

1 **Análisis de las discontinuidades estratigráficas de la Formación Lajas (Grupo Cuyo) en**
2 **Puesto Seguel, Cuenca Neuquina**

3

4 **Candela GONZÁLEZ ESTEBENET⁽¹⁾, Pablo J. PAZOS^(1,2), Maximiliano NAIPAUER^(1,3) y**
5 **Sergio E. COCCA⁽⁴⁾**

6 ⁽¹⁾ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA).
7 Ciudad Universitaria, Pabellón II. CABA (1428). (mcandelagonzalezestebenet@gmail.com)

8 ⁽²⁾ IDEAN: Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (UBA-CONICET). Facultad de
9 Ciencias Exactas y Naturales (UBA). Ciudad Universitaria, Pabellón II. CABA (1428).
10 pazos@gl.fcen.uba.ar

11 ⁽³⁾ INGEIS: Instituto de Geocronología y Geología isotópica (UBA-CONICET). Ciudad
12 Universitaria (UBA), CABA. maxinaipauer@gl.fcen.uba.ar

13 ⁽⁴⁾ Dirección Servicio Geológico, dirección Provincial de minería, Zapala, Neuquén.
14 seczap@gmail.com

15

16 **RESUMEN**

17

18 Se realiza el análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Lajas en la localidad de
19 Puesto Seguel, donde se han reconocido con anterioridad dos discordancias: Seguélica y
20 Lohanmahúidica, esta última conocida como "Intrabajociana". Se documentan e interpretan
21 nuevas características sedimentológicas que permiten refinar interpretaciones
22 paleoambientales previas, basadas en cuatro intervalos definidos (A-D) tales como: de
23 plataforma somerizante (A), depósitos marinos marginales con la Icnofacies de *Teredolites*
24 (B), depósitos marinos normales con corales, amonites y bivalvos (C) y de transición fluvio-
25 mareal a puramente fluvial (D). La discordancia Seguélica se ubica entre el intervalo A y B y
26 exhibe truncación angular entre ambos. Los amonites conocidos del intervalo A corresponden
27 a la Zona de Giebeli (Bajociano inferior) mientras que, por encima de la discordancia y en el

28 intervalo C, nuevos indicadores bioestratigráficos incluyen el primer registro de amonites
29 (*Choffatia* sp. indet) de la Zona de Asociación Cadomites-Tulitidae o de la Zona Steinmanni
30 Standard y a los bivalvos de la Zona de Asociación *Retroceramus stehni* que sugieren una
31 edad bathoniana media a tardía hasta caloviana. Luego, la discordancia Seguélica evidencia
32 un hiato que imposibilita que la discordancia Lohanmahuídica, reconocida entre los intervalos
33 C y D sea considerada Intrabajociana y se propone una edad bathoniana tardía a caloviana
34 para esta última. Esto, hace posible correlacionar al intervalo D con los afloramientos de la
35 Formación Lajas ubicados hacia el norte de la localidad de estudio, que indicarían una edad
36 semejante según trabajos previos recientes.

37

38 **ABSTRACT**

39

40 **Analysis of stratigraphic discontinuities of the Lajas Formation (Cuyo Group) in Puesto** 41 **Seguel, Neuquén Basin**

42 The stratigraphic and sedimentological analysis of the Lajas Formation is carried out in the
43 Puesto Seguel, where two unconformities have previously been recognized: Seguélica y
44 Lohanmahuídica. New sedimentological characteristics are described and interpreted allowing
45 to refine previous paleoenvironmental interpretations based on four defined intervals (A-D) that
46 documents new features like a prograding platform (A), marginal marine deposits with the
47 *Teredolites* Icnofacies (B), normal marine deposits with corals, ammonites and bivalves (C)
48 and fluvio-tidal transition to purely fluvial upward deposits (D). The Seguélica unconformity is
49 located between the intervals A and B and exhibits angular truncation between them.
50 Considering the ammonites known from the interval A corresponding to the Giebeli Zone (lower
51 Bajocian), while new new biostratigraphic indicators above the unconformity in the interval C
52 includes the first record of ammonites (*Choffatia* sp. Indet.) of the Cadomites-Tulitidae
53 Association Zone or the Steinmanni Standard Zone and bivalves from the *Retroceramus stehni*
54 Association Zone, that suggest a middle-Late Bathonian up to Callovian age. Then, the
55 unconformity evidence a hiatus that make impossible that the Lohanmahuídica unconformity

56 recognized between the C-D intervals to be considered Intrabajocian and a Late Bathonian to
57 Callovian age is proposed. Then, the interval D is correlatable with the outcrops of the
58 Formation Lajas towards the north of the study locality, which would indicate a similar age
59 according to previous modern works.

60 Palabras clave: discordancia Intrabajociana, biozonas, estratigrafía, Dorsal de Huincul

61 Keywords: Intrabajocian unconformity, biozones, stratigraphy, Huincul High

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

MANUSCRITO ACEPTADO

84 1. INTRODUCCION

85

86 La Formación Lajas que se encuentra en la Cuenca Neuquina, fue definida por Weaver
87 (1931), y ha sido objeto de estudios estratigráficos y paleoambientales (ej. Gulisano y
88 Hinterwimmer, 1986; Zavala, 1996 a, b; Zavala y González, 2001; Zavala y Freije, 2002;
89 McIlroy et al., 2005; McIlroy, 2007; Canale et al., 2015, 2016; Gugliotta et al., 2015, 2016;
90 Kurcinka et al., 2018; Pazos et al., 2019; Steel et al., 2018, 2023; Almeida et al., 2020; Zavala
91 et al. 2020). Desde hace varias décadas, se ha determinado que esta unidad litoestratigráfica
92 es la que incluye los términos psamíticos del Jurásico Inferior a Medio, y que apoya diacrónica
93 y transicionalmente sobre las pelitas de la Formación Los Molles (Jurásico Inferior–Medio).
94 Ambas formaciones son parte del Grupo Cuyo (Dellapé et al., 1978), que representa el primer
95 episodio transgresivo importante que inundó la Cuenca Neuquina y que muestra un arreglo
96 general transgresivo-regresivo, que culmina con evaporitas en gran parte de la cuenca
97 (Arregui et al., 2011).

98 La Cuenca Neuquina no es estructuralmente homogénea y una parte significativa de
99 su historia geológica se encuentra dividida por un rasgo morfoestructural sobresaliente,
100 denominado Dorsal de Huincul (Figura 1 A). Esta estructura es conocida fundamentalmente
101 por estudios de subsuelo y en menor medida de afloramientos (ej. De Ferrariis, 1947; Vergani
102 et al., 1995; Zavala et al., 2005; Mosquera y Ramos, 2006; Silvestro y Zubiri, 2008; Naipauer
103 et al., 2012). Diversos autores han demostrado que la dorsal se mantuvo tectónicamente
104 activa durante la depositación de la Formación Lajas (Legarreta y Uliana 1991; Zavala y Freije,
105 2002; Freije et al., 2002; Leanza, 2009; Guzmán et al., 2021), dando lugar a un arreglo
106 estratigráfico y características sedimentológicas diferenciables a ambos lados de la estructura.

107 Los afloramientos de la Formación Lajas al sur de la Dorsal de Huincul han sido
108 extensivamente estudiados desde el punto de vista estratigráfico secuencial y, representan un
109 sistema deltaico sobrealimentado que alcanzó sectores de talud, desarrollado entre el
110 Aaleniano y Bajociano superior (Gulisano et al., 1984; Zavala 1996 a, b). En cuanto a aspectos
111 sedimentológicos, se ha discutido la influencia de la acción de mareas y de factores climáticos

112 en la descarga fluvial como moduladores de un delta fluvio-dominado (ej. Gugliotta et al., 2015;
113 Kurcinka et al., 2018). Sin embargo, son McIlroy et al. (2005) los únicos que interpretaron un
114 dominio completamente mareal. Por otra parte, al norte de la dorsal, el registro sedimentario
115 de la Formación Lajas alcanza edades más jóvenes, con una discordancia definida por Zavala
116 y González (2001) en el perfil de Portada Covunco, que divide a la sucesión en dos secuencias
117 depositacionales. En dicha localidad a partir de magnetoestratigrafía, Iglesia Llanos et al.
118 (2019) correlacionaron la sucesión aflorante con el registro de polaridad para el Bathoniano
119 inferior. Sin embargo, el análisis de poblaciones de circones detríticos por debajo y por encima
120 de la discordancia, muestra diferente aporte clástico y sugiere una edad fundamentalmente
121 caloviana para toda la sucesión (González Estebenet et al., 2021). Además, investigaciones
122 recientes basadas en edades obtenidas mediante circones detríticos al norte de la dorsal,
123 particularmente en la Sierra de la Vaca Muerta, han confirmado el Caloviano para la
124 depositación de la Formación Lajas (González Estebenet et al., 2023) y una discusión acerca
125 de la edad ya había sido planteada por Pazos et al. (2019). De esta manera, con cualquiera
126 de los esquemas elegibles se descarta la correlación exacta entre los afloramientos a ambos
127 lados de la dorsal. Además, al norte de la dorsal se registran facies que indican diferencias
128 paleoambientales significativas con respecto al sistema deltaico sobrealimentado
129 característico de la sucesión aflorante al sur de la estructura (Pazos et al., 2019).
130 Recientemente, este diacronismo ha sido reconocido por Steel et al. (2023, fig.14) a partir de
131 un estudio detallado de facies y quiebres de plataforma para la cuenca.

132 En la localidad de Puesto Seguel, que es parte de la Dorsal de Huincul, se encuentran
133 afloramientos cruciales para el entendimiento de la unidad hacia el norte de la estructura, ya
134 que contienen una de las discordancias más mencionadas en la literatura dentro del Grupo
135 Cuyo, conocida como discordancia Intrabajociana (Limeres 1996; Zavala, 1996 b; Freije et al.,
136 2002). Esta discordancia, presenta un marcado truncamiento y evidente angularidad local en
137 las regiones de Lohan Mahuida, Sierra de Chacaico, flanco norte del anticlinal de Picún Leufú,
138 Cerro Lotena y Cerro Granito. Particularmente en la localidad de Puesto Seguel, la
139 discordancia Intrabajociana no presenta angularidad, pero sí se observa un desplazamiento de

140 facies (truncamiento de facies) y fue denominada por Leanza (2009) como
141 Lohanmahuídica/Intrabajociana 2. Leanza (2009) propuso también la existencia de otra
142 discordancia, en una posición estratigráfica inferior a la primera, y la llamó
143 Seguélica/Intrabajociana 1. Esta última separa a la Formación Los Molles de la Formación
144 Lajas (Leanza, 2009). Hasta el presente no se conocen con precisión las edades entre las
145 discordancias, así como el hiato involucrado en cada una de ellas y, por consiguiente, la
146 relación con la discordancia documentada en Portada Covunco. Cabe mencionar que, al sur
147 de la dorsal, Zavala (1996 b) señaló que se carecía de indicadores bioestratigráficos por
148 encima de la discordancia Lohanmahuídica/Intrabajociana 2 y, que la edad de la sucesión
149 suprayacente se hizo por el ajuste con los cambios eustáticos globales.

150 Este trabajo tiene como objetivo el estudio estratigráfico de la Formación Lajas en lo
151 referente a la naturaleza y edades involucradas en las discordancias antes mencionadas y,
152 presentar nuevos aportes sedimentológicos. Ambas discordancias son analizadas en la
153 localidad de Puesto Seguel, que es el lugar donde Leanza (2009) las analizó e ilustró en
154 detalle. Este estudio busca comprender el rol que ha tenido la Dorsal de Huincul en el control
155 de la sedimentación jurásica en esta zona de la cuenca y, analizar la edad y correlación del
156 relleno sedimentario de la Formación Lajas hacia el sector norte de la Cuenca Neuquina.

157

158 **2. MARCO GEOLOGICO**

159

160 La Cuenca Neuquina se sitúa en la región centro-oeste de Argentina y centro-este de
161 Chile, entre los 32° y 41° de latitud sur y se caracteriza por presentar un relleno que abarca
162 desde el Triásico Superior hasta el Paleógeno inferior (Legarreta y Gulisano, 1989; Vergani et
163 al., 1995). Este lapso registra la acumulación de más de 7.000 m de sedimentitas de distinta
164 naturaleza, que reflejan la interacción entre la actividad tectónica, volcánica y los cambios en
165 el nivel del mar, que controlaron el desarrollo de condiciones marinas y no marinas (Franzese
166 y Spalletti, 2001; Franzese et al., 2003; Howell et al., 2005). El registro sedimentario se
167 compone de varios ciclos deposicionales separados por discordancias regionales y está

168 representado en diferentes provincias geológicas como la Cordillera Principal de Mendoza y
169 Neuquén y en el Engolfamiento Neuquino (Fig. 1 A).

170 La evolución tectónica de la cuenca y el subsecuente relleno sedimentario pueden
171 dividirse en tres etapas principales (Howell et al., 2005), las cuales presentan una estrecha
172 relación con la evolución tectónica multiepisódica del margen occidental de Gondwana (Uliana
173 et al., 1989; Vergani et al., 1995; Ramos, 1999; Franzese y Spalletti, 2001): en primer lugar
174 una fase extensional tipo rift, durante el Triásico Temprano–Jurásico Temprano, evidenciado
175 por depocentros aislados con características estructurales y estratigráficas propias (D’Elia et
176 al., 2012; Scivetti y Franzese 2019; Bechis et al., 2020), luego una etapa de postrift (fase de
177 retro-arco) causada por subsidencia termal regional (Uliana y Legarreta 1993; Legarreta y
178 Uliana 1996), asociada con una zona de inmersión y subducción activa pronunciada durante
179 el Jurásico Temprano–Cretácico Temprano, y finalmente una etapa de antepaís a partir del
180 Cretácico Tardío hasta el Cenozoico, asociada con el hundimiento por flexión de la corteza
181 por carga tectónica (Legarreta y Uliana, 1991; Vergani et al., 1995; Tunik et al., 2010; Naipauer
182 y Ramos, 2016; Horton, 2018) vinculada al Ciclo Andino (Fig. 1 B).

183 La Cuenca Neuquina se encuentra segmentada y dividida por una morfoestructura
184 regional de primer orden con dirección E-O, que se extiende por más de 200 kilómetros hacia
185 el antepaís, denominada Dorsal de Huincul (De Ferrariis, 1947; Vergani et al., 1995; Zavala et
186 al., 2005; Mosquera y Ramos, 2006). Los trabajos pioneros acerca de la dorsal (ej.
187 Windhausen, 1914; Keidel, 1925; Groeber, 1929; Suero, 1942, Herrero Ducloux, 1946)
188 definieron los grandes interrogantes a develar con estudios integrales pero centrados en
189 aspectos estructurales de la dorsal: la edad, duración y distribución espacial de los distintos
190 eventos de deformación mesozoicos y terciarios; el control de las anisotropías del basamento
191 Paleozoico–Triásico y la mecánica de la deformación (Mosquera et al., 2011). Existen
192 diferentes sugerencias acerca de los inicios del levantamiento de la dorsal y una menor
193 discrepancia acerca de cuándo dejó de estar tectónicamente activa, lo que no significa que no
194 haya continuado como alto estructural para la depositación de unidades cretácicas (Silvestro
195 y Zubiri, 2008; Pángaro et al., 2009; Naipauer et al., 2012; Zavala et al., 2020; Guzmán et al.,

2021). En este sentido, a partir de estudios estructurales y de edades U-Pb en circones
detríticos Naipauer et al. (2012), al igual que Guzmán et al. (2021) a partir de estudios en los
depocentros extensionales de la zona oriental de la Dorsal de Huincul, han demostrado que
el levantamiento de la dorsal probablemente comenzó en el Jurásico Temprano y duró hasta
el Cretácico, aunque no homogéneamente en toda la estructura. De otra manera, Zavala et
al. (2020) mediante el análisis de las relaciones estratigráficas observadas principalmente en
la región sur de la Dorsal de Huincul, sugirieron que el levantamiento de la misma comenzó
con posterioridad, en el Jurásico Medio, mientras que Legarreta y Uliana (1991), lo situaron
en el Caloviano. Por esta razón, algunas unidades como la Formación Lajas expresan
diferencias en el relleno sedimentario al sur y al norte de la dorsal, como fuera sugerido por
Zavala y González (2001). Otras evidencias tectónicas y sedimentológicas en afloramientos y
subsuelo a lo largo de la Dorsal de Huincul también sugieren que esta estructura tuvo su
principal desarrollo con anterioridad al Cretácico, ya que las capas rojas del Grupo Neuquén,
que sellan el relieve antiguo, no han tenido modificaciones importantes en tiempos posteriores
(Zavala y Freije, 2002). Además, en la dorsal (Pozo Loma Negra) la Formación Vaca Muerta
(Tithoniano–Berriasiano) suprayace en discordancia a la Formación Lajas (Cappa, 2016), lo
que implica que estuvo no aflorante al menos en algunos sectores. De esta manera, la dorsal
habría actuado como una barrera en la dispersión de sedimentos al menos durante el Jurásico
Medio y Cretácico inicial, constituyendo una potencial área de aporte sedimentario en distintos
depocentros o subcuencas adyacentes (De Ferrariis, 1947; Vergani et al., 1995; Zavala et al.,
2005; Mosquera y Ramos, 2006; Spalletti et al., 2008; Silvestro y Zubiri, 2008; Pángaro et al.,
2009).

La estratigrafía del intervalo estudiado queda incluida dentro del Grupo Cuyo, el que
se encuentra limitado en su base y techo por dos discordancias regionales. La discordancia
basal o Rioatuélica (según Leanza, 2009) lo separa de los depósitos volcánicos y piroclásticos
del Grupo Choiyoi (Kay et al., 1989) y/o Ciclo Precuyano (Gulisano, 1981), mientras que en el
techo la discordancia Intracaloviana o Loténica, (según Leanza, 2009), lo separa del Grupo
Lotena (Arregui et al, 2011). El Grupo Cuyo, incluye varias unidades litoestratigráficas que en

224 algunos casos se interdigitan diacrónicamente. La unidad más antigua corresponde al evento
225 transgresivo pelítico marino de la Formación Los Molles (Weaver, 1931), sobre las que se
226 interdigitan progradantemente las areniscas (mayormente deltaicas) de la Formación Lajas y
227 culmina con depósitos fluviales de la Formación Challacó (De Ferrariis, 1947), aunque esta
228 unidad también se ha considerado discordante respecto de la sucesión infrayacente (Zavala
229 et al. (2020). Hacia el norte de la dorsal, la Formación Lajas se encuentra cubierta por las
230 evaporitas de la Formación Tábanos (Stipanovic, 1966). La Formación Punta Rosada
231 (Digregorio, 1972) aparece en subsuelo en la región noreste de la cuenca, se encuentra al
232 tope de la sucesión del Grupo Cuyo y paleoambientalmente presenta características
233 semejantes a la Formación Challacó.

234 La Formación Lajas ha sido objeto de estudios estratigráficos secuenciales y en ella
235 se han reconocido numerosas secuencias deposicionales (Gulisano et al., 1984; Zavala, 1993;
236 Zavala 1996 a, b) a las que se suman las de McIlroy et al. (2005).

237

238 **3. ZONA DE ESTUDIO Y METODOLOGIA**

239

240 La localidad de Puesto Seguel se encuentra ubicada aproximadamente a 30 kilómetros
241 en dirección S-SE de la ciudad de Zapala (Fig. 2). Específicamente se halla emplazada en el
242 flanco norte del anticlinal de Picún Leufú y sobre la estructura de la Dorsal de Huincul. La
243 sección estratigráfica de detalle de la Formación Lajas se analizó tomando como base el punto
244 ubicado a los 39°09'46" de latitud sur y 70°02'02" de longitud oeste, aproximadamente
245 coincidente con el perfil I de Gulisano y Hinterwimmer (1986). Se estudió una sucesión
246 sedimentaria de 292 metros de espesor que abarca desde la transición de la Formación Los
247 Molles hasta el tope de la Formación Lajas. En esta, se establecieron los principales procesos
248 sedimentarios dominantes con una diferenciación en 4 intervalos (A, B, C y D) que se
249 sintetizan en la Tabla 1. Se documentó, además, el contenido paleontológico e icnológico con
250 una mirada sedimentológica y/o bioestratigráfica. Se han recolectado muestras, que se están
251 analizando paralelamente, para realizar secciones delgadas con el objetivo de efectuar una

252 caracterización petrográfica y obtener información sedimentológica complementaria;
253 particularmente para describir composicionalmente los niveles muestreados para dataciones
254 a partir de la obtención de edades absolutas U-Pb mediante circones detríticos. El hallazgo
255 de amonites por primera vez en un nivel más alto de la sucesión y por encima de los ya
256 conocidos, permite sugerir una zona bioestratigráfica más moderna de acuerdo con el
257 esquema de Riccardi (2008), lo que permite precisar los hiatos que representarían las
258 discordancias propuestas con anterioridad (Fig. 3).

259

260 4. ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

261

262 **Intervalo A:** este intervalo posee aproximadamente 63 m de espesor e inicia con pelitas de la
263 Formación Los Molles. Las mismas tienen color gris oscuro, aspecto masivo, concreciones
264 calcáreas con la presencia esporádica de amonites asignables a *Sonninia* cf. *espinazitensis*
265 Tornquist, *Dorsetensia* cf. *blancoensis* Westerman y Riccardi y *Witchellia* sp. indet. (Leanza,
266 2009) y escasos bivalvos no analizados. Por encima, estas pelitas se intercalan con niveles
267 tabulares de areniscas gris amarillentas, muy finas a finas, dispuestas en bancos de 0.5 hasta
268 1.5 metros de espesor debido al amalgamamiento (Fig. 4 A). Presentan bases netas e
269 internamente estratificación horizontal y entrecruzada en domo o *hummocky* (Fig. 4 B) y,
270 algunos niveles se presentan con estratificación difusa. Los arreglos de areniscas y pelitas
271 conforman un patrón grano y estrato creciente. En el tope de las areniscas se han reconocido
272 aisladamente ondulaciones simétricas (Fig. 4 C). Hacia la parte más alta del intervalo las pelitas
273 son menos frecuentes y, en lugar de estructuras en domo, las areniscas muestran deformación
274 sinsedimentaria (Fig. 4 D) y estratificación entrecruzada.

275

276 **Interpretación:** las pelitas negruzcas fueron depositadas por decantación desde una
277 suspensión en un ambiente marino, muy posiblemente por debajo del nivel de base de olas
278 de tormenta. Las areniscas con estructuras en domo indican eventos de tormenta y
279 somerización, con respecto a la sucesión pelítica precedente. Cabe destacar que la presencia

280 de ondulaciones simétricas producidas por oleaje de buen tiempo, documentadas en el tope de las
281 estructuras de tormenta, indican que la sucesión se habría depositado principalmente por
282 encima del nivel de base de olas de buen tiempo. El arreglo somerizante indica la progradación
283 de un sistema marino somero, principal aporte arenoso al sistema. La aparición de niveles con
284 deformación sinsedimentaria observada hacia el tope del intervalo y que reemplazan a las
285 estructuras de tormenta, indican un elevado aporte sedimentario, producto de las primeras
286 descargas fluviales subácuas relacionadas con aporte fluvial. Corresponden a la Secuencia
287 de Facies A de Gulisano y Hinterwimmer (1986), en donde se documentaron amonites en el
288 "banco 16" de un perfil ubicado exactamente en donde se ha levantado el correspondiente a
289 este trabajo (Perfil I de Gulisano y Hinterwimmer, 1986).

290

291 **Intervalo B:** comienza con un notable desplazamiento de facies y truncamiento angular donde
292 se ha señalado la existencia de la discordancia Seguélica (Leanza, 2009, fig. 7 b). Este
293 intervalo posee un espesor de 75 metros y se compone predominantemente de arreglos
294 heterolíticos dominados por areniscas y en menor medida pelitas oscuras hasta carbonosas.
295 Las primeras, internamente presentan laminación paralela, laminación ondulítica simétrica y
296 asimétrica, ondulosa y lenticular (heterolíticas). Sin embargo, las ondulaciones simétricas son
297 predominantes hacia el tope de los arreglos heterolíticos (Fig. 5 A). En estos depósitos, se
298 han reconocido troncos distribuidos aproximadamente en un mismo nivel estratigráfico, que
299 se presentan orientados y en los que se ha documentado la presencia de la Icnofacies de
300 *Teredolites* junto con abundantes vegetales menores (Fig. 5 B y C). Es importante destacar
301 que las perforaciones atribuibles a *Teredolites* no se presentan en la base de los troncos y
302 predominan en la zona superior. En lo que respecta a las pelitas, estas son de color negro y
303 se presentan masivas o con laminación paralela. Son frecuentes los niveles de areniscas con
304 estratificación entrecruzada de bajo ángulo (*swaley*), que contienen hacia el tope trazas
305 asignables a *Gyrochorte* (Fig. 5 D). En niveles estratigráficos más altos aparecen areniscas
306 con estructura tipo estratificación convoluta (Fig. 6 A). Cabe destacar que la parte cuspidal del
307 intervalo contiene areniscas medianas y gruesas, localmente conglomeráticas

308 (intraformacionales) e coloración gris clara. Se presentan con bases erosivas y geometría
309 tabular a gran escala o lenticular extendida, dependiendo la orientación de los planos de
310 observación. Estas areniscas presentan entrecruzamientos asintóticos hacia la base con
311 dirección de migración hacia el SO (Fig. 6 B), muestran intraclastos pelíticos en la estructura
312 (Fig. 6 C) y marcas subestratales orientadas al oeste. Internamente, los bancos que conforman
313 los entrecruzamientos asintóticos contienen estructuras entrecruzadas tabulares planares y
314 en artesa (Fig. 6 D) con paleocorrientes ortogonales a las estructuras asintóticas.

315

316 **Interpretación:** este intervalo presenta una elevada diversidad y complejidad de estructuras
317 sedimentarias que muestran la interacción de distintos procesos sedimentarios. Por un lado,
318 los niveles heterolíticos con distintos tipos de ondulaciones indican condiciones alternantes de
319 tracción y decantación. Los procesos tractivos incluyen tanto los de corrientes unidireccionales
320 como los de flujos oscilatorios. En segundo lugar, las estructuras entrecruzadas de bajo ángulo
321 coronadas por *Gyrochorte*, son interpretadas como eventos de tormenta intercalados y
322 asimilables con las estructuras *swaley*. La icnofacies de *Teredolites* es característica de
323 ambientes marinos marginales a marinos abiertos (Savrda, 1991; Savrda et al., 1993; Savrda
324 et al., 2005) y al presentarse en el techo de troncos orientados, indica que los mismos fueron
325 bioturbados una vez depositados y no resedimentados. Las areniscas con estratificación
326 asintótica de gran escala son interpretadas como superficies de acreción lateral. Esto se
327 confirma por la ortogonalidad de las paleocorrientes tanto de las estructuras internas como de
328 las marcas subestratales. Por otra parte, la presencia de estructuras deformacionales
329 demuestran una elevada tasa de sedimentación, que produce sobrepresión de poros y
330 deformación sinsedimentaria de distinto tipo. El conjunto psamítico se relaciona con canales
331 que migran lateralmente en un ambiente marino marginal. En este, predominan los procesos
332 de tracción-decantación relacionados con acción mareal por sobre los eventos de tormenta.
333 Como ya se ha mencionado, la discusión de la influencia mareal en la unidad ha sido objeto
334 de evaluación en diversos trabajos (Gulisano y Hinterwimer, 1986; McIlroy et al., 2005; McIlroy,
335 2007; Gugliotta et al., 2015; 2016). Paleoambientalmente, correspondería al denominado

336 frente deltaico o canales distributarios (Secuencias de Facies B y C) de Gulisano y
337 Hinterwimmer (1986)

338 **Intervalo C:** este intervalo se encuentra mayormente cubierto y conforma una ladera muy
339 inclinada de los afloramientos coronada por el intervalo D (Fig. 7 A). El espesor es de 58
340 metros. Los niveles mayoritariamente cubiertos corresponden a pelitas grises oscuras, hasta
341 carbonosas. Entre ellas aparecen areniscas finas y medias de color gris, que contienen corales
342 scleractínidos como *Montlivaltia* (Fig. 7 B) y amonites asignables a *Choffatia* sp. indet. (Fig. 7
343 C) En los escasos niveles psamíticos aflorantes entre las pelitas, también se ha observado
344 estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Fig. 7 D) hasta estructuras en domo (Fig. 7 E),
345 así como niveles con laminación horizontal y difusa. Hacia el sector superior se encuentran
346 pelitas y areniscas de grano medio, blanquecinas, que presentan geometría lenticular. En
347 estas se observa estratificación entrecruzada de gran escala, con dirección de migración hacia
348 el oeste, donde se han tomado muestras para analizar mediante dataciones con circones
349 detríticos (Fig. 7 F). Continúan pelitas y niveles cubiertos, entre los que aparecen areniscas
350 de grano medio y color castaño, con cemento calcáreo y ferruginoso, que contienen gran
351 cantidad de fragmentos de valvas de moluscos y bivalvos atribuibles a *Ctenostreon*
352 *neuquense*. Weaver (Fig. 7 G). Localmente estos niveles presentan bioclastos tamaño
353 psefítico e internamente están desorganizados, a veces con mayor porcentaje de material fósil
354 en la base, llegando a constituir *packstones* esqueléticos.

355 **Interpretación:** la presencia de registro fósil ya sea de amonites, corales o bivalvos en las
356 areniscas, y su vinculación con niveles pelíticos, sugieren un ambiente marino abierto, de
357 salinidad normal, que indican condiciones claramente transgresivas respecto al intervalo
358 anterior. La presencia de areniscas con estructuras de tipo en domo separadas por particiones
359 pelíticas, se relacionan con eventos de tormenta. La geometría lenticular y las estructuras
360 sedimentarias como estratificación entrecruzada de gran escala que se encuentran en las
361 areniscas blanquecinas del sector superior, indicarían la presencia de corrientes tractivas que

362 avanzaron como descargas fluviales y se desarrollaron erosivamente en distintos ciclos sobre
363 los depósitos de plataforma, con aguas estenohalinas.

364 **Intervalo D:** el mismo alcanza 96 m de espesor y comienza con un intervalo amalgamado de
365 areniscas con respecto al intervalo anterior que forma una pared vertical. En la base del
366 intervalo es donde Leanza (2009, fig. 7 b) señala la discordancia Lohanmahuídica. Las
367 areniscas son mayoritariamente de grano medio a grueso, ocasionalmente conglomerádicas,
368 blanquecinas y se presentan en cuerpos tabulares y lenticulares. Estos cuerpos se encuentran
369 amalgamados e internamente contienen tanto entrecruzamientos tabulares planares de gran
370 espesor, como estratificaciones en artesa de menor espesor (Fig. 8 A). La distribución de los
371 entrecruzamientos muestra que las estratificaciones en artesa se hacen más frecuentes hacia
372 el tope de la sucesión (Fig. 8 B) donde se han encontrado fragmentos de troncos fosilizados
373 de gran tamaño insertos en la roca y también rodados en el afloramiento (Fig. 8 C). Los niveles
374 conglomerádicos son predominantemente intraformacionales, y en algunas ocasiones relicticos.
375 Entre los cuerpos amalgamados, aparecen arreglos heterolíticos que indican ciclicidad mareal
376 (González Estebenet y Pazos, este vol.). Este intervalo es conocido en la literatura como las
377 areniscas de “Los Pozones”, nombre que deriva de la particular forma de meteorización
378 observada (Fig. 8 D). Entre los distintos paquetes psamíticos parece observarse una relación
379 angular de muy bajo ángulo que en algunos casos deja superficies expuestas. En una de estas
380 superficies se han observado huellas (Fig. 8 E) que conforman rastrilladas (*trackways*) de
381 dinosaurios.

382 **Interpretación:** con la abundancia de areniscas amalgamadas que conforman un paredón
383 casi vertical, con estructuras entrecruzadas bi y tridimensionales y la ausencia casi total de
384 pelitas, la parte basal de este intervalo evidencia un sistema fluvial. Este sistema, tiene
385 influencia mareal, como lo documentan los arreglos heterolíticos y se hace progresivamente
386 no marino, donde se reconoce un ambiente puramente fluvial. Este cambio se refuerza por el
387 pasaje de estructuras tabulares planares a artesas extendidas hacia el tope (Fig. 8 B), que
388 marcan un sistema con progresiva reducción de la profundidad. La abundancia de troncos

389 muestra la existencia de un área fuente vegetada y la ausencia de bioturbación en los mismos
390 permite descartar procesos de resedimentación. Por su parte, las huellas documentadas
391 serían semejantes en su morfología, a la huella descrita en Portada Covunco por Pazos et
392 al. (2019), siendo compatibles con dinosaurios tireóforos y constituyendo las rastrilladas más
393 antiguas documentadas en la Cuenca Neuquina.

394

395 **5. DISCUSIONES**

396

397 En esta sección se analizarán las distintas interpretaciones estratigráficas,
398 sedimentológicas y paleoambientales de la Formación Lajas en la localidad de Puesto Seguel
399 e inmediaciones (ej. Gulisano y Hinterwimmer, 1986; Leanza, 2009), referidas con relación a
400 los intervalos (A-D).

401 Como se ha podido observar en el análisis de los cuatro intervalos definidos e
402 interpretados, existe una gran complejidad respecto al arreglo interno y los procesos
403 sedimentarios actuantes dentro de cada uno de ellos, principalmente en los más basales. Lo
404 anterior, sumado a la presencia de discordancias que separan la sucesión, ya definidas por
405 Leanza (2009) o solo una sugerida por Gulisano y Hinterwimmer (1986), requiere de un
406 análisis sedimentológico entre ellas y no uno continuo, con la discusión de las implicancias de
407 éstas en la evolución del relleno sedimentario. De la misma manera, Gulisano y Hinterwimmer
408 (1986) no elaboraron un modelo paleoambiental general para la sucesión, si no que realizaron
409 el análisis dividiendo la sucesión en dos tramos independientes entre sí, ante la posibilidad de
410 que entre ambos existiera una discordancia o discontinuidad estratigráfica. Sin embargo, por
411 sus Secuencias de Facies esto no queda claro ya que una de ellas continua a través del límite.
412 Estos autores sugirieron la necesidad de reevaluar el esquema estratigráfico secuencial
413 establecido originalmente por Gulisano et al. (1984). Gulisano y Hinterwimmer (1986)
414 consideraron un sector inferior que sería equivalente a los intervalos A, B y C definidos en
415 este trabajo y ubican la posible discordancia en el tope del intervalo C, quedando por debajo

416 sus Secuencias de Facies A-E, mientras que, en nuestro esquema, la primera discordancia
417 que aparece se ubica por debajo, entre los intervalos A y B y coincide con la ubicación sugerida
418 por Leanza (2009) para la discordancia Seguética/Intrabajociana 1.

419 La discordancia Lohanmahuídica de Leanza (2009) se ubica en el mismo nivel que la
420 discordancia sugerida por Gulisano y Hinterwimmer (1986). La misma deja por encima al
421 intervalo D definido en este trabajo o a las Secuencias de Facies E, F y G de dichos autores.
422 Cabe destacar que ésta es la discordancia conocida en la literatura como Intrabajociana,
423 interpretación disputada en este trabajo.

424 El intervalo A que contiene a la transición de la Formación Los Molles a la Formación
425 Lajas, muestra el pasaje de una plataforma abierta que se someriza al registrar eventos de
426 tormenta que finalizan con oleaje de buen tiempo, indicando que se alcanza una profundidad
427 por encima del nivel de base de ola de buen tiempo. Desde el punto de vista bioestratigráfico,
428 los amonites encontrados en las pelitas basales asignables a *Sonninia* cf. *espinazitensis*
429 Tornquist, *Dorsetensia* cf. *blancoensis* Westerman y Riccardi y *Witchellia* sp. Indet son
430 diagnósticos. Estos amonites en su conjunto, integran la Zona de Giebeli Standard del
431 Bajociano inferior, según el esquema de Riccardi (2008). Cabe destacar que el esquema de
432 biozonación de amonites para el Jurásico de la Cuenca Neuquina fue establecido por
433 Westermann y Riccardi (1972, 1979) y Riccardi (2008).

434 Por encima de la discordancia Seguética, el intervalo B contiene depósitos de canales
435 que migran lateralmente en un ambiente marino, en donde predominan los procesos de
436 tracción decantación (depósitos heterolíticos) relacionados con acción mareal por sobre el
437 oleaje. Este intervalo carece de indicadores bioestratigráficos y marca el inicio de un arreglo
438 transgresivo correspondiente a un ambiente marino con indicadores de mareas y la Icnofacies
439 de *Teredolites*. Para los intervalos A y B en conjunto, Gulisano y Hinterwimmer (1986)
440 sugirieron una progradación deltaica, desde facies prodeltaicas (Los Molles) hasta de frente
441 deltaico inferior (Lajas).

442 El intervalo C contiene areniscas con estructuras de tormenta en donde se han
443 documentado amonites. Los mismos corresponden a *Choffatia* sp. indet. que es posible

444 atribuir, según el esquema de biozonas de Riccardi (2008), a la Zona de Asociación de
445 Cadomites-Tulitidae del Bathoniano medio a tardío o a la Zona Steinmanni Standard del
446 Bathoniano tardío. La existencia de amonites y corales muestran condiciones de salinidad
447 normal y un arreglo transgresivo respecto del intervalo B. En las areniscas calcáreas que
448 suprayacen los niveles con amonites, se han documentado bivalvos atribuibles a *Ctenostreon*
449 *neuquense*, posiblemente coincidentes con los originalmente descritos por Weaver (1931) y
450 pertenecientes a la Zona de Asociación de *Retroceramus stehni* (Damborenea 1990; 1994;
451 Riccardi et al., 1993). El registro de estos invertebrados podría sugerir una edad que
452 alcanzaría el Caloviano inferior (Riccardi et al., 2011). Cabe aclarar que este intervalo fue
453 interpretado por Gulisano y Hinterwimmer (1986) como relacionado a un sistema deltaico,
454 sugiriendo la existencia de canales distributarios fluvio-mareales, marcando una continuidad
455 progradante antes que la retrogradante observada en este trabajo.

456 El intervalo D comienza con un desplazamiento de facies respecto al intervalo anterior,
457 ya que sobre facies marinas se depositan areniscas amalgamadas. Si se acepta que el
458 Bathoniano medio a tardío está representado por debajo de la discordancia como lo sugeriría
459 el amonite documentado en este trabajo, la misma no sería Intrabajociana si no
460 intrabathoniana, aunque no es posible descartar una edad caloviana para la misma. En un
461 reciente trabajo, Steel et al. (2023) analizaron la distribución de facies, quiebres de plataforma
462 y discordancias para la Formación Lajas mediante la integración de datos de afloramiento y
463 subsuelo. Estos autores encontraron que no es posible el seguimiento de la discordancia
464 Intrabajociana o Lohanmahuídica de este trabajo en las cercanías de la Dorsal de Huincul. En
465 este sentido, la magnitud del intervalo representado por la discordancia no sería adecuado
466 para la denominación de discordancia Intrabajociana que se ha dado en subsuelo y hacia el
467 este de la cuenca, donde el Bajociano superior se encontraría presente (Zavala y Gonzalez,
468 2001; Steel et al., 2023). Cabe aclarar que la edad bajociana superior ha sido sugerida por
469 Zavala (1996 b) sobre la base de un amonite correspondiente a la Cronozona *Rotundum*
470 *Standard* (Riccardi, 2008), que luego fue extrapolada a toda la cuenca y es particularmente
471 utilizada en el establecimiento de la edad de la Formación Lajas al sur de la dorsal, como se

472 desprende de numerosos trabajos (Gugliotta et al., 2015; Kurcinka et al., 2018; Steel et al.,
473 2018).

474 Desde el punto de vista paleoambiental, el dislocamiento de facies evidenciado al inicio
475 del intervalo D marca la progradación de un sistema mareal hasta fluvial con y sin influencia
476 mareal. Esto queda sugerido por los arreglos heterolíticos, ya que el ambiente muestra mayor
477 control mareal hacia la base, y se hace progresivamente fluvial sin influencia mareal alguna
478 hacia el techo. Según Gulisano y Hinterwimmer (1986) este intervalo fue interpretado como
479 una llanura de marea arenosa con canales y hacia el sector superior presentaría barras
480 mareales submareales. Para el intervalo D, de este trabajo dichos autores sugirieron un
481 ambiente marino marginal, posiblemente deltaico con fuerte influencia mareal y acción fluvial
482 subordinada. Además, desde el punto de vista petrolero sugirieron que las facies mareales
483 con buena continuidad lateral presentarían buenas condiciones de roca reservorio (Gulisano
484 y Hinterwimmer, 1986). Al tope del intervalo D, se han reconocido huellas de dinosaurios que
485 serían compatibles con las atribuibles a dinosaurios tireóforos y constituyen, sin duda, las
486 rastrilladas más antiguas documentadas en la Cuenca Neuquina (Fig. 8 E) semejantes a la
487 analizada por Pazos et al (2019), en Portada Covunco. Si se hace un análisis comparativo de
488 la Formación Lajas hacia el norte de la Dorsal de Huincul, en el perfil de Portada Covunco, las
489 semejanzas son bastante notables. La mayoría de los estudios estratigráficos secuenciales,
490 palinológicos y magnetoestratigráficos (Zavala y González, 2001; Martínez y Quattrocchio,
491 2004; Iglesia Llanos et al., 2019) determinaron una edad bathoniana inferior a caloviana, y los
492 circones confirmaron una edad fundamentalmente caloviana para la sucesión (González
493 Estebenet et al., 2021) que coincide con lo sugerido por Lambert (1944), Stukins et al. (2013)
494 y Chalabe et al. (2022). Por lo tanto, si el amonite de Puesto Seguel hallado en el intervalo C
495 indica una edad bathoniana media a tardía, y los bivalvos sugieren una edad que podría
496 alcanzar el Caloviano inferior (siendo los amonites indicadores de las edades más
497 diagnósticas), no se podría descartar que el intervalo por encima de la discordancia
498 Lohanmahúídica registre fundamentalmente el Caloviano, ya que por las facies presentes de
499 naturaleza eurihalina los amonites no podrían haber existido. En el estudio realizado por Steel

500 et al. (2023) mantuvieron que la discordancia definida por Zavala y González (2001) en la
501 localidad de Portada Covunco, es de edad intrabathoniana, contra González Estebenet et al.
502 (2021) que la consideraron de edad intracaloviana. De esta manera, la edad caloviana del
503 intervalo D quedaría potenciada.

504 Como ya ha sido mencionado en este trabajo, la acumulación del Grupo Cuyo
505 principalmente en áreas cercanas a la Dorsal de Huincul, estuvo influenciada por su actividad
506 tectónica durante el Jurásico. En este sentido, el escenario depositacional para el conjunto se
507 vuelve aún más complejo, si consideramos que la continentalización de la Formación Lajas,
508 evidenciada en los depósitos de Puesto Seguel, no sería equivalente a las capas rojas de
509 naturaleza fluvial de la Formación Challacó (no documentadas en la localidad de estudio). Lo
510 anterior también fue sugerido por Zavala et al. (2020) en un estudio del Grupo Cuyo al sur de
511 la Dorsal de Huincul, donde propusieron que la Formación Challacó es una unidad
512 depositacional de significado tectonoestratigráfico, desarrollada exclusivamente al sur de la
513 Dorsal de Huincul y que se presenta en discordancia sobre la Formación Lajas, desarrollada
514 en una cuenca de características salobres y lacustres, interpretación que excede la propuesta
515 de este trabajo

516

517 **6. CONCLUSIONES:**

518

519 En este trabajo se ha avanzado en el entendimiento de las características
520 paleoambientales de la Formación Lajas en la localidad de Puesto Seguel, donde se han
521 definido 4 intervalos (A-D) que debieron ser analizados en un marco estratigráfico, limitado
522 por discontinuidades. Estas últimas, objeto principal de estudio en este trabajo, permitieron
523 comprobar la propuesta de Leanza (2009) en cuanto a su existencia.

524 Dada la existencia de dos discontinuidades, en sentido estratigráfico por debajo de la
525 primera, llamada discordancia Seguéllica/Intrabajociana 1 (Leanza, 2009), se presenta el
526 pasaje de una plataforma abierta, que se someriza al registrar eventos de tormenta que

527 rematan con oleaje de buen tiempo, e indican que la profundidad se halla por encima del nivel
528 de base de ola de buen tiempo. Por encima de esta discordancia, los datos paleoambientales
529 indican que existe un arreglo retrogradante desde facies marino-marginales hasta facies
530 marinas normales, con amonites y corales, que muestran una evolución paleoambiental
531 mucho más compleja que la mera progradación deltaica propuesta por Gulisano y
532 Hinterwimmer (1986). Además, la existencia de facies marino-marginales con abundantes
533 indicadores mareales, la migración lateral de canales y la lcnofacies de *Teredolites* por debajo
534 de los niveles marinos abiertos, resultan novedosos para la localidad y muestran un arreglo
535 transgresivo para los intervalos B y C de este trabajo. En lo que respecta a la fauna, el hallazgo
536 del amonite *Choffatia* sp. indet. es asignable a la Zona de Asociación de Cadomites-Tulitidae
537 o a la Zona Steinmanni Standard del Bathoniano medio a tardío. El nivel con bivalvos muy
538 posiblemente coincida con el nivel documentado por Weaver (1931). La fauna hallada es
539 menos precisa, aunque podría alcanzar el Caloviano, que la atribuible al amonite y
540 correspondería a la Zona de Asociación de Retroceramus stehni (Damborenea 1990, 1994;
541 Riccardi et al., 1993). De lo expuesto, puede concluirse que no existen evidencias del
542 Bajociano superior y gran parte del Bathoniano, por encima de la discordancia
543 Seguética/Intrabajociana 1. Esto, en gran parte es coincidente con la ausencia de Bathoniano
544 en los afloramientos al sur de la dorsal (ej. Steel et al., 2018; Zavala et al., 2020). La sección
545 cuspidal (intervalo D), que comienza por encima de la discordancia
546 Lohanmahuídica/Intrabajociana 2 de Leanza (2009), ex Intrabajociana de acuerdo con el
547 presente trabajo, presenta un intervalo amalgamado integrado por facies psamíticas con
548 influencia mareal, pero sin ningún indicador fosilífero eurihalino, confirmado por el
549 dislocamiento de facies respecto de los niveles marinos estenohalinos por debajo de la
550 discontinuidad. Parte de la sucesión correspondiente al intervalo D de este trabajo, que
551 muestra influencia mareal hacia la base, pero es netamente fluvial hacia el tope, podría
552 haberse depositado mayormente en el Caloviano. En este sentido, las huellas atribuibles a
553 dinosaurios tireóforos que son semejantes a la documentada en Portada Covunco, sustentan
554 la posible contemporaneidad, que se ve enfatizada por las edades de circones detríticos que

555 indican una edad caloviana (González Estebenet et al., 2021) más joven que la sugerida
556 previamente por Pazos et al. (2019) asignada al Bathoniano tardío.

557 Como resultado del análisis de las discontinuidades en Puesto Seguel, puede
558 concluirse que hacia el norte de la Dorsal de Huincul la Formación Lajas es indiscutiblemente
559 más joven que en el depocentro al sur. La discordancia documentada en Portada Covunco
560 por Zavala y González (2001), que fue atribuida al Bathoniano por Iglesia Llanos et al. (2019)
561 y Steel et al. (2023), sería intracaloviana de acuerdo a González Estebenet et al. (2021) y
562 posiblemente coincida con la discordancia superior de este trabajo, teniendo en cuenta que el
563 amonite se halla estratigráficamente en el mismo intervalo (C) pero muy por debajo del nivel
564 con bivalvos indicativos del Caloviano, estos últimos a pocos metros por debajo de la
565 discordancia Lohanmahuidica (ex-Intrabajociana 2). Por otra parte, en un trabajo reciente de
566 González Estebenet et al. (2023) se aportaron los primeros resultados de circones detríticos
567 para la Formación Lajas en Sierra de la Vaca Muerta, y reafirman la edad caloviana para los
568 afloramientos de la Formación Lajas hacia el norte de la cuenca.

569

570 **7. AGRADECIMIENTOS:**

571

572 Los autores agradecen al Dr. Alberto Riccardi por las observaciones aportadas en
573 relación con la fauna de amonites y a la Dra. Susana Damborenea por su contribución
574 respecto al estudio de los bivalvos encontrados en la zona de estudio. Asimismo, expresamos
575 nuestro profundo agradecimiento al Lic. Alberto Gutiérrez Pleimling por sus observaciones,
576 correcciones y opiniones que nos han permitido mejorar este trabajo, y obtener la perspectiva
577 del tema de estudio desde la industria hidrocarburífera. Este trabajo se realizó con el aporte
578 del UBACyT-2020 y fondos PUE del IDEAN.

579

580

581

582 **8. REFERENCIAS**

583

584 Almeida Junior, F.N., Steel, R.J., Olariu, C., Gan, Y. and Gomes paim, P.S., 2020. River-
585 dominated and tide-influenced shelf-edge delta systems: Coarse-grained deltas straddling the
586 Early–Middle Jurassic shelf–slope break and transforming downslope, Lajas–Los Molles
587 formations, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 67, 2883-2916.

588 Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R., 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la
589 Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (eds.)
590 Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén: 18° Congreso
591 Geológico Argentino, Neuquén, 77-89.

592 Bechis, F., Giambiagi, L.B., Tunik, M.A., Suriano, J., Lanés, S., and Mescua, J.F. 2020. Tectono-
593 Stratigraphic Evolution of the Atuel Depocenter During the Late Triassic to Early Jurassic Rift
594 Stage, Neuquén Basin, West-Central Argentina. En: Kietzmann D., Folguera A. (eds) Opening
595 and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes. Springer Earth System Sciences.
596 Springer, Cham.

597 Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Drittanti, D.I., Olivera, D.E., Martínez, M.A. y Bournod,
598 C.N., 2015. Sedimentología e Icnología de deltas fluvio-dominados afectados por descargas
599 hiperpícnicas de la Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean*
600 *Geology* 42: 114-138.

601 Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B. and Drittanti, D.I., 2016. Ichnology of deltaic mouthbar
602 systems of the Lajas Formation (Middle Jurassic) in the Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén
603 basin, Argentina. *Ameghiniana* 53: 170-183.

604 Cappa, 2016. Tesis. Análisis paleoambiental de testigos corona del yacimiento” Loma Negra NI”
605 (Formación Lajas) Dorsal de Huincul, Neuquén, Argentina. Tesis de Licenciatura, Universidad
606 Nacional de Buenos Aires (inédita), 119 p., Buenos Aires.

607 Chalabe, A.C., Martinez, M.A., Olivera, D.E., Canale, N. and Ponce, J.J., 2022. Palynological
608 analysis of sandy hyperpycnal deposits of the Middle Jurassic, Lajas formation, Neuquén
609 basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 116: 103867.

610 D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J. R. y Bilmes, A. 2012. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca
611 Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico-Tardía - Jurásico Temprano del
612 margen Andino. *Andean Geology* 39: 106-132.

613 Damborenea, S.E. 1990. Middle Jurassic inoceramids from Argentina. *Journal of Paleontology*
614 64: 736-759. Lawrence.

615 Damborenea, S.E. 1994. Circum-Pacific correlation of Argentine Early and Middle Jurassic
616 bivalve zones. *Geobios* 17: 141-147. Lyon.

617 Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. y Musacchio, E.A., 1978. Foraminíferos y ostrácodos
618 del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén,
619 Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7°
620 Congreso Geológico Argentino, actas 2: 489-507.

621 Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En: *Geología Regional Argentina* (Ed. A.F. Leanza), pp. 439-
622 505. Córdoba, Academia Nacional de Ciencias.

623 De Ferrariis, C. 1947. Edad del arco o Dorsal antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la
624 estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2, 256-283.

625 Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. and Macdonald, D., 2003. Tectonic and
626 paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of
627 Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.

628 Franzese, J.R. and Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic continental extension in southwestern
629 Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth*
630 *Sciences* 14: 257-270.

631 Freije, H., Azúa, G., González, R., Ponce, J.J. y Zavala, C.A. 2002. Actividad tectónica
632 sinsedimentaria en el Jurásico del sur de la Cuenca Neuquina. En: 5° Congreso de
633 Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. pp. 17. Mar del Plata, Argentina.

634 González Estebenet, M. C., Naipauer, M., Pazos, P. J., y Valencia, V. A. 2021. U-Pb detrital zircon
635 ages in the Lajas Formation at Portado Covunco: Maximum depositional age and provenance
636 implications for the Neuquén Basin Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 110,
637 103325.

638 González Estebenet, M. C., Naipauer, M. y Pazos, P. J. 2023. Nuevas edades geocronológicas
639 U-Pb en circones detríticos de la Formación Lajas en la Sierra de la Vaca Muerta. En: 9°
640 Congreso Latinoamericano de Sedimentología. La Plata, Resúmenes pp. 148. Argentina.

641 González Estebenet, M. C. y Pazos, P. J. 2024. Distribución geográfica y temporal de las tidalitas
642 de la Formación Lajas (Grupo Cuyo), Jurásico Inferior–Medio de la Cuenca Neuquina. En:
643 *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. En revisión.

644 Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones
645 adyacentes, Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minas, Geología e
646 Hidrología, Buenos Aires. 110 p.

647 Gugliotta, M., Flint, S.S., Hodgson, D.M. and Veiga, G.D., 2015. Stratigraphic record of river-
648 dominated crevasse subdeltas with tidal influence (Lajas Formation, Argentina), *Journal of*
649 *Sedimentary Research* 85: 265-284.

650 Gugliotta, M., Fairman, J.G., Schultz, D.M. and Flint, S.S. 2016. Sedimentological and
651 paleoclimate modelling evidence for preservation of Jurassic annual cycles in sedimentation,
652 western Gondwana. *Earth Interactions*: 20-019.

653 Gulisano, C.A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. En: *Actas 8°*
654 *Congreso Geológico Argentino*, 3: 579-592.

655 Gulisano, C. A.; Gutiérrez Pleimling, A. R. y Digregorio, R. E. 1984. Esquema estratigráfico de la
656 secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino,
657 San Carlos de Bariloche, *Actas* 1: 236-259.

658 Gulisano, C.A. y Hinterwimmer, G., 1986. Facies deltaicas del Jurásico medio en el oeste del
659 Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*. Tercera Época, Año 3, 8: 2-31.

660 Guzmán, C., Tapia, F., Ambrosio, A., Pleimling, A. G., Bustos, G., Gómez, C. and González, J.
661 M. 2021. Lower Jurassic deformation in the eastern Huincul High, Argentina. *Journal of South*
662 *American Earth Sciences*, 109: 103295.

663 Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino.
664 *Boletín Informaciones Petroleras* 23, 226: 245-281. Buenos Aires.

665 Horton, B. K., 2018, Tectonic regimes of the Central and Southern Andes: Responses to
666 variations in plate coupling during subduction: *Tectonics*, 37, 2: 402-429.

667 Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. and Veiga, G.D., 2005. The Neuquén Basin: an overview.
668 In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén Basin: A case*
669 *study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special
670 *Publication* 252: 1-14.

671 Iglesia Llanos, M.P., Kietzmann, D.A., Kohan Martínez, M. and Minisini, D., 2019.
672 *Magnetostratigraphy of a Middle Jurassic delta system (Lajas Formation), Portada Covunco*
673 *section, southern Neuquén Basin, Argentina*. *Journal of South American Earth Sciences*, 94:
674 102235.

675 Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. and Sruoga, P., 1989, Late Paleozoic to Jurassic silicic
676 magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?:
677 *Geology*, 17: 324-328.

678 Keidel, J. 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio
679 del Neuquén. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas, Geología e
680 Hidrogeología, sección geología. *Publicación* 8: 1-67. Buenos Aires.

681 Kurcinka, C.E., Dalrymple, R.W. and Gugliotta, M., 2018. Facies and architecture of river
682 dominated to tide-influenced mouth bars in the lower Lajas Formation (Jurassic), Argentina.
683 *AAPG Bulletin*. 102, 5: 885-912.

684 Lambert, L.R., 1944. Algunas trigonias del Neuquén. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie)*
685 *Paleontología*, 2: 357-397.

686 Leanza, H.A., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según
687 observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales (nueva serie)*
688 11, 2: 145-184.

689 Legarreta, L. y Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico
690 superior-Terciario inferior), Argentina. En: G.A. Chebli y L.A. Spalletti (eds.) *Cuencas*
691 *Sedimentarias Argentinas*, Simposio Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie correlación
692 geológica 6: 221-244.

693 Legarreta, L. y Uliana, M., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-
694 arc basin fill, central Argentine Andes. In: McDonald, D.I.M. (ed.) *Sedimentation, Tectonics and*
695 *Eustasy*. IAS Special Publications, 12: 429-450.

696 Legarreta, L. y Uliana, M., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal
697 patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Paleogeography. Palaeoclimatology.*
698 *Palaeoecology*. 120, 3: 303-330.

699 Limeres, M., 1996. Sequence Stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in Southern Neuquén:
700 Implicance for Unraveling Synsedimentary Tectonics along the Huincul Wrench System.
701 *GeoResearch Forum, Advances in Jurassic Research*. Vols. 1-2: 295-304.

702 Martínez, M.A. y Quattrocchio, M.E., 2004. Palinoestratigrafía y palinofacies de la Formación
703 Lotena, Jurásico Medio de la Cuenca neuquina, Argentina. *Ameghiniana* 41: 485-500.

704 Mcllroy, D. 2007. Palaeoenvironmental controls on the ichnology of tide-influenced facies with an
705 example from a macrotidal tide-dominated deltaic depositional system, Lajas Formation,
706 Neuquén Province, Argentina. En: Bromley, R. Buatois, L. Mangano, M.G. Genise, J. y R.
707 Melchor (eds.) *Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*. Society Economic
708 *Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 88: 195-212.

709 Mcllroy, D., Flint, S., Howell and J.A., Timms, N., 2005. Sedimentology of the Jurassic tide
710 dominated Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell,

711 J.A., Schwarz, E. (eds.) The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy
712 and basin dynamics. Geological Society, Special Publications 252: 83-108.

713 Mosquera, A. and Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. In:
714 Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.) Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view
715 from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° latitud). Geological Society of America Special
716 Paper 407: 97-124.

717 Mosquera. A. y Ramos, V.A. 2011. Modelo tectónico de la faja plegada y corrida de los
718 gondwánides y la deformación de intraplaca pérmica inferior. 18º Congreso Geológico
719 Argentino, Actas en CD. Neuquén.

720 Naipauer, M., García Morabito, E., Marques, J.C., Tunik, M., Rojas Vera, E., Vujovich, G.I.,
721 Pimentel, M.M. and Ramos, V.A., 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation
722 in western central Argentina: constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages.
723 Tectonophysics 525: 59-75.

724 Naipauer, M., García Morabito, E., Manassero, M., Valencia, V.V. and Ramos, V.A., 2018. A
725 Provenance Analysis from the Lower Jurassic Units of the Neuquén Basin. Volcanic Arc or
726 Intraplate Magmatic Input? In: Folguera, A. (eds.) The Evolution of the Chilean-Argentinean
727 Andes: 191–222.

728 Naipauer, M. and Ramos, V. A., 2016, Changes in Source Areas at Neuquén Basin: Mesozoic
729 Evolution and Tectonic Setting Based on U–Pb Ages on Zircons. In: Folguera, A., Naipauer,
730 M., Sagripanti, L., Ghiglione, M., Orts, D. L., and Giambiagi, L. (eds.) Growth of the Southern
731 Andes: Cham, Switzerland, Springer International Publishing: 33-61.

732 Pángaro, F., Pereira, D.M. y Micucci, E., 2009. El sinrift de la Dorsal de Huincul, Cuenca
733 Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. Revista de la
734 Asociación Geológica Argentina 65: 265-277.

735 Pazos, P.J., González Estebenet, M.C, Cocca, S.E. and Pascua, D., 2019. The oldest record of
736 a tyreophoran track in Gondwana: Geological implications of subaerial exposure in the lower

737 part of the Lajas Formation at the Covunco section (Neuquén Basin), Patagonia, Argentina.
738 *Journal of South American Earth Sciences*, 94: 102198.

739 Ramos, V.A., 1999. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (ed.) *Geología*
740 *Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, *Anales*, 29: 715-784.

741 Riccardi, A.C., 1993. Formación Los Molles. En: Riccardi, A.C., Damborenea, S.E. (eds.) *Léxico*
742 *estratigráfico de la Argentina*. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B,
743 *Didáctica y Complementaria* 21: 239-243.

744 Riccardi, A.C. 2008. El Jurásico de Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica*
745 *Argentina* 63: 625-643.

746 Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Leanza, H.A., 2011. Megainvertebrados
747 del Jurásico y su importancia geobiológica. In: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia*
748 *del Neuquén*: Buenos Aires, *Relatorio del 18 Congreso Geológico Argentino*: 441-464.

749 Savrda, C. E. 1991. Teredolites, wood substrates, and sea-level dynamics. *Geology*, 19: 905-908.

750 Savrda, C. E., Ozalas, K., Demko, T. H., Huchison, R. A. and Scheiwe, T. D., 1993. Log grounds
751 and the ichnofossil Teredolites in transgressive deposits of the Clayton Formation (Lower
752 Paleocene), western Alabama. *Palaios*, 8: 311-324.

753 Savrda, C. E., Counts, J., McCormick, O., Urash, R. and Williams, J., 2005. Log-grounds and
754 Teredolites in transgressive deposits, Eocene Tallahatta Formation (southern Alabama, USA).
755 *Ichnos*, 12: 47-57.

756 Scivetti, N. and Franzese, J. R., 2019. Late Triassic-Late Jurassic subsidence analysis in
757 Neuquén Basin central area. *Journal South American. Earth Sciences*. 94, 102230.

758 Silvestro, J. y Zubiri, M., 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la
759 Dorsal Neuquina (39°S) Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, 1: 49-64.

760 Steel, R. J., Olariu, C., Rossi, V. M., Minisini, D., Brinkworth, W., Loss, L. M. and Vocaturu, G.
761 2023. Prograding early to middle Jurassic margin, Neuquén Basin: Topset process stratigraphy
762 and morphodynamic sediment partitioning. *Basin Research*, 35, 3: 978-1011.

763 Stipanovic, P. N., 1966. El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el
764 diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica*
765 *Argentina* 20: 403-478.

766 Spalletti, L. A., Queralt, I., Matheos, S. D., Colombo, F. and Maggi, J., 2008. Sedimentary
767 petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation
768 (Neuquén Basin, western Argentina): implications for provenance and tectonic setting. *Journal*
769 *South American Earth Sciences*, 25: 440-463.

770 Steel, E., Simms, A.R., Steel, R. and Olariu, C., 2018. Hyperpycnal delivery of sand to the
771 continental shelf: insights from the Jurassic Lajas formation, Neuquén Basin, Argentina.
772 *Sedimentology*. 65: 2149-2170.

773 Stukins, S., McIlroy, D. and Riding, J.B., 2013. Comparative biostratigraphy and
774 palaeoenvironmental analysis between the upper and lower Lajas Formation, Neuquén Basin,
775 from Portada Covunco and Sierra de Chacaico. AASP-TPS 46th Annual Meeting, San
776 Francisco, USA

777 Suero, T. 1942. Sobre la tectónica del Jurásico Superior y del Supracretácico en los alrededores
778 de Cerro Lotena (Gobernación del Neuquén). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La
779 Plata (inédito) 76 p, La Plata.

780 Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M.M. and Ramos, V.A., 2010. Early uplift and
781 orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and
782 Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.

783 Uliana, M.A., Biddle, K.T. and Cerdán, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of
784 Argentine sedimentary basin. In: Tankard, A.J., Balkwill, H.R. (eds.) *Extensional Tectonics and*
785 *Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists, 46:
786 509-614.

787 Uliana, M.A. and Legarreta, L., 1993. Hydrocarbon habitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-
788 Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, 16, 4: 397-420.

789 Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. and Welsink, H.J., 1995. Tectonic evolution and
790 paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Soruco, R.S., Welsink
791 H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum
792 Geologists, Special Publication 62: 383-402. Tulsa.

793 Weaver, C. E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina,
794 *Memoirs University of Washington*, 1-595.

795 Westermann, G. E. G. and Riccardi, A. C., 1972. Middle Jurassic ammonoid fauna and
796 biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part I: hildocerataceae. *Palaeontograph.*
797 *Abteilung*. 140A, 1-116. Stuttgart.

798 Westermann, G. E. G. and Riccardi, A. C., 1979. Middle Jurassic Ammonoid fauna and
799 Biochronology of the Argentine-Chilean Andes, II: Bajocian Stephanocerataceae.
800 *Palaeontographica*, 164A, 85-188, Stuttgart.

801 Windhausen, A. 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y
802 Neuquén, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (Cerro Lotena
803 y Covunco). Ministerio de Agricultura Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales* 10, 1:
804 21-37.

805 Zavala, C. A. 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en
806 el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina.
807 Tesis Doctoral, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca,
808 Argentina, 259 pp. (inérita)

809 Zavala, C. A., 1996 a. Sequence stratigraphy in continental to marine transitions. An example
810 from the middle Jurassic Cuyo group, south Neuquén basin, Argentina. *Geo Research Forum*
811 1: 285-293.

812 Zavala, C.A., 1996 b. High-resolution sequence stratigraphy in the middle Jurassic Cuyo group,
813 south Neuquén basin, Argentina. *Geo Research Forum* 1: 295-303.

814 Zavala, C.A. y Freije, H. 2002. Cuñas clásticas jurásicas vinculadas a la Dorsal de Huíncul. Un
815 ejemplo del area de Picún Leufú. Cuenca Neuquina, Argentina. In: V Congreso de Exploración
816 y Desarrollo de Hidrocarburos. pp. 14. Mar del Plata, Argentina.

817 Zavala, C. A. y González, R., 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la
818 Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras 65: 40-54.

819 Zavala, C. A., Maretto, H. and Di Meglio, M., 2005. Hierarchy of bounding surfaces in Aeolian
820 sandstones of the Tordillo Formation (Jurassic). Neuquén Basin, Argentina. Geológica Acta 3:
821 133-145.

822 Zavala, C.A., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A. and Otharán, G., 2020. Jurassic Uplift Along
823 the Huincul Arch and Its Consequences in the Stratigraphy of the Cuyo and Lotena Groups.
824 Neuquén Basin, Argentina. In: Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern
825 Andes. Springer, 53-74.

826

827

828

829

830

831

832

833

834

835

836

838

839 **Figura 1.** A) Mapa de la Cuenca Neuquina con los afloramientos de los distintos grupos que
840 la componen (Modificado de Naipauer et al., 2018). B) Unidades, discordancias y principales
841 fases tectónicas en la Cuenca Neuquina. Modificado de Naipauer y Ramos (2016).

842 **Figura 2.** Ubicación de Puesto Seguel.

843 **Figura 3.** Panorámica del afloramiento de la Formación Lajas en Puesto Seguel. Las líneas
844 rojas puntadas indican las dos discordancias reconocidas: la inferior denominada discordancia
845 Seguética o Intrabajociana 1 y la superior llamada discordancia Lohanmahuídica o
846 Intrabajociana 2 (Leanza, 2009). Las letras muestran los distintos intervalos definidos en este
847 trabajo, mientras que las biozonas de amonites fueron definidas siguiendo la clasificación
848 propuesta por Riccardi (2008).

849 **Tabla 1.** Principales características sedimentológicas y estratigráficas de la Formación Lajas
850 en Puesto Seguel.

851 **Figura 4.** Intervalo A: A) Intercalaciones de pelitas y areniscas con estratificación horizontal y
852 masivas. B) Niveles de areniscas con estructuras entrecruzadas en domo. C) Ondulas de
853 oleaje al tope de bancos. D) Evidencias de deformación sinsedimentaria.

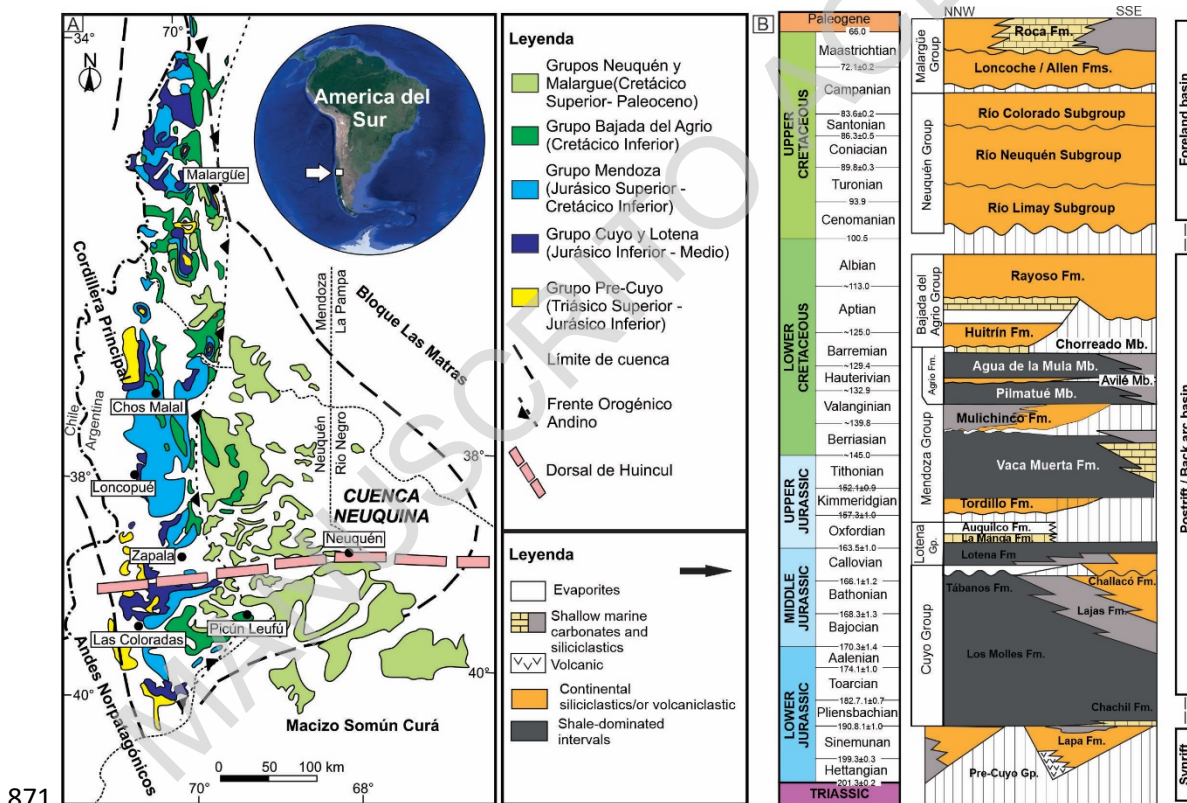
854 **Figura 5.** Intervalo B: A) Depósitos heterolíticos. B) Niveles de areniscas con Icnofacies de
855 *Teredolites*. C) Restos vegetales. D) *Gyrochorte*, evidencia de organismos oportunistas.

856 **Figura 6.** Intervalo B: A) Estructuras de deformación por carga en areniscas con pelitas
857 interestratificadas (círculo negro indicando piqueta de escala). B) Contacto entre depósitos
858 heterolíticos y areniscas con entrecruzamientos asintóticos hacia la base. C) Intraclastos
859 pelíticos en la base de los bancos. D) Intervalo canalizado con estructuras entrecruzadas
860 planares y en artesa en areniscas que cortan erosivamente los niveles inferiores.

861 **Figura 7.** Intervalo C: A) Contacto abrupto entre intervalos C y D. B) Corales solitarios
 862 asignables a *Montlivaltia* sp C) Amonite asignable a *Choffatia* sp. indet D) Areniscas con
 863 estratificación “swaley”. E) Areniscas con intercalaciones de pelitas y estructuras
 864 entrecruzadas en domo. F) Areniscas con estratificación entrecruzada de gran escala. G)
 865 Bivalvo atribuible a *Ctenostreon neuquense*. Weaver.

866 **Figura 8.** Intervalo D: A) Areniscas con entrecruzamientos tabulares planares y
 867 estratificaciones en artesa. B) Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa. C) Restos
 868 de troncos fosilizados de gran tamaño. D) Formas de meteorización “Los Pozones”. E)
 869 Rastrilladas atribuibles a dinosaurios tireóforos (indicadas con círculos negros).

870 Figura 1 A y B

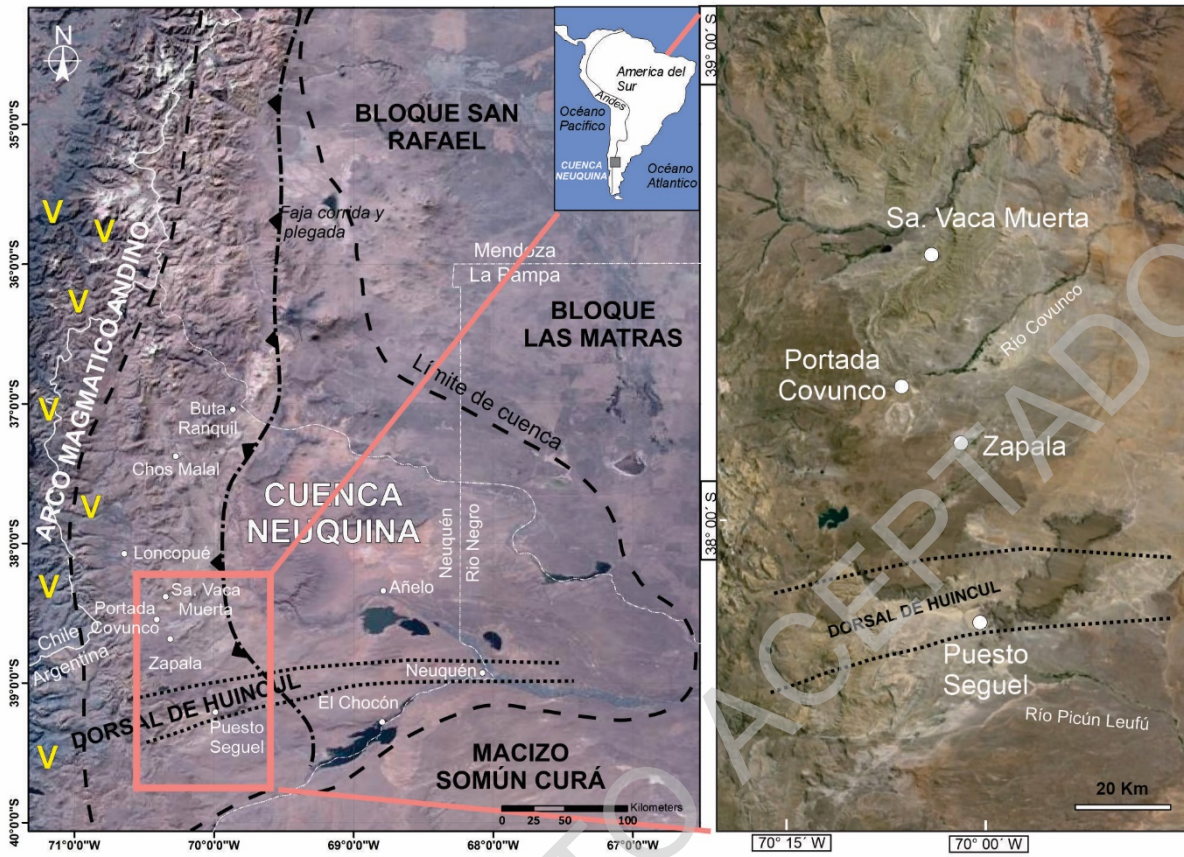


872

873

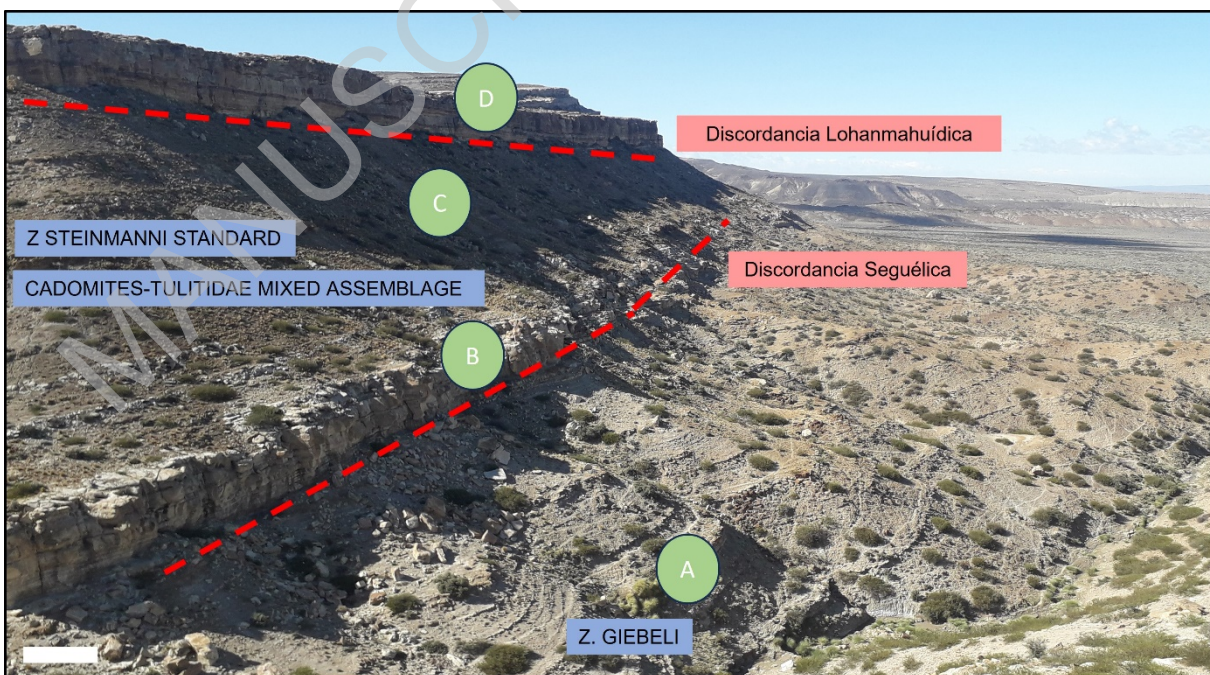
874

875 Figura 2



876

877 Figura 3

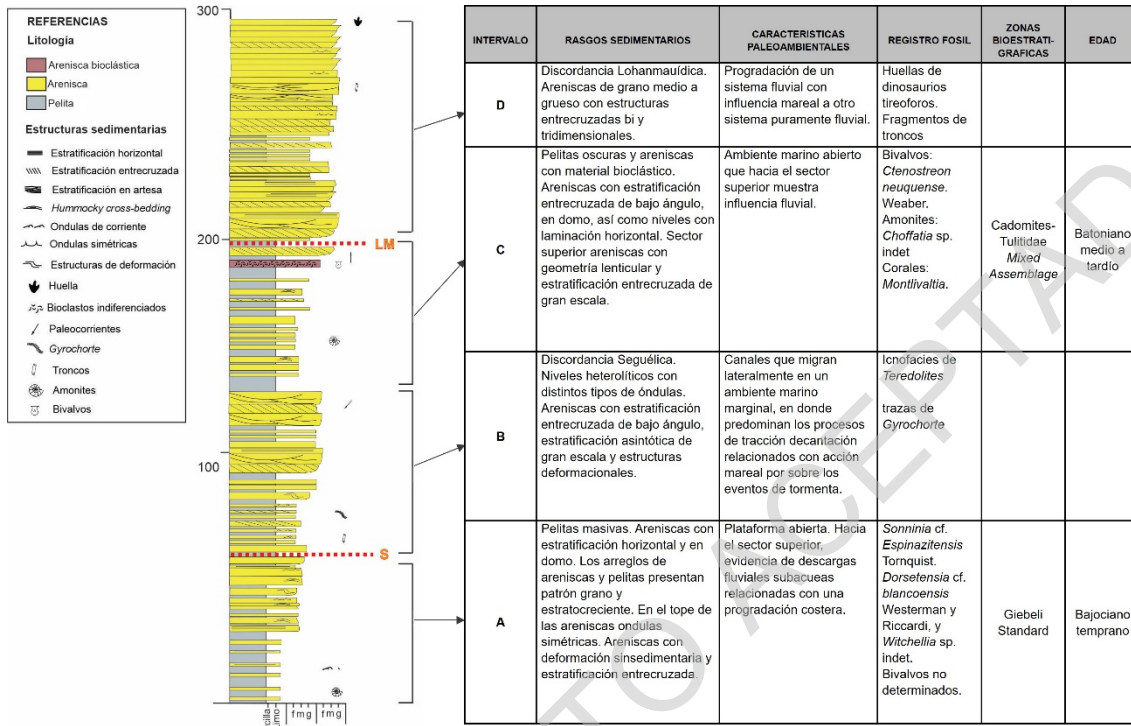


878

879

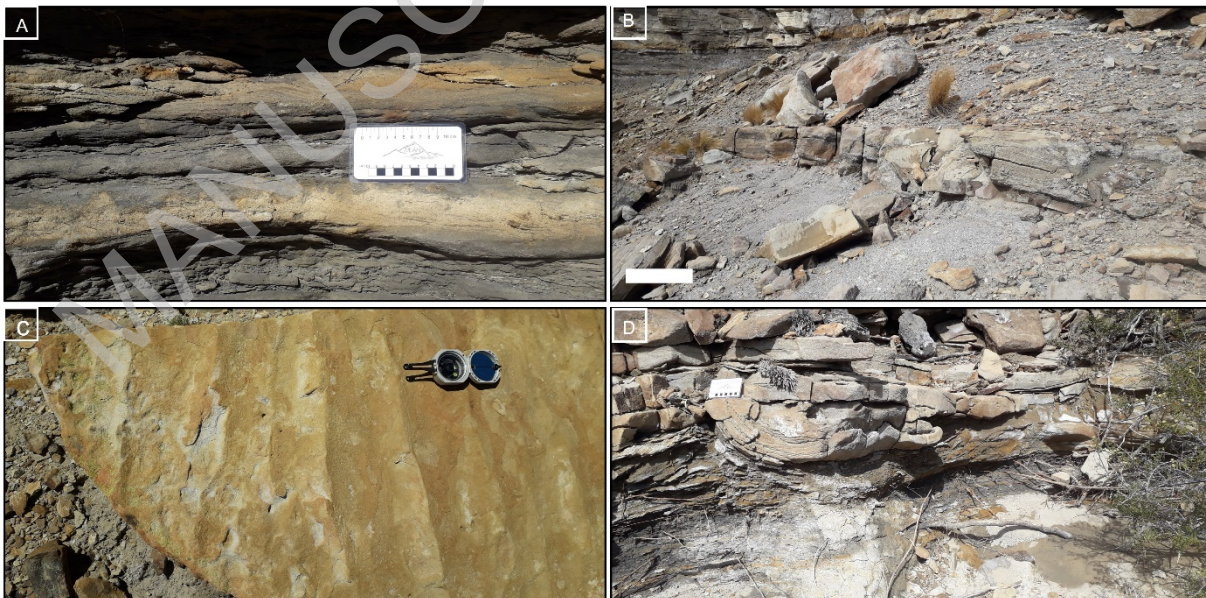
880

881 Tabla 1



882

883 Figura 4



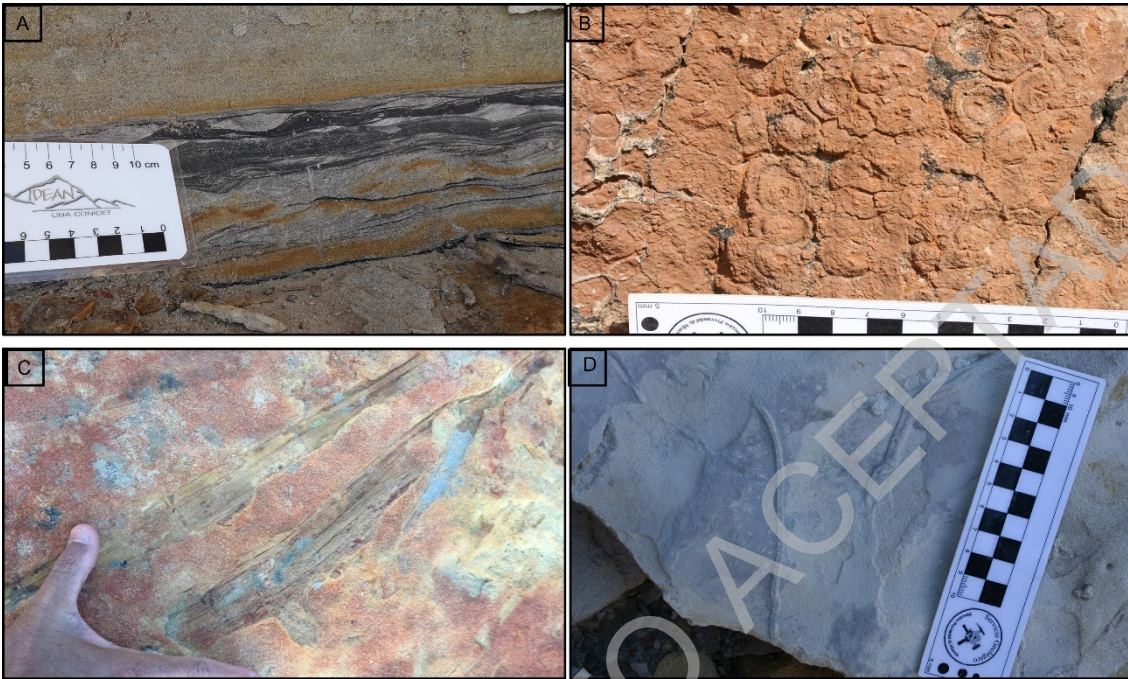
884

885

886

887

888 Figura 5

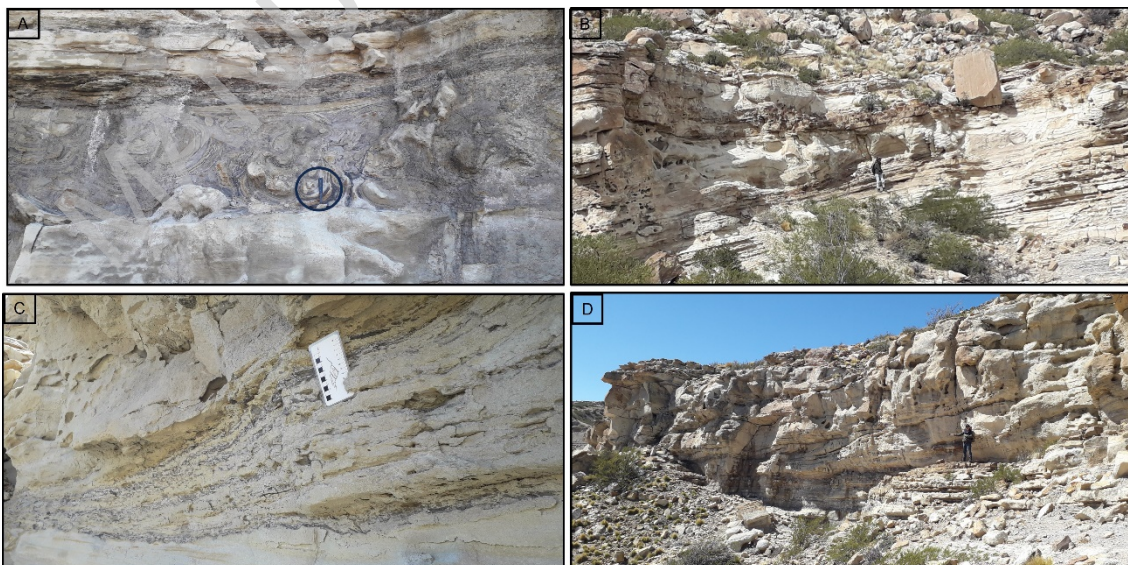


889

890

891

892 Figura 6

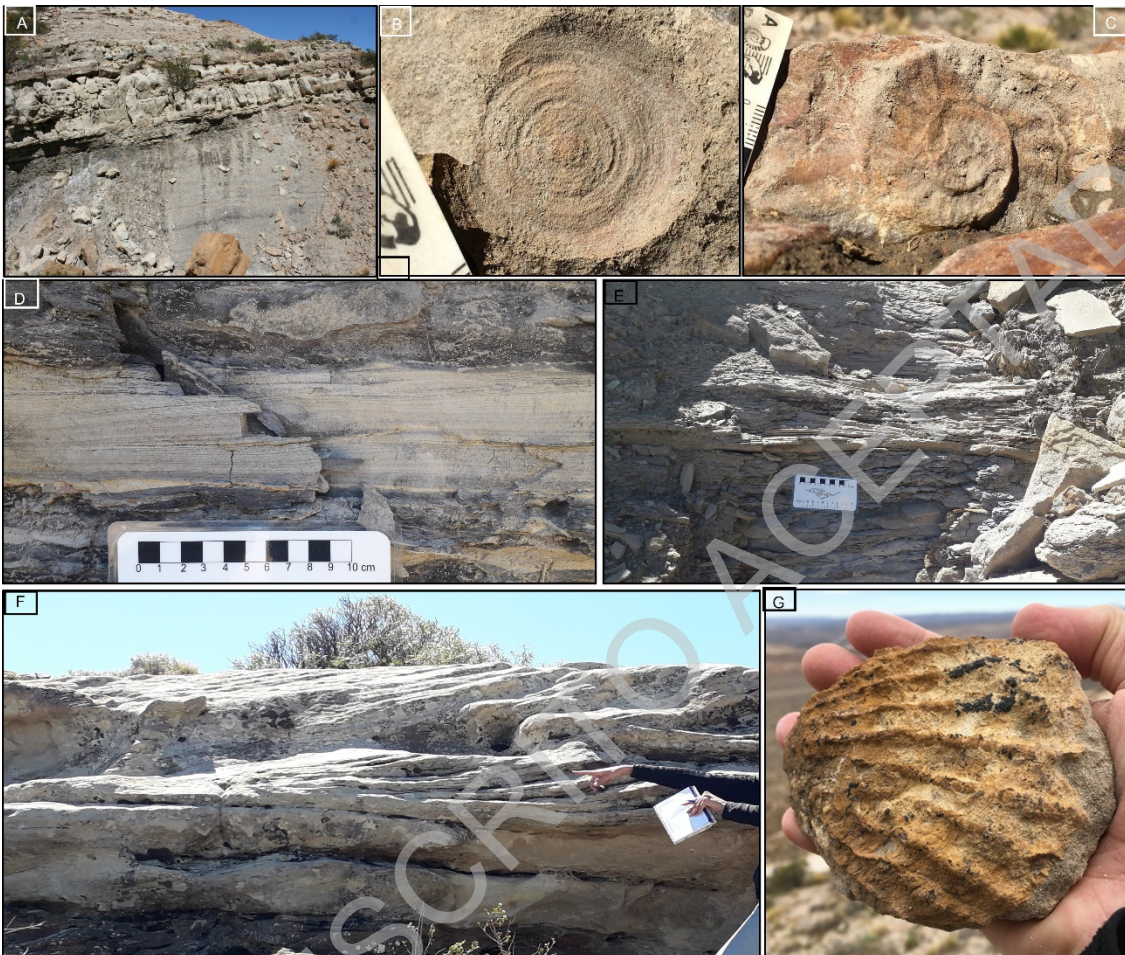


893

894

895

896 Figura 7



897

898 Figura 8



899

MANUSCRITO ACEPTADO