fig. 5i). La particularidad de los cristaloclastos de cuarzo es que presentan  
283 bordes engolfados. Muchos de los litoclastos volcánicos se encuentran deformados  
284 como parte de la pseudomatriz (Fig. 5i).

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

## 289 **5. DISCUSIÓN**

### 290 **5.1. Paleoecología y edad de la fauna fósil**

291 El registro fosilífero descrito corresponde a una asociación de invertebrados  
292 bentónicos de ambientes marinos sublitorales, de salinidad normal, y comprende  
293 especies de moluscos bivalvos y gastrópodos, braquiópodos y corales. De acuerdo con  
294 las características observadas, las especies registradas tuvieron una forma de vida  
295 bentónica epifaunal. Todas ellas han tenido una muy amplia distribución geográfica en

296 la Cuenca Neuquina, y se asemejan a las asociaciones de varias localidades cercanas  
297 del sur mendocino, como Puesto Araya (al este del Cerro Sosneado, en el valle del río  
298 Atuel), Paso del Portezuelo Ancho en la región de Las Leñas, o Cerro Puchenque y  
299 Arroyos Serrucho/Las Overas al oeste de Malargüe (Damborenea 1987, Manceñido  
300 1990).

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

## 311 **5.2. Estratigrafía y correlaciones**

312 La sección basal del perfil analizado está compuesta por depósitos sedimentarios  
313 gruesos de colores rojizos que poseen alto aporte de material piroclástico. Si bien en  
314 esta sección no se encontraron fósiles, no se puede descartar un origen marino para  
315 esta sucesión. Por las litologías que la conforman, podría ser equivalente a las  
316 formaciones Milla Michicó y Colomichicó presentes más al sur en la Cordillera del Viento  
317 (Fig. 6) que se caracterizan por una sedimentación marina marginal con aporte de  
318 material piroclástico (Llambías et al. 2007; Zappettini et al. 2018). Estas formaciones  
319 representan el relleno de sinrift de los depocentros y presentan edades acotadas al  
320 Sinemuriano-Pliensbachiano (Zappettini et al. 2018). Si la correlación propuesta es  
321 correcta, la sección basal se habría desarrollado en un estadio incipiente de desarrollo  
322 del depocentro, y, por lo tanto, sería correlacionable también a la sección inferior de la

323 Formación Puesto Araya y parcialmente a la Formación El Freno del depocentro Atuel  
324 (Fig. 6 y 7).

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

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

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

350 Los afloramientos suelen encontrarse con escasa distribución areal, sin exposición de  
351 la base y limitados por estructuras de alto ángulo asociadas a la inversión de  
352 hemigrábenes jurásicos. Estas sucesiones fueron denominadas y agrupadas en  
353 distintas unidades geológicas por los autores que las estudiaron. En líneas generales,  
354 las unidades más representativas entre los 36° y 33°S son: los miembros inferiores de  
355 la Formación Nacientes del Teno, definidos en el río Teno (Klohn 1960; Junkin y Gans  
356 2019); la Formación Nieves Negras, presente en los depocentros Leñas-Espinoza (Fig.  
357 6), Alvarado, Nieves Negras y Yeguas Muertas (Alvarez et al. 1997, 2000; Charrier et al.  
358 2002); y el miembro inferior de la Formación Lagunillas en las nacientes del río  
359 Aconcagua (Aguirre Le-Bert 1960). En la Figura 6 se representa de forma esquemática  
360 las correlaciones propuestas en este trabajo.

### 361 **5.3. Contexto tectono-sedimentario del depocentro Alto Atuel**

362 La característica diagnóstica de las sucesiones marinas y marinas marginales presentes  
363 en el depocentro Alto Atuel es su abundante contenido de material volcánico. La  
364 presencia de niveles lávicos, piroclásticos, y el carácter volcanoclástico de los depósitos  
365 sedimentarios indican una conexión directa y proximal con un magmatismo que podría  
366 estar relacionado con la actividad del arco volcánico del Jurásico Inferior (Fig. 7a).  
367 Características litológicas similares fueron descritas en el depocentro Río del Cobre  
368 que se ubica 40 km hacia el sur (35°15'S) también en una posición occidental dentro de  
369 la cuenca (Mescua y Giambiagi 2010; Sruoga et al. 2016). Las diferencias litológicas  
370 con respecto a los depocentros Atuel y La Valenciana ubicados hacia el este, sugieren  
371 que los depocentros se encontraban separados por un alto estructural durante sus  
372 estadios iniciales de evolución y que el arco volcánico se habría localizado hacia el oeste  
373 de los depocentros Alto Atuel y Río del Cobre (Fig. 7a y 7b).

374 Llambías et al. (2007) propusieron que durante del Jurásico Temprano el magmatismo  
375 de intraplaca que caracterizó los inicios de la Cuenca Neuquina comenzó a ser cada  
376 vez menos frecuente ya que la actividad magmática habría migrado transicionalmente

377 hacia el oeste, localizándose en una disposición paralela al margen de subducción hacia  
378 el Jurásico Medio (Rossel et al. 2020). Entre los 33° y 36° S es escaso el registro del  
379 arco volcánico del Jurásico Temprano incluso en la vertiente chilena de los Andes, donde  
380 sólo se han registrado depósitos piroclásticos en las sedimentitas marinas de la  
381 Formación Rincón de Núñez que se encuentra en la Cordillera de la Costa (Rossel et  
382 al. 2020). Hacia el sur, la actividad del arco tiene registro a partir de los 37°S por la  
383 presencia de rocas piroclásticas en las formaciones Colomichicó, Milla Michicó, La  
384 Primavera y Los Molles en la vertiente oriental de la Cordillera Principal (Llambías et al.  
385 2007; Zappettini et al. 2018), mientras que entre los 38° y 39° S se registra en rocas  
386 volcánicas presentes en la Formación Nacientes del Biobio en lo que hoy representa el  
387 eje andino (De La Cruz y Suárez 1997). Por su parte, las rocas que representan el  
388 magmatismo del arco volcánico del Jurásico Inferior tienen registro al norte de los 33°S  
389 en la Cordillera de la Costa con las Formaciones Ajjal y La Calera (Vergara et al. 1995;  
390 Rossel et al. 2014; Oliveros et al. 2020). En este contexto, el estudio petrológico,  
391 geoquímico y geocronológico de las rocas volcánicas descritas en el depocentro Alto  
392 Atuel podría dar respuesta acerca de la incertidumbre que existe sobre la existencia y  
393 posición del arco volcánico del Jurásico Inferior en la latitud de estudio.

