



Una cuña marina dominada por mareas en la base de la Formación Lecho en el extremo noroeste argentino

Ricardo A. ASTINI¹, Ariadna COPPA VIGLIOCCO¹ y Fernando J. GOMEZ¹

¹Laboratorio de Análisis de Cuencas, Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional de Córdoba, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Córdoba.

Email: ricardo.astini@unc.edu.ar

Editor: Diego A. Kietzmann

Recibido: 26 de agosto, 2019

Aceptado: 9 de diciembre, 2019

RESUMEN

En el marco de la discusión sobre transgresiones marinas que afectaron durante el Cretácico Tardío al noroeste argentino, se da a conocer un intervalo influenciado por mareas dentro del denominado depocentro de Tres Cruces, asociado a la cuenca del Grupo Salta. El mismo, se encuentra interpuesto entre depósitos rojos asignados indiferenciadamente al Subgrupo Pirgua y eolianitas blanquecinas reconocidas regionalmente y asignadas a la Formación Lecho. Este desarrollo estratigráfico sólo abarca el extremo noroeste argentino en la serranía de los Siete Hermanos (Yavi), próxima al límite con Bolivia, no estando registrado en los asomos ubicados a la latitud de Tres Cruces. Estratificación sigmoidal con notables pantallas de fango y acumulación de intraclastos pelíticos concentrados hacia la base de los conjuntos de estratificación cruzada, junto con facies heterolíticas rítmicas constituyen evidencias sedimentológicas diagnósticas de estructuras y estratofábricas indicativas de procesos y periodicidades mareales que asociadas con otras características estratigráficas como color, continuidad lateral y apilamiento estratigráfico permiten documentar una primera incursión marina para esta región. La localización regional de estos depósitos junto a sus características sedimentológicas y estratigráficas permiten interpretarlo como un registro estuarino. Esto permite, por un lado, reafirmar la presencia de transgresiones marinas influyendo durante el Cretácico en el noroeste argentino y, por el otro, especular sobre consideraciones de estratigrafía secuencial aplicadas al marco de mares someros epicontinentales. Bajo estas condiciones, un registro marino transgresivo-regresivo puede permitir discriminar y entender modificaciones paleogeográficas y ordenamientos estratigráficos en función de la disponibilidad de espacio de acumulación (acomodación) y discutir sus controles.

Palabras clave: *Cretácico Superior, Grupo Salta, paleoambientes dominados por mareas, estuarios, estratigrafía secuencial.*

ABSTRACT

A tidal-dominated marine wedge at the base of the Lecho Formation in the northwestern Argentina.

Adding to the discussion on the influence of marine intervals in the Late Cretaceous record in northwest Argentina, we provide evidence showing a strong tidal influence occurring at the base of the Lecho Formation close to the Argentine-Bolivia border, in the Siete Hermanos range that crops within the Cordillera Oriental. The studied interval is sandwiched between red beds assigned to undifferentiated Pirgua Subgroup continental deposits and yellowish eolian deposits of wide regional distribution at the base of the Balbuena Subgroup. The tidal facies association is only represented at the northernmost outcrops of this stratigraphic interval and is not recorded within the next outcrops toward the south in the Tres Cruces region. Sigmoidal stratification including recurrent shale partitions, reactivation surfaces and rip-up clasts, herring-bone stratification and a variety of rhythmic heterolithic stratification constitute a set of diagnostic tidal features that together with tidal bundling, distinct color and bioturbation patterns, lateral continuity and stratigraphic stacking allow interpreting a first marine incursion within the area, independent and clearly separated from the younger and more well-known Yacorait limestone. The regional localization of these siliciclastic variegated interval together with its sedimentological and stratigraphic features allows suggesting an estuarine record. This result confirms the influence of marine transgressions within

the early sedimentary record of the Balbuena Subgroup, interpreted as a sag-stage within the extensional back-arc Salta Group basin and allows applying sequence stratigraphic procedures in order to understand regional correlations within the epicontinental setting. This allows a better paleogeographic understanding and further comprehension on the stratigraphic mosaic and subtle unconformities related to base-level induced positive accommodation.

Key words: *Upper Cretaceous, Salta Group, tidal paleoenvironments, estuaries, sequence stratigraphy.*

INTRODUCCIÓN

La existencia de registros marinos durante el Cretácico Tardío y Cretácico-Paleógeno en el noroeste argentino (NOA) es bastante discutida, como así también su alcance regional y la extensión paleogeográfica de estas conexiones (Moreno 1970, Salfity 1982, Marquillas y Salfity 1988, Starck 2011, Hernández et al. 2017). La discusión se ha centrado en el intervalo referido a la Formación Yacoraite que representa, junto con otras unidades del Subgrupo Balbuena (Moreno 1970, Marquillas et al. 2005), un conjunto de depósitos relativamente tabulares y presentes en todos los depocentros del Grupo Salta (Gómez Omil et al. 1989, Salfity y Marquillas 1994, Hernández et al. 1999). Este intervalo estratigráfico multicolor, que en general apoya sobre unidades rojas (del Subgrupo Pirgua), ha sido interpretado por la gran mayoría de autores como representativo de una etapa de sag en el marco de la tectónica extensional que afectó al NOA (Salfity y Marquillas 1981, Uliana et al. 1989, Viramonte et al. 1999). Muchos autores cuestionan la naturaleza marina de la Formación Yacoraite y la interpretan como un análogo de sistemas depositacionales lacustres (Palma 2000, Bunevich et al. 2017, Cónsole-Gonella et al. 2017), sin un análisis crítico de la evidencia que ha sido históricamente utilizada para sostener la naturaleza marina, ni sobre la base de criterios diagnósticos.

Existen pocos casos de registros de mares epicontinentales que alcanzaron a tener registros arealmente tan extendidos y alejados de márgenes continentales y un gran número de ellos se desarrollaron durante el Cretácico (Wells et al. 2010), en sincronía con la apertura del Atlántico. Explicar su desarrollo y conexión paleogeográfica y, a la vez, la acomodación necesaria para preservar registros estratigráficos marinos no resulta sencillo. Estos se interpretan alternativamente como asociados con extensión localizada y adelgazamiento cortical que permitió el ingreso del mar o con momentos de fuerte subsidencia tectónica en marcos de antepaís, donde la flexión litosférica condujo a una acomodación positiva, permitiendo el desarrollo de estratigrafías marinas (Macellari 1998). Las explicaciones tectónicas se complementan con causas eustáticas que con frecuencia se

utilizan para etapas como la que caracteriza la apertura del Atlántico, durante la cual ocurrieron varios pulsos de nivel de mar global alto. Combinaciones de tectonismo y eustatismo han sido utilizadas para explicar transgresiones marinas en América del Norte (Williams y Stelck 1975, Ziegler y Rowley 1998, Steel et al. 2012, Slattery et al. 2013) y América del Sur (Malumián et al. 1983, Malumián y Náñez 2011).

En diversas partes de Argentina, varios registros en el período Cretácico y próximos al límite K-T han resultado favorables para el desarrollo de registros marinos epicontinentales (Náñez y Malumián 2008, Guler et al. 2019). Entre estos se cuentan los conocidos casos de Patagonia, donde en diversas cuencas se registran estratos marinos conectados con el Atlántico a partir de momentos inusuales de nivel de mar alto que permitieron el desarrollo de episodios transgresivos que excepcionalmente alcanzaron la región andina (Aguirre Urreta et al. 2011, Scasso et al. 2012).

En general, la gran mayoría de los trabajos documentan picos transgresivos en el Campaniano-Maastrichtiano basal, en el Maastrichtiano-Daniano y en el Daniano (Legarreta et al. 1989, Malumián y Náñez 2011, Vellekoop et al. 2017, Guler et al. 2019) aunque en muchas regiones estos pulsos transgresivos no han sido claramente vinculados y presentan registros similares.

En el NOA, se han sugerido transgresiones marinas para explicar intervalos de la Formación Yacoraite (Schlagintweit 1941, Marquillas et al. 2005, 2007), que algunos autores cuestionan como marina (Palma 2000, Hernández et al. 2017, Bunevich et al. 2017, Cónsole Gonella et al. 2017). Asimismo, Marquillas et al. (2005) sostienen que de manera localizada en la sección inferior de la Formación Lecho donde domina un paleoambiente fluvio-eólico, habría ocurrido un evento de inundación (*flooding event*) que fundamentalmente justifican para el depocentro de Tres Cruces. En este trabajo, damos a conocer, describimos y analizamos un intervalo con notable influencia de mareas, claramente desvinculado de la Formación Yacoraite que representaría un pulso transgresivo de origen marino independiente y anterior a la misma, separado por las eolianitas blanquecinas de la Formación Lecho. Este intervalo fue mencionado por Marquillas y Salfity (1990) quienes sugirieron una posible inundación temprana dentro del Subgrupo Balbuena.

MARCO GEOLÓGICO

La región de estudio se localiza en el extremo septentrional de la Cordillera Oriental jujeña (Fig. 1) lindante con Bolivia (~ 65°30' O) y en las proximidades de la localidad de Yavi, ubicada a ~14 km al oeste de La Quiaca. Esta región, estudiada por Schlagintweit (1941) y cartografiada por Turner (1958) y Sáez (1960), se denomina cordón de los Siete Hermanos (Fig. 2) y se encuentra incluida parcialmente en las hojas geológicas de La Quiaca (Turner 1964a) y de Santa Victoria (Turner 1964b). Se trata de un conjunto de cerrillos monticulares alineados SSO-NNE que exponen series mesozoicas dispuestas en discordancia angular sobre el Ordovícico de la región (Turner op.cit., Fig. 2). Los asomos de esta localidad fueron considerados originalmente como el estratotipo de la Formación Lecho (Moreno 1970, p.15) y son coronados por la serie carbonática perteneciente a la Formación Yacoraité, abordada en varios trabajos (Moreno 1970, Salfity 1982). La estratigrafía allí expuesta buza con ángulos de entre 15° y 25°, constituyendo una serie homoclinal con rumbo suroes-

te-noreste, particularmente hacia el sur de la Ruta Provincial N° 5 (que une La Quiaca y Santa Victoria). Inmediatamente hacia el norte de la localidad Yavi (Fig. 2) la serie se encuentra plegada formando un amplio cierre anticlinal con suave inmersión al norte (~ 5°) asociado con un corrimiento criptico, con vergencia este, que se pierde debajo de la cubierta cuaternaria (Monaldi et al. 2008) a la altura de la localidad de Yavi y cuya manifestación superficial son vertientes y aguadas (algunas de ellas termales), ubicadas inmediatamente al sur de la mencionada ruta y que dan origen al caudal permanente del río Yavi.

El intervalo estudiado se encuentra bien expuesto en el cañón ubicado en la región axial del anticlinal (Fig. 2) y en las laderas orientales (Fig. 3) de los diferentes asomos en los cerros Siete Hermanos. La columna estratigráfica representativa de esta zona puede verse en la figura 4a. De base a techo se compone, como fuera indicado por Turner (1958, 1964a y b), por unidades pelíticas de color verde oliva, fuertemente diagenizadas, afectadas por plegamiento y un clivaje penetrativo subvertical norte-sur. Esta unidad se dispone con rumbo norte-sur y buzamientos de ~45°-60° oeste y ha sido inter-

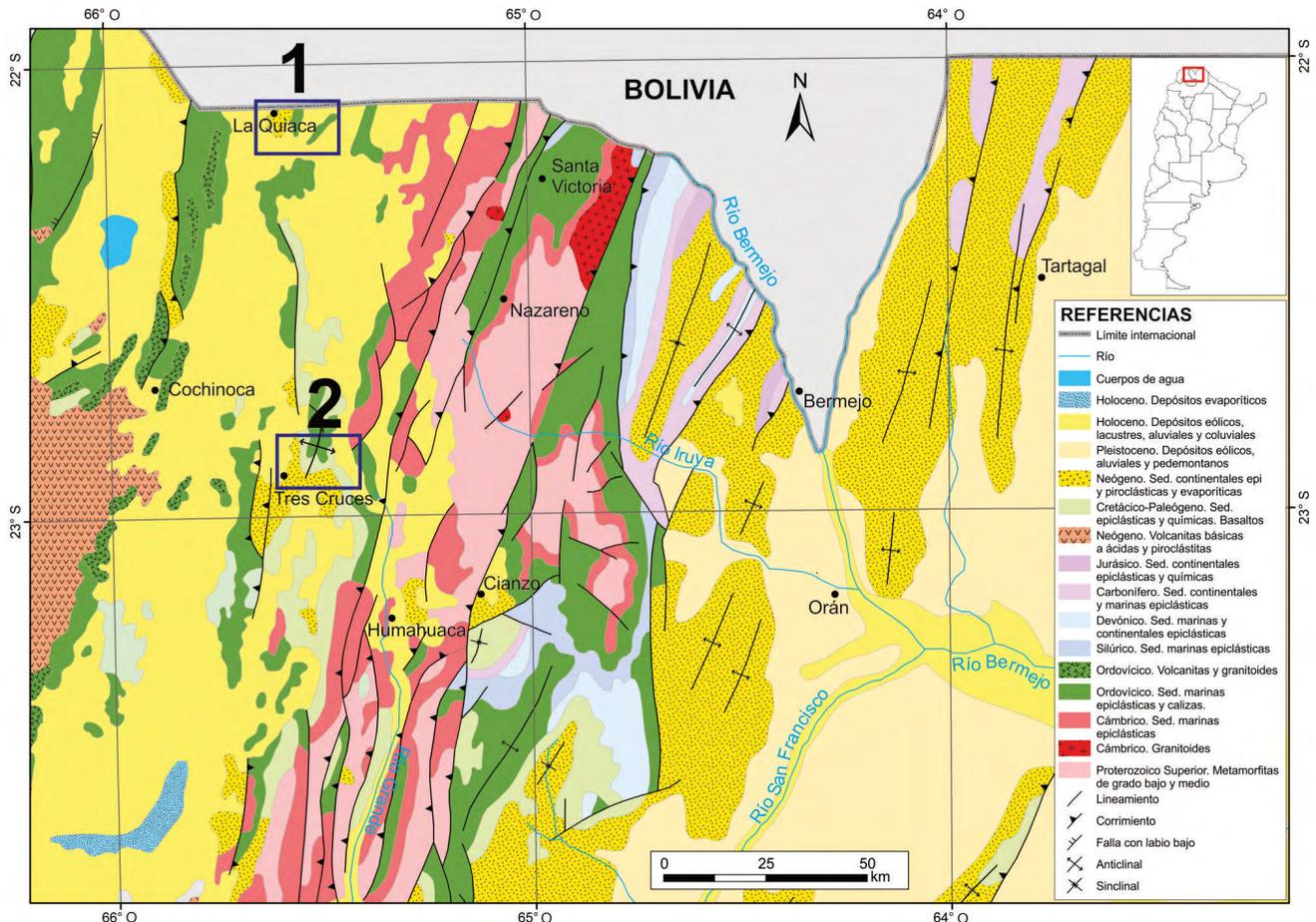


Figura 1. Mapa geológico general de los Andes del noroeste argentino, incluyendo las subdivisiones morfoestructurales mayores (modificado de Rubiolo et al. 1997, Astini et al. 2018). En recuadro se ubican la región de Yavi (1), la región de Tres Cruces (2) y la de Cochino (3) mencionados en el texto.

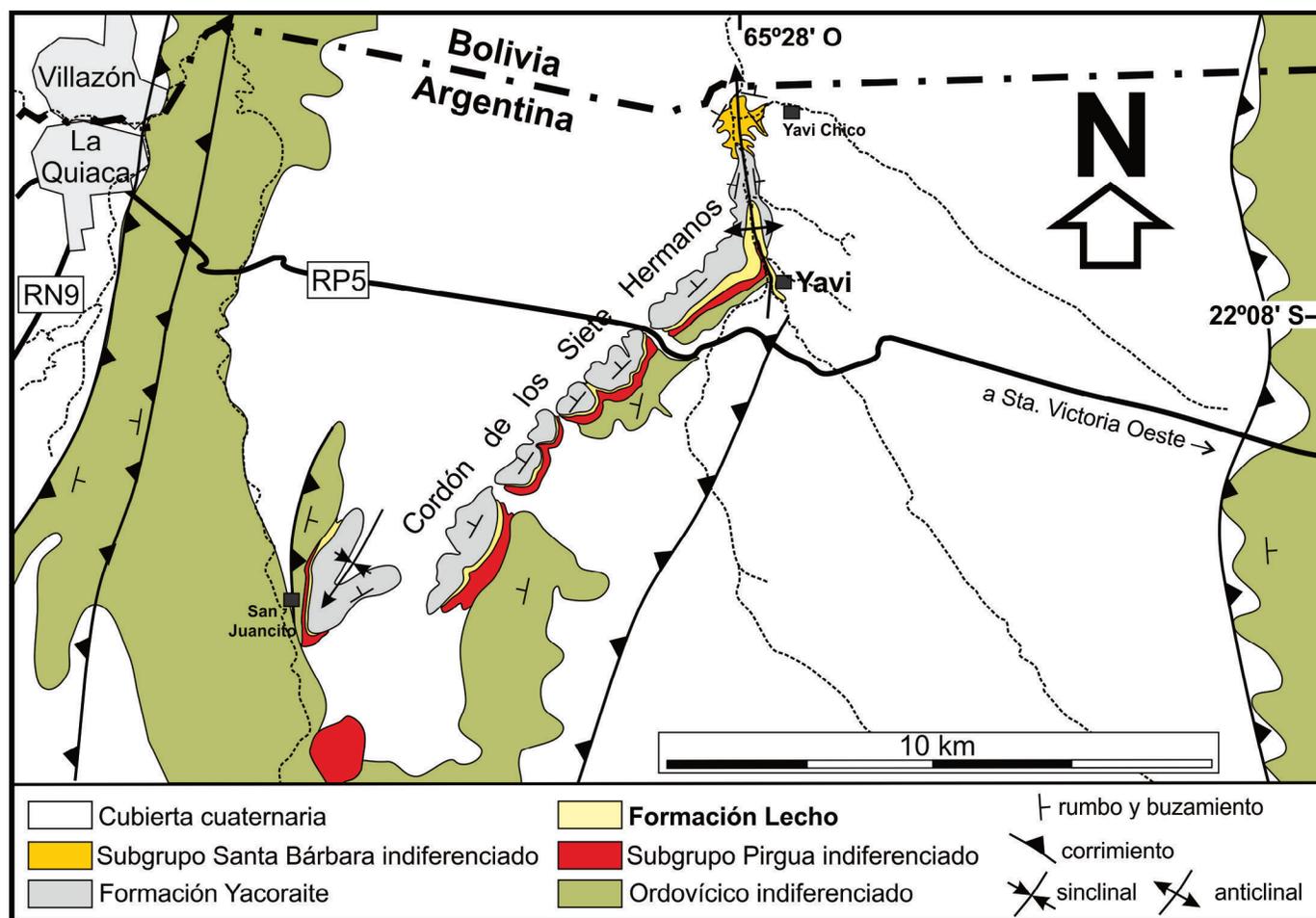


Figura 2. Mapa geológico de la región de Yavi (véase figura 1) en el extremo norte de la Cordillera Oriental, noroeste argentino (basado en Turner 1964 a y b y observaciones propias).

pretada como perteneciente al Ordovícico *sensu lato* (Turner op. cit.). Discordancia angular mediante se apoyan conglomerados lenticulares, finos a medianos de colores rojizos a violáceos donde destacan clastos angulosos de la unidad infrayacente (fragmentos de limolitas y areniscas ordovícicas) seguidos por areniscas y fangolitas rojas y rosadas. Este intervalo es asignado a la Formación Pirgua (indiferenciada, Vilela 1956) que en dicha localidad posee un espesor de ~ 55 m, disminuyendo gradualmente hacia el norte (en el núcleo del anticlinal posee < 30 m).

Cabe destacar que la unidad ordovícica que incluye areniscas delgadas y tabulares con abundantes marcas de base y techo intercaladas rítmicamente entre las pelitas verdes se encuentra teñida de colores rojo-morados por un espesor de hasta 20 m por debajo de la discordancia aludida. Este efecto de tinción localizada junto al clivaje penetrativo hace que la misma pueda confundirse con asomos de la Formación Puncoviscana. Sin embargo, la continuidad cartográfica y la presencia de fósiles permite confirmar que se trata de Ordovícico, como fuera sostenido por Turner (1958, 1964a y b).

Sobre el paquete rojizo de la Formación Pirgua asignada a ambientes continentales fluviales y fluvio-eólicos (Marquillas et al. 2005) se apoya concordantemente y en contacto neto un intervalo de ~15 m de espesor de pelitas y fangolitas de color verde con alternancias de areniscas cuarzosas delgadas y medianas de color amarillento. Estas contienen un notable desarrollo de conjuntos delgados a medianos con estatificación cruzada (Fig. 4b). El análisis de este intervalo verde-amarillento constituye el objetivo de este trabajo. Por encima del mismo se dispone, también en contacto neto no angular, un paquete de ~21 m de espesor de areniscas blancuecinas algo calcáreas y friables (Figs. 3 y 4). Según la literatura, este último se correspondería con la Formación Lecho (véase apartado siguiente).

Finalmente, en concordancia y mediando un contacto neto, se disponen las primeras calizas arenosas, de color ocre-amarillento, asignadas a la Formación Yacoraita. Esta última unidad tiene un espesor aflorante de ~20-25 m en los asomos del cordón de los Siete Hermanos, pero su espesor total medido sobre la quebrada del río Yavi alcanza 91 m.

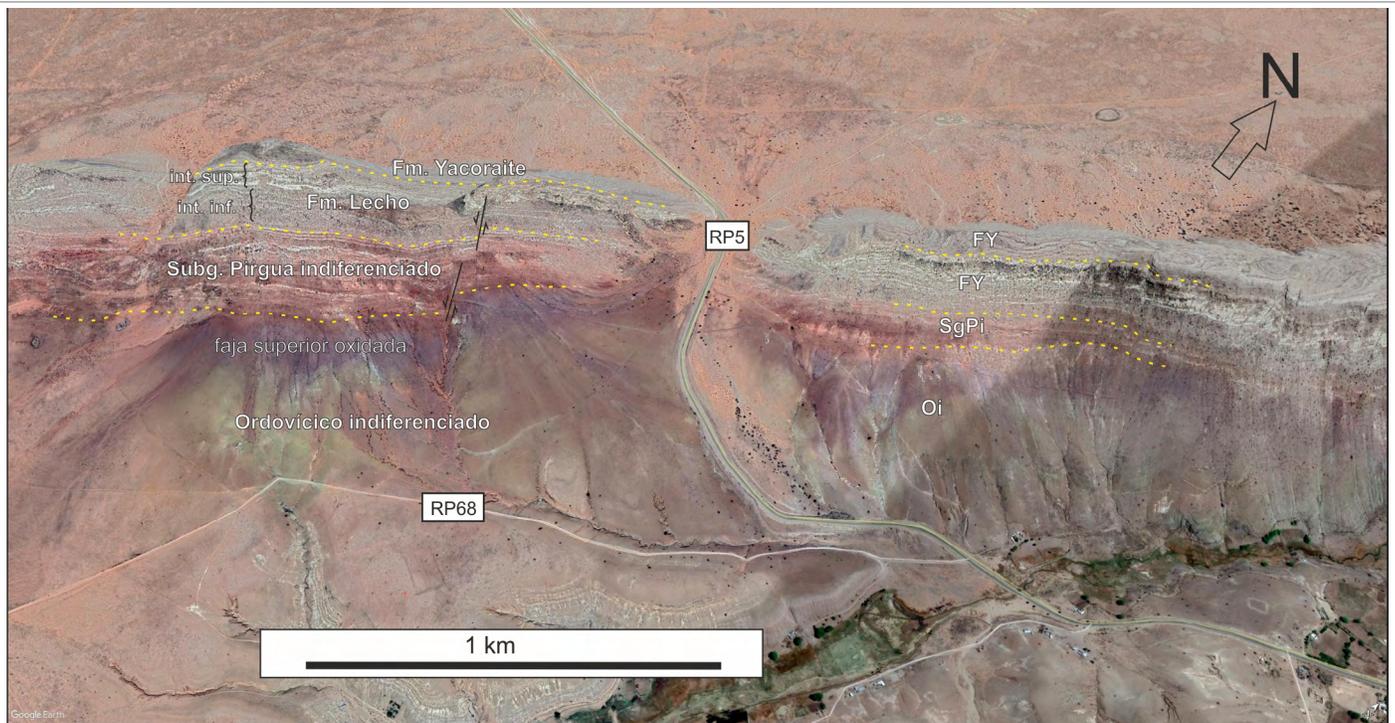


Figura 3. Imagen oblicua de *Google Earth* tomada hacia el nor-noroeste mostrando parte del cordón de Los Siete Hermanos en Yavi, extremo norte de la Cordillera Oriental jujeña (exageración vertical x 2), sobre el corte de la ruta provincial 5, frente a Yavi. Nótese divisiones estratigráficas cartografiadas en la figura 2 y representadas en la columna de la figura 4. Oi=Ordovícico indiferenciado, SgPi=Subgrupo Pirgua indiferenciado, FL=Formación Lecho, FY=Formación Yacoraite. Dentro de la Formación Lecho se diferencian el intervalo inferior marino litoral analizado en este trabajo (int. inf.) del intervalo superior eólico (int. sup.).

Sobre la misma se apoyan fangolitas rojizas y areniscas arcóscicas pertenecientes a la Formación Mealla o el Subgrupo Santa Bárbara indiferenciado (Vilela 1956). El criterio seguido para cartografiar la Formación Yacoraite es la aparición y desaparición en la base y el techo, respectivamente, de calizas y dolomías.

FORMACIÓN LECHO

Esta unidad definida formalmente por Turner (1958) fue reconocida y descrita primeramente en el NOA, incluyendo los asomos de Yavi, por Schlagintweit (1941). Este autor ya había argumentado que las nomenclaturas informales desarrolladas por Brackebuch y Hagerman (en Schlagintweit 1941) de “areniscas basales” y “areniscas inferiores” respectivamente, tenían gran distribución en el norte de Argentina y centro sur de Bolivia. Con posterioridad, fueron incluidas como unidades formales dentro del Subgrupo Balbuena (Moreno 1970). Hagerman (1933) había denominado como “areniscas inferiores” o intervalo “Y” al intervalo silicoclástico dispuesto en concordancia por debajo de los carbonatos y su nomenclatura informal fue utilizada por los geólogos de YPF que cartografiaron el NOA hasta 1940. En Yavi, esta unidad se interpone entre depósitos rojos asignados a la Formación

Pirgua (indiferenciada) y el horizonte blanquecino-amarillento calcáreo-dolomítico que corresponde a la Formación Yacoraite. Se compone principalmente por areniscas medianas de colores claros, las que comúnmente llegan a constituir la totalidad de su espesor y contiene intervalos conglomerádicos finos e intercalaciones de pelitas verdes en su base, aunque en proporciones menores según las descripciones originales de Turner (op.cit). Este nombre fue extendido a toda la cuenca del Grupo Salta en el NOA (Moreno 1970, Turner y Mon 1979, Mingramm et al. 1979, Salfity 1980, Salfity y Marquillas 1981). Si bien en el extremo norte del depocentro de Tres Cruces no supera los 40 m de espesor, en el resto de la cuenca han sido interpretados espesores próximos a 150 m y superiores, destacándose dentro de su conformación areniscas blanquecinas macizas o con estratificación cruzada de gran porte. Estas areniscas subfeldespáticas a cuarzosas bien seleccionadas y redondeadas han sido interpretadas como producto de depositación eólica (Marquillas et al. 2005). Adicionalmente, se han interpretado ambientes fluvio-eólicos con transiciones a complejos de duna e interduna (Marquillas et al. 2005, Starck 2011 y referencias allí citadas).

Siguiendo a otros autores, Starck (2011) remarca que la Formación Lecho es reconocida prácticamente en toda la cuenca con similares características y destaca por sus depósitos de origen eólico. Este último autor, resalta que la unidad

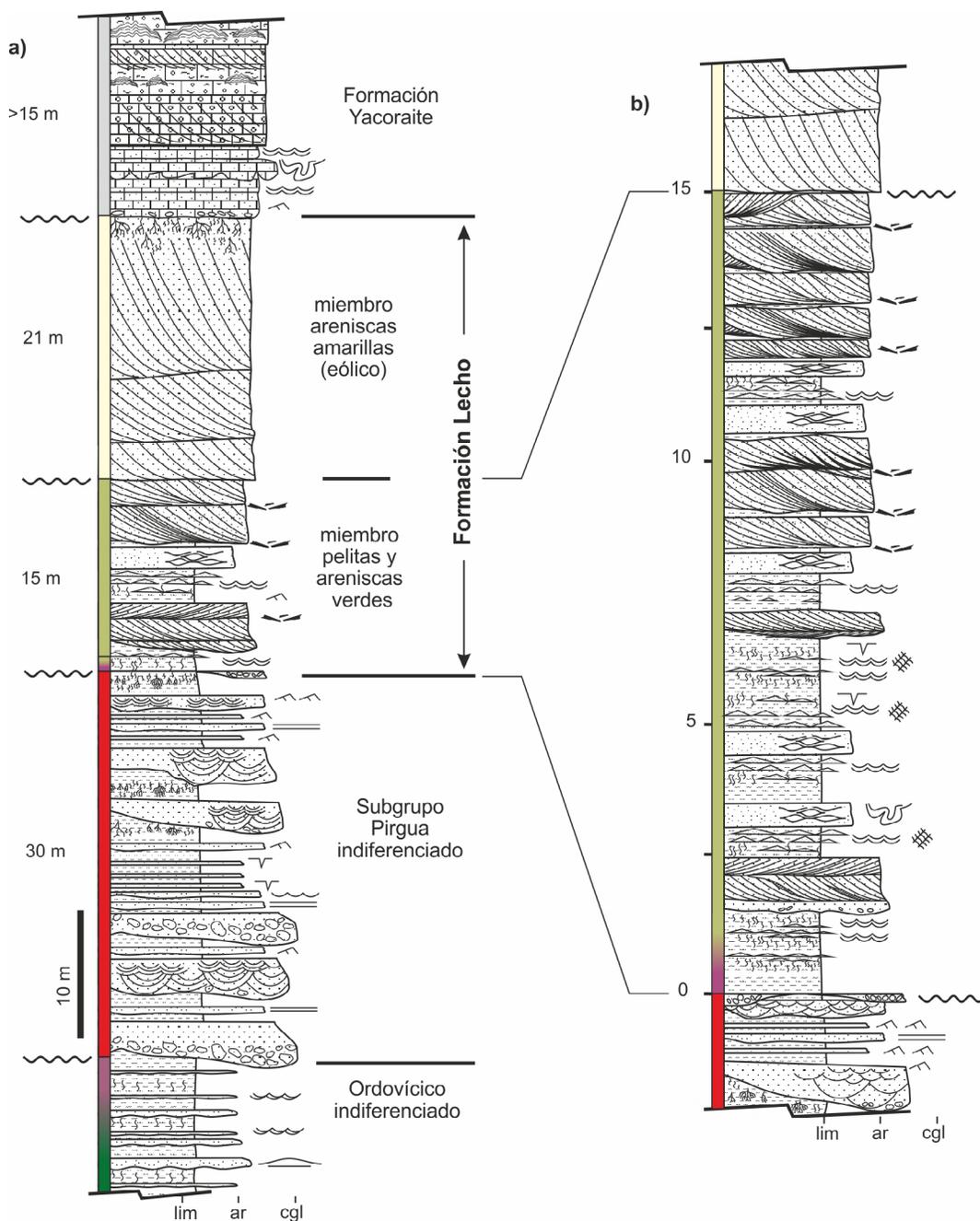


Figura 4. a) Columna estratigráfica representativa de las unidades aflorantes en el Cordón de los Siete Hermanos, Yavi, Jujuy (véase ubicación en asterisco figura 2). La barra con colores ubicada a la izquierda del perfil es representativa de los colores de las diferentes unidades identificadas; b) Columna de detalle del intervalo inferior de la Formación Lecho y sus facies características en el Cordón de los Siete Hermanos, Yavi, Jujuy.

Referencias

- | | | | | | |
|--|----------------------------------------------|--|---------------------------------|--|---------------------------|
| | areniscas | | deformación | | laminación paralela |
| | pelitas calcarenitas oolíticas-esqueletales | | ondulitas oscilatorias | | laminación en domos |
| | calcarenitas oolíticas calcarenitas arenosas | | ondulitas de corriente | | patrones de interferencia |
| | clastos (conglomerados) | | estratificación cruzada planar | | grietas de contracción |
| | intraclastos pelíticos | | estructuras heterolíticas | | bioturbación |
| | discontinuidad | | estratificación cruzada artezas | | pedogenesis |
| | | | | | estromatolito |

ha sido incluso constatada en pozos perforados en posiciones bastante internas dentro de la subcuenca de Lomas de Olmedo, donde se reconoce estratificación entrecruzada de gran escala, aunque no se ha reconocido en el registro de subsuelo del Yacimiento Caimancito ni en los cercanos afloramientos del Cerro Amarillo en Calilegua, al menos no con sus características distintivas. Vale señalar que Marquillas et al. (2005) resaltaron la existencia localizada de intervalos con pelitas de colores verdes tanto en los depocentros de Tres Cruces como en Metán, que asignaron a un ambiente lacustre. Asimismo, Marquillas y Salfity (1990) describieron intercalaciones carbonáticas y margosas de menos de 5m de espesor dentro del tercio inferior de la unidad en la zona de Yavi, que no fueron reconocidos en el presente estudio.

Actualización del conocimiento sobre la Formación Lecho

En este apartado se dan a conocer aspectos relevantes de la Formación Lecho que permiten su revisión y enmienda. Tanto en el flanco oriental del cordón de los Siete Hermanos (en la localidad tipo) como inmediatamente al norte, en el cierre del anticlinal (Fig. 2) antes mencionado, la unidad desarrolla una división en dos miembros informales con colores y litologías diferentes (Figs. 3 y 4a). El intervalo inferior apoya concordantemente sobre los depósitos rojos de Pirgua y desarrolla delgados conglomerados lenticulares seguidos de fangolitas moradas y verdes que luego intercalan y gradan con limolitas arenosas y areniscas amarillentas compactas. Los intervalos de fangolitas verdes pueden alcanzar el metro de espesor individual y son macizos y moteados, con un intervalo basal ocasionalmente morado, inmediatamente por encima del contacto. Dentro de este miembro, alternan delgados paquetes limo-arenosos, a veces calcáreos, profusamente bioturbados. Hacia arriba las pelitas verdes sólo quedan registrando pequeñas particiones entre las areniscas cuarzosas amarillentas (Fig. 4b). Este conjunto litológico no fue originalmente bien individualizado por Turner (1958, 1964a, b) ni por autores posteriores, excepto parcialmente por Marquillas y Salfity (1990), quienes además mencionaron la presencia de algunas calizas. Este miembro inferior verde-amarillento de la sección tipo de la Formación Lecho (~15 m) es casi tan importante en espesor como el miembro superior de areniscas blanquecinas, constituido por bancos de gran espesor de areniscas calcáreas, macizas y más friables, que sólo localmente exhiben estratificación cruzada de gran porte. Este intervalo constituye, en esta localidad, la división superior de la Formación Lecho (Fig. 4b). En su tramo superior, esta última división exhibe una profusa bioturbación, representada

por un patrón de tubos (de pocos cm de diámetro) interconectados, dispuestos en tres dimensiones y asociados con cámaras cementadas diferencialmente y resaltadas en tonalidades ocre, similares a lo observado en otras localidades de más al sur (e.g. Espinazo del Diablo, Coppa Vigliocco et al. 2018). Una superficie neta concordante y con geometría planar, localmente ondulada y conteniendo clastos dispersos de tamaño guija a guijón de cuarzo redondeado, la separa de calizas arenosas oolíticas y fosilíferas pertenecientes a la Formación Yacoraite.

Facies y estructuras sedimentarias del intervalo inferior de la Formación Lecho

Dentro del intervalo inferior, aparte de las fangolitas verdes micáceas bioturbadas (Fig. 4b), se desarrollan paquetes de transición limo-arenosos y areniscas con una diversidad de estructuras y geometrías que resultan paleoambientalmente significativas y describimos en detalle a continuación.

a) Conjuntos con estratificación cruzada y pantallas de fango: Se trata de paquetes de areniscas con notable estratificación cruzada con espesores de conjuntos individuales

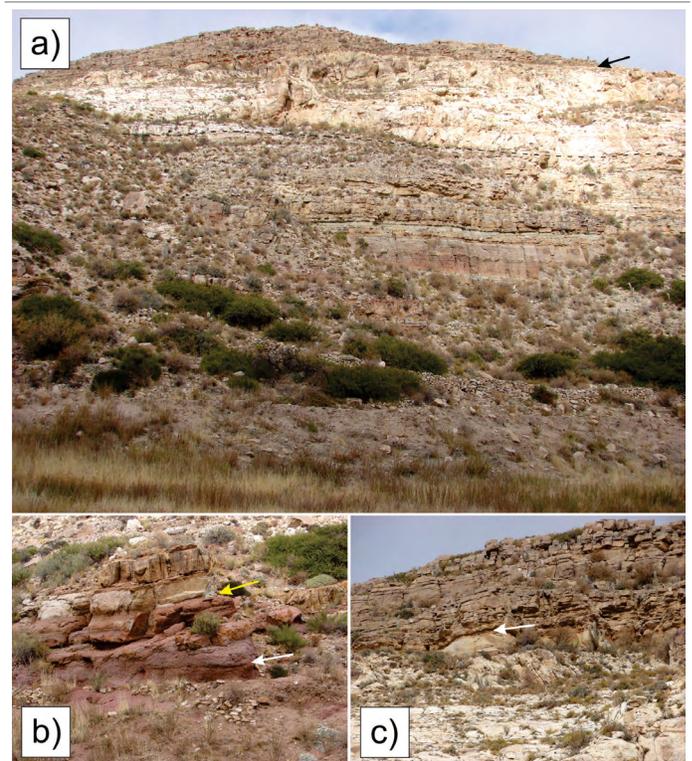


Figura 5. a) Vista panorámica del perfil aflorante en la margen izquierda del cañón de Yavi (22°07'13.56''S, 65°28'10.45''O, 3470 m. s.n.m.) donde se expone la totalidad de la Formación Lecho con sus dos secciones (separadas por una línea de rayas) y sus relaciones de base y techo (indicada por flechas negras) descritas en el trabajo; b) base de la Formación Lecho indicada por flecha amarilla. Nótese el conglomerado morado, de reducido espesor y granulometría fina inmediatamente por debajo interpretado como de origen fluvial y posiblemente re TRABAJADO durante la etapa transgresiva; c) Contacto superior de la Formación Lecho con la Formación Yacoraite (indicado por una flecha).

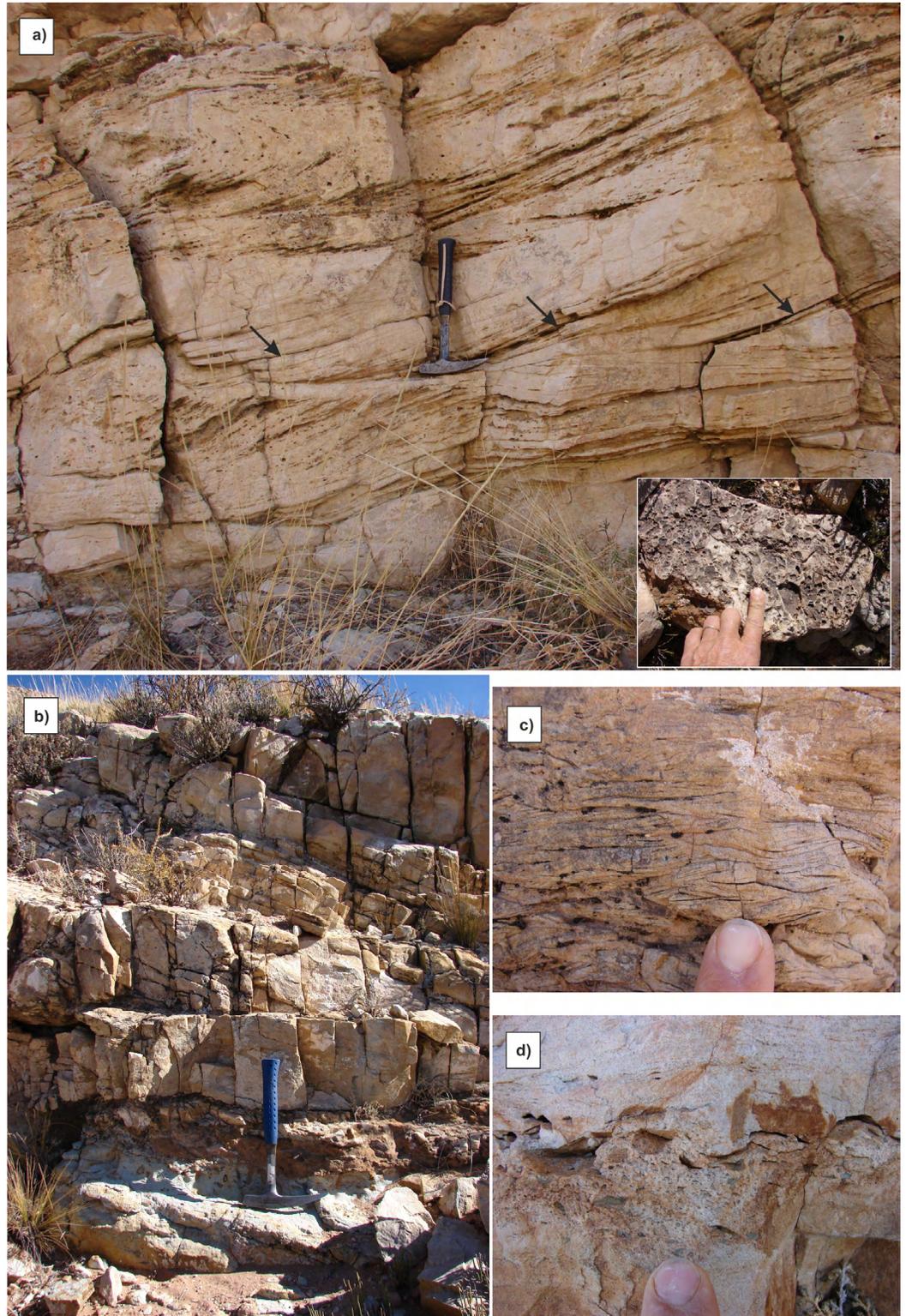


Figura 6. Facies con influencia de mareas: a) conjuntos con estratificación sigmoidal con haces de particiones pelíticas (indicadas por flechas negras) y abundantes intraclastos mostrados en el detalle de una superficie de partición. Nótese conjuntos con paleocorrientes opuestas (bidireccionales) en conjuntos intercalados; b) conjuntos estratocrecientes de estratificación cruzada con particiones pelíticas preservadas diferencialmente hacia la base sobrepuestos sobre nivel bioturbado remarcado por moteados ocre; c) típica estratificación cruzada heterolítica, variedad *flaser* caracterizada por delicadas particiones de fango; d) detalle de las areniscas cuarzosas laminadas portadoras de un nivel con abundantes intraclastos pelíticos de color verde.

(sets) entre 0.05 y 0.25 m y espesores compuestos (cosets) superiores al 1 m de espesor que lateralmente muestran buena continuidad lateral y en ocasiones se acuñan contra otros desarrollando lenticularidad. Internamente, se caracterizan por preservar particiones pelíticas rítmicas, particularmente mejor preservadas y de mayor espesor hacia la base de

los conjuntos individuales (Figs. 6a-b, y 7a-d). Es común que se asocien con acumulaciones de intraclatos pelíticos dado que las corrientes subsiguientes pueden erosionarlas parcial o totalmente. Vista en cortes longitudinales la estratificación cruzada posee ángulos frontales máximos de entre 25° y 30° y terminaciones tangenciales hacia la base donde las parti-

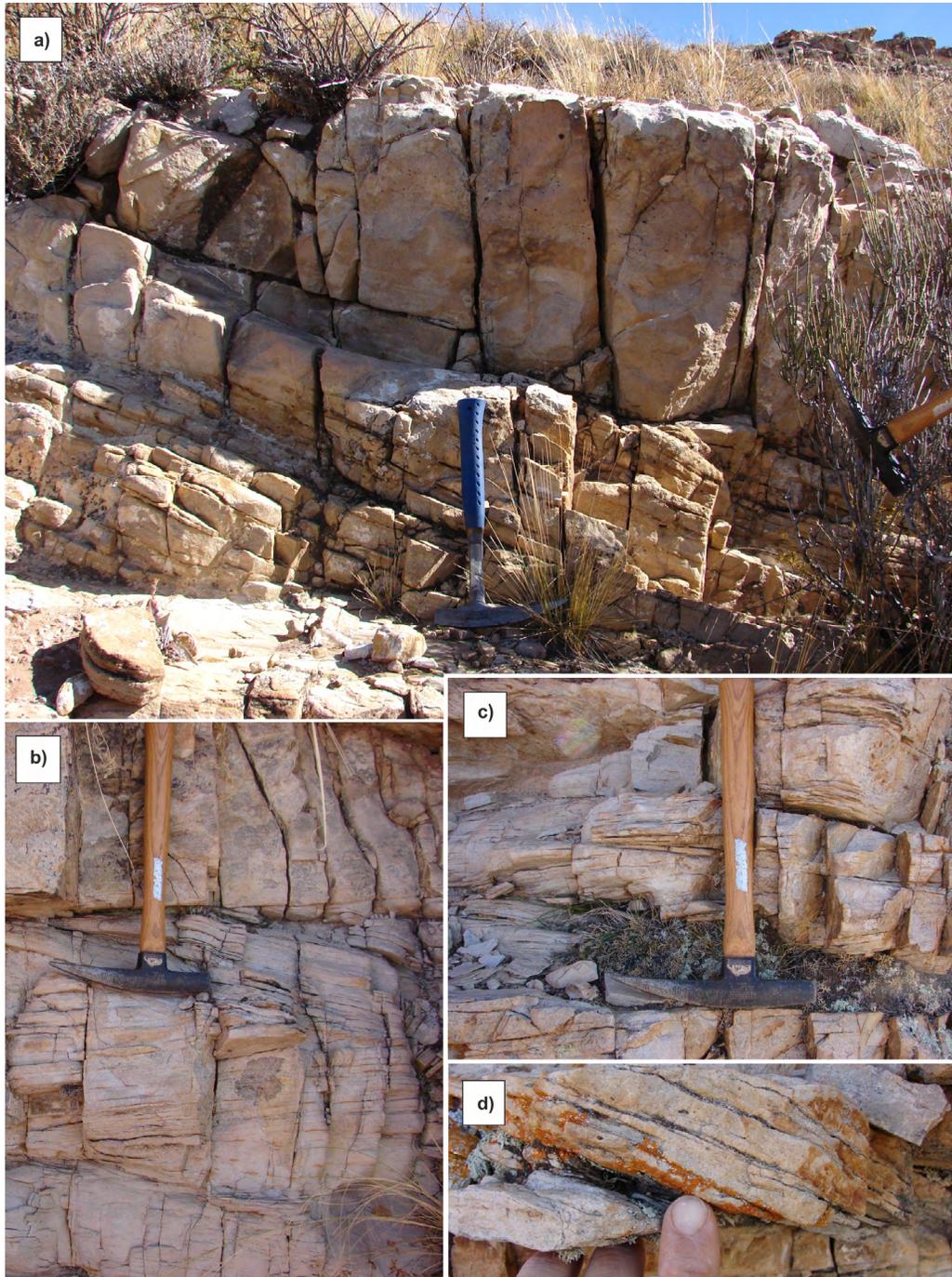


Figura 7. Conjuntos de estratificación cruzada con pantallas de fango, característicos de influencia mareal: a) Tres conjuntos amalgamados, el inferior con notable desarrollo de particiones pelíticas rítmicas; b-c) Estratificaciones cruzadas en espina de pez y con particiones pelíticas asociadas a reversiones de las mareas; d) detalle de las particiones pelíticas y terminación basal de un conjunto de estratificación cruzada con pantallas de fango dentro del intervalo estudiado.

ciones pelíticas convergen. Las particiones pelíticas rítmicamente intercaladas (Figs. 7c-d) normalmente se acuñan hacia los topes de los conjuntos. Los topes pueden ser truncados (con terminaciones en ángulo-*toplaps* marcados) o mostrar inflexiones hacia ángulos menores, en cuyo caso se distinguen geofomas, del tipo de las dunas 3D con longitudes de onda de entre 1 y 5 m. En estos últimos casos, cubiertas pelíticas se proyectan sobre toda la cara de avalancha y tapizan incluso las caras de transporte. Algunos de estos topes presentan notable perturbación por actividad de invertebrados y tubos

verticales que descienden decenas de centímetros dentro de los conjuntos laminados (Fig. 8f).

Conjuntos con estratificación cruzada y pantallas de fango son comunes de sistemas depositacionales influenciados por mareas (Terwindt 1971, Allen y Homewood 1984). La deposición de fango arcillo-limoso proviene de las elevadas concentraciones que alcanzan >10 g/l (Faas 1991) y pueden depositar capas de hasta 1 cm durante el momento de quietud entre mareas, donde se gatilla la decantación. Elevadas concentraciones de finos en suspensión promueven procesos

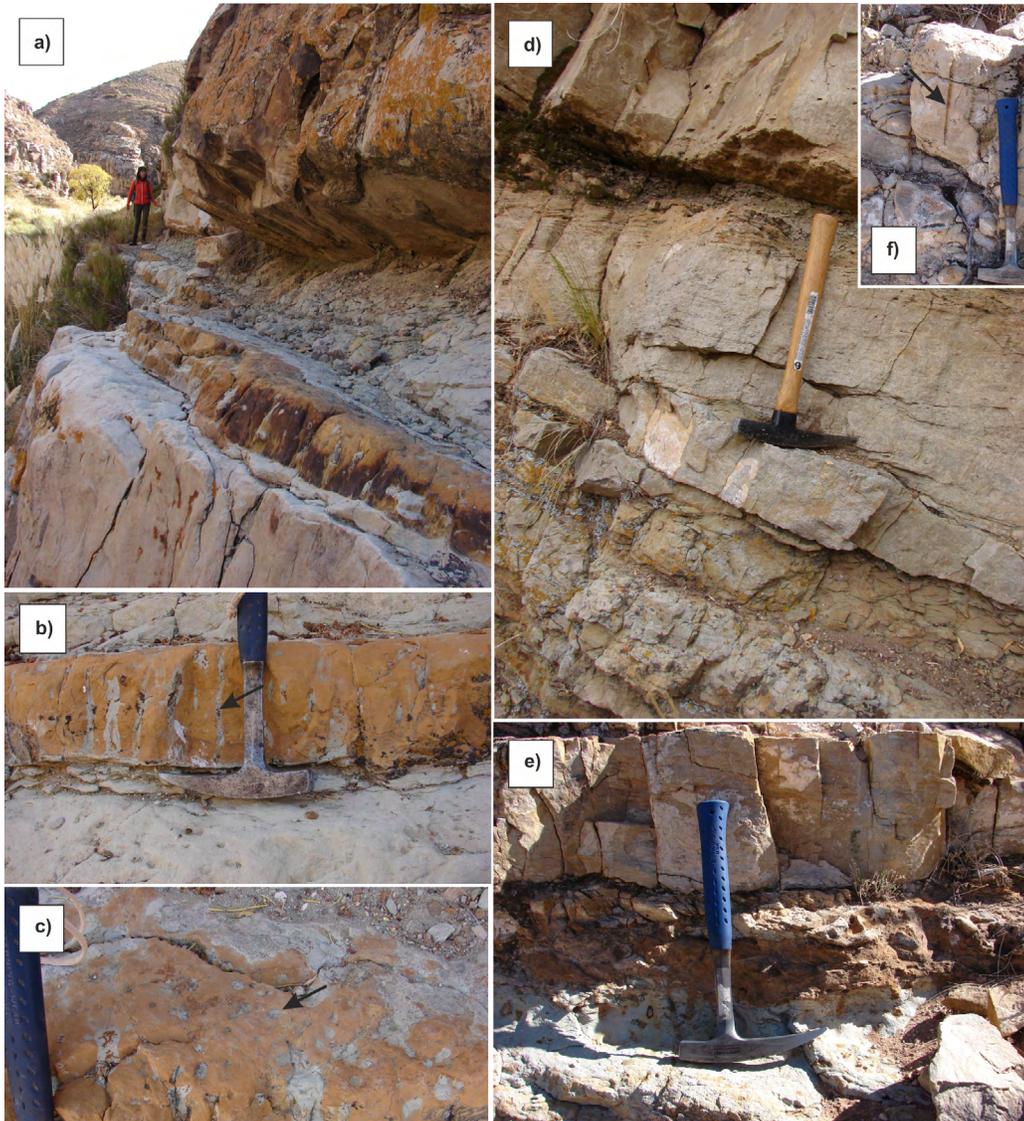


Figura 8. a-c) Patrones de bioturbación (*skolithos*) en areniscas calcáreas delgadas del intervalo inferior de la Formación Lecho (b y c detalles en vista lateral y planta, respectivamente); d) facies de pelitas limosas verdes bioturbadas por debajo de areniscas con haces de particiones pelíticas hacia la base e intraclastos hacia el tope; e) patrones de bioturbación y moteados afectando los intervalos pelíticos en la sección inferior (detalle de Fig. 6b); f) tubo cilíndrico vertical interpretado como madriguera de morada (*skolithos*) en los conjuntos con laminación cruzada.

de floculación dentro de la zona de máxima turbidez en estuarios y en planicies mareales circundantes (Dalrymple y Choi 2007). Pantallas de fango como las descritas se interpretan como relictos de etapas de decantación asociadas a la interrupción de corrientes propias del momento de reversión de mareas (*slack period*) sobre dunas subacuas (Visser 1980, van del Berg 1980, Boersma y Terwindt 1981). Al depositarse una cubierta pelítica en el período muerto, de inversión entre ambos picos de corriente, la misma puede retrabajarse y quedar preservada como intraclastos pelíticos.

En ambientes estuarinos con abundantes finos en suspensión, la floculación es capaz de depositar cubiertas o cortinas de fango que tienen buen potencial de preservación, incluso aunque el incremento de las condiciones de flujo durante la reversión de la marea, produzca erosión y eliminación parcial de la misma (Dalrymple 2002, van del Berg et al. 2007).

La eliminación parcial de la cubierta pelítica afecta preferencialmente a la sección superior del conjunto laminado, más expuesto dentro de la columna de agua, que es capaz de eliminar o retrabajar el tapete pelítico (dejando como únicas evidencias algunos intraclastos).

b) Estratificación sigmoidal: Son areniscas finas con conjuntos de estratificación cruzada de entre 0.20 y 0.50 m de espesor con terminaciones tangenciales hacia abajo y hacia arriba, comúnmente remarcadas por particiones pelíticas o acumulaciones de intraclastos, e internamente se caracterizan por cambiar periódicamente los ángulos de reposo y los espesores de las láminas frontales (Fig. 6a). En coincidencia con los mayores espesores se reduce la participación de particiones pelíticas que por el contrario se agrupan, a manera de haces en los intervalos de láminas con menor espesor. También lateralmente dentro de estos ocasionalmente se de-

sarrollan truncamientos con muy bajo ángulo. Los conjuntos sucesivos pueden estar separados por superficies erosivas de menor ángulo acompañadas por acumulación de intraclasos. Alternativamente, los sigmoides pueden estar separados o remarcados por la acumulación diferencial de particiones pelíticas bioturbadas.

Los paquetes de láminas finas y más gruesas dentro de los conjuntos laminados son indicativos de diferentes capacidades tractivas que se pueden asociar a las distintas intensidades que periódicamente desarrollan las mareas durante el ciclo de sicigia-cuadratura cuando afectan ondas (mesoformas) de arena (van der Berg et al. 2007). Por su geometría interna rítmica se los interpreta como laminación cruzada bandeada (*tidal bundles*, van den Berg 1982, Longhitano 2011). Esta alternancia es diagnóstica de influencia de mareas (Boersma 1967, Kessler y Gallop 1988, Ladipo 1988). Cuando los conjuntos se preservan en su totalidad, reflejando la amplitud real de las formas de lecho que le dieron origen (Nio et al. 1983), desarrollan geometrías sigmoidales (Kreisa y Moiola 1986). En ambientes dominados por mareas la presencia de superficies de reactivación (Klein 1970, Dalrymple et al. 1978), es decir superficies de interrupción con suave erosión, constituyen una norma (de Mowbray y Visser 1984, Nio y Yang 1991) y caracterizan los momentos de mayor intensidad de corrientes (durante la sicigia), mientras que los haces de particiones pelíticas preferencialmente preservados son indicativos de etapas con menor amplitud de mareas (durante la cuadratura).

c) Estratificación cruzada bimodal (de tipo herring-bone): Constituye la típica estratificación en espina de pez o hueso de arenque representada en areniscas finas a medias que desarrollan un par de conjuntos con estratificación cruzada y con vergencias opuestas ($\sim 180^\circ$) o divergentes. Las direcciones de paleocorrientes dominantes son SO-NE aunque el sentido predominante de los sets de mayor envergadura es hacia el NE. Estos últimos comúnmente no muestran tapices pelíticos (Fig. 6b) o sólo están preservados en la base de algunos conjuntos. Los ángulos de reposo de la laminación cruzada de ambos conjuntos están por encima de los 20° y están separados por una superficie horizontal no erosiva. Ambos conjuntos pueden tener espesor similar o diferente (Figs. 6a, 7b-c) y no alcanzar el equilibrio. Asimismo, existen variedades donde las corrientes subordinadas sólo alcanzan a mover pequeñas ondulitas a contra corriente, desarrollando ocasional laminación cruzada a reversa.

Se trata de estructuras generadas a partir de mesoformas de lecho (dunas) por reversión de corrientes y, particularmente, bien desarrolladas en flujos canalizados con buena provi-

sión de sedimentos (van del Berg et al. 2007, Coughenour et al. 2009). La alternancia (bimodalidad de las paleocorrientes) puede verificarse en los perfiles longitudinales donde los conjuntos revierten su sentido de avance en $\sim 180^\circ$ (Klein 1970, 1998). Tapices pelíticos sólo se preservan en la base de algunos conjuntos ya que domina la erosión y el transporte de arenas. La estatificación cruzada bimodal normalmente refleja cierta simetría de las mareas, hecho que es poco común dado que en los sectores internos de los estuarios las mareas de ingreso son más intensas que las de egreso y esto produce una cierta asimetría en las estructuras resultantes (Allen 1991, Steel et al. 2012). Por el contrario, en los sectores fluviales influenciados por mareas la asimetría suele ser inversa, producto de la mayor intensidad de la corriente saliente asociada con el efecto de endicamiento por mareas (van del Berg et al. 2007).

d) Facies heterolíticas: Constituyen paquetes delgados a medianos compuestas por un conjunto de transiciones entre delgadas alternancias de areniscas y pelitas con geometrías lenticulares, ondulantes y *flaser*. Las areniscas finas lenticulares y ondulantes poseen notable laminación interna cruzada, crestas puntiagudas y acreción en ambas caras. Además, con frecuencia desarrollan truncamientos internos cóncavos (*scooped surfaces*) y direcciones opuestas de la laminación cruzada (bimodal bipolar). Las intercalaciones pelíticas de color verde contrastante están representadas por particiones discontinuas muy delgadas ($< 1\text{mm}$) de pelitas dispuestas en los senos de ondulitas simétricas y dentro de un dominio más arenoso, siendo la variedad *flaser* la más representada (Fig. 6c). Además, internamente se producen transiciones graduales entre las mismas y hacia los paquetes de fangolitas verdes y de areniscas amarillentas, respectivamente. Los índices de óndulas (λ/a) varían entre 5 y 10.

Se interpretan como producto de una alternancia de tracción-decantación en ambientes muy someros dominados por oleaje (de Raaf et al. 1977, Clifton y Dingler 1984) y recurrencia de mareas (Reineck y Wunderlich 1968, de Raaf y Boersma 1971, Nio y Yang 1991). Mientras que el oleaje es el responsable de los perfiles simétricos, crestas puntiagudas y los truncamientos cóncavos, la periódica actividad de mareas habría sido responsable de la bimodalidad observada en la laminación interna (de Raaf y Boersma 1971, 2007). Asimismo, la decantación de pantallas de fango que preferencialmente se preservan en los senos, indica el período tranquilo de inversión de las mareas (*tide slack-period*) durante el cual se produce la decantación (Visser 1980, Dalrymple 1992). El conjunto de estas estructuras es típicas de planicies influenciadas por mareas caracterizadas por condiciones de

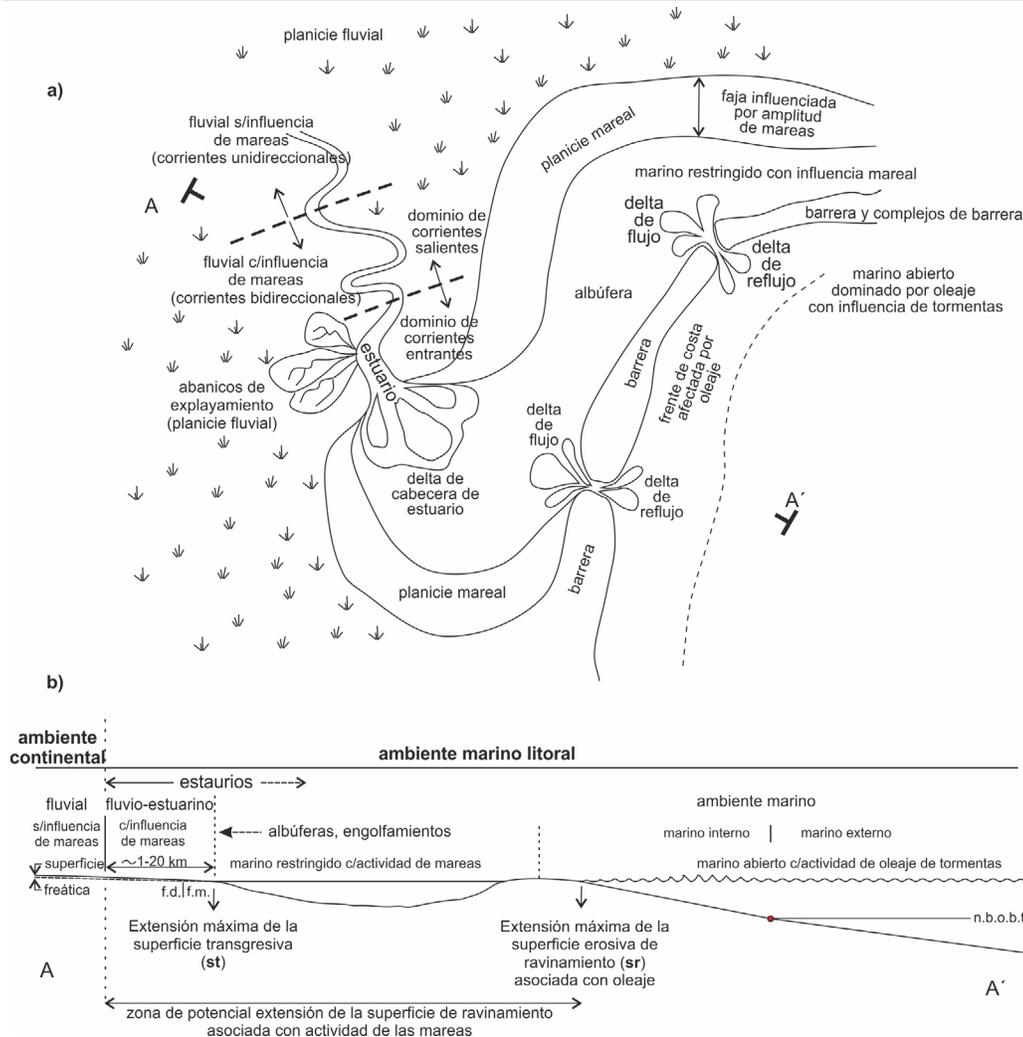


Figura 9. a) Diagrama idealizado (sin escala) mostrando un mosaico ambiental asociado con una costa de muy baja pendiente en el marco de un mar epírico, similar al interpretado para intervalos del Subgrupo Balbuena en esta región del noroeste argentino durante el Cretácico Tardío. Nótese los subambientes influenciados por mareas y aquellos dominados por oleaje y tormentas. Dentro del sistema estuarino se grafican los límites de la influencia de mareas y dentro del intervalo con corrientes bidireccionales del estuario, las direcciones de flujo predominantes; b) Corte esquemático (A-A', no a escala) del conjunto de subambientes y la separación de tres fajas costeras influenciadas por distintos procesos sedimentarios durante una transgresión. st: superficie transgresiva, sr: superficie de ravinamiento, f.d.: freática dulce, f.m. freática marina, n.b.o.b.t.: nivel de base del oleaje de buen tiempo. Ver discusión en el texto.

bajo régimen de flujo, oscilatorio a multidireccional y con fuerte desequilibrio hidrodinámico (Myrow et al. 2018), mientras que la alternancia de lapsos con decantación adquiere buen potencial de preservación y constituye una característica diagnóstica de ritmitas mareas (Nio y Yang 1991, Allen 1991, Klein 1998). Esta asociación de facies es típica de llanuras de marea (Tessier 1993) y la mayor frecuencia de particiones pelíticas o una mayor relación pelita/arena-limo indica que la etapa de decantación tuvo alta tasa de preservación o existió una buena disponibilidad de finos en suspensión (van del Berg et al. 2007, Dalrymple y Chio 2007). Repeticiones cíclicas han sido interpretadas como jerarquías de periodicidades típicas de dominios de marea (Nio y Yang, 1991, Archer 1998, Longhitano et al. 2012).

e) Horizontes con acumulación de intraclastos: Se trata de intervalos delgados y muy delgados de brechas a conglomerados finos de intraclastos con matriz arenosa que involucran clastos pelíticos planares (discoidales) y poseen mala a regular selección y tamaños entre 0.01-0.05 m en pro-

medio pero pueden alcanzar 0.10 m de tamaño (Figs. 6a y c). Los intraclastos pueden variar entre muy angulosos y a veces deflecados hasta subredondeados. En ocasiones muestran imbricación y un ordenamiento ascendente dentro de matrices arenosas. Normalmente, están dispersos y remarcando la estratificación cruzada o se acumulan en horizontes separados por conjuntos de areniscas medianas con estratificación cruzada también conteniendo intraclastos dispersos. Particularmente se acumulan en la parte inferior de los conjuntos y muestran transiciones con conjuntos con abundantes pantallas o cortinas de fango.

Se interpretan como productos de acumulación luego de etapas erosivas asociadas con reversión e incrementos de la velocidad de las corrientes que favorecen la erosión de mantos pelíticos y su redepósito como intraclastos pelíticos a manera de brechas intraformacionales, generalmente con escaso transporte. Son comunes en ambientes estuarinos (Ehlers y Chan 1999, Longhitano 2012) donde los finos se acumulan con gran rapidez durante los máximos de turbidez

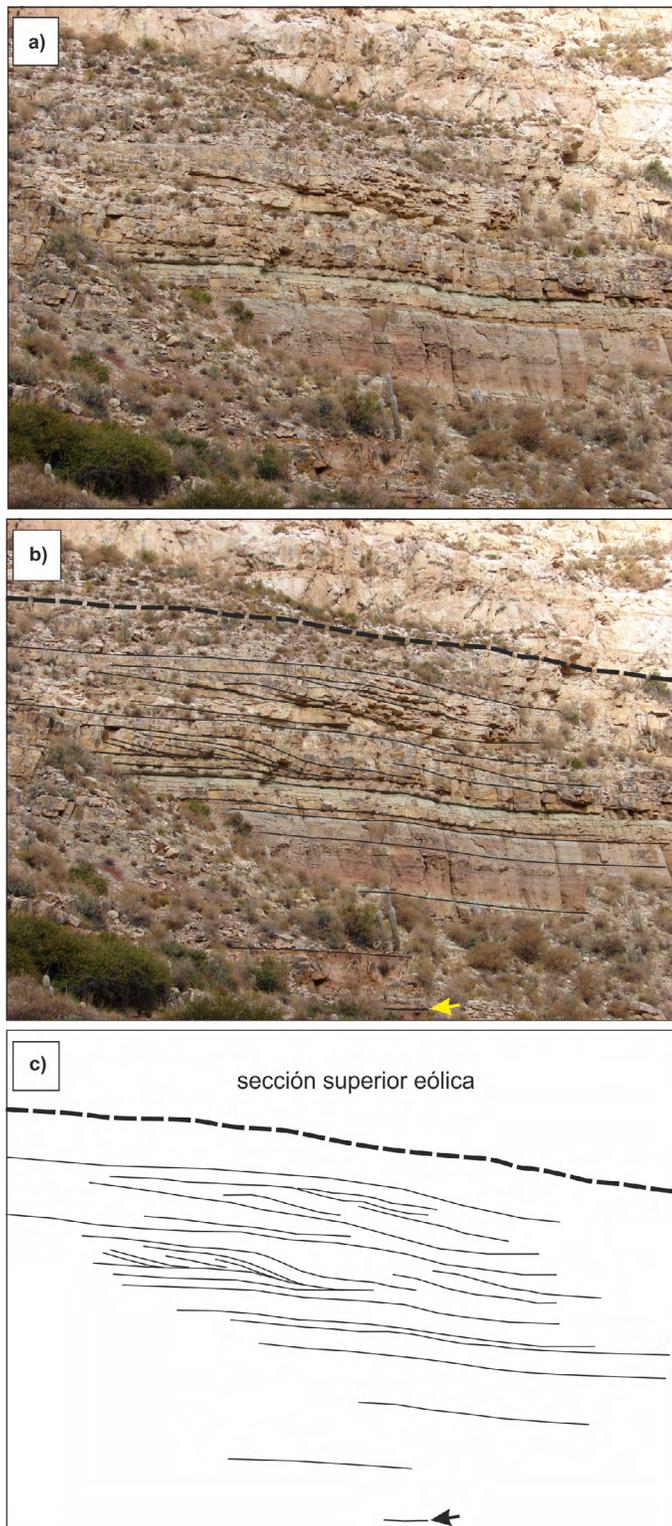


Figura 10. Interpretación fotogeológica de geometrías con suave pendiente interpretadas como clinoformas deltaicas, asociadas con deltas de cabecera de estuarios observables dentro del intervalo estudiado, perteneciente a la sección inferior de la Formación Lecho en la pared oeste del cañón del río Yavi. Las flechas amarilla y negra en b) y c) indican la base de la sucesión analizada y la línea gruesa de trazos, el contacto con el miembro eólico superior.

(Dyer 1995, Dalrymple y Chio 2007), floculando y manteniéndose como depósitos cohesivos (Mc Cave 1970, Mehta

1989), lo que les brinda un mayor potencial de preservación, incluso aun no estando del todo consolidados (Faas 1991). Los rápidos cambios de polaridad e incremento de la velocidad de corriente asociada con flujos de ingreso y egreso de las mareas promueven la erosión en parches y eliminación parcial de las cubiertas de pelita que generan la acumulación de intraclastos (*mud rip-up clasts*), que pueden variar su redondeamiento según el grado de transporte y consolidación original de la pelita disturbada (Clifton 1983). Estas acumulaciones delgadas de intraclastos pelíticos comúnmente remarcen superficies de reactivación, se concentran en zonas de separación de flujo en senos mayores entre dunas o barras o como depósitos residuales (*lags*) en surcos erosivos y canales. Los picos de intensidad de corrientes producen la erosión y reacomulación de los intraclastos en fondos de canales, depresiones y caras frontales de dunas. Este proceso no requiere de emersión y están desvinculados con fenómenos de desecación y cuarteamiento, aunque estos productos pueden excepcionalmente encontrarse mezclados en ambientes de llanuras de mareas, particularmente si quedan expuestas a insolación-desecación.

Asociación de facies estuarina con influencia mareal

La asociación de facies permite interpretar un paleoambiente litoral dominado por notable influencia de mareas y el conjunto de facies resulta diagnóstico de ambientes submareales someros. El apilamiento vertical con una tendencia estratocreciente y su desarrollo por encima de un dominio de fangolitas moradas y verdes sugiere la instalación, relativamente rápida, de un ambiente subacueo dominado por condiciones reductoras, compatible con un episodio transgresivo. No obstante, los delgados conglomerados lenticulares que lo separan de la unidad infrayacente (Fig. 5b) podrían constituir acumulaciones residuales asociadas con una etapa de pasaje fluvial, donde se concentraron clastos de cuarzo y productos de retrabajo desde el Ordovícico infrayacente. No se descarta la posibilidad de que los mismos coincidan, parcialmente, con una superficie de ravinamiento indicativa y diagnóstica de una incursión marina y generada a partir de la influencia de mareas que constituyeron un agente activo, capaz de producir erosión en subambientes relativamente restringidos, como en bocas de estuarios (Fig. 9).

Inmediatamente por encima del paquete basal más fangoso y moteado (Fig. 8d-e) se desarrollan cuerpos lenticulares con estratificación sigmoidal y cruzada bidireccional con tendencias granodecipientes y pasajes a paquetes de facies heterolíticas progresivamente afectados por intensa biotur-

bación. En el tope de algunos bancos de areniscas y en los centímetros superiores de varios conjuntos estratificados se advierten variedades de tubos verticales cilíndricos (Fig. 8f), característicos de la icnofacies de *Skolithos* (Frey y Pemberton 1984), asociadas a organismos suspensivos que localmente alcanzan a borrar las estructuras mecánicas (Fig. 8a-c y e).

El rápido enarenamiento por encima del intervalo conteniendo facies de fangolitas verdes bioturbadas y la profusa actividad de mareas registrada en el paquete arenoso permiten interpretar el desarrollo de barras activas en un ambiente estuarino interno, donde las mareas normalmente se potencian a partir de la propia geometría en embudo (Allen 1991). Esto explicaría la bimodalidad de las paleocorrientes y la abundancia de estructuras diagnósticas de procesos mareales. Asimismo, la tendencia granoestratoeciente (registrada por debajo del paquete eólico) indica un patrón progradante, compatible con el desarrollo de deltas de cabecera de estuario (Ashoff et al. 2018). Esto último resulta consistente con lo observado en los afloramientos de buena calidad que se exponen dentro de las paredes del cañón del río Yavi (Fig. 2), donde por encima del paquete basal predominantemente fangoso y a partir de la mitad de la sección inferior (Fig. 4b) se desarrollan dos intervalos arenosos de algunos metros de espesor con sutiles cliniformas (Fig. 10). Estos rasgos resultan consistentes con los señalados por Ashoff et al. (2018) y tipifican a depósitos deltaicos desarrollados en regiones de cabecera de estuarios poco profundos.

Los registros fósiles de sistemas estuarinos suelen tener escaso espesor y desarrollo localizado (Milano y Steel, 2002, Rossetti y Junior 2004, Longhitano et al. 2012, Ashoff et al. 2018). Su restricción espacial (Fig. 9) se asocia con líneas de costa recortadas y efluentes que contribuyen con el suministro detrítico que se acumula preferencialmente dentro de dichos ambientes (Allen 1991, Dalrymple y Chio 2007, Dalrymple et al. 2012). Este aspecto debe ser tenido en cuenta en las correlaciones que se efectúan, donde a reducidas distancias el registro sedimentario puede tener aspectos muy diferentes dada la complejidad que puede adquirir el mosaico ambiental (Bosence 1971, Ryan et al. 2003, Longhitano et al. 2012, Shchepetkina et al. 2016). El diagrama de la figura 9a como así también el corte graficado en la figura 9b muestran el grado de solapamiento que pueden existir entre facies estuarinas y de albuferas o engolfamientos y el gradiente fluvio-mareal que afecta al sistema estuarino en función de las características hidráulicas del río (incluyendo caudales y carga sedimentaria) y de la amplitud de mareas que afectan al sistema litoral. Este último factor junto con la pendiente

regional costera regula la extensión de la influencia mixta que normalmente varía entre 1 y 20 km (entre costas micro y macromareales, respectivamente). La interacción entre el sistema fluvial y la influencia mareal regula los productos sedimentarios y las paleocorrientes dominantes, mientras que las fluctuaciones del nivel de base y los aportes sedimentarios regulan los arreglos estratigráficos progradantes, retrogradantes o agradantes y permiten interpretar etapas regresivas o transgresivas y la naturaleza de las superficies limitantes.

CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA E INTERPRETACIÓN REGIONAL

A 80 km hacia el sur se exponen afloramientos de la Formación Lecho en ambos flancos del anticlinorio de Tres Cruces (Figs. 1 y 11a). Una columna de detalle de esta sección puede cotejarse en la Figura 12, donde se ubica también la columna representativa del estratotipo de Yavi y se propone una correlación tentativa.

Si bien el objetivo de este trabajo no fue mostrar la complejidad interna que esta unidad posee y particularmente en su sección basal, esto puede apreciarse a partir del contraste que ambas presentan. En la columna de Tres Cruces el intervalo inferior tiene características totalmente diferentes a las que muestra en el cordón de los Siete Hermanos (Fig. 12). Está representado por un intervalo rojizo-morado (6,5 m) con notable moteado (Fig. 11b) que se apoya por encima de un espeso paquete de areniscas y fangolitas rojas que alternan con conglomerados lenticulares (7.5 m) conteniendo abundante cuarzo y fragmentos de basamento. La serie roja ha sido mapeada como depósitos pertenecientes al Subgrupo Pirgua (Boll y Hernández 1985). El intervalo rojo-morado posee una textura limo arenosa y se caracteriza por un profuso moteado y registro de patrones de marmorización, bioturbación, calcretización y silificación propio de paleosuelos (Fig. 12b). Los calcretes incluyen niveles con abundantes glébulas y rizolitos. Por encima de esta sección, se apoya un intervalo de areniscas blanquecinas friables y porosas (parcialmente calcáreas), dispuestas en mantos de gran espesor que localmente muestran patrones de estratificación cruzada de gran porte y truncamientos internos, compatibles con aquellos que caracterizan a depósitos de eolianitas. Este intervalo ha sido profusamente ilustrado y mencionado como característico de la Formación Lecho en otras localidades de la cuenca (Moreno 1970, Salfity 1980, Marquillas et al. 2005, Hernández et al. 1999, Stark 2011, entre otros). Finalmente, por encima del

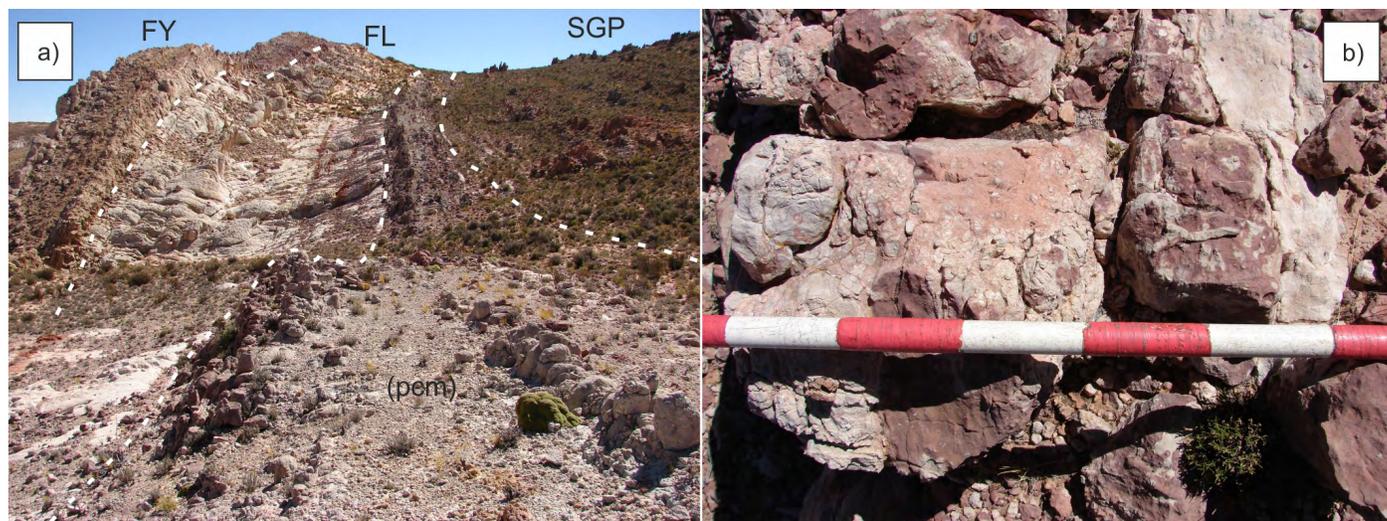


Figura 11. a) Vista panorámica hacia el norte de la sección estratigráfica en el flanco oeste del anticlinorio de Tres Cruces. Con línea de puntos se separan, de derecha a izquierda (de este a oeste) las capas rojas del Subgrupo Pirgúa (SGP), el intervalo de paleosuelos y calcretes morados (pcm) que se prolongan al primer plano, las areniscas blanquecinas típicas de la Formación Lecho (FL) y las calizas de la Formación Yacoraite (FY); b) detalle del intervalo rojizo-morado con profuso moteado, pedotúbulos y calcretes ubicado entre las capas rojas del Subgrupo Pirgúa y las eolianitas de La Formación Lecho (cada tramo de la barra tiene 10cm).

intervalo eólico y mediando un contacto neto planar se apoyan calizas arenosas de la Formación Yacoraite. Clastos de cuarzo tamaño guija y guijón muy redondeados se encuentran acumulados o dispersos siguiendo el plano de contacto que localmente muestra ondulaciones.

El conjunto superior eólico de la Formación Lecho que en esta región alcanza ~35 m de potencia claramente litocorrelaciona con el intervalo superior definido en el estratotipo de Yavi (Fig. 11). Además, los contactos con las unidades infra y suprayacentes son muy similares. El problema lo representa el hecho de que el miembro inferior estuarino en Yavi no posee ningún parecido con el que aparenta como equivalente estratigráfico en Tres Cruces. A pesar de que éste ocupa igual posición estratigráfica en lugar de ser verde es rojizo y está profusamente pedogenizado indicando que se trata de un paquete continental caracterizando a una planicie aluvial con desarrollo de suelos. Esto permite sugerir que mientras que al norte se desarrollaba un sistema estuarino, influenciado por mareas, contemporáneamente más al sur una serie de paleosuelos caracterizan una paleogeografía subaérea, afectada por procesos de condensación y calcretización. Por su posición estratigráfica acotada y espesor similar es posible que ambos miembros sean contemporáneos y hayan formado parte de una etapa transgresiva bajo el mismo régimen de acomodación. Mientras que la región de Yavi habría estado directamente influenciada por el nivel de base marino la región de Tres Cruces no habría sido alcanzada ni influenciada directamente por la transgresión, aunque el incremento del nivel de base habría propiciado un equilibrio del paisaje y la consecuente formación y preservación de suelos.

De esta manera, puede concluirse que la correlación regional de perfiles ubicados en una transecta norte-sur (Fig. 12) sugiere que la transgresión marina habría penetrado Argentina desde el norte. Sus efectos directos no habrían alcanzado la región de Tres Cruces, lo que permite establecer reconstrucciones paleogeográficas más precisas para este lapso y confirmar la presencia de una primera etapa transgresiva afectando el noroeste argentino, previo a la discutida transgresión marina de Yacoraite. Cabe mencionar, que los

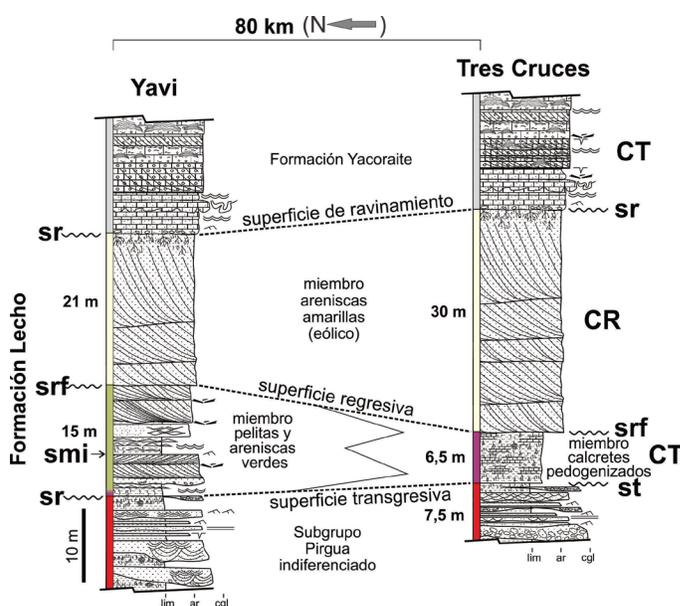


Figura 12. Correlación de la Formación Lecho entre los perfiles de Yavi y de Tres Cruces. Éste último, confeccionado a partir de perfiles levantados en ambos flancos del anticlinorio de Tres Cruces (ubicación en figura 1). CT: cortejo transgresivo, CR: cortejo regresivo, sr: superficie de ravinamiento, st: superficie transgresiva, srf: superficie de regresión forzada, smi: superficie de máxima inundación.

asomos referidos a la Formación Lecho más próximos a la región de estudio, ubicados ~55 km hacia el suroeste en el flanco occidental de la Sierra de Cochinoca, tampoco tendrían evidencias marinas de acuerdo con lo expuesto en Turner (1958, 1964a).

Asimismo, nuestra correlación permite sostener que el intervalo eólico del miembro superior representa un momento acotado dentro del desarrollo estratigráfico, posiblemente asociado con un proceso de aridización inducido por un cambio climático que, habría afectado a toda la cuenca del Grupo Salta. Este hecho posee significado estratigráfico y permite sostener que los complejos eólicos se desarrollaron con posterioridad a la etapa transgresiva y, en general, no representan transiciones laterales de facies. De ser así, el intervalo eólico, de amplia distribución en la cuenca, representaría el registro de una etapa regresiva subsiguiente a la etapa transgresiva interpretada a partir de los depósitos aquí descriptos. Esta hipótesis, no invalida la posibilidad de que existan algunos depósitos eólicos que puedan haberse desarrollado contemporáneamente como parte de los engranajes laterales de facies del sistema estuarino retrocedente, al igual que tampoco debe descartarse alguna situación local donde carbonatos subacuáticos intercalen entre los depósitos mareales del cortejo transgresivo.

DISCUSIÓN

Dinámica transgresiva-regresiva en el desarrollo estratigráfico de registros epicontinentales

Los mares epicontinentales o mares epíricos, que resultan de la inundación de extensas regiones continentales (Pratt y Holmden 2008), poseen por definición gran expresión geográfica, escasa profundidad y pendientes de fondo muy exiguas (Irwin 1965), condiciones que influyen notoriamente en la extensión areal y en los productos litofaciales que pueden ser muy variados, asociados con la fuerte compartimentación que pueden desarrollar. Este último aspecto se relaciona directamente con la variedad de controles físicos y climáticos, asociados con suministro detrítico y con fluctuaciones del nivel del mar. Estos controles pueden maximizar las diferencias entre productos sedimentarios, estructuras y biotas (Hallam 1975). La preservación de las cuñas sedimentarias controlada por cambios del nivel de base y del suministro puede ser muy variable y discontinua, aunque los registros pueden tener enorme distribución areal.

En el pasado ha sido argumentado que en mares epíricos

por rozamiento y disipación, tanto la energía del oleaje de tormentas como de las mareas sufre marcada atenuación (Shaw 1964, Irwin 1965). Sin embargo, estudios más recientes (Allison y Wells 2006) han encontrado que esto es muy variable y existen casos modernos de influencia incluso macromareal (Rahmani 1998, Ehlers y Chan 1999, Steel et al. 2012), que pueden resultar disruptivos (Austin y Scourse 1997) y evitar estratificación de la columna de agua y anoxia en aquellas regiones interiores, separadas por umbrales más someros. Los efectos de estrangulamiento y resonancia afectan y potencian las mareas, tema que se investiga activamente (e.g., Ericksen y Slingerland 1990, Wells et al 2005, 2010, Collins et al. 2018, Dean et al. 2019), y es claro que su papel resulta clave para comprender las señales sedimentológicas, geoquímicas y bióticas. Dentro del Subgrupo Balbuena se han realizado escasas consideraciones al respecto e incluso se ha cuestionado la naturaleza marina de algunos intervalos. Sin embargo, vale señalar que Allison y Wells (2006) señalan que un mar epicontinental y sistemas lacustres pueden tener grandes similitudes y muy pocas diferencias, lo que hace aún más interesante encontrar señales y proxies en favor de uno u otro.

Mientras que la visión tradicional es que los registros estratigráficos de mares epicontinentales y los cambios verticales tienen gran extensión areal (*layer-cake stratigraphy*), por la notable complejidad paleogeográfica que desarrollan y su escasa profundidad pueden desarrollar marcados cambios laterales de facies. Esto último, tiene que ver con cierta compartimentación asociada con la presencia de umbrales internos y áreas emergidas y con suministros detríticos localizados, que pueden llenar el espacio disponible con gran velocidad en determinadas regiones, mientras que en otras, si las condiciones del agua y el clima son apropiadas, pueden desarrollarse carbonatos o evaporitas.

Independientemente del tipo de sedimentación, fluctuaciones menores del nivel del mar producen efectos notables expresados en repentinos y notables cambios de facies y labrado de discontinuidades, que en otros marcos pueden ser menos significativos. Asimismo, el reducido espacio de acomodación permite que ciertos registros sean fácilmente eliminados durante etapas regresivas. Por lo tanto, el registro estratigráfico de un mismo episodio puede ser diferente y discontinuo, lo que dificulta interpretaciones paleoambientales y la correlación estratigráfica.

En el marco de una paleogeografía con muy escasa pendiente regional, compatible con la que se desarrolla en mares epicontinentales, una transgresión puede tener múltiples efectos y desarrollar diferentes respuestas estratigráficas por

delante y por detrás de la línea de costa activa (*shoreline*), es decir la costa enfrentada al oleaje activo, normalmente considerada como la cara de playa (*shoreface*). Del lado activo de este subambiente (Fig. 9b) se labrará (siempre durante la transgresión) una superficie de erosión transgresiva, que es normalmente llamada la superficie de ravinamiento (*ravinement surface* de Swift 1968, Dalrymple et al. 1992, Allen y Posamentier 1993) y se asocia con el poder erosivo que genera sobre el sustrato marino la base del oleaje, tanto de buen tiempo como de tormentas (Nummedal y Swift 1987). Así pueden acumularse líneas de piedras, nódulos y bioclastos truncando un sustrato que puede o no ser marino, dependiendo del alcance y trayectoria de la transgresión. Por detrás de la rompiente activa, y particularmente en mares epicontinentales, puede desarrollarse una gran diversidad de ambientes como sistemas de albuferas, estuarios, lagunas en rosario y engolfamientos de diversa magnitud, conectados o desconectados entre sí. En todo este mosaico de subambientes no se desarrollan típicas superficies de ravinamiento asociadas con el mar transgresivo pero si pueden desarrollarse superficies erosivas locales asociadas con actividad de mareas (en sistemas influenciados por ellas). De lo contrario, depósitos subacuos directamente cubren y solapan intervalos vadosos e influenciados por freáticas fluctuantes en planicies aluviales e interfluvios. Esto ha sido objeto de gran discusión (Helland-Hansen y Martinsen 1996, Catuneanu, 2006, Embry et al. 2007, Helland-Hansen y Hampson 2009, Catuneanu et al. 2011, Embry y Johannessen 2017) y, se ha demostrado que dependiendo de la pendiente costera un episodio transgresivo puede o no dejar un registro sedimentario preservado por detrás de la línea de costa activa. En el caso que dicho registro quede preservado se denomina transgresión con acreción, mientras en el caso contrario se trata de una transgresión no acrecional (Helland-Hansen y Martinsen 1996). Este último caso, se desarrolla preferencialmente en marcos costeros de baja pendiente con escaso suministro sedimentario durante el cual los ascensos ocurren con velocidad. En mares epicontinentales este tipo domina dentro de la región transgredida por la línea de costa activa, desarrollando superficies de ravinamiento. Aunque, el labrado de estas discontinuidades depende del nivel de energía de los agente activos (oleaje o mareas) y pueden no registrarse (Helland-Hansen y Martinsen, 1996).

Cuando la pendiente regional es muy escasa, se maximiza el desarrollo de entrantes y salientes de la línea de costa y, por lo tanto, el desarrollo de geografías estuarinas. En este marco, una etapa transgresiva queda definida de manera muy diferente en la región invadida por el mar, en aquella influenciada por las mareas, pero no necesariamente marina,

y en la región continental periférica (Fig. 9a). Tres asociaciones de facies diferentes caracterizan a estas tres fajas que se desarrollan en transición espacial (Fig. 9a). Sólo en el caso de la región transgredida efectivamente puede desarrollarse una superficie transgresiva neta (caracterizada como la discontinuidad erosiva de ravinamiento). Dicha superficie tiene un alcance limitado y su máxima expansión areal se registra durante el máximo transgresivo, dado que en el momento de equilibrio durante el cual se produce la inversión de la trayectoria transgresiva a la regresiva (o punto de retorno de nivel alto) la misma se disipa o cambia de trayectoria. Justamente, este cambio define el límite entre las dos etapas, pero lo más significativo es que se trata de un proceso que recorre grandes extensiones geográficas en un reducido tiempo, registrando una leve diacrónica (Fig. 13).

En todo el mosaico de subambientes desarrollado por detrás de la línea de costa activa (Fig. 9a), los contactos dominantes son no erosivos, aunque pueden localmente serlo (e.g. estuarios), si existen fuertes corrientes de marea (sistemas meso y macromareales). En estos ambientes, en general, el efecto transgresivo puede sólo quedar representado por una transición corta o un contacto neto no erosivo, que refleja un pasaje rápido desde ambientes continentales a ambientes freáticos o subacuos reductores. El potencial de preservación de estos registros puede ser muy bajo a nulo dentro de la región transgredida en marcos epicontinentales de baja pendiente. No obstante, cercano al punto de retorno (máxima influencia transgresiva), al alcanzarse un período de equilibrio, estos registros pueden quedar preservados durante el nivel alto (*stillstand*) lo cual permite cierta agradación.

En mares epicontinentales por la escasa pendiente costera los depósitos por debajo y encima de la superficie de ravinamiento deberían por norma tener una diferencia significativa de edad. Sin embargo, depósitos ubicados por encima y por debajo de algunas superficies transgresivas en distintas partes de una cuenca, pueden tener la misma edad. Esto tiene que ver con el carácter diacrónico que desarrollan las propias superficies de ravinamiento que se labran como producto de la combinación de la trayectoria (de avance o retroceso), la geomorfología costera y el suministro sedimentario.

Correlación e implicancia estratigráfica-secuencial

La diferencia en el registro estratigráfico entre las columnas separadas ~80 km (Fig. 12) de Yavi, donde el contacto es bastante neto aunque sin signos evidentes de erosión por ravinamiento y las facies sobrepuestas son subacueas con notable influencia de mareas, y aquella preservada en

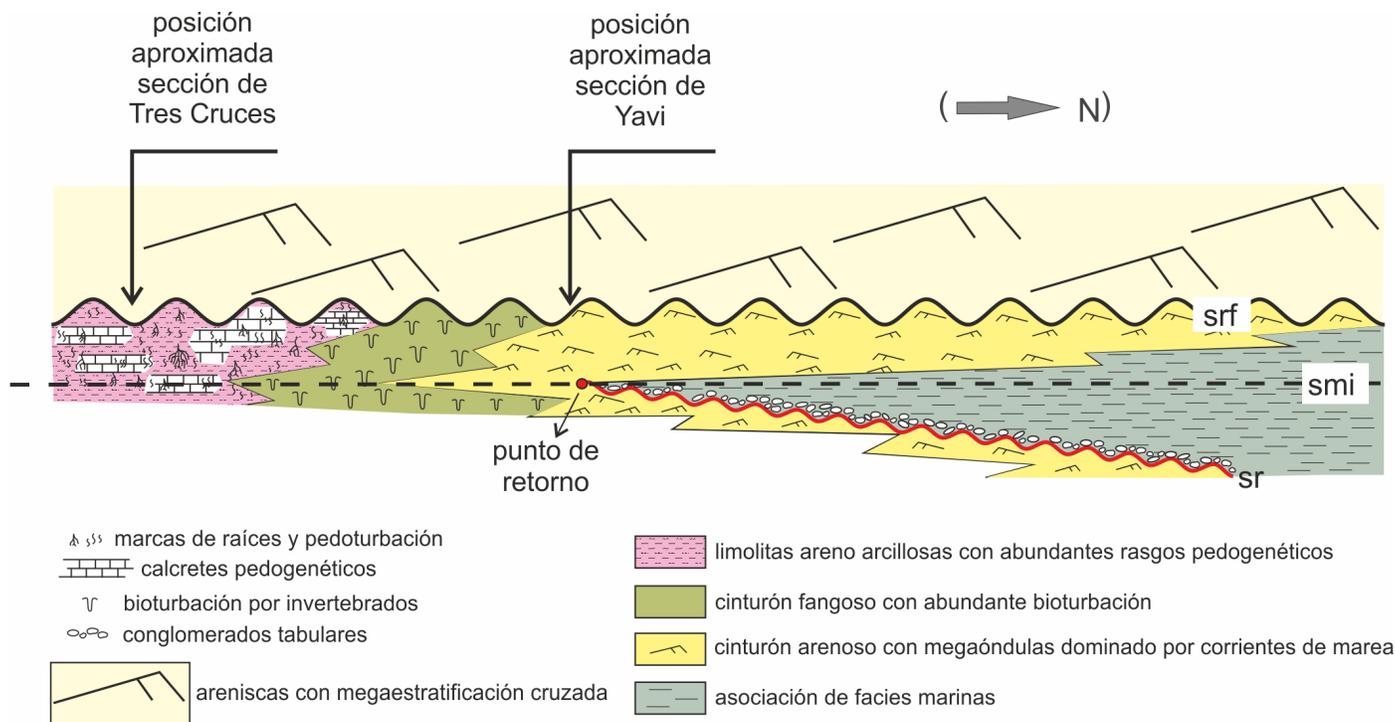


Figura 13. Modelo para la interpretación estratigráfica de la Formación Lecho y sus variaciones de facies en el extremo norte de la Cordillera Oriental del noroeste argentino con las posiciones relativas de los perfiles de Yavi y Tres Cruces analizados en el trabajo. sr: superficie de ravinamiento, smi: superficie de máxima inundación, srf: superficie de regresión forzada.

Tres Cruces, con el desarrollo de una asociación continental condensada afectada por pedogénesis, permite realizar una correlación estratigráfica entre estas dos regiones. Esta diferencia reflejaría los contrastes paleoambientales generados dentro del marco epicontinental durante la etapa transgresiva y el patrón de facies retrocedente (*backstepping*).

El contacto que la sección inferior de la Formación Lecho posee en Yavi puede constituir en parte una superficie de ravinamiento por actividad de mareas retrabajando depósitos fluviales y ubicarse con proximidad al punto de retorno (Fig. 13), lo cual supone que dicha relación estratigráfica resulta de un fenómeno transgresivo que tuvo alcance limitado. Más allá del punto de retorno (o de máxima transgresión) una mayor acomodación habría permitido la preservación de un registro continental, pero los equivalentes estratigráficos serán significativamente diferentes. Mientras que la región de Yavi habría sido alcanzada por la transgresión e influenciada por mareas en un marco estuarino, la región de Tres Cruces habría quedado fuera de tal influencia y, por lo tanto, sólo registra la estabilidad del paisaje de planicies fluviales que acompañaron al sistema estuarino de bajo gradiente (Fig. 13). El hecho de que dichos depósitos de equilibrio se hayan preservado implica que la transgresión efectiva no alcanzó esta última localidad y que el punto de retorno se habría ubicado próximo a Yavi. La influencia máxima o indirecta de dicha transgresión habría

inducido acomodación positiva en Tres Cruces permitiendo la preservación de una cuña de paleosuelos representando un correlativo temporal de los niveles estuarinos de Yavi que, a su vez, permitirían posicionar la superficie de máxima inundación (Fig. 13).

Considerando los espesores comparables entre Yavi y Tres Cruces puede interpretarse que en ambas regiones el espacio de acomodación habría sido similar, tanto donde fue controlado directamente por el nivel de base marino, como en la región de su influencia indirecta, dada por su proyección dentro del sistema fluvial (Blum y Törnqvist 2000). Estas condiciones y las distintas respuestas estratigráficas de una etapa transgresiva no siempre son fáciles de identificar en la faja de transición donde engranan los conjuntos de litofacies marinas y continentales. En particular, resulta clave comprender que en los sistemas estuarinos la faja de transición, dispuesta perpendicular a la línea de costa (Fig 9a), puede tener una extensión areal inusual (proyectándose hacia el interior continental) y este efecto, incluso puede maximizarse en situaciones de mares epicontinentales con una exigua pendiente regional.

Los depósitos eólicos, que en las dos localidades estudiadas se apoyan sobre asociaciones de facies contrastadas, representarían registros regresivos desarrollados con posterioridad al punto de retorno y, en este ámbito, habría

implicado una rápida continentalización. En este sentido, calificarían como depósitos regresivos descendentes (*descending regressive* de Helland-Hansen y Hampson 2009), indicativos de una rápida retracción del mar y, por lo tanto, interpretables como un cortejo sedimentario de retracción (FSST, *falling stage systems tract* de Plint y Nummedal 2000, Coe y Church 2003) asociado con a una regresión forzada (Hunt y Gawthorpe 2000, Catuneanu 2006). Este se asocia con un desplazamiento rápido hacia cuenca adentro (*backstepping-offset-offlap*) y por esta razón, es posible que los complejos eólicos desarrollados por encima constituyan en gran medida una etapa sincrónica, representativa de un cortejo regresivo (*Regressive systems tract* de Embry y Johannessen 1992). Si el marco paleogeográfico no fuese el de un mar epicontinental, es posible que este intervalo pueda interpretarse como desarrollado durante un cortejo de nivel alto (*ascending regressive* de Helland-Hansen y Hampson 2009) y asociarse con progradación durante la etapa de estabilización del nivel del mar (*stillstand*). No obstante, el caso de estudio (Fig 13) muestra reiteradas etapas de progradación efectiva dadas por los complejos de deltas de cabecera de estuario (geográficamente localizados) que se habrían desarrollado a partir del punto de retorno. La etapa eólica de carácter regional por encima se vincularía entonces con una etapa tardía de retracción marina de esta primera etapa transgresiva en el noroeste argentino y asociada con acomodación negativa.

Implicancia en el análisis de la cuenca y su paleogeografía

La preservación del intervalo estuarino en Yavi y su cambio a facies continentales en Tres Cruces implica que la penetración marina fue desde el norte. Esto resulta consistente con su acuñamiento y desaparición hacia el sur y permite interpretar la paleogeografía del mar epicontinental desarrollado durante la etapa de *sag* al menos en esta región de las cuencas extensionales del NOA.

Por constituir la unidad basal de la serie de postrift del Grupo Salta (Salfity 1982, Gómez Omil et al. 1989, Marquillas et al. 2005, Hernández et al. 1999, 2008, 2017), la Formación Lecho es común que se apoye en discordancia sobre el basamento (pre-Grupo Salta) o sobre intervalos del sinrift, caracterizados por depósitos rojos del Subgrupo Pirgua (Moreno 1970, Salfity y Marquillas 1994, Starck 2011). La tinción rojiza del Ordovícico infrayacente indicaría que el mismo estuvo exhumado durante un tiempo prolongado antes de ser cubierto por el Subgrupo Pirgua y sería el resultado de meteorización y oxidación profunda. Esto es predecible de secciones ubicadas sobre altos estructurales que habrían sido solapadas tardía-

mente por las facies de sinrift. Esta situación se constata en la mayoría de los altos que bordean las fosas distensivas donde, por lo general, la unidad comienza con delgados conglomerados basales, como en los casos estudiados en el presente trabajo en Yavi y en Tres Cruces y donde en muchos casos no puede determinarse la magnitud de la discontinuidad que separa los depósitos rojos, pertenecientes al Subgrupo Pirgua indiferenciado, de los depósitos de la etapa de *sag*, incluyendo la Formación Lecho.

Si bien Boll y Hernández (1985) interpretaron una interdigitación lateral entre las Formaciones Lecho y Yacoraite, otros autores interpretan a este límite como una superficie neta indicativa de una discontinuidad (Starck 2011), correspondiente a una superficie de inundación que superpone facies subacueas de la Formación Yacoraite sobre las areniscas fluvio-eólicas de la Formación Lecho (Coppa Vigliocco et al. 2008). Una relación de este tipo se verifica en los diferentes asomos ubicados en la región norte del depocentro de Tres Cruces como en la localidad de Yavi. Esto no invalida la posibilidad de que lateralmente a los subambientes subacueos representados durante los ciclos transgresivos de las formaciones Lecho y Yacoraite puedan haber existido complejos eólicos. Sin embargo, la evidencia de campo, al menos dentro del Depocentro de Tres Cruces, muestra que el paquete eólico representativo de la Formación Lecho está limitado por discontinuidades regionales abajo y encima, que pueden interpretarse como superficies regionales de regresión y transgresión, respectivamente.

La razón por la que la correlación estratigráfica entre Yavi y Tres Cruces resulta difícil, tiene que ver con cómo se interpretan las superficies y los paquetes sedimentarios asociados con una transgresión y qué se interpretan como límites de cortejos (Helland-Hansen y Hampson 2009). Esto puede no resultar sencillo, dado que el cortejo transgresivo puede quedar limitado por una superficie transgresiva con carácter diagnóstico por debajo del nivel alcanzado por el mar (en sentido estricto el nivel de base del oleaje), pero sus equivalentes en sistemas litorales influenciados indirectamente por el nivel de base pueden quedar representados por conjuntos litológicos diferentes. Este es el caso que surge de comparar las litologías de la sección inferior de la Formación Lecho en Yavi y en Tres Cruces. Esta discusión, es inherente a la estratigrafía secuencial y a las interpretaciones que se hacen del diacronismo o sincronismo que implican las diferentes discontinuidades (paraconcordancias) que limitan los cortejos sedimentarios (Catuneanu 2006, Embry et al. 2007). Incluso sobre la base de dataciones de alta resolución, ausentes a la fecha, puede no demostrarse diacronismo alguno, aun cuando hubiese un cierto desfase temporal asociado con

los momentos de máxima acomodación en cada segmento del perfil longitudinal de un sistema estuarino que grada a uno fluvial (Fig. 9).

Por lo tanto, se concluye que las secciones inferiores de la Formación Lecho analizadas en las localidades de Yavi y Tres Cruces constituirían correlativos temporales, como así también el intervalo eólico superior, característico de esta unidad y con expresión regional. Las diferencias de espesor de este último intervalo pueden, en cambio, relacionarse con la acomodación diferencial que ocurre en los ambientes distensivos.

La dinámica de la incursión marina asociada con la Formación Lecho contrasta con lo que sucede durante el episodio transgresivo que caracteriza a la Formación Yacoraite que es de carácter regional. Esta se expresa como un contacto neto que puede ser interpretado desde el punto de vista estratigráfico como una línea de tiempo, asociada con una incursión rápida que inundó vastas regiones del retroarco. En ese contexto, la Formación Yacoraite constituye una unidad que solapa una paleogeografía ya peneplanizada y donde el mar epicontinental generó engolfamientos, más propicios para gatillar fábricas carbonáticas. Trabajo en progreso muestra que facies eólicas interactuaron y localmente se preservan dentro de la sección basal de Yacoraite, indicando que el cortejo transgresivo que ésta representa involucra tanto facies subacuáticas como subaéreas a una escala de mayor resolución. De hecho, la sección basal de la Formación Yacoraite tanto en Yavi como en Tres Cruces posee un paquete de calizas arenosas donde la proporción de siliciclásticos muy bien redondeados (de presunto origen eólico) es particularmente alta y forman la casi totalidad de los núcleos de ooides.

Los datos presentados en este trabajo permitirían sostener que en el NOA se registraron dos episodios transgresivos, respectivamente ubicados en la base de la Formación Lecho y en la base de la Formación Yacoraite. Los mismos a escala regional serían correlacionables con dos episodios transgresivos principales que ocurren en otros sitios del país y han sido constatados en Patagonia (Vellekoop et al. 2017, Guler et al. 2019), incluyendo el *offshore* (Ottone et al. 2018), y la cuenca Neuquina dentro del Grupo Malargüe (Legarreta et al. 1989, Barrios 1990). Por esta razón, se privilegia una génesis eustática para estas incursiones marinas que produjeron mares epicontinentales en diversas regiones de Sudamérica, independientemente del contexto de cuencas que se trate.

CONCLUSIONES

Se analiza dentro de la Formación Lecho en el cordón

de los Siete Hermanos (Yavi, Jujuy), un intervalo de pelitas y areniscas de color verde amarillento que registra evidencias de actividad de mareas y, por lo tanto, se confirma la sugerencia de una primera transgresión de origen marino para el extremo noroeste argentino dentro del Subgrupo Balbuena. La inundación temprana no alcanzó la magnitud, ni extensión areal que alcanzó con posterioridad, durante la transgresión que caracteriza a la Formación Yacoraite y no depósito carbonatos primarios. Las características litofaciales son contundentes y tanto la estratificación sigmoidal, como las facies heterolíticas rítmicas y los conjuntos de estratificación cruzada con cubiertas pelíticas en las terminaciones basales (pantallas de fango) y frecuentes acumulación de intraclastos, constituyen características diagnósticas de actividad de mareas. Estas evidencias litofaciales, junto al contexto de pelitas verdes que un delgado conglomerado basal y la tendencia estratocreciente, constituyen aspectos indicativos de un paleoambiente estuarino. Sutiles clinofomas en la parte superior del intervalo son consistentes con el desarrollo de deltas de cabecera de estuario. El ambiente marino litoral no habría alcanzado la latitud de Tres Cruces (~80 km al sur), donde los perfiles de la Formación Lecho carecen de este intervalo que es reemplazado por una sección rojiza con calcretes, afectada por fuerte pedogénesis y ubicada inmediatamente debajo de los niveles eolianíticos que la caracterizan a nivel regional. La distribución paleogeográfica permite interpretar que dicha transgresión marina penetró desde el norte y, por lo tanto, debería estar registrada en Bolivia. La presencia de al menos dos episodios transgresivos separados durante el Cretácico Superior es compatible con lo que se interpreta en otras regiones de Argentina, indicando que la génesis de los mismos se vincula con picos de estatismo.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Secretaría de Ciencias y tecnologías de la Universidad Nacional de Córdoba los fondos (subsido 33620180100911CB a R.A.A.) que posibilitaron nuestro viaje de campo, la infraestructura de los Laboratorio de Análisis de Cuencas de la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba y del Centro de Investigaciones en Ciencias de La Tierra (CICTERRA) y la ayuda en el campo del estudiante Joaquín Pelliza. Hacemos extensivo nuestro agradecimiento a los árbitros José Salfity y Cristina Moya por los comentarios constructivos efectuados al trabajo como así también al Editor de la revista.

REFERENCIAS

Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fan-

- ning, M. y Ramos, V.A. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian-Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. *Gondwana Research* 19: 482-494.
- Allen, G.P. 1991. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. En: Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A. y Rahmani, R.A. (eds.), *Clastic tidal sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16: 29-39, Calgary.
- Allen, G.P. y Posamentier, H.W. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: The Gironde estuary. *Journal of Sedimentary Petrology* 63: 378-391.
- Allen, P.A. y Homewood, P. 1984. Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology* 31: 63-81.
- Allison, P.A. y Wells, M.R. 2006. Circulation in large ancient epicontinental seas: what was different and why? *Palaios* 21: 513-515.
- Archer, A.W. 1998. Hierarchy of controls on cyclic rhythmite deposition, Carboniferous basins of eastern and midcontinental USA. En: Alexander C.R., Davis R.A. y Henry V.J. (eds.), *Tidalites: processes and products*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 61: 59-68, Tulsa.
- Archer, A.W., Kuecher, G.J. y Kvale, E.P. 1995. The role of tidal-velocity asymmetries in the deposition of silty tidal rhythmites (Carboniferous, Eastern Interior Coal Basin, USA). *Journal of Sedimentary Research* 65: 408-416.
- Aschoff, J.L., Olariu, C. y Steel, R.J. 2018. Recognition and significance of bayhead delta deposits in the rock record: A comparison of modern and ancient systems. *Sedimentology* 65: 62-95.
- Astini, R.A., Martini, M.A., Oviedo N.V. y Álvarez, A.F. 2018. El paleocañón de Tuc Tuc (Cordillera Oriental, Noroeste Argentino): reconocimiento de una "zona de traspaso sedimentario" cenozoica entre el interior cordillerano y un megaabánico en la región subandina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(4): 482-506.
- Austin, W.E.N., y Scourse, J.D. 1997. Evolution of seasonal stratification in the Celtic Sea during the Holocene. *Journal of the Geological Society of London* 154: 249-256.
- Barrio, C.A. 1990. Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquen Basin, western Argentina). *Sedimentary Geology* 66: 255-275.
- van den Berg, J.H. 1982. Migration of large scale bedforms and preservation of crossbedded sets in highly accretional parts of tidal channels in the Oosterschelde, S.W. Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* 61: 253-263.
- van den Berg, J.H., Boersma, J.R. y van Gelder, A. 2007. Diagnostic sedimentary structures of the fluvial-tidal transition zone—Evidence from deposits of the Rhine and Meuse. *Geologie en Mijnbouw* 86(3): 287-306.
- Blum, M. D. y Törnqvist, T. E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47: 2-48.
- Boersma, J.R. 1967. Remarkable types of mega cross-stratification in the fluvial sequence of a recent distributary of the Rhine, Amerongen, the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* 46: 217-235.
- Boersma, J.R. y Terwindt, J.H.J. 1981. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology* 28: 151-170.
- Boll, A. y Henández, R.M. 1985. Area Tres Cruces. Provincia de Jujuy. Análisis estratigráfico-estructural. Evaluación con objetivo exploratorio. Inédito. YPF. Buenos Aires.
- Bosence, D.W.J. 1973. Facies relationships in a tidally influenced environment: A study from the Eocene of the London Basin. *Geologie en Mijnbouw* 52: 63-67.
- Bunevich, R.B. Borghi, L., Gabaglia, G.P.R., Terra, G.J., Bento Freire, E., Lykawka, R. y Fragoso, D.G.C. 2017. Microbialitos da sequencia Balbuena IV (Daniano), Bacia de Salta, Argentina: caracterização de intrabioarquitecturas e de microciclos. *Pesquisas em Geociências* 44 (2): 177-202.
- Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, 386 p., Amsterdam.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A. y Tucker, M.E. 2011. *Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature*. *Newsletter in Stratigraphy* 44: 173-245.
- Clifton, H.E. 1983. Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology* 53: 353-369.
- Clifton, H.E. y Dingler, J.R. 1984. Wave-formed structures and paleoenvironmental reconstruction. *Marine Geology* 60: 165-198.
- Coe, A.L. y Church, K.D. 2003. *Sequence stratigraphy and sea-level change*. En: Coe, A.L. (ed.), *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*. The Open University, 57-98, Cambridge.
- Collins, D.S., Avdis, A., Allison, P.A., Johnson, H.D., Hill, J. y Piggott, M.D. 2018. Controls on tidal sedimentation and preservation: Insights from numerical tidal modelling in the Late Oligocene–Miocene South China Sea, Southeast Asia. *Sedimentology* 65: 2468-2505.
- Cónsole-Gonella, C., de Valais, S., Marquillas, R.A., Sánchez, M.C. 2017. The Maastrichtian–Danian Maimará tracksite (Yacoraite Formation, Salta Group), Quebrada de Humahuaca, Argentina: environments and ichnofacies implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 468: 327-350.
- Coppa Vigliocco, A., Astini, R.A. y Gómez, F.J. 2018. Anatomía y génesis de una paleosuperficie compuesta desarrollada en la Formación Yacoraite (Cretácico superior-Paleoceno) en el depocentro de Tres Cruces, Espinazo del Diablo, Cordillera Oriental de Jujuy. *Actas XVI Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes*: 45, Río Negro.
- Coughenour, C.L., Archer, A.W. y Lacovara, K.J. 2009. Tides, tidalites,

- and secular changes in the Earth–Moon system. *Earth-Science Reviews* 97: 59-79.
- Dalrymple, R.W. 1992. Tidal depositional system. En: Waters, C.N. y James, