

1 **Distribución geográfica y temporal de las tidalitas de la Formación Lajas (Grupo Cuyo),**
2 **Jurásico Inferior—Medio de la Cuenca Neuquina**

3

4 **Candela GONZALEZ ESTEBENET ⁽¹⁾, Pablo J. PAZOS ^(1, 2)**

5 ¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA).
6 Ciudad Universitaria, Pabellón II. CABA (1428).

7 ² IDEAN: Instituto de Estudios Andinos “Don Pablo Groeber” (UBA-CONICET). Facultad de
8 Ciencias Exactas y Naturales (UBA). Ciudad Universitaria, Pabellón II. CABA (1428).

9 Autor correspondiente: mcandelagonzalezestebenet@gmail.com

10

11 Editor: S.E. Damborenea

12

Recibido: 30 de marzo de 2024

13

Aceptado: 31 de octubre de 2024

14

15 **RESUMEN**

16

17 La Formación Lajas es una unidad conocida en afloramientos y en subsuelo de la Cuenca
18 Neuquina (Grupo Cuyo), que ha sido tradicionalmente interpretada como un sistema deltaico
19 regresivo progradante hasta el borde de la plataforma. Muchos trabajos han destacado la
20 predominancia de procesos fluviales sobre mareales en esta unidad. En este trabajo se
21 analizan los indicadores de mareas reconocidos en localidades ubicadas en inmediaciones y
22 hacia el norte de la Dorsal de Huinca, como Puesto Seguel (1), Portada Covunco (2) y Sierra
23 de la Vaca Muerta (3). Se han reconocido seis tipos de indicadores de acción de mareas,
24 desde aquellos indiscutibles hasta los que deben analizarse en contexto. De todos ellos, los
25 denominados *tidal bundles* son considerados diagnósticos. Pero tanto las ritmitas, los arreglos
26 heterolíticos, la migración lateral de canales con estructuras heterolíticas inclinadas y las
27 dunas y barras, son frecuentes en sistemas modulados hasta dominados por mareas, aunque
28 no exclusivos. La abundancia de evidencias del registro de mareas en las localidades

29 analizadas contrasta con los registros documentados al sur de la mencionada dorsal, donde
30 se propone un sistema micromareal, pero amplificado por la geometría de la cuenca. Las
31 razones de las diferencias son explicadas por las distintas edades de las sucesiones
32 aflorantes a ambos lados de la Dorsal de Huincul, siendo más jóvenes las aflorantes al norte
33 y no vinculadas con un sistema deltaico. Este trabajo propone que durante el Bathoniano
34 tardío hasta el Caloviano temprano el sistema depositacional en el área estudiada estuvo
35 dominado por mareas, muy posiblemente con rangos macromareales.

36 **Palabras clave:** Sistemas mareales, manojos mareales, ritmitas, Dorsal de Huincul, acreción
37 lateral

38

39

40 **ABSTRACT**

41

42 ***Geographical and temporal distribution of tidalites in the Lajas Formation (Cuyo Group),***
43 ***Early– Middle Jurassic of the Neuquén Basin***

44 The Lajas Formation is a well-known unit from outcrops and subsurface of the Neuquén Basin
45 (Cuyo Group), traditionally interpreted as a regressive deltaic system prograding up to the shelf
46 edge. In this unit, the dominance of fluvial processes over tidal ones was emphasized in many
47 facies studies. In this paper, a series of tidal indicators are analyzed in several localities located
48 to the north of the Huincul High, like Puesto Seguel (1), Portada Covunco (2) and Sierra de la
49 Vaca Muerta (3). Six types of tidal indicators have been recognized in the succession starting
50 with those considered diagnostic of tidal origin like tidal bundles, and others like rhythmities,
51 heterolithic arrangements, and lateral accretion channels with inclined heterolithic structures,
52 dunes and bars, which are common in tidal dominated and modulated depositional systems,
53 but not exclusive of them. The abundance of tidal indicators in the studied localities is
54 contrasting with the record in those located to the south of the mentioned high, where a
55 microtidal system amplified by structural features has been previously proposed. The reason
56 of the documented differences is explained by the fact that successions situated at both sides

57 of the Huincul High are not coeval in age, being younger those situated to the north of the high,
58 where a delta system is not documented. This paper proposes that between the late Bathonian
59 and early Callovian the sedimentary record to the North of the Huincul High was tide-
60 dominated, and possibly a macrotidal depositional system developed.

61 **Keywords:** Tidal system, tidal bundle, rhythmites, Huincul High, lateral accretion

62

63 1. INTRODUCCION

64

65 La Formación Lajas (Weaver, 1931) integrante del Grupo Cuyo (Dellapé et al., 1978) de
66 la Cuenca Neuquina, es una unidad sobre la que se han establecido nuevas interpretaciones
67 acerca de las correlaciones estratigráficas y discontinuidades presentes (ej. González
68 Estebenet et al., 2024). Esta formación es objeto de interpretaciones acerca de la dominancia
69 de procesos fluviales y el alcance de las mareas en el registro sedimentario. La primera
70 referencia a la existencia de mareas fue efectuada por Gulisano y Hinterwimmer (1986).
71 Abordar la distribución del registro mareal requiere previamente de un adecuado marco de
72 correlación estratigráfica, ya que la dominancia de un determinado agente de transporte
73 puede variar de acuerdo con el intervalo estratigráfico considerado. Este marco de correlación
74 ha sido recientemente propuesto por González Estebenet et al. (2024).

75 Numerosos trabajos en afloramientos se han llevado a cabo casi en una misma zona
76 (Bajada los Molles) ubicada al sur de la llamada Dorsal de Huincul (Figura 1), la mayoría
77 coinciden en la existencia de un sistema deltaico, pero discrepan en la magnitud de la acción
78 de las mareas (ej. McIlroy et al., 2005; McIlroy, 2007; Gugliotta et al., 2015, 2016; Brinkworth
79 et al., 2018; Kurcinka et al., 2018; Steel et al., 2018, 2023, Almeida et al., 2020 y Canale et
80 al., 2020). Por ejemplo, McIlroy et al. (2005) interpretan un sistema depositacional
81 macromareal (estuárico) amplificado estructuralmente con extensos *tidal flats*, que culmina
82 con canales fluviales. Por su parte, otros autores como Gugliotta et al. (2016) hacen referencia
83 a controles climáticos en las descargas fluviales (monzones), que generaron una repetición
84 de ciclos cuya periodicidad no está vinculada con las mareas, y por consiguiente enfatizaron

85 la influencia fluvial vinculada con la estacionalidad climática, así como la existencia de
86 subdeltas en un medio micromareal. En el mismo sentido, un sistema deltaico dominado por
87 barras de desembocadura progradantes, con influencia mareal secundaria fue interpretado
88 por Kurcinka et al. (2018), siempre para los afloramientos más antiguos de la unidad situados
89 al sur de la Dorsal de Huincul. Una abundante descarga fluvial es, por otra parte, innegable
90 en un sistema deltaico altamente progradante y sobrealimentado y que llegó al borde del talud,
91 al menos hasta el Bajociano (Steel et al., 2023).

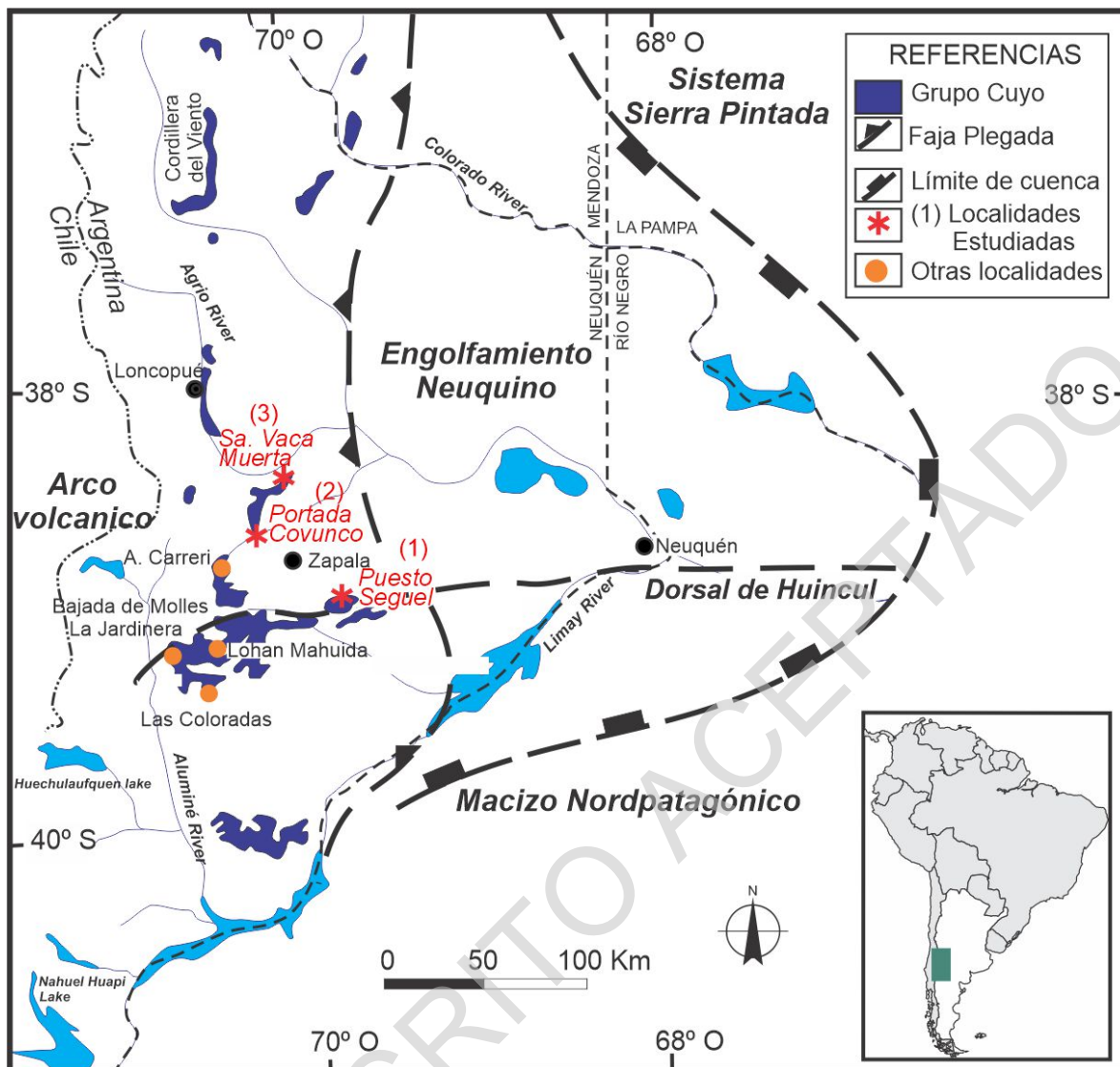
92 En otras localidades situadas sobre o hacia el norte de la Dorsal de Huincul las
93 interpretaciones son más variadas y complejas. Aquí, los estudios paleoambientales son
94 integradores (ej. Canale et al., 2015), estratigráficos (Zavala y González, 2001; Leanza, 2009)
95 o presentan interpretaciones puntuales para una localidad (ej. Gulisano y Hinterwimmer, 1986;
96 Canale et al. 2016; Iglesia Llanos et al., 2019; Pazos et al., 2019). Cabe destacar que, hasta
97 la confirmación de nuevas edades más robustas, algunos autores encontraban semejanzas
98 paleoambientales notables entre las localidades al norte y sur de la mencionada dorsal (ej.
99 Gulisano y Hinterwimmer, 1986, Zavala, 1996 a, b; Canale et al. 2015, 2016); aunque para
100 otros han sido contrastantes (ej. Gulisano y Guttierrez Pleimling, 1994; Pazos et al., 2019;
101 Zavala et al., 2020; González Estebenet et al., 2021).

102 En un ámbito depositacional marino a marino-marginal se produce la interacción de
103 procesos netamente marinos (oleaje, corrientes costeras, etc.) y otros vinculados al no marino,
104 como las descargas fluviales, ya sean más o menos regulares con descargas continuas o
105 hasta catastróficas, produciendo flujos hiperpícnicos como ha sido propuesto para la
106 Formación Lajas por Zavala y González (2001) o Steel et al. (2018), entre otros.

107 La falta de correlación directa entre los afloramientos al sur de la Dorsal de Huincul
108 (muy estudiados) con los ubicados al norte de ella (menos conocidos), tiene implicancias en
109 el análisis del registro de mareas, ya que es esperable que, en intervalos estratigráficos con
110 profundidades marinas equivalentes y con configuraciones de cuenca semejantes, los
111 controles puedan compararse fácilmente. En primera instancia, el aspecto estratigráfico
112 pareciera irrelevante para entender los procesos mareales. Este, al estar relacionado con la

113 distribución de sedimentos, particularmente provenientes del aporte por descargas fluviales
114 asociadas a la actividad de un sistema deltaico, facilitaría la disponibilidad sedimentaria,
115 especialmente de partículas de grano fino que aumentan la probabilidad de reconocer la
116 acción mareal, a partir del registro de cortinas de fango (*mud drapes*). Luego, entender el
117 marco geológico y temporal es indispensable para comprender la evolución en el tiempo de
118 los agentes de transporte involucrados en la sucesión sedimentaria de la Formación Lajas.

119 Por este motivo, abordar el análisis de las posibles diferencias referidas a la influencia
120 de las mareas como agente depositacional son un objetivo crucial que fundamenta el trabajo
121 en la zona elegida para el estudio que, sobre la base de la propuesta de González Estebenet
122 et al. (2024), se reconoce que para las localidades elegidas desde la Dorsal de Huincul hacia
123 el norte, como Puesto Seguel (1), Portada Covunco (2) y Mallín de las Cuevas (Sierra de la
124 Vaca Muerta) contienen registros mareales fundamentalmente desde el Bathoniano tardío
125 hasta el Caloviano temprano. Luego, este trabajo tiene como objetivos: i) Reconocer los
126 distintos indicadores mareales y su registro geográfico y estratigráfico desde y hacia el norte
127 de la Dorsal de Huincul en la Formación Lajas; ii) Ordenar los indicadores de acuerdo a la
128 información que brindan respecto a las mareas; iii) Discutir la ocurrencia de los mismos en
129 determinados intervalos estratigráficos; iv) Destacar el valor de los indicadores de
130 paleocorrientes en los estudios sedimentológicos de una unidad con indicadores de mareas
131 abundantes.



132

133 **Figura 1:** Mapa de ubicación de las localidades estudiadas en los afloramientos del Grupo Cuyo
 134 (Modificado de Pazos et al. 2019). Localidades estudiadas (1, 2, 3).
 135

136

137 2. MARCO GEOLÓGICO

138

139 Como se ha mencionado al inicio de este trabajo, el marco geológico regional y la
 140 evolución de la Cuenca Neuquina, así como aspectos relacionados con discontinuidades
 141 (discordancias) presentes dentro de la Formación Lajas ha sido recientemente discutido por
 142 González Estebenet et al. (2024), en este mismo volumen, por lo que se sugiere ver las
 143 discusiones estratigráficas en el citado trabajo. Allí ha quedado de manifiesto el marcado
 144 diacronismo de los depósitos de la Formación Lajas al sur (más antiguos) y hacia el norte

145 (más modernos) de la Dorsal de Huincul. La unidad en su conjunto abarca desde el Aaleniano
146 hasta el Caloviano, es decir el Jurásico Inferior y Medio, con esa particularidad en la
147 distribución geográfica en depocentros con diferentes edades.

148 Al sur de la dorsal, en la zona de Bajada los Molles o hacia el este en subsuelo es
149 coincidente la interpretación deltaica con acción mareal secundaria (Zavala 1996a; Gugliotta
150 et al., 2015, 2016; Brinkworth et al., 2018; Kurcinka et al., 2018; Steel et al., 2018, 2023 y
151 Almeida et al., 2020).

152 Los estudios desde la Dorsal de Huincul hacia el norte, o sea las localidades destacadas
153 en este trabajo, incluyen interpretaciones paleoambientales más variadas y complejas con
154 discordancias intraformacionales (véase González Estebenet et al., 2024). Por su parte,
155 mientras algunos autores mantienen una génesis deltaica sin considerar el diacronismo
156 mencionado (ej. Gulisano y Hinterwimmer, 1986; Zavala, 1996 a, b; Canale et al., 2015, 2016),
157 otros han sugerido la inexistencia de un sistema deltaico, independientemente de las edades
158 consideradas (ej. Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1994; Brinkworth et al., 2018 y Pazos et al.,
159 2019). Aquí, los estudios paleoambientales son integradores (ej. Canale et al., 2015),
160 estratigráficos (Zavala y González, 2001; Leanza, 2009) o presentan interpretaciones
161 puntuales para una localidad (ej. Gulisano y Hinterwimmer, 1986; Canale et al. 2016; Iglesia
162 Llanos et al., 2019; Pazos et al., 2019).

163 La Dorsal de Huincul, ha mostrado ser un elemento morfoestructural que divide a la
164 cuenca de la Formación Lajas en dos depocentros, el de Picun Leufú hacia el sur y el
165 Engolfamiento Neuquino hacia el norte (Ramos et al., 2011). En el último se han reconocido
166 algunos rasgos paleontológicos, bioestratigráficos y sedimentológicos diferenciables del
167 primero. Por ejemplo, en una localidad clásica como Portada Covunco, Pazos et al. (2019)
168 documentaron una huella de dinosaurio tireóforo hacia la base de la unidad, que además de
169 ser la más antigua de la Cuenca Neuquina, desafió el clásico modelo deltaico, progradante y
170 somerizante, por ubicarse cercana a la base y en un intervalo estratigráfico donde fueron
171 hallados invertebrados marinos como *Levitrigonia covuncoensis*, ya documentados por
172 Lambert (1944) y Cooper (2015), que además ya sugerían que la edad de la unidad alcanzaría

173 el Caloviano (véase Pazos et al., 2019) Luego, González Estebenet et al. (2021) con
174 dataciones de circones detríticos mencionaron dicha edad caloviana como más probable para
175 casi toda la unidad. Sin embargo, sobre la base de un amonite encontrado en afloramientos
176 distantes a más de 60 km al sur de Portada Covunco se lo ha correlacionado con el área, y
177 se propuso una edad bajociana superior, según una comunicación personal (Zavala, 1996b,
178 pag. 300). Sobre esa base, posteriormente se ajustó un modelo magnetoestratigráfico en el
179 que se asigna al Bathoniano la sucesión de la parte superior de la unidad en dicha localidad
180 (Iglesia Llanos et al., 2019). Sin embargo, Zavala (1996b) menciona que, en el sur de la dorsal,
181 por encima de una discordancia que atribuye a una combinación de caída del nivel del mar
182 eustática y tectónica desarrollada hacia fines del Bajociano, no encuentra indicadores
183 bioestratigráficos del Bathoniano para sus secuencias J6 y J7, aunque sugiere esa edad por
184 una correlación con la curva global de cambios del nivel del mar. Esas sucesiones (J6 y J7)
185 son fluviales y las atribuye a la Formación Challacó, notablemente diferentes a los depósitos
186 de la Formación Lajas en Portada Covunco.

187 Recientemente Zavala et al. (2020) desvinculan de la progradación de la Formación
188 Lajas a la Formación Challacó, que fue depositada sobre la discordancia mencionada y
189 refuerzan la ausencia de Bathoniano al sur de la Dorsal de Huincul. Esta interpretación
190 coincide con la ausencia de Bathoniano Temprano y Medio recientemente documentada por
191 González Estebenet et al. (2024) sobre la Dorsal de Huincul en Puesto Seguel.

192 Zavala y González (2001) y Zavala y Freije (2002) ya habían generado un esquema de
193 correlación diacrónica entre los afloramientos al sur y al norte de la dorsal, sobre la base de
194 la nomenclatura estratigráfica secuencial indicando una edad más joven para gran parte del
195 engolfamiento. Recientemente Chalabe et al. (2022) mediante el registro palinológico
196 sustentan una edad caloviana para Portada Covunco, algo que también fue sugerido
197 previamente por Marynowsky et al. (2011) y Stukins et al. (2013). Por otra parte, las edades
198 sugeridas mediante el estudio de circones detríticos (González Estebenet et al., 2021) indican
199 que posiblemente toda la sucesión sea del Caloviano en la localidad de Portada Covunco.

200

3. METODOLOGIA Y ZONA DE ESTUDIO

Para el estudio de los rasgos mareales y sus características diagnósticas es preciso establecer la nomenclatura de análisis. Al respecto, existe una terminología específica para denominar arreglos depositacionales desde dominados hasta influenciados por mareas, que se conocen como “tidalitas” e incluyen, desde las clásicas ritmitas mareales, los *tidal bundles*, hasta otros más exóticos como las llamadas “tidalitas tubulares”, que hacen referencia al registro mareal documentado en el relleno de trazas fósiles y que son mucho menos frecuentes en el registro geológico, pero que han sido documentadas en Argentina (ej. Wetzel et al., 2014).

Para este trabajo, se realizó una recopilación de todos los indicadores sedimentarios incluidos en el término “tidalita” documentados en la Formación Lajas. El concepto de tidalita fue acuñado por Klein (1972) y posteriormente ampliado a todo tipo de depósitos con evidencias mareales por Davis (2011), aunque no sea posible establecer la periodicidad existente. Es importante destacar que la existencia de mareas en el registro geológico no solo depende de la naturaleza y rango de estas, sino de la disponibilidad de sedimentos granulométricamente apropiados para generar geoformas que las documenten. En este sentido, es acertado lo enunciado por Davis (2011) quien denota que el registro geológico de mareas es mucho menor al que el que realmente ha existido.

Se han reconocido seis tipos distintos de indicadores mareales desde indiscutibles hasta otros que deben ser analizados en un contexto para ser atribuidos a mareas, ya que son frecuentes en otros medios depositacionales. En primer lugar (1) *Tidal bundles*, (2) Ritmitas mareales, (3) Arreglos heterolíticos, (4) Barro fluido (*fluid mud*), (5) Dunas (*sand waves*) y (6) Estratificación heterolítica inclinada (IHS).

En lo que respecta al área de estudio comprende la de los análisis de campo y la revisión de localidades según la literatura publicada. En el primer caso se hace referencia fundamentalmente a la zona denominada *sensu lato* al norte de la Dorsal de Huincul con afloramientos en tres localidades que en sí mismas conforman una transecta sudeste-

229 noroeste y que incluye observaciones en: 1) Puesto Seguel, 2) Portada Covunco y 3) Sierra
230 de la Vaca Muerta (Figura 1), con la observación particular de la sucesión en Mallín de las
231 Cuevas. En la localidad de puesto Seguel (1), se hace referencia a los rasgos documentados
232 en distintos intervalos estratigráficos (A-D) según la reciente propuesta de González
233 Estebenet et al. (2024). En el caso de Portada Covunco (2) se toma como referencia la sección
234 de González Estebenet et al. (2021), mientras que para la Sierra de la Vaca Muerta (3) no se
235 utiliza una columna estratigráfica ya que la propuesta por Canale et al. (2015, 2016) es
236 esquemática e integrada. Por tal motivo en este trabajo se refiere a rasgos documentados
237 hacia la base, medio o tope de la Formación Lajas. En lo que respecta a las referencias de la
238 literatura son provenientes del sur de la Dorsal de Huincul.

239

240 **4. MAREAS Y TIDALITAS**

241

242 **4.1 Marco Teórico**

243 Las mareas son, en general, analizadas en función de la periodicidad. Estas pueden
244 clasificarse en diurnas o semi diurnas y mixtas. En el primer caso, existe una pleamar y
245 bajamar al día y en el segundo existen dos de cada tipo. En el tercer caso, existe desigualdad
246 entre cada marea semidiurna. Estas mareas no coinciden exactamente con la duración de un
247 día terrestre, ya que son de 12.42 h (pleamar-bajamar), por lo que, en el caso semidiurno, la
248 duración es de 24.48 h. A eso debe sumarse otra periodicidad, que está vinculada con una
249 posición particular del alineamiento de la Tierra, Luna y Sol durante los equinoccios, que
250 producen ciclos de 182.6 días. Estas últimas se las conocen como sicigias equinociales y
251 pueden detectarse en las ritmitas mareales (Kvale, 2011). Queda claro que las ritmitas, son
252 una fuente muy importante de registro sedimentario para el establecimiento de la ciclicidad y
253 periodicidad de las mareas. Sin embargo, el rango mareal, o diferencia entre pleamar y
254 bajamar no es exclusivamente el resultado de una situación astronómica puntual ya que
255 existen otros factores que afectan *a priori*, la magnitud del rango mareal. Por un lado, el mismo
256 es mínimo en el ecuador, donde además las mareas son diurnas, y es máximo en latitudes

257 mayores, particularmente entre los 45° y 65° donde las mareas son semidiurnas. En esas
258 latitudes los principales constituyentes de la marea son M_2 y K_1 entre los más de 80
259 constituyentes de la marea (Defant, 1961). Sin embargo, son esos los que aportan en orden,
260 al rango mareal resultante. Si a esto le sumamos que, en esas latitudes puedan existir
261 conformaciones de la geometría costera que permitan la amplificación de mareas,
262 obtendremos rangos extremos. De todos ellos, la combinación más destacable se produce en
263 la Bahía of Fundy (Canadá) en donde el rango de mareas supera los 14 metros, con poca
264 diferenciación entre mareas de sicigias y de sicigias equinocciales, y se clasifica el sistema
265 como hipermareal del rango más elevado (Archer, 2013). Es por esto que la configuración
266 costera y la posición latitudinal de una cuenca, son cruciales para entender el registro de
267 paleomareas. Mientras que los cambios paleolatitudinales suelen ser más lentos, los cambios
268 debidos a variaciones del nivel del mar y configuraciones modificadas por efectos tectónicos
269 pueden ser más influyentes en el corto plazo para el registro mareal.

270 Las mareas y las tormentas se destacan en determinados contextos climáticos y
271 latitudinales, en donde la configuración costera puede magnificar las mismas o reducirlas y a
272 su vez generar patrones en la distribución de sedimentos y por consiguiente la generación de
273 geoformas marinas, altamente vinculadas con la disponibilidad de partículas y acordes con
274 diversos patrones de circulación. Puede decirse, que ambientes depositacionales puros, es
275 decir dominados completamente por un único agente son infrecuentes, ya que la interacción
276 entre ellos es la norma, y lo que queda habitualmente documentado en el registro geológico.

277 En este sentido, los arreglos sedimentarios se clasifican por la predominancia e
278 influencia de agentes como: mareas, oleaje o descargas fluviales (Vakarelov y Ainsworth,
279 2013). Por su parte con referencia a la participación de las mareas se pueden reconocer
280 sistemas dominados, modulados o influenciados por mareas (Dalrymple y Choi, 2007).
281 Factores alocíclicos (ej. clima) pueden, a su vez, controlar la ocurrencia y recurrencia de los
282 agentes, acorde con las diferencias estacionales, en donde llegan a alternarse entre ellos,
283 fundamentalmente entre mareas y oleaje (ej. Choi, 2014). A ello debe sumarse, que el clima
284 puede estar asociado con bandas paleolatitudinales, distribución de masas continentales,

285 fisiografía de una cuenca marina, barreras orográficas costeras, tan solo entre los
286 controladores más importantes y que dejan su impronta en el registro sedimentario.

287 El reconocimiento de la acción de mareas ha sido una fuente inagotable de
288 investigaciones sedimentológicas, que involucraron desde la definición de micro hasta
289 macroformas. Por ejemplo, existen algunos trabajos emblemáticos como el de Tessier (1993)
290 para el análisis de ritmitas mareales en ambientes actuales de la costa de Normandía, o el de
291 Archer (1998) para las del Carbonífero de USA. Estos han sido puntos de partida del modelado
292 para el estudio de registros de mareas. Estructuras de mayor escala, comprenden desde
293 dunas simples y compuestas hasta macroformas complejas (Reynaud y Dalrymple, 2011) y
294 su abordaje requiere de secciones más extensas lateralmente.

295 La complejidad del registro sedimentario de mareas aumenta con el mayor rango de
296 estas, que permite diferenciar desde sistemas micromareales hasta macromareales o
297 hipermareales, por encima de los 6 m de rango mareal. Estos últimos, han sido a su vez
298 diferenciables con rangos de mareas, en subcategorías (Archer, 2013). Por otra parte, la
299 periodicidad de las mareas está vinculada fundamentalmente con los ciclos lunares y la latitud,
300 que permite la clásica división en mareas diurnas y semidiurnas. Sin embargo, las mareas
301 *sensu lato*, tienen numerosos componentes con frecuencias y rangos variables que se
302 superponen e involucran ciclicidades desde diarias, mensuales y hasta anuales, controladas
303 por la interacción Tierra, Luna y Sol. Cada uno de los llamados componentes de las mareas
304 no actúa en simultáneo en un mismo lugar, ya que la geometría costera es distorsiva de
305 algunos componentes amplificando o disipando las ondas de marea. Las ciclicidades con
306 mayor periodicidad en general no son abordadas desde la sedimentología y atañen más a la
307 oceanografía.

308 La anfídomía marca puntos de rango mareal cero, los cuales a su vez están
309 controlados en su tamaño por la profundidad de la cuenca (Reynaud y Dalrymple, 2011) y
310 giran en el mismo sentido que la fuerza de Coriolis de acuerdo con el hemisferio considerado
311 y, determinan líneas co-mareales (Longhitano et al., 2012, fig. 2). Su influencia se ve además
312 magnificada por la fisiografía de la costa o "indentaciones", siendo las costas en forma de

313 embudo (*funnel shape*) las que más amplifican los rangos mareales. Esto último, tiene lugar
314 tanto en costas marinas abiertas como en estuarios. Un ejemplo actual de ello es la diferencia
315 de rango de marea dentro del propio Estuario del Río de la Plata, con máximos en la zona alta
316 del estuario, a los que se les suman fenómenos climáticos como la coincidencia con
317 “sudestadas”. En la actualidad, tanto la Patagonia austral santacruceña, como en la Bay of
318 Fundy (Canadá) o el English Channel (Mar del Norte) son ejemplos de sistemas amplificados
319 por la geometría costera (Archer, 2013). Algunos intentos de analizar la existencia de puntos
320 anfidrómicos en el registro fósil han sido propuestos para la Cuenca de Paraná en
321 comparación con cuencas actuales (Cándido et al., 2020). Para ello, el principal desafío es
322 establecer la paleolínea de costa. Sin embargo, como señalan Reynaud y Dalrymple (2011),
323 en cuencas semi-cerradas se necesita un tamaño y profundidad mínimos para que los puntos
324 anfidrómicos se desarrollen.

325 El reconocimiento de mareas en el registro geológico incluye depósitos que
326 inequívocamente las documentan, pero otros que no son exclusivos indicadores de mareas,
327 aunque tradicionalmente se han utilizado como indicadores indirectos de mareas, como
328 ciertas superficies de reactivación en estructuras sedimentarias o más precisamente
329 estructuras sigmoidales, tal como lo señalan Gingras y Zoneveld (2015) cuando introducen a
330 las tidalitas tubulares como una nueva estructura sedimentaria.

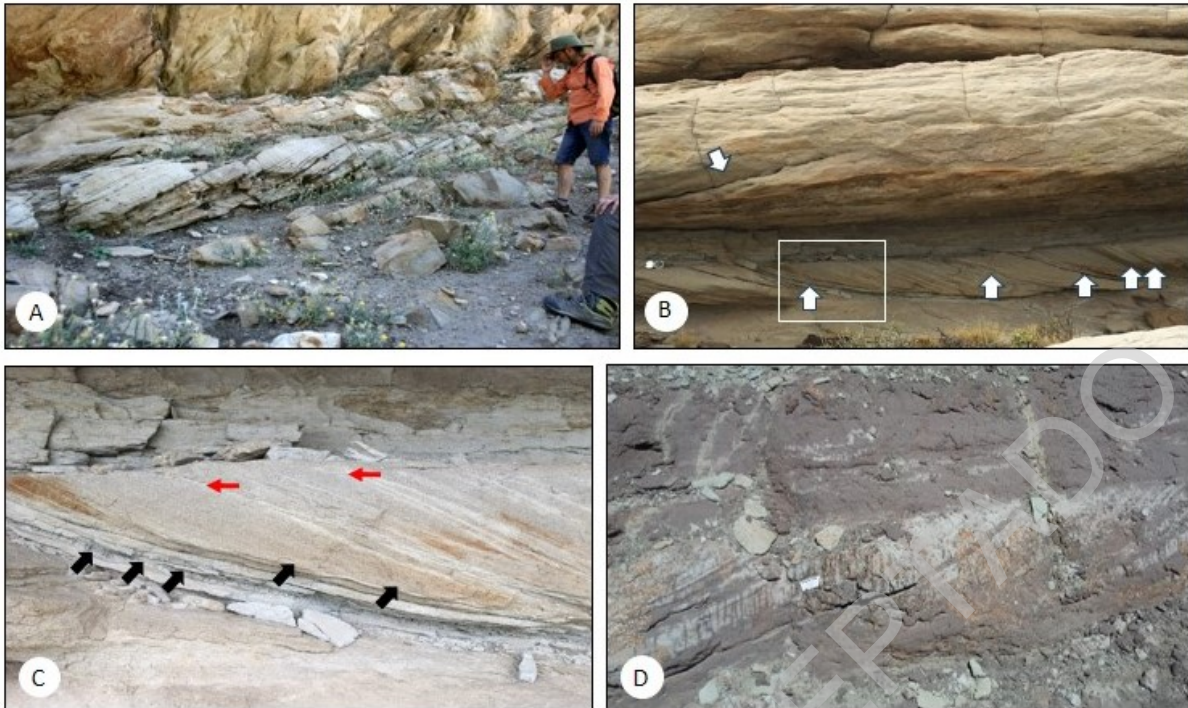
331

332 **4.2 Tipos de depósitos**

333 A continuación, se describirán (Figs. 2, 3, 4 y 5) jerárquicamente los registros que
334 documentan indiscutiblemente mareas hasta aquellos que deben ser analizables en un
335 contexto.

336 **A. Tidal bundle/s:** estos son arreglos que reflejan el ciclo diario de las mareas, y se componen
337 de un par arenopelítico (*couplet*), donde la arena representa la plaemar/bajamar y las pelitas
338 los momentos de cambio de tendencia. El espesor de cada *tidal bundle*, varía a lo largo del
339 mes, según los alineamientos del Sol, la Luna y la Tierra. Los depósitos de areniscas ocurren
340 durante las mareas de plenilunio o vivas (*spring*) mientras que los pelíticos durante los cuartos

341 o muertas (*neap*), con los astros dispuestos ortogonalmente entre sí. Estos arreglos
342 mensuales Davis (2011) los llama secuencia de mareas o sucesión de *tidal bundles*. El
343 espesor de estas secuencias o ciclos, a su vez depende de la distancia a los equinoccios,
344 cercana cuando se producen las mareas equinocciales o de mayor amplitud en su rango. Por
345 lo tanto, la expresión lateral de un ciclo depende de la cercanía o lejanía de los equinoccios.
346 Estos arreglos, en general se presentan en zonas resguardadas, frecuentemente cercanas a
347 canales de marea (Davis, 2011) y suelen mostrar paleocorrientes unidireccionales (Fig. 2).
348 De todos los indicadores de mareas, son los únicos que no pueden explicarse por otro agente
349 sedimentario. La primera mención de *tidal bundles* para la Formación Lajas en la localidad de
350 Portada Covunco fue documentada por Pazos et al. (2019 fig. 4 B), con un arreglo simple y
351 forma una estructura sigmoidal (Fig. 2 A). Como se ha mencionado estructuras sigmoidales
352 atribuidas a mareas fueron pioneramente documentadas por Gulisano y Hinterwimmer (1986)
353 pero en Puesto Seguel. En esta localidad se ha documentado un arreglo más complejo en el
354 Intervalo D, de González Estebenet et al. (2024) ya que se registra la mencionada variación
355 de espesores entre los distintos pares (*couplets*), que van variando progresivamente su
356 espesor (Fig. 2 B), y que indicarían un registro hacia la luna nueva. Internamente, algunas
357 superficies de las areniscas muestran ondulitas simétricas (flujos oscilatorios) o cuasi
358 simétricas con ejes transversales a la dirección de migración de las areniscas que las
359 contienen (Fig. 2 C), además de registrarse claramente los arreglos sigmoidales con la
360 convexidad marcada de las caras de avalancha. Por encima se observan niveles con
361 paleocorrientes opuestas (Fig. 2 B). Las paleocorrientes observadas en Portada Covunco y
362 en Puesto Seguel, registran mareas de salida (*ebb*) y de entrada (*flood*) respectivamente,
363 entendiendo una paleocosta ubicada al SE. Ejemplos de este tipo han sido documentados en
364 la literatura en todo el registro geológico, desde el Precámbrico (ej. Eriksson y Simpson, 2011),
365 el Cenozoico (Martinius, 2011) hasta la actualidad (Fan, 2011).



366

367 **Figura 2:** A) *Tidal bundles* con arreglo sigmoidal en Portada Covunco, ya ilustrados por Pazos et al.
 368 (2019). B) *Tidal bundles* en Puesto Seguel. Las flechas indican los intervalos pelíticos, la flecha invertida
 369 una superficie de reactivación en el banco suprayacente con paleodirección opuesta. Recuadro,
 370 corresponde a la Fig. 2 C. Brújula de escala. D) Sierra de la Vaca Muerta: sección de un *tidal bundle*,
 371 donde se observa abundante bioturbación *Skolithos* selectiva en las caras de avalancha arenosas.
 372 Escala en Figura 5 A.

373
 374

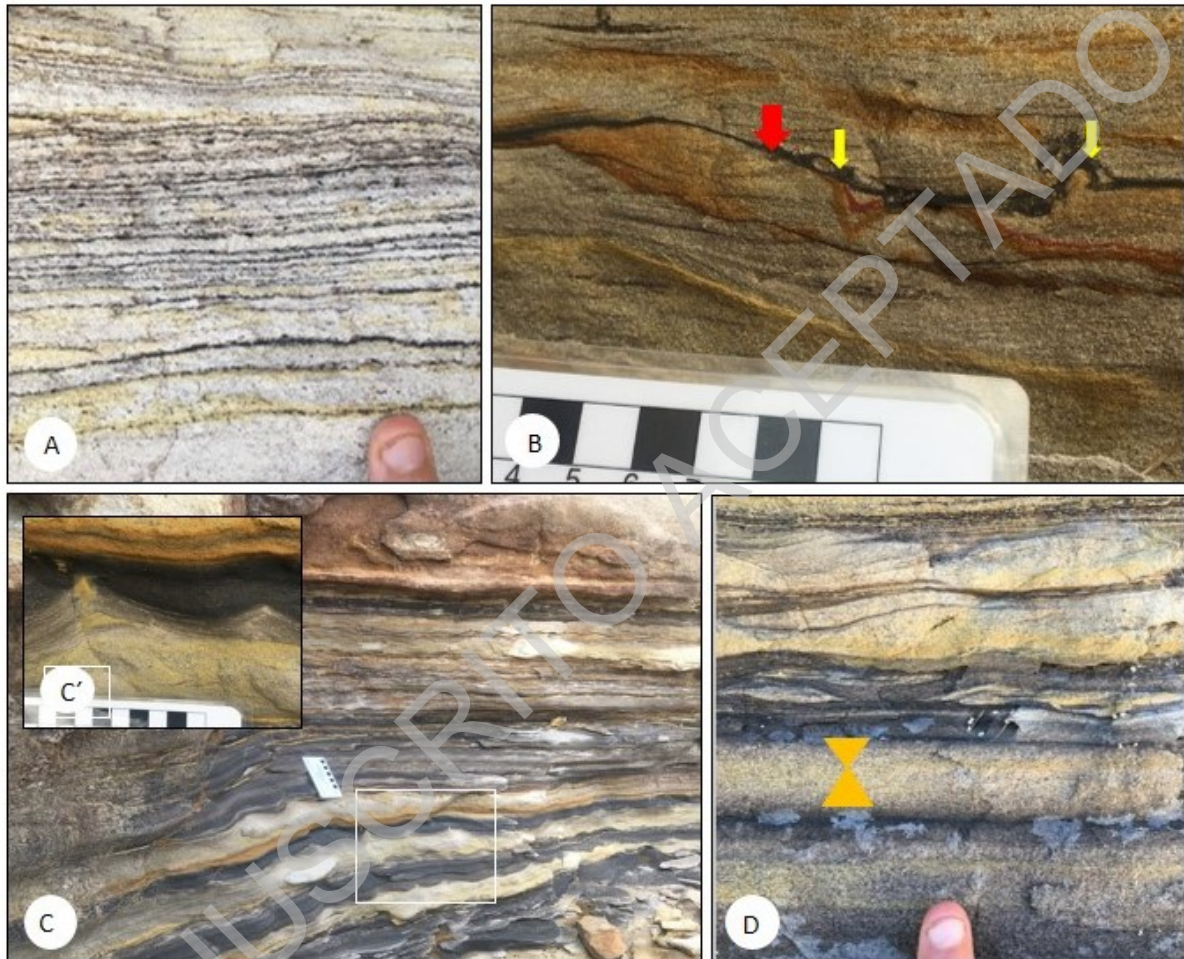
375 Es importante destacar un caso particular de *tidal bundles* documentado en la Sierra de la
 376 Vaca Muerta en la sección media de la unidad. Allí, al margen de presentarse la clásica
 377 alternancia entre areniscas y pelitas, la bioturbación encontrada es una evidencia indiscutible
 378 de las pausas en la sedimentación. Los niveles psamíticos, presentan un abundante registro
 379 de *Skolithos*, evidenciando elevada energía y condiciones estresantes (muy baja diversidad),
 380 ya que cada nivel y tope de banco muestran superposición de *Skolithos* (Fig. 2 D), lo que
 381 permite asignar los registros a la icnofacies homónima. Esta interpretación no es coincidente
 382 con la ofrecida por Canale et al. (2016), quienes asocian los registros de *Skolithos* en la misma
 383 localidad y posición estratigráfica, con barras de desembocadura. La idea de una barra de
 384 desembocadura no solo queda descartada por el arreglo sedimentario no vinculado a
 385 descargas fluviales hiperpícnicas, como se ha interpretado, sino por algo mucho más
 386 importante, las paleocorrientes observadas son SO-NE y no existe ninguna evidencia de

387 campo, de la progradación de un sistema deltaico desde el sudoeste para la unidad como el
388 propuesto. Las paleocorrientes serán oportunamente abordadas en otra parte del trabajo.

389 **B. Ritmitas mareales:** las ritmitas mareales están entre los arreglos sedimentarios más
390 conspicuos para el estudio de mareas, denominados estratificación mareal o *tidal bedding*
391 (Reineck, 1967). Ellos no solo las documentan, sino que permiten el análisis de diferentes
392 periodicidades. Tal vez los ejemplos arquetípicos son los registros del Carbonífero de USA,
393 ampliamente analizados en numerosos trabajos (Kvale y Archer, 1990; Archer y Greb, 2011),
394 aunque otros ejemplos de notable preservación se han documentado en el Mioceno (Chen et
395 al., 2023) o en el Cuaternario de Corea (Choi y Kim, 2006; Choi, 2010). El registro de ritmitas,
396 ha sido propuesto para detectar tidalitas en ambientes marinos profundos (Dykstra, 2011). Por
397 otra parte, en las llamadas tidalitas tubulares, que no es otra cosa que el relleno de
398 bioturbaciones por ciclos mareales, no suelen dejar registros tan completos de periodicidad,
399 pero igualmente, en zonas intensamente bioturbadas pueden ser una de las pocas maneras
400 de documentar mareas. La variabilidad del relleno y de bioturbaciones que admiten su
401 registro, en general corresponde a tubos abiertos con paredes desarrolladas que permiten el
402 relleno pasivo (véase Gingras y Zoneveld, 2015). Este tipo de tidalitas han sido reconocidos
403 en el Mioceno de España (Rodríguez-Tovar et al., 2019) y en el Mio-Plioceno de Argentina
404 (Wetzel et al., 2014).

405 En las ritmitas *sensu stricto*, cuando su registro es incompleto, por erosión o por
406 yuxtaposición de otros procesos como las descargas fluviales o tormentas, suele discutirse la
407 validez de estas como indicadores de mareas. En este sentido, otro de los argumentos que
408 se ha utilizado para asociarlas con descargas fluviales estacionales y no a mareas, es que las
409 pelitas que deberían depositarse por decantación suelen estar reemplazadas por detritos
410 carbonosos y no se presentan las dobles cortinas de fango. Esta situación es muy frecuente
411 en la Formación Lajas, al sur de la Dorsal de Huincul en la zona de Bajada de Molles y ha
412 sido discutida por Gugliotta et al. (2015, 2016). Sin embargo, observaciones en el registro
413 geológico, también muestran que los detritos carbonosos frecuentemente reemplazan a las
414 partículas silicoclásticas, como se ha documentado en el Carbonífero de USA (Archer y Greb,

415 2011, fig. 16.4 a). En la Formación Lajas, estas ritmitas se han encontrado en el perfil de
416 Puesto Seguel (Fig. 3 A) donde aparecen junto a otros arreglos heterolíticos (Fig. 3 B-D) y
417 corresponden al denominado Intervalo B de González Estebenet et al. (2024). Las mismas no
418 han sido estudiadas en su periodicidad, al igual que otros registros mencionados por McIlroy
419 et al. (2005, fig. 8 C) al sur de la Dorsal de Huicul.



420

421 **Figura 3:** A) Ritmitas con cortinas oscuras de material carbonoso (Puesto Seguel). B) Estructuras tipo
422 flaser. Flecha roja indica cortina de fango y flechas amarillas bioturbaciones (Puesto Seguel). C) Arreglo
423 heterolítico, con distintos tipos de estructuras de corriente y oleaje. Recuadro detalle de oleaje de C';
424 C', *climbing* casi vertical. D) Arreglos heterolíticos: hacia la base (triángulos invertidos) arreglos en reloj
425 de arena y hacia el tope cortinas de fango continuas y discontinuas

426

427 **C. Arreglos heterolíticos:** los arreglos heterolíticos en sí mismos no tienen por qué ser un
428 indicador inequívoco de mareas. Cuando estos se encuentran asociados a otros indicadores
429 mareales como por ejemplo paleocorrientes opuestas o estructuras en hueso de arenque
430 propiamente dichas (*herringbone*), cortinas de fango, o *tidal bundles* adquieren otra

431 significación. En sí mismas, podrían considerarse como un caso particular de ritmitas, y suelen
432 contener las típicas estructuras heterolíticas (Fig. 3 B-D) conocidas en la literatura, desde
433 laminaciones ondulíticas con poca, hasta con mucha participación pelítica, formando desde
434 estructuras flaser (Fig. 3 B) hasta lenticulares (Reineck y Wunderlich, 1968). Estos registros
435 se han documentado en Puesto Seguel, en el Intervalo B de González Estebenet et al. (2024),
436 en niveles intercalados con las ritmitas anteriormente mencionadas. Las ondulitas presentes
437 son tanto de corriente (Fig. 3 B y D) como de oleaje (Fig. 3 C y C´) y presentan bioturbaciones
438 que demuestran la existencia de interrupciones en la sedimentación (Fig. 3 B), antes que la
439 mera alternancia de depósitos tractivos y suspensivos en forma recurrente. Estas
440 bioturbaciones aparecen asociadas a restos de tallos en los planos de estratificación y detritos
441 carbonosos que muestra un ambiente posiblemente eurihalino y con elevado estrés ambiental.
442 Un caso particular de arreglos que se intercalan y que también son frecuentes, son los
443 denominados en reloj de arena, es decir con gradación inversa y directa (Fig. 3 D). Los
444 arreglos heterolíticos se han documentado en la Formación Lajas al sur de la Dorsal de
445 Huincul (McIlroy et al., 2005; Gugliotta et al. 2016, fig. 10; Rossi y Steel, 2016) y en otras
446 sucesiones fósiles y actuales (ej. Tessier, 1993; Choi, 2006, 2010; Archer y Greb, 2011; Davis,
447 2011; Chen et al., 2023). Cabe destacar, que entre ellas se intercalan niveles pelíticos oscuros
448 con troncos de gran porte y que presentan en el techo perforaciones atribuibles a *Teredolites*
449 y la icnofacies homónima. Estos troncos muestran bioturbación sólo localizada hacia el techo
450 del tronco, por lo que habría sido depositado y luego bioturbado (González Estebenet et al.
451 (2024, fig.5 B). Es importante destacar, que los mismos se encuentran en un mismo nivel
452 estratigráfico y muestran una orientación semejante. La icnofacies de *Teredolites* es, además,
453 un indicador frecuente de ambientes marino-marginales (Seilacher, 1964).

454 **D. Barro fluido (*fluid mud*):** son depósitos fangosos que se depositan desde una suspensión
455 en distintos ambientes entre los que se destacan las transiciones fluvio-marinas donde se
456 produce la mezcla de agua salada y dulce, que por efectos de la floculación generan la rápida
457 decantación de material fino. Se caracterizan por espesores mayores a los 0.5 cm y ausencia

458 de estructuración interna (Ichaso y Dalrymple, 2009) y predominan principalmente en la zona
459 de contacto de la cuña salina en estuarios y planicies de mareas (Wu et al., 2022). Son
460 altamente cohesivos y de difícil erodabilidad y producen intraclastos (*mud chips*) irregulares,
461 a veces como trozos de una capa. Se han detectado tanto en superficie (Chen et al., 2023)
462 como en registros de corona en subsuelo (Ichaso y Dalrymple, 2009; Pazos et al., 2021). Los
463 ejemplos documentados aparecen en el Intervalo D de González Estebenet et al. (2024) que
464 es donde no se registra ninguna evidencia marina directa, ya sea por restos fósiles corpóreos
465 o trazas fósiles. Sin embargo, aparecen tapizando superficies de reactivación o cubriendo
466 irregularmente mesoformas (Fig.4 A). En su aspecto son muy similares a las documentadas
467 por Chen et al. (2023) en depósitos del Mioceno del Orinoco.

468 **E. Dunas:** las dunas y barras o campos arenosos submareales (*sand sheets*) se desarrollan
469 en distintos ambientes donde la acción mareal puede ser una mera influencia, modular la
470 sedimentación o ser dominante (en sí mismas no son exclusivas de ambientes relacionados
471 con mareas, pero son muy frecuentes en ellos). Las dunas y barras adquieren morfologías,
472 tamaños y una distribución que depende, en gran medida, si se generan en costas abiertas o
473 dentro de sistemas estuarinos o vinculadas a deltas. Fundamentalmente, allí queda controlada
474 la relación entre la descarga desde el continente y la migración de estas. Aquellas que se
475 desarrollan en costas abiertas tienen patrones de migración diversos, aunque migran sobre la
476 plataforma en general paralelas a la costa mientras que, las desarrolladas dentro de estuarios
477 o vinculadas a deltas, suelen presentarse con el mismo patrón de paleocorrientes que el
478 sistema que las contiene (Desjardin et al., 2012b). Internamente presentan entrecruzamientos
479 tabulares o en artesa y pueden contener numerosas superficies de reactivación hasta formar
480 barras complejas (Kurcinka et al., 2018) pero siempre paralelas a la dirección de descarga
481 fluvial.

482 En la Formación Lajas, se han documentado barras en Portada Covunco, con direcciones
483 de migración opuestas, que estarían relacionadas con entrada y salida de mareas (Pazos et
484 al., 2019, fig. 4 D). Se han encontrado en el Intervalo D de González Estebenet et al. (2024)
485 en Puesto Seguel, en donde hacia la base de la sucesión aflorante se han documentado

486 barras con caras frontales de estratificación entrecruzada de ángulo variable y en donde
487 quedan ondulaciones relícticamente preservadas y con paleocorrientes opuestas (Fig. 4 B).
488 Estas son interpretadas con una evidencia de mareas, ya que permiten descartar flujos
489 reversos o coflujos que se ubican en la base de las caras frontales.



490
491 **Figura 4:** A) Depósitos de barro fluido (*fluid mud*), en caras de avalancha y en contactos. Nótese la
492 preservación discontinua (Puesto Seguel). B) Barra que presenta un marcado contacto erosivo y en
493 detalle (triángulo) se observan estructuras con paleodirecciones opuestas en la mitad de la estructura
494 (Puesto Seguel). C) Barra con superficies de reactivación que migra al NE (Sierra de la Vaca Muerta).
495 D) Dunas de gran escala, con paleocorrientes al NE (Sierra de la Vaca Muerta), persona de escala.
496

497 Sin lugar a duda, los casos más paradigmáticos se encuentran en la Sierra de la Vaca
498 Muerta, donde aparece una diversidad de geoformas muy notable. Por un lado, se
499 documentan barras de hasta 2 m de espesor, con caras de avalancha pelíticas como
500 interrupciones en la sedimentación (Fig. 4 C) hacia la base de la unidad. Asimismo, en algunos
501 casos los intervalos psamíticos son completamente reemplazados por delgados depósitos
502 bioclásticos algo que resulta muy frecuente en *tidal inlets* (Longhitano et al., 2012) antes que
503 en barras. El asintotismo hacia la base es marcado y la paleodirección de migración es N-NE.
504 El tope de las barras puede presentar de manera localizada abundantes *Skolithos*. Estas
505 barras se repiten en la sucesión, principalmente hacia la base y se encuentran
506 interestratificadas con intervalos con estructuras de tormenta relícticas e intensa bioturbación

507 dominada por *Ophiomorpha* isp. El conjunto muestra la migración de barras paralelas a la
508 paleolínea de costa, que migraban por una plataforma somera.

509 En otros casos, se observan entrecruzamientos de hasta 10 m de espesor (Fig. 4 D) con
510 muy pocas superficies de reactivación, con gravas basales residuales y dispersas. En algunos
511 casos, han sido muy puntuales los registros de ondulas de escala pequeña que migraban en
512 dirección opuesta y que han quedado preservadas hacia la base de la estructura
513 entrecruzada. Las paleocorrientes son dominantes hacia el NE. En los niveles entre barras se
514 observa estratificación horizontal y en un solo nivel se han observados valvas de ostreidos de
515 hasta 10 cm. Estas estructuras representan megadunas y fueron documentadas hacia el tope
516 de la unidad por Gulisano y Gutierrez Pleimling (1994). En una primera mirada recuerdan a
517 progradaciones frontales de deltas tipo Gilbert. Sin embargo, la ausencia de pelitas basales,
518 las superficies de reactivación y los ostreidos, permiten sugerir que se trata de la migración
519 de dunas en una plataforma arenosa. En lo referente a las paleocorrientes, Zavala y González
520 (2001) claramente mencionan la predominancia de paleocorrientes hacia el NE en la Sierra
521 de la Vaca Muerta. Esta información ha pasado desapercibida en las interpretaciones que
522 sugieren que allí se presenta un sistema deltaico que avanza desde el SE (ej. Canale et al.,
523 2015). Este tema será abordado en detalle en el capítulo Discusión.

524 **F. Estratificación Heterolítica Inclinada (IHS):** la estratificación heterolítica inclinada, indica
525 la migración de canales con el desarrollo de barras en punta (*point bars*) en diferentes
526 ambientes, desde abanicos submarinos hasta canales de marea y sistemas fluviales
527 meandriformes. Es claro que, sistemas de abanicos submarinos están descartados para la
528 Formación Lajas, y la bioturbación dominada por *Ophiomorpha* y *Skolithos* permiten
529 interpretar un ambiente marino hasta transicional, pero nunca fluvial. Pero véase
530 alternativamente Zavala et al. (2020). En algunos de los casos documentados como en la
531 Sierra de la Vaca Muerta se ha encontrado lateralmente el canal que da origen a la estructura
532 (Fig. 5 A), o se ha documentado que la migración lateral ocurre en direcciones opuestas en el
533 mismo nivel, como en Portada Covunco (Pazos et al., 2019) y en otros casos las estructuras
534 están truncadas por otras estructuras que indican superposición de migraciones de barras en

535 punta. Es importante tener en cuenta, que en sí mismo estas estructuras indican
536 paleodirecciones que muestran el desplazamiento lateral de canales y que, por lo tanto, la
537 paleodirección de descarga de los canales es ortogonal, como ha sido claramente
538 comprobado en Sierra de la Vaca Muerta (Fig. 5 A). Estructuras IHS arquetípicas han sido
539 documentadas en Puesto Seguel en el Intervalo B de González Estebenet et al. (2024, fig. 6
540 B). Allí, se han documentado marcas de base y estructuras de menor escala perpendiculares
541 a la dirección de migración lateral que es hacia el SO y NO. El desarrollo de estos depósitos
542 es coherente con el ambiente marino-marginal sugerido para el Intervalo B de González
543 Estebenet et al. (2024).

544 En la Sierra de la Vaca Muerta, las evidencias de IHS aparecen en niveles basales,
545 precisamente en un intervalo donde no se documentan dunas como las descritas en el punto
546 5.



547 **Figura 5:** A) Niveles con acreción lateral por la migración de un canal (líneas punteadas rojas). Nótese
548 la persona de escala (óvalo amarillo) a: Niveles con bioturbación de escape de bivalvos (recuadro y
549 foto). Rectángulo corresponde a la Figura 2 D.
550
551

552 Finalmente, las evidencias de migración lateral de canales pueden no contener
553 material pelítico y por lo tanto el componente heterolítico estar ausente, lo que no invalida la
554 acreción lateral. Este caso ha sido documentado en niveles medios de la sucesión en la Sierra
555 de la Vaca Muerta, muy pocos metros por encima de los *tidal bundles* con *Skolithos* ya
556 descritos (Figs. 2 D, 5 A). Es interesante que, para reconocer estas estructuras producidas
557 por la migración de canales y no simples barras, se han tenido que seguir lateralmente las
558 mismas para encontrar el canal que las genera (Fig. 5 A). Es importante destacar que, en este
559 caso, corresponden al mismo nivel analizado por Canale et al. (2016) y que fue interpretado

560 como barras de desembocadura deltaicas donde se han encontrado estructuras de escape
561 de bivalvos, y se documenta que además contienen bioturbación de otro tipo como
562 *Ophiomorpha* (Fig. 5 A'). Es importante enfatizar que los canales tienen una orientación E-O
563 y denotan un borde de cuenca hacia el E, que contrasta con los *tidal bundles* que migran hacia
564 el NE, por lo que la vinculación de las barras con un sistema deltaico o interpretarlas como
565 barras de desembocadura producto de descargas fluviales no se encuentra sostenido por las
566 evidencias de campo.

567

568 **5. DISCUSION**

569

570 Para poder abordar el tema específico de las mareas, es necesario primeramente
571 establecer un marco estratigráfico de correlación de niveles a escala de cuenca, para
572 comprender la integración de localidades clásicas ubicadas al sur y norte de la Dorsal de
573 Huinul, que es una barrera morfoestructural que estuvo activa durante la sedimentación de
574 la Formación Lajas. Se sugieren diferentes edades acerca del comienzo de la actividad de la
575 dorsal sobre la base de discontinuidades intraformacionales (ej. Legarreta y Uliana, 1991;
576 Limeres 1996; Leanza, 2009). Sin embargo, existen interpretaciones recientes, como la de
577 Zavala et al. (2020), que son discutidas junto a otras por González Estebenet et al. (2024)
578 quienes analizaron las discordancias en Puesto Seguel, ubicada en las inmediaciones del
579 flanco norte de la dorsal y han podido demostrar que la Formación Lajas tiene enormes
580 ausencias de registro sedimentario, fundamentalmente que abarcan parte del Bajociano y
581 Bathoniano, vinculados con la llamada discordancia Intrabajociana 1 de Leanza (2009) o
582 Seguética y que la sección superior tiene antepuesta la tradicional discordancia Intrabajociana
583 de la literatura (2 de Leanza, 2009), que González Estebenet et al.(2024) la ubican entre el
584 Bathoniano Tardío hasta el Caloviano en dicha localidad. Esto sugiere la correlación con la
585 sección superior de las localidades de Portada Covunco (2) y Sierra de la Vaca Muerta (3).
586 Allí, una edad fundamentalmente caloviana ha sido comprobada por variadas líneas de
587 evidencia (González Estebenet et al., 2021, 2023; Chalabe et al., 2022). Por el contrario, al

588 sur de la dorsal se registran los depósitos más antiguos de la Formación Lajas, que comienzan
589 en el Aaleniano y se extienden hasta el Bajociano, ya que el Bathoniano está representado
590 por depósitos continentales (Arregui et al., 2011; Steel et al., 2023) o fluviales con influencia
591 marina que corresponden a las capas rojas de la Formación Challacó (Zavala et al., 2020).
592 Almeida et al. (2020) señalan la ausencia del Bathoniano en los tradicionales afloramientos
593 de Bajada los Molles. Es decir, el hiato coincide en principio con el propuesto para la localidad
594 de Puesto Seguel por González Estebenet et al. (2024), donde solo el intervalo basal (Intervalo
595 A) tiene alguna evidencia deltaica correlacionable con los perfiles del flanco sur.

596 Paleoeoambientalmente, al sur de la Dorsal de Huincul se ha comprobado la existencia
597 de un mega-sistema deltaico (Gugliotta et al., 2016; Kurcinka et al., 2018; Steel et al., 2018,
598 2023), ausente al norte de esta (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1994; Pazos et al. 2019).

599 Las mareas y sus depósitos, como se ha mencionado con anterioridad, son el resultado
600 de una multiplicidad de factores que condicionan su desarrollo en el registro sedimentario.
601 Entre ellos, la batimetría y la geometría de la cuenca son fundamentales, ya que pueden
602 amplificar el rango de mareas. En ese sentido, si la Dorsal de Huincul efectivamente se
603 encontraba activa, el Engolfamiento Neuquino al norte de esta, adquiere una forma triangular
604 favoreciendo el registro de mareas por amplificación del rango a macromareal.

605 Durante la depositación más antigua al sur de la dorsal, el sobredimensionado aporte
606 fluvial normal (Kurcinka et al., 2018) o con descargas hiperpícnicas (Steel et al., 2018)
607 sustentan un menor registro de mareas en la Formación Lajas. Pero véase McIlroy et al.
608 (2005) para interpretaciones alternativas vinculadas con la amplificación estructural. Las
609 evidencias de mareas casi no comprenden ritmitas, o *tidal bundles* desarrollados en forma
610 completa y mucho menos macroformas. Esto, sumado a que el sistema era areno-gravoso,
611 disminuyó las posibilidades de preservación del registro mareal, ya que la energía de la marea
612 de salida, (*ebb tide*) se ve enfatizada por la descarga fluvial, con elevada capacidad erosiva,
613 que mantenía en suspensión el particulado fino, responsable de las cortinas de fango.

614 El rango de mareas en sistemas fósiles es muy difícil de establecer, si no se cuenta con
615 un detallado estudio de ritmitas (Davis, 2011), aunque el desarrollo de dunas simples y

616 compuestas, barras y otras macroformas son frecuentes en sistema macromareales, en
617 plataformas abiertas o estrechamientos costeros donde las mareas se amplifican (Longhitano,
618 2011; Longhitano et al., 2012). Al respecto, las ritmitas, *tidal bundles* muy bien desarrollados,
619 a veces con bioturbación, indicativa de la alternancia entre tracción y decantación en un
620 ambiente de elevado estrés ambiental, han sido en su conjunto documentadas en todas las
621 localidades al norte de la Dorsal de Huincul. Más aun, el desarrollo de canales con acreción
622 lateral, la lcnofacies de Teredolites, y dunas de gran escala, apuntan a un sistema con un
623 fuerte control mareal, de rango macromareal.

624 Resulta importante analizar el registro de paleocorrientes. Por un lado, en Puesto Seguel
625 y Portada Covunco, dominan los registros mareales NE-SO, mientras como lo han señalado
626 desde hace muchos años Zavala y González (2001) en Sierra de la Vaca Muerta abundan las
627 paleocorrientes hacia el NE y señalan la existencia de mareas. Este trabajo ha documentado
628 que allí, los canales con acreción lateral migran E-O, mientras que las dunas hacia el NE y
629 dominan hacia el tope de la unidad. Nótese que, en el perfil integrado de varias localidades,
630 incluyendo Sierra de la Vaca Muerta de Canale et al. (2015, fig. 2 b), las estructuras
631 entrecruzadas de gran escala (dunas) son atribuidas a un frente deltaico en lugar de
632 macroformas generadas por mareas, contrariamente a lo interpretado por Gulisano y
633 Gutiérrez Pleimling (1994), mientras que en Portada Covunco en esa posición estratigráfica
634 dominan planicies con canales de marea (Pazos et al., 2019) y en Puesto Seguel facies cuasi
635 fluviales (González Estebenet et al., 2024). Esto es importante, ya que demuestra que las
636 dunas migraban paralelas a la costa (ej. Desjardins et al., 2012 b) en una plataforma abierta,
637 completamente desvinculadas de sistemas deltaicos y estuarinos. Esto permite comprobar
638 que la dorsal estuvo activa desde el Bajociano Tardío (Zavala et al. 2020), generando dos
639 depocentros independientes, el de Picun Leufú al sur y el del Engolfamiento Neuquino hacia
640 el norte y validan la discordancia entre las Formaciones Lajas y Challacó como ha sido
641 propuesto por Zavala et al. (2020).

642 Al norte de la dorsal, la reducción del aporte fluvial, el desarrollo de una batimetría
643 adecuada y fundamentalmente una geometría de cuenca triangular, tipo *funnel shape*,

644 resultaron en amplificadores mareales. Discutir la existencia de posibles puntos anfídromicos
645 está en estado de arte, ya que no se conoce la magnitud de la conexión con el mar, aunque
646 el tamaño de la cuenca es equivalente al Mar del Norte próximo al Canal Inglés, donde existen
647 puntos anfídromicos y en donde la amplificación de mareas ha sido documentada.

648

649 **6. CONCLUSIONES**

650

651 Las principales conclusiones para las localidades discutidas en este trabajo y su integración
652 en el análisis con otras zonas permiten llegar a nuevas interpretaciones en distintos aspectos:

653 1) Las diferencias estratigráficas probadas entre las secciones aflorantes al sur y al norte de
654 la Dorsal de Huincul evidencian que en la primera domina un sistema deltaico progradante,
655 areno-gravoso en un medio micromareal, que se extendió hasta el Bajociano Tardío. Allí, las
656 mareas solo se presentan como un rasgo secundario. Por el contrario, hacia el norte de la
657 dorsal, la sedimentación es esencialmente post-bathoniana media, sin la actividad de un
658 sistema deltaico, y en donde se registran facies marinas someras a marino-marginales. El
659 sistema depositacional presenta rasgos que sugieren un rango de mareas mayor
660 (macromareal), particularmente comprobable por la presencia de dunas.

661 2) El levantamiento de la Dorsal de Huincul, permitió la conformación de una geometría de
662 cuenca triangular tipo *funnel shape*, que produjo una notable amplificación de las mareas,
663 como ocurre en muchos sistemas modernos.

664 3) Se considera a los *tidal bundles*, documentados en todas las localidades estudiadas, como
665 la evidencia más conspicua de mareas. En algunos casos, la bioturbación (*Skolithos*)
666 demuestra las pausas en la sedimentación y la energía elevada dominante.

667 4) La presencia de dunas de gran escala que migraban al NE en Sierra de la Vaca Muerta,
668 sugieren costas abiertas y demuestran la migración paralela a la paleocosta. Por el contrario,
669 las barras documentadas por Pazos et al. (2019) en Portada Covunco se asocian a descargas
670 fluviales con paleocorrientes NO-SE y en una posición más proximal de un sistema

671 depositacional con interacción fluvio-mareal, o más antiguas que las dunas del tope de Sierra
672 de la Vaca Muerta.

673 5) En las localidades analizadas de Puesto Seguel (1), Portada Covunco (2) y Sierra de la
674 Vaca Muerta (3), los rasgos mareales aparecen hacia la base de la sucesión en (1), pero
675 siempre por encima de la discordancia Seguélica. Presentan la Icnofacies de *Teredolites* y
676 abundantes registros de IHS en un ambiente marino marginal. En portada Covunco (2), los
677 indicadores mareales aparecen hacia la base de la sucesión (Pazos et al., 2019). Por su parte,
678 en Sierra de la Vaca Muerta (3), aparecen en la base con estructuras de menor escala, que
679 las dunas que se presentan hacia el tope de la misma.

680 6) Las dimensiones del Engolfamiento Neuquino, posibilitarían el desarrollo de puntos
681 anfidrómicos, tal como ocurre en mares actuales en el mundo, sin embargo, esta hipótesis
682 debe ser explorada en el futuro.

683 7) Este trabajo demuestra que el estudio de rasgos mareales debe acompañarse de un
684 acabado conocimiento de la estratigrafía, de las características de la cuenca y sus
685 modificaciones geométricas y refuerza la necesidad del análisis de los patrones de
686 paleocorrientes, frecuentemente ignorados en la literatura.

687

688 **7. AGRADECIMIENTOS**

689

690 Los autores agradecen a la Universidad de Buenos Aires por el financiamiento otorgado
691 (UBACyT-2020) y a las autoridades del Simposio del Jurásico llevado a cabo en La Plata
692 (2023). A los colegas por sus aportes y comentarios y al Dr. Zavala quien, aunque mayormente
693 en desacuerdo con el trabajo, hizo aportes que permitieron mejorarlo. Asimismo,
694 agradecemos al Lic. Gutiérrez Pleimling quien ha tenido observaciones oportunas y
695 constructivas.

696

697 **8. REFERENCIAS**

698

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

703 Archer, A.W. 1998. Hierarchy of controls on cyclic rhythmites deposition: Carboniferous basins of
704 eastern and mid-continental, U.S.A. En: Alexander, C.R., Davis, R.A.Jr. y Henry, V.J. (eds.),
705 *Tidalites: processes and products*. Society Economic Petroleum Mineralogists, Special
706 Publications 61: 59-68, Tulsa.

707 Archer, A.W., 2013. World's highest tides: Hypertidal coastal systems in North America, South
708 America and Europe. *Sedimentary Geology*, 284:1-25.

709 Archer, A.W. and Greb, S.F. 2011. Hypertidal Facies from the Pennsylvanian Period: Eastern and
710 Western Interior Coal Basins, USA. En: Davis, R.A. y Dalrymple R W. (eds.), *Principles of Tidal*
711 *Sedimentology*. Springer, 421-436.

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

716 Brinkworth, W.G., Vocaturo, G., Loss, M.L., Mortaloni, E.M., Lorenzo Giunta, D. y Massaferró, J.
717 2018. Estudio cronoestratigráfico y evolución paleoambiental del Jurásico inferior-medio en el
718 engolfamiento de la Cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo
719 de Hidrocarburos. Mendoza. CD Room.

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

724 Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B. y Drittanti, D.I. 2016. Ichnology of deltaic mouth bar
725 systems of the Lajas Formation (Middle Jurassic) in the Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén
726 basin, Argentina. *Ameghiniana* 53: 170-183.

727 Candido, M., Cagliari, J. y Lavina, E.L. 2020. Tidal circulation in an Early Permian epicontinental
728 sea: Evidence of an amphidromic system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*
729 *Palaeoecology* 546, 109671.

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

733 Chen, S., Kvale, E.P., Steel, R.J., Olariu, C. y Zhang, J. 2023. Estimating paleotidal constituents
734 from Pliocene “tidal gauges”—an example from the paleo-Orinoco Delta, Trinidad. *GSA*
735 *Bulletin* 136: 57-81.

736 Choi, K. 2010. Rhythmic climbing-ripple cross-lamination in inclined heterolithic stratification (IHS)
737 of a macrotidal estuarine channel, Gomso Bay, west coast of Korea. *Journal of Sedimentary*
738 *Research* 80: 550-561.

739 Choi, K. 2014. Morphology, sedimentology and stratigraphy of Korean tidal flats, implications for
740 future coastal managements. *Ocean & coastal management*, 102: 437-448.

741 Choi, K. and Kim, S.P., 2006. Late Quaternary evolution of macrotidal Kimpo tidal flat, Kyonggi
742 Bay, west coast of Korea. *Marine Geology* 232: 17-34.

743 Cooper, M.R. 2015. On the Iotrigoniidae (Bivalvia: Trigoniida); their palaeobiogeography,
744 evolution and classification. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*
745 277: 49-62.

746 Dalrymple, R.W. y Choi K.S. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine
747 transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental
748 and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth Science Reviews* 81: 135-174.

749 Davis, R.A. 2011. Tidal signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences. En:
750 Davis, R.A., Jr. y Dalrymple, R.W. (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer: 35-55.

751 Defant, A. 1961. *Physical oceanography*, vol 11. Pergamon, NewYork, 598 pp.

752 Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. y Musacchio, E.A. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del
753 Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén,

754 Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7°
755 Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507.

756 Desjardins, P.R., Buatois, L.A., Pratt, B.R. y Mángano, M.G. 2012b. Sedimentological-
757 ichnological model for tide-dominated shelf sandbodies: lower Cambrian Gog Group of
758 western Canada. *Sedimentology* 59: 1452-1477.

759 Dykstra, M. 2011. Deep-water tidal sedimentology. En: Davis, R.A. y Dalrymple R.W. (eds.),
760 Principles of Tidal Sedimentology, Springer Netherlands: 371-395.

761 Eriksson, K.A. y Simpson, E. 2011. Precambrian tidal facies. En: Davis, R.A. y Dalrymple R.W.
762 (eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands: 397-419.

763 Fan, D. 2011. Open-coast tidal flats. En: Davis, R.A. y Dalrymple R.W. (eds.), Principles of Tidal
764 Sedimentology. Springer Netherlands: 187-230.

765 Gingras, M.K. y Zonneveld, J.P. 2015. Tubular tidalites: a biogenic sedimentary structure
766 indicative of tidally influenced sedimentation. *Journal of Sedimentary Research* 88: 845-854.

767 González Estebenet, M.C., Naipauer, M., Pazos, P.J. y Valencia, V.A. 2021. U-Pb detrital zircon
768 ages in the Lajas Formation at Portada Covunco: Maximum depositional age and provenance
769 implications for the Neuquén Basin Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 110:
770 103325.

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

774 González Estebenet, M.C., Pazos, P.J., Naipauer, M. y Coca. S. 2024. Análisis de las
775 discontinuidades estratigráficas de la Formación Lajas en Puesto Seguel, Cuenca Neuquina.
776 Revista de la Asociación Geológica Argentina. **Este volumen.**

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

780 Gugliotta, M., Fairman, J.G., Schultz, D.M. y Flint, S.S. 2016. Sedimentological and paleoclimate
781 modelling evidence for preservation of Jurassic annual cycles in sedimentation, western
782 Gondwana. *Earth Interactions* 20(19): 1-21.

783 Gulisano, C. y Gutiérrez Pleimling, A. 1994. Field Guide. The Jurassic of the Neuquén Basin: a)
784 Neuquén Province. *Asociación Geológica Argentina, Serie E, 2*: 1–111.

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

787 Ichaso, A.A. y Dalrymple, R.W. 2009. Tidal and wave-generated fluid-mud deposits in the Tilje
788 Formation (Jurassic), offshore Norway. *Geology* 37: 539-542.

789 Iglesia Llanos, M.P., Kietzmann, D.A., Kohan Martínez, M. y Minisini, D. 2019.
790 Magnetostratigraphy of a Middle Jurassic delta system (Lajas Formation), Portada Covunco
791 section, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 94:
792 102235.

793 Klein, G.D. 1972. Determination of paleotidal range in clastic sedimentary rocks. 24^o International
794 Geological Congress, Montreal. *Compte Rendus, Section 6*: 397-405. Montreal.

795 Kurcinka, C.E., Dalrymple, R.W. y Gugliotta, M. 2018. Facies and architecture of river dominated
796 to tide-influenced mouth bars in the lower Lajas Formation (Jurassic), Argentina. *American*
797 *Association Petroleum Geologists, Bulletin* 102: 885-912.

798 Kvale, E.P. 2011. Tidal constituents of modern and ancient tidal rhythmites: Criteria for recognition
799 and analyses. En: Davis, R.A. y Dalrymple R.W. (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*.
800 Springer: 1-18.


801 Kvale, E.P. y Archer, A.W. 1990. Tidal deposits associated with low-sulfur coals, Brazil formation
802 (lower Pennsylvanian), Indiana. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 563-574

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

805 Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según
806 observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales (nueva serie)*
807 11: 145-184.

808 Legarreta, L. y Uliana, M. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-
809 arc basin fill, central Argentine Andes. En: McDonald, D.I.M. (ed.), Sedimentation, Tectonics
810 and Eustasy. International Association of Sedimentologists, Special Publications 12: 429-450.
811 Limeres, M. 1996. Sequence Stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in Southern Neuquén:
812 Implicance for unraveling synsedimentary tectonics along the Huincul Wrench System. Geo
813 Research Forum Transtec, Advances in Jurassic Research 1-2: 295-304.
814 Longhitano, S.G. 2011. The record of tidal cycles in mixed silici-bioclastic deposits: examples
815 from small Plio-Pleistocene peripheral basins of the microtidal Central Mediterranean Sea.
816 Sedimentology 58: 691-719.
817 Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel, R.J. y Ainsworth, R.B. 2012. Tidal depositional systems in
818 the rock record: a review and new insights. Sedimentary Geology 279: 2-22.
819 Martinius, A.W. 2011. Contrasting Styles of Siliciclastic Tidal Deposits in a Developing Thrust-
820 Sheet-Top Basins – The Lower Eocene of the Central Pyrenees (Spain). En: Davis, R.A. y
821 Dalrymple R.W. (eds.), Principles of tidal sedimentology. Springer: 473-506.
822 Marynowski, L., Scott, A.C., Zatón, M., Parent, H. y Garrido, A.C. 2011. First multi-proxy record
823 of Jurassic wildfires from Gondwana: evidence from the middle Jurassic of the Neuquén Basin,
824 Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 299: 129-136.
825 Mcllroy, D. 2007. Palaeoenvironmental controls on the ichnology of tide-influenced facies with an
826 example from a macrotidal tide-dominated deltaic depositional system, Lajas Formation,
827 Neuquén Province, Argentina. En: Bromley, R. Buatois, L., Mangano, M.G., Genise, J. y
828 Melchor, R. (eds.), Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology. Society
829 Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 88: 195-212.
830 Mcllroy, D., Flint, S., Howell, J.A. y Timms, N. 2005. Sedimentology of the Jurassic tide dominated
831 Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A.,
832 Schwarz, E. (eds), The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and
833 basin dynamics. Geological Society, Special Publications 252: 83-108.
834 Pazos, P.J., González Estebenet, M.C, Cocca, S.E. y Pascua, D. 2019. The oldest record of a
835 tyreophoran track in Gondwana: Geological implications of subaerial exposure in the lower

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

838 Ramos, V.A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Las provincias geológicas del Neuquén.
839 En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y
840 Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino,
841 Neuquén, Relatorio: 

842 Reineck, H.E. 1967. Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottom of the North Sea.
843 En: Lauff, G.H. (ed.), Estuaries. American Association for the Advancement of Science
844 Publication 83: 191-206.

845 Reineck, H.E. y Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding.
846 Sedimentology 11: 99-104.

847 Reynaud, J.Y. y Dalrymple, R.W. 2011. Shallow-Marine Tidal Deposits. En: Davis, R.A. y
848 Dalrymple R.W. (eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer: 335-370.

849 Rodríguez-Tovar, F.J., Mayoral, E., Santos, A., Dorador, J. y Wetzel, A. 2019. Crowded tubular
850 tidalites in Miocene shelf sandstones of southern Iberia. Palaeogeography, Palaeoclimatology,
851 Palaeoecology 521: 1-9.

852 Rossi, V.M., y Steel, R.J. 2016. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-
853 energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). Sedimentology 63(4) 82:4-864.

854 Seilacher, A. 1964. Biogenic sedimentary structures. En: Imbrie, J. y Newell, N.D. (eds.),
855 Approaches to Paleocology, Wiley, New York: 296-316.

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

859 Steel, R.J., Olariu, C., Rossi, V.M., Minisini, D., Brinkworth, W., Loss, L.M. y Vocaturo, G. 2023.
860 Prograding early to middle Jurassic margin, Neuquén Basin: Topset process stratigraphy and
861 morphodynamic sediment partitioning. Basin Research 35: 978-1011.

862 Stukins, S., Mcllroy, D. y Riding, J.B. 2013. Comparative biostratigraphy and
863 palaeoenvironmental analysis between the upper and lower Lajas Formation, Neuquén Basin,

864 from Portada Covunco and Sierra de Chacaico. AASP-TPS 46^o Annual Meeting, San
865 Francisco.

866 Tessier, B. 1993. Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France):
867 perspectives for paleoreconstruction. *Marine Geology* 110: 355-367.

868 Vakarelov, B.K. y Ainsworth, R.B. 2013. A hierarchical approach to architectural classification in
869 marginal-marine systems: bridging the gap between sedimentology and sequence
870 stratigraphy. *AAPG Bulletin* 97: 1121-1161.

871 Weaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina,
872 University of Washington, Memoirs 1: 1-595.

873 Wetzels, A., Carmona, N. y Ponce, J. 2014. Tidal signature recorded in burrow fill. *Sedimentology*,
874 61: 1198-1210.

875 Wu, H., Wang, Y.P., Gao, S., Xing, F., Tang, J. y Chen, D. 2022. Fluid mud dynamics in a tide-
876 dominated estuary: A case study from the Yangtze River. *Continental Shelf Research* 232:
877 104623.

878 Zavala, C.A. 1996a. Sequence stratigraphy in continental to marine transitions. An example from
879 the middle Jurassic Cuyo group, south Neuquén basin, Argentina. *Geo Research Forum*.
880 Transtec Publications, 1-2: 285-293.

881 Zavala, C.A. 1996b. High-resolution sequence stratigraphy in the middle Jurassic Cuyo group,
882 south Neuquén basin, Argentina. *Geo Research Forum*. Transtec Publications 1-2: 295-303.

883 Zavala, C.A. y Freije, H. 2002. Cuñas clásticas jurásicas vinculadas a la Dorsal de Huincul. Un
884 ejemplo del área de Picún Leufú. Cuenca Neuquina, Argentina. 5^o Congreso de Exploración
885 y Desarrollo de Hidrocarburos Mar del Plata: 14.

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

888 Zavala, C.A., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A. y Otharán, G. 2020. Jurassic Uplift along the
889 Huincul Arch and Its Consequences in the Stratigraphy of the Cuyo and Lotena Groups.
890 Neuquén Basin, Argentina. In: Kieztmann, D. y Folguera, A. (eds.), *Opening and Closure of*
891 *the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer: 53-74.

MANUSCRITO ACEPTADO

893 EPIGRAFES

894

895 **Figura 1:** Mapa de ubicación de las localidades estudiadas en los afloramientos del Grupo
896 Cuyo (Modificado de Pazos et al. 2019). Localidades estudiadas (1, 2, 3).

897

898 **Figura 2:** A) *Tidal bundles* con arreglo sigmoidal en Portada Covunco, ya ilustrados por Pazos
899 et al. (2019). B) *Tidal bundles* en Puesto Seguel. Las flechas indican los intervalos pelíticos,
900 la flecha invertida una superficie de reactivación en el banco suprayacente con paleodirección
901 opuesta. Recuadro, corresponde a la Fig. 2 C. Brújula de escala. D) Sierra de la Vaca Muerta:
902 sección de un *tidal bundle*, donde se observa abundante bioturbación *Skolithos* selectiva en
903 las caras de avalancha arenosas. Escala en Figura 5 A.

904

905 **Figura 3:** A) Ritmitas con cortinas oscuras de material carbonoso (Puesto Seguel). B)
906 Estructuras tipo flaser. Flecha roja indica cortina de fango y flechas amarillas bioturbaciones
907 (Puesto Seguel). C) Arreglo heterolítico, con distintos tipos de estructuras de corriente y
908 oleaje. Recuadro detalle de oleaje de C'; C', *climbing* casi vertical. D) Arreglos heterolíticos:
909 hacia la base (triángulos invertidos) arreglos en reloj de arena y hacia el tope cortinas de fango
910 continuas y discontinuas

911

912 **Figura 4:** A) Depósitos de barro fluido (*fluid mud*), en caras de avalancha y en contactos. Nótese
913 la preservación discontinua (Puesto Seguel). B) Barra que presenta un marcado contacto erosivo
914 y en detalle (triángulo) se observan estructuras con paleodirecciones opuestas en la mitad de la
915 estructura (Puesto Seguel). C) Barra con superficies de reactivación que migra al NE (Sierra de la
916 Vaca Muerta). D) Dunas de gran escala, con paleocorrientes al NE (Sierra de la Vaca Muerta),
917 persona de escala.

918

919 **Figura 5:** A) Niveles con acreción lateral por la migración de un canal (líneas punteadas rojas).
920 Nótese la persona de escala (óvalo amarillo) a: Niveles con bioturbación de escape de
921 bivalvos (recuadro y foto). Rectángulo corresponde a la Figura 2 D.
922

MANUSCRITO ACEPTADO