394 Por otro lado, es tema de debate la duración del periodo de extensión y subsidencia  
395 mecánica en la Cuenca Neuquina, ya que el registro muestra que varía según el  
396 depocentro analizado. Algunos autores proponen que el enfriamiento térmico de la  
397 cuenca habría comenzado hace ~186 Ma (Leanza et al. 2013) o ~190 Ma (Fennell et al.  
398 2020). Sin embargo, el reconocimiento de estructuras extensionales de mesoescala  
399 controlando la sedimentación de los depósitos asignados al Pliensbachiano tardío en el  
400 Depocentro Alto Atuel podría indicar una continuidad de la sedimentación de sinrift  
401 durante este periodo. Esto está en concordancia con lo propuesto por Bechis et al.  
402 (2020) en el depocentro Atuel y, por lo tanto, sería recién durante el Toarciano cuando  
403 habría comenzado a dominar la subsidencia termal en la cuenca. La subsidencia

404 generada por este mecanismo habría generado las condiciones necesarias para una  
405 transgresión marina generalizada, la cual tiene registro en amplios sectores de la cuenca  
406 durante el Toarciano (Vicente 2005; Arregui et al. 2011). En consecuencia, recién a partir  
407 de la transgresión generada durante este periodo se habría provocado la conexión  
408 definitiva entre los depocentros Atuel y Alto Atuel, que facilitó el transporte del material  
409 piroclástico proveniente del arco hacia sectores más orientales de la cuenca (Fig. 7c).  
410 Es posiblemente por este motivo que la Formación Tres Esquinas es la única unidad del  
411 depocentro Atuel que registra un claro aporte de material piroclástico juvenil,  
412 corroborado por estudios petrográficos en rocas detríticas (Tunik et al. 2008).

#### 413 **5.4. El Evento de Anoxia Oceánica del Toarciano temprano (TOAE)**

414 Siguiendo la estratigrafía propuesta y la edad sugerida por el contenido fosilífero aquí  
415 identificado, se puede estimar que en el perfil analizado en el arroyo Fiero podría  
416 registrarse el límite Pliensbachiano – Toarciano. La edad del límite es aún tema de  
417 debate por la comunidad científica global, ya que fue recientemente establecido en  
418  $\sim 183,73 \pm 0,35/-0,50$  Ma en el depocentro Chacay Melehue de la Cuenca Neuquina (Al-  
419 Suwaidi et al. 2022) y difiere del GSSP que establece una edad de  $182,7 \pm 0,7$  Ma.  
420 Además, es probable que el TOAE, responsable de una extinción masiva de fauna  
421 marina (que tiene registro hace unos  $\sim 182,7$  Ma en la Cuenca Neuquina, Al-Suwaidi et  
422 al. 2022), se encuentre también representado en las secciones superiores del perfil  
423 estudiado asignadas en este trabajo al Toarciano. Esto convierte la localidad del Arroyo  
424 Fiero del depocentro Alto Atuel en un potencial sitio de interés estratigráfico y  
425 geocronológico para futuros trabajos.

#### 426 **6. CONCLUSIONES**

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

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

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

## 450 **AGRADECIMIENTOS**

451 Agradecemos a los editores de la Revista de la Asociación Geológica Argentina y a los  
452 revisores anónimos por sus valiosos comentarios, que contribuyeron significativamente  
453 a mejorar este manuscrito. Asimismo, expresamos un especial agradecimiento a la Dra.  
454 Susana Damborenea por su colaboración y buena predisposición para analizar los  
455 bivalvos recolectados y por su lectura crítica del manuscrito preliminar. Este trabajo fue  
456 financiado por proyectos de investigación financiados por la Agencia Nacional de  
457 Promoción de la Investigación, el Desarrollo Tecnológico y la Innovación: PICT-2019-

458 2019-02558 y PICT-2019-2019-00974; Consejo Nacional de Investigaciones Científicas  
459 y Técnicas: PUE – 22920160100051.

## 460 **REFERENCIAS**

461 Aguirre Le Bert, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central. Instituto de  
462 Investigaciones Geológicas (Chile), 9.

463 Al-Suwaidi, A.H., Hesselbo, S.P., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Jenkyns, H.C.,  
464 Riccardi, A.C., Angelozzi, G.N., y Baudin, F., 2016. The Toarcian Oceanic Anoxic  
465 Event (Early Jurassic) in the Neuquén Basin, Argentina: a reassessment of age and  
466 carbon isotope stratigraphy. *The Journal of Geology* 124: 171–193.

467 Al-Suwaidi, A. H., Ruhl, M., Jenkyns, H. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O.,  
468 Condon, D. J., Angelozzi, G. N., Kamo, S. L., Storm, M., Riccardi, A. C., y Hesselbo,  
469 S. P. 2022. New age constraints on the Lower Jurassic Pliensbachian–Toarcian  
470 Boundary at Chacay Melehue (Neuquén Basin, Argentina). *Scientific Reports*, 12: 1–  
471 10.

472 Alvarez, P. P., Aguirre-Urreta, M., Godoy P, E., y Ramos, V. A. 1997. Estratigrafía del  
473 Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile-33°-45'-34°00'LS. VIII  
474 Congreso Geológico Chileno, 425-429.

475 Arregui, C., Carbone, O., y Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-  
476 Medio) en la cuenca neuquina. En Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C.,  
477 Vallés J.M. (eds.), *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*: 77-89, Neuquén.

478 Bechis, F., Giambiagi, L., García, V., Lanés, S., Cristallini, E., y Tunik, M. 2010. Kinematic  
479 analysis of a transtensional fault system: The Atuel depocenter of the Neuquén basin,  
480 southern Central Andes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 32(7): 886-899.

481 Bechis, F., Giambiagi, L. B., Tunik, M. A., Suriano, J., Lanés, S., y Mescua, J. F. 2020.  
482 Tectono-Stratigraphic Evolution of the Atuel Depocenter During the Late Triassic to  
483 Early Jurassic Rift Stage, Neuquén Basin, West-Central Argentina. In: Folguera A. y

484 Kietzman D. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern*  
485 *Andes: 23–52*. Springer.

486 Bracaccini, O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las  
487 provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación*  
488 *Geológica Argentina* 25: 275–282.

489 Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D., y Martínez, R. 2011. El Ciclo  
490 Precuyano (Triásico Tardío – Jurásico Temprano) En La Cuenca Neuquina. En  
491 Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C., Vallés J.M. (eds.), *Relatorio del*  
492 *18° Congreso Geológico Argentino: 63-76*, Neuquén.

493 Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss,  
494 A. R., y Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and  
495 tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-  
496 36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 117–139.

497 D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J. R., y Bilmes, A. 2012. Volcanismo de sin-rift de la  
498 Cuenca Neuquina, Argentina: Relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico  
499 Temprano del margen Andino. *Andean Geology* 39: 106–132.

500 Damborenea, S. E. 1987. Early Jurassic Bivalvia of Argentina. Part 2: Superfamilies  
501 Pteriacea, Buchiacea and part of Pectinacea. *Palaeontographica Abteilung A*: 113–  
502 216. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

503 Damborenea, S. E., Echevarría, J., y Ros-Franch, S. 2017. Biotic recovery after the end-  
504 Triassic extinction event: evidence from marine bivalves of the Neuquén Basin,  
505 Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*: 487, 93-104.

506 De La Cruz, R. y Suárez, M. 1997. El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay,  
507 Chile; Formación Nacientes del BíoBío (38°-39°). *Revista Geológica de Chile* 24 (1):  
508 3–24, Santiago.

509 Del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., y Martínez, F. 2016. Resolving the paradigm of  
510 the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana*  
511 *Research*, 37: 172–181.

512 Echevarría, J., Hodges, M. S., Damborenea, S. E., Stanley Jr, G. D., y Manceñido, M.  
513 O. 2017. Recovery of scleractinian morphologic diversity during the Early Jurassic in  
514 Mendoza province, Argentina. *Ameghiniana*, 54: 70–82.

515 Fennell, L. M., Naipauer, M., Borghi, P., Sagripanti, L., Pimentel, M., y Folguera, A. 2020.  
516 Early Jurassic intraplate extension in west-central Argentina constrained by U-Pb  
517 SHRIMP dating: Implications for the opening of the Neuquén basin. *Gondwana*  
518 *Research* 87: 278–302.

519 Ferrari, S. M. 2009. Cosmopolitan Early Jurassic marine gastropods from west-central  
520 Patagonia, Argentina. *Acta Palaeontologica Polonica* 54(3): 449–461.

521 Franzese, J. R., y Spalletti, L. A. 2001. Late Triassic- Early Jurassic continental extension  
522 in SouthWestern Gondwana: Tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal*  
523 *of South American Earth Sciences* 14: 257–270.

524 Garzanti, E. 2019. Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-science*  
525 *reviews* 192: 545-563.

526 Giambiagi, L., Alvarez, P. P., Bechis, F., y Tunik, M. 2005. Influencia de las estructuras  
527 de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas  
528 de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*,  
529 60: 662–671.

530 Giambiagi, L. B., Tunik, M. A., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M. C., Alvarez, P. P., y  
531 Drosina, M. 2009. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca neuquina.  
532 *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 278–292.

533 Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas  
534 Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2: 141–177.

535 Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R., y Digregorio, R. E. 1984. Esquema  
536 estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9°  
537 Congreso Geológico Argentino: 236–259, Bariloche.

538 Gulisano, C.A., y Gutiérrez-Pleimling, A.R., 1995. Field Guide The Jurassic of the  
539 Neuquén Basin: a) Mendoza Province. Asociación Geológica Argentina, Serie E, 3:  
540 1–104.

541 Horton, B. K., Fuentes, F., Boll, A., Starck, D., Ramirez, S. G., y Stockli, D. F. 2016.  
542 Andean stratigraphic record of the transition from backarc extension to orogenic  
543 shortening: A case study from the northern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of*  
544 *South American Earth Sciences*, 71, 17-40.

545 Junkin, W. D., y Gans, P. B. 2019. Stratigraphy and geochronology of the Nacientes del  
546 Teno and Río Damas Formations: Insights into Middle to Late Jurassic Andean  
547 volcanism. *Geosphere*, 15: 450–479.

548 Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de  
549 Investigaciones Geológicas: 9, 99.

550 Lanés, S. 2005. Late Triassic to Early Jurassic sedimentation in northern Neuquén Basin,  
551 Argentina: Tectosedimentary Evolution of the First Transgression. *Geologica Acta*  
552 3(2): 81–106.

553 Lanés, S., Giambiagi, L., Bechis, F., y Tunik, M. 2008. Late Triassic - Early Jurassic  
554 successions of the Atuel Depocenter: Sequence stratigraphy and tectonic controls.  
555 *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 534–548.

556 Leanza, H. A., Mazzini, A., Corfu, F., Llambías, E. J., Svensen, H., Planke, S., y Galland,  
557 O. 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian-earliest Toarcian) Neuquén Basin,  
558 Argentina: U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of  
559 southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 42: 171–185.

- 560 Legarreta, L., y Uliana, M. A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and  
561 geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. Sedimentation, Tectonics and  
562 Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins: 429–450.
- 563 Legarreta, L., y Uliana, M. A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina:  
564 Stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography,*  
565 *Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120: 303–330.
- 566 Llambías, E. J., y Leanza, H. A. 2005. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles  
567 en Chacay Melehue, Neuquén: evidencia de volcanismo jurásico en la cuenca  
568 neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 552-558.
- 569 Llambías, E. J., Leanza, H. A., y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática  
570 durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S -  
571 37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca  
572 Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 217–235.
- 573 Manceñido, M. O. 1990. The succession of Early Jurassic brachiopod faunas from  
574 Argentina: correlations and affinities. En MacKinnon, Lee y Campbell (eds.),  
575 *Brachiopods through time*: 397–404. Balkema, Rotterdam.
- 576 Manceda, R., y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the  
577 Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. *Petroleum Basin of South*  
578 *America*: 369–382.
- 579 Martos, F. E., Fennell, L. M., Brisson, S., Palmieri, G., Naipauer, M., y Folguera, A. 2020.  
580 Tectonic evolution of the northern Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza province,  
581 Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102711.
- 582 Mazzini, A., Svensen, H., Leanza, H. A., Corfu, F., y Planke, S. 2010. Early Jurassic shale  
583 chemostratigraphy and U--Pb ages from the Neuquen Basin (Argentina): Implications  
584 for the Toarcian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters* 297: 633–  
585 645.

586 Mescua, J.F. y Giambiagi, L. 2010. The deep-sea deposits of the Cuyo Group in the Río  
587 del Cobre depocenter, Mendoza, Argentina: characteristics and paleogeographic  
588 implications. 18° International Sedimentological Congress, Abstract Volume: 601,  
589 Mendoza.

590 Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., Tassara Oddo, A. H., Gimenez, M. E. y Ramos, V. A.  
591 2014. Influence of pre-Andean history over Andean foreland deformation: structural  
592 styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. *Geosphere*,  
593 10(3): 585-609.

594 Naipauer, M., Tapia, F., Mescua, J. F., Farías, M., Pimentel, M. M., y Ramos, V. A. 2015.  
595 Detrital and volcanic zircon U-Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight  
596 on the source regions in the northern part of the Neuquén Basin. *Journal of South  
597 American Earth Science* 64: 434-451.

598 Oliveros, V., Moreno-Yaeger, P., y Flores, L. 2020. Igneous rock associations 25. Pre-  
599 pliocene andean magmatism in Chile. *Geoscience Canada* 47: 65–82.

600 Pérez Panera, J.P., Angelozzi, G.N., Riccardi, A.C., Damborenea, S.E. y Manceñido,  
601 M.O. 2023. Late Triassic calcareous nannofossils from Arroyo Malo Formation,  
602 Neuquén Basin, Argentina. Implications for their early evolution and dispersal.  
603 *Ameghiniana* 60 (2): 149-163.

604 Remírez, M. N., Algeo, T. J., Shen, J., Liu, J., Gilleaudeau, G. J., y Zhou, L. 2024. Low-  
605 salinity conditions in the “marine” Late Triassic-Early Jurassic Neuquén Basin of  
606 Argentina: Challenges in paleosalinity interpretation. *Palaeogeography,  
607 Palaeoclimatology, Palaeoecology*: 646, 112216.

608 Riccardi, A. C. 2019. Cephalopods from the Triassic-Jurassic boundary interval in west  
609 central Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*  
610 291 (2): 135-197.

- 611 Riccardi, A. C., y Iglesia Llanos, M. P. 1999. Primer hallazgo de amonites en el Triásico  
612 de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 298–300.
- 613 Riccardi, A. C., Damborenea, S.E., Mancenido, M.O. y Ballent, S.C. 1988. Hettangiano  
614 y Sinemuriano marinos en Argentina. V Congreso Geológico Chileno 8-12 agosto  
615 1988, Santiago. Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.  
616 Santiago, 2, C359-C373.
- 617 Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., y Manceñido, M. O. 1990. Lower Jurassic of South  
618 America and Antarctic Peninsula. *Newsletters on stratigraphy* 21(2): 75–103.
- 619 Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O., Scasso, R., Lanés, S., Iglesia  
620 Llanos, M. P., y Stipanovic, P. N. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de  
621 la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(2), 228-234.
- 622 Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O. y Iglesia Llanos, M. P. 2004. The  
623 Triassic-Jurassic boundary in the Andes of Argentina. *Rivista Italiana di Paleontologia  
624 e Stratigrafia*, 110(1): 69-76.
- 625 Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O., y Leanza, H. A. 2011.  
626 Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. 18° Congreso  
627 Geológico Argentino, 441–464, Neuquén.
- 628 Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M. N., Calderón, S., Charrier, R. y  
629 Hoffman, D. 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation  
630 (33-35.5° S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic  
631 implications. *Andean Geology*, 41(3): 529-557.
- 632 Rossel, P., Echaurren, A., Ducea, M. N., Maldonado, P. y Llanos, K. 2020. Jurassic  
633 segmentation of the early Andean magmatic Province in southern central Chile (35–  
634 39° S): Petrological constraints and tectonic drivers. *Lithos*, 364, 105510.
- 635 Ruhl, M., Hesselbo, S. P., Al-Suwaidi, A., Jenkyns, H. C., Damborenea, S. E.,  
636 Manceñido, M. O., Storm, M., Mather, T.A. y Riccardi, A. C. 2020. On the onset of

637 Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanism and environmental and  
638 carbon-cycle change at the Triassic–Jurassic transition (Neuquén Basin, Argentina).  
639 Earth-Science Reviews, 208, 103229.

640 Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and  
641 fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of  
642 Igneous Rocks. Geologische Rundschau 70: 794-799.

643 Sruoga, P., Etcheverría, M. P., Folguera, A., Repol, D., Zanettini, J. C. M., y Fauqué, L.  
644 E. 2005. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo. Provincia de Mendoza. Instituto de  
645 Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 290,  
646 92pp. Buenos Aires.

647 Sruoga, P., Etcheverría, M. P., Cegarra, M., y Mescua, J. F. 2016. Hoja Geológica 3569-  
648 13, Cerro Risco Plateado. Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos  
649 Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 420, 107pp. Buenos  
650 Aires.

651 Stipanovic, P. N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del  
652 esquema de Groeber. Revista de la Asociación Geológica Argentina 24: 367–388.

653 Suárez, M., Fanning, C. M., Etchart, H., y De La Cruz, R. 2012. New Carboniferous to  
654 Toarcian U-Pb SHRIMP ages from Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. En XIII  
655 Congreso Geológico Chileno, 664-665, Antofagasta.

656 Tunik, M. A., Lanés, S., Bechis, F., y Giambiagi, L. 2008. Análisis petrográfico de las  
657 areniscas jurásicas tempranas en el depocentro Atuel de la cuenca Neuquina.  
658 Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 714–727.

659 Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. O., y Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous  
660 Island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile.  
661 Geological Society of America Bulletin, 107: 1427–1440.

- 662 Vicente, J. C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of  
663 transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. Revista de la  
664 Asociación Geológica Argentina 60(1): 221-250.
- 665 Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia  
666 de Mendoza. Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín N°151:1-85.
- 667 Weaver, C. E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central  
668 Argentina. University of Washington Memoir 1: 1-496.
- 669 Zappettini, E. O., Lagorio, S. L., Dalponte, M., Santos, J. O., y Belousova, E. 2018.  
670 Evidencias de magmatismo precuyano en el norte de la Cordillera del Viento. Revista  
671 de la Asociación Geológica Argentina, 75(4): 533-558.

# FIGURAS Y EPÍGRAFES

Figura 1

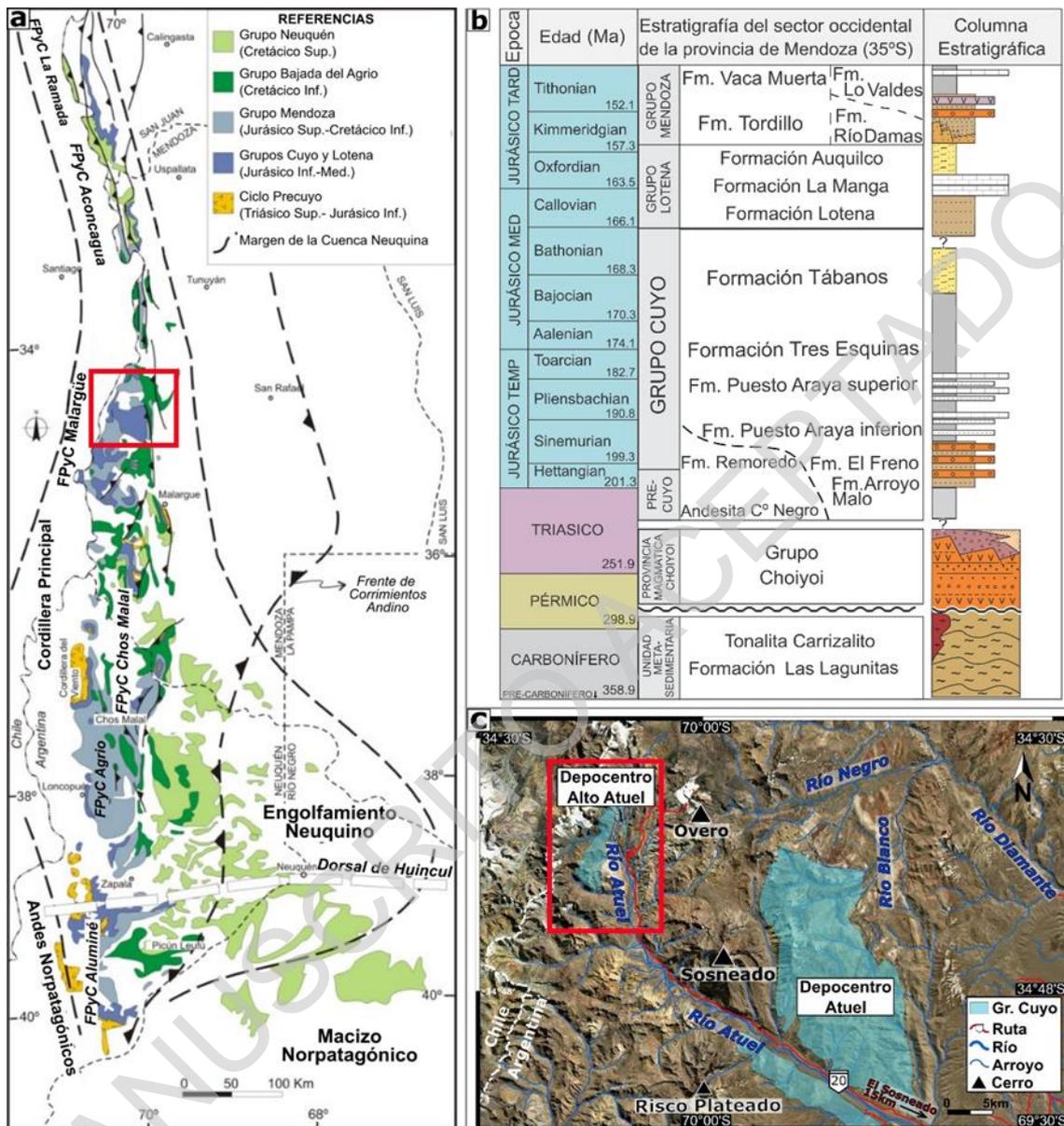


Figura 1. a) Mapa de la Cuenca Neuquina donde se delimita su extensión y se observan los afloramientos de las principales unidades estratigráficas. b) Cuadro estratigráfico de la Cuenca Neuquina a los 35° LS. c) Ubicación del Depocentro Alto Atuel. El recuadro rojo indica la zona de estudio.

Figura 2

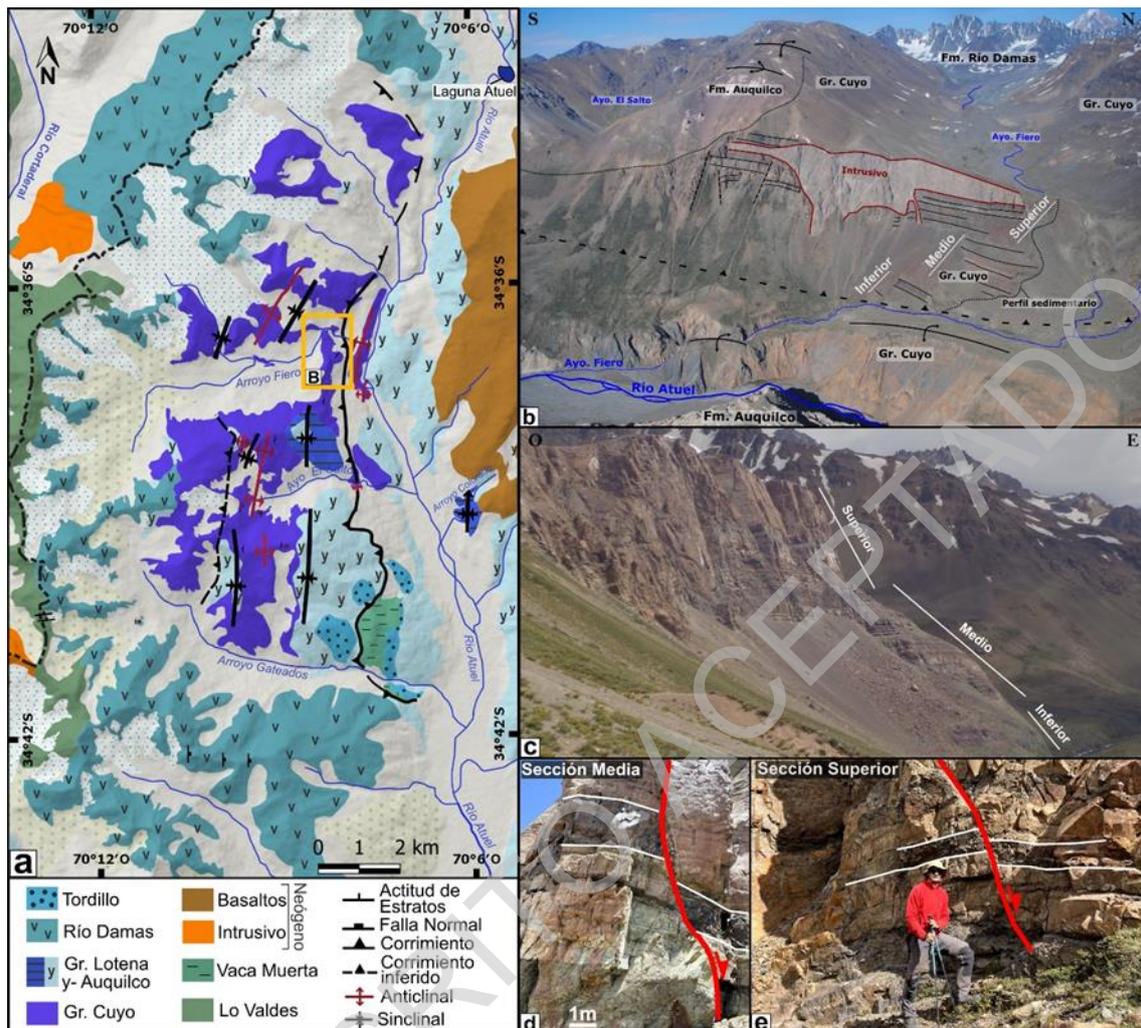


Figura 2. a) Mapa geológico del depocentro Alto Atuel. b) Imagen panorámica de la confluencia entre el arroyo Fiero y el río Atuel donde fue realizado el perfil estratigráfico. c) Afloramientos de las secciones inferior, media y superior del perfil estratigráfico. d y e) Fallas normales presentes en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

Figura 3

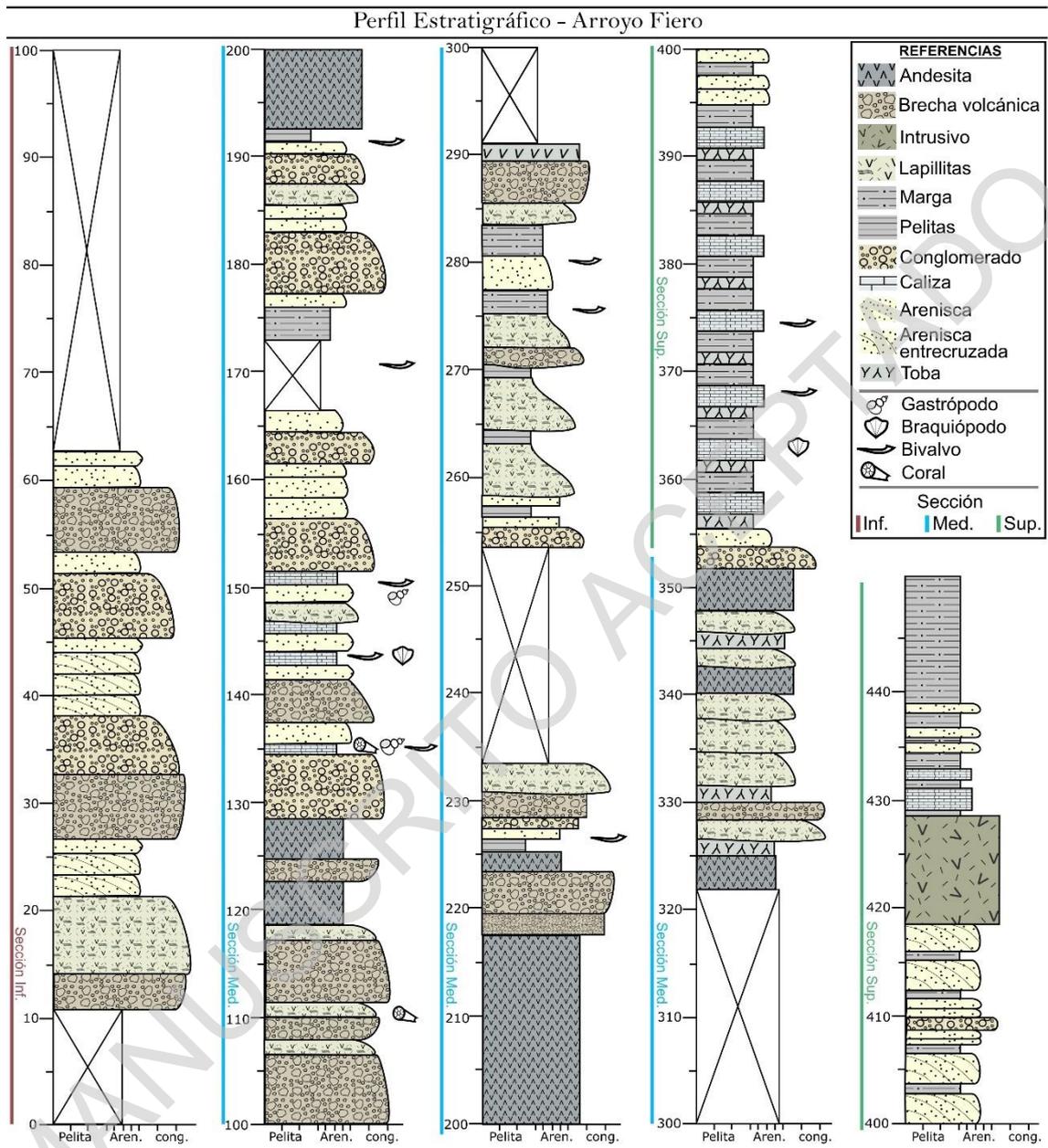


Figura 3. Perfil estratigráfico del Grupo Cuyo levantado en el arroyo Fiero.

Figura 4

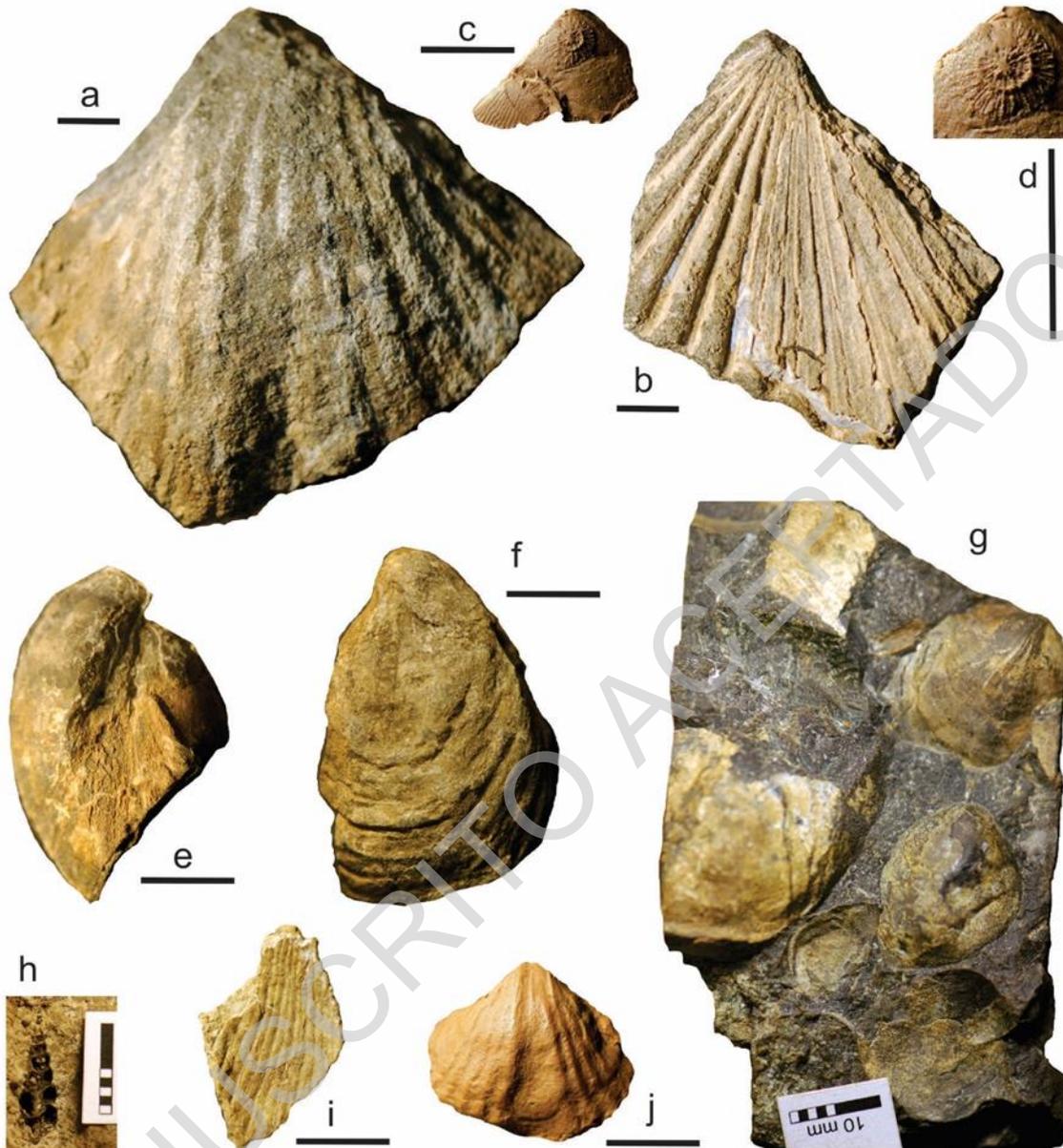


Figura 4. Contenido fosilífero de la sección media del perfil estratigráfico aflorante en el arroyo Fiero. a-b) *Weyla alata* (von Buch), valva izquierda (a) IANIGLA-PI 3468, y derecha (b) IANIGLA-PI 3468; c) *Plagiostoma* sp. con *Scleractinia* indet. como epizoo, IANIGLA-PI 3469; d) detalle de *Scleractinia* 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.

Figura 5

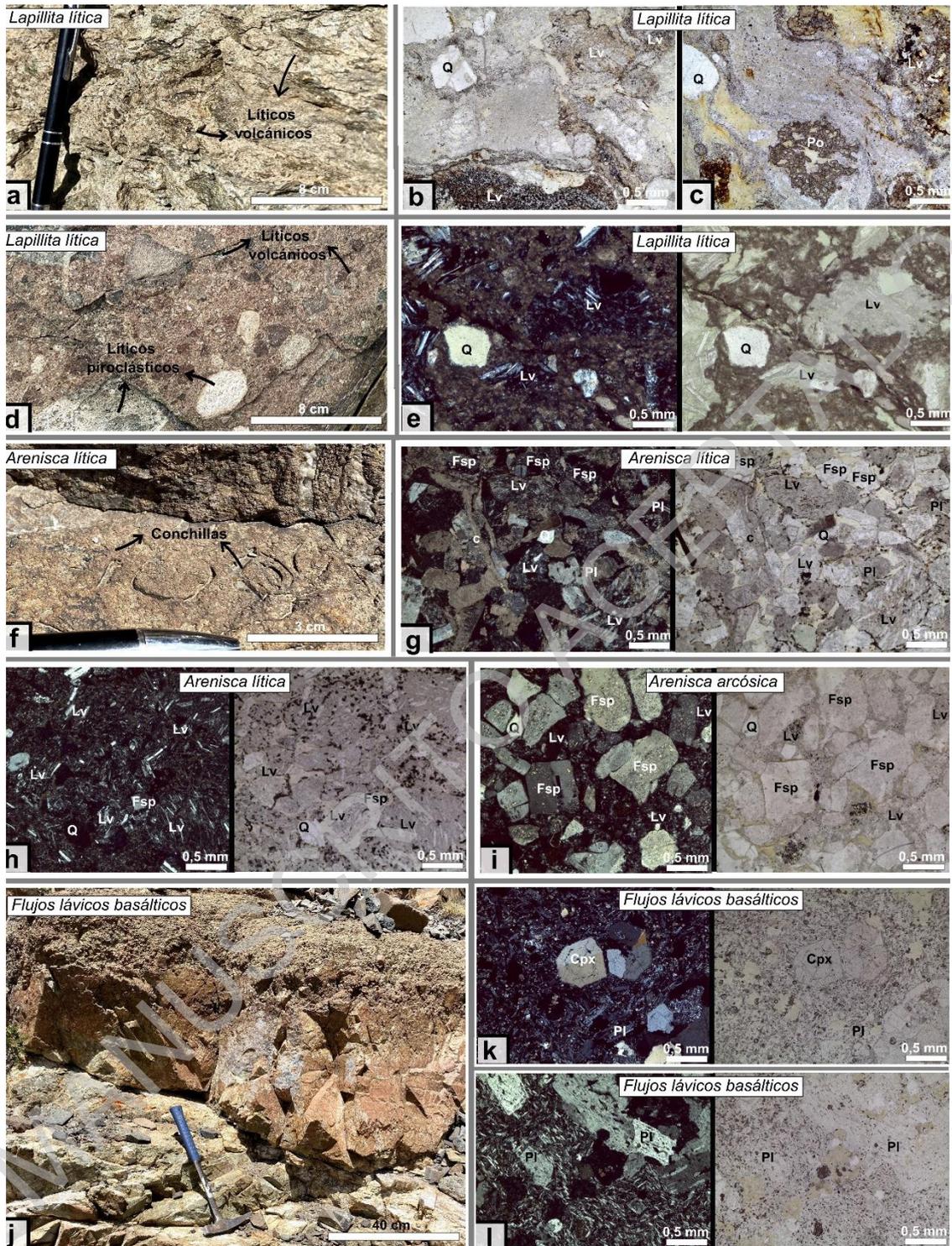


Figura 5. Rocas volcanoclásticas, volcánicas y sedimentarias del Grupo Cuyo en el arroyo Fiero. a) Lapillita lítica compuesta por clastos volcánicos de aspecto fluidal rodeados por una matriz de polvo volcánico. b) Microfotografía con luz paralela de los fragmentos líticos volcánicos (Lv) y cristales 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 hialopilitica. l) Microfotografía con luz polarizada y luz paralela de un basalto glomeroporfírico con glomérulos de plagioclasa inmersos en una pasta intersertal.

Figura 6

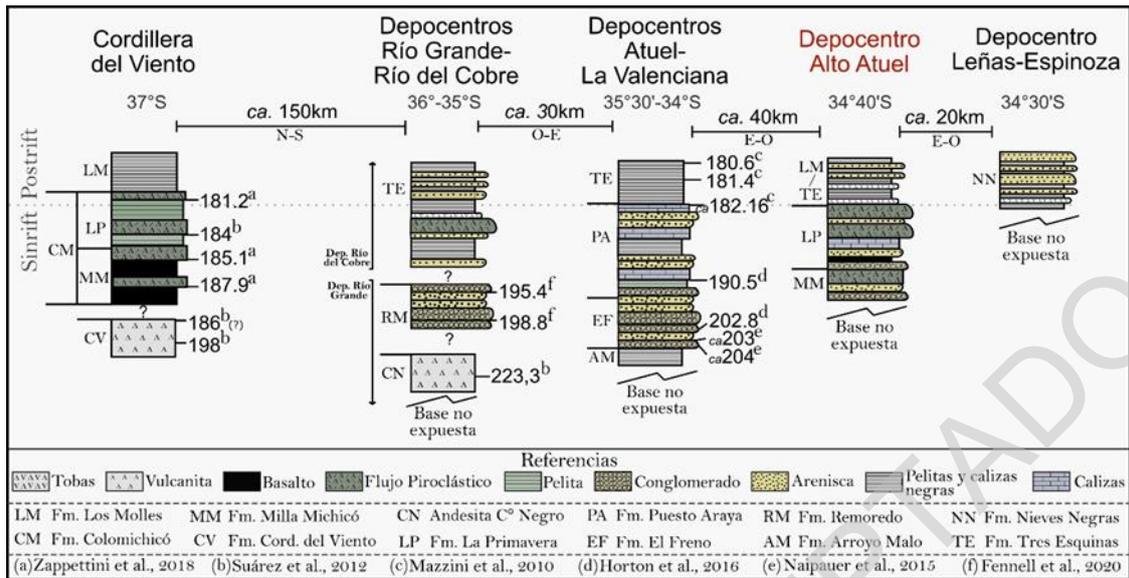


Figura 6. Secciones estratigráficas y correlación de los primeros rellenos de los depocentros del sector norte de la Cuenca Neuquina, modificado de Leanza et al. (2013).

Figura 7

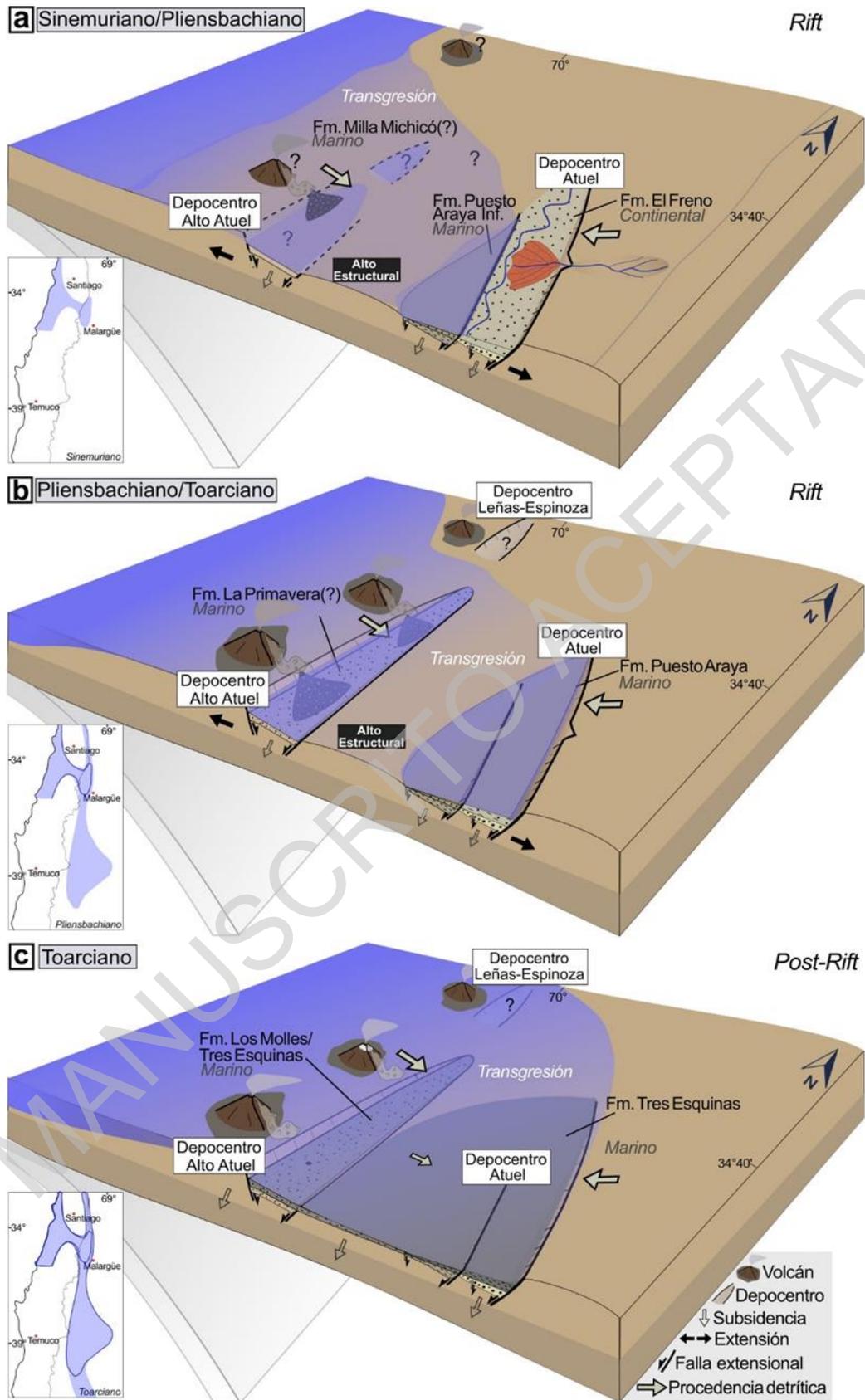


Figura 7. Modelo evolutivo de la Cuenca Neuquina a los 34°40'S. a) Intervalo Sinemuriano/Pliensbachiano: En el incipiente depocentro Alto Atuel se registra la sedimentación volcanoclástica marina marginal y piroclástica asignada a la Formación Milla Millicó con su principal área fuente relacionada a la actividad del arco volcánico jurásico. Coetáneamente, en el depocentro Atuel se produce la sedimentación predominantemente epiclástica 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 termal que da lugar a la conexión entre los depocentros Alto Atuel y Atuel. En este periodo se registra la depositación de las Formación Tres Esquinas en los depocentros Alto Atuel y Atuel. Los diagramas indicando la magnitud de las transgresiones marinas están basados en Vicente (2005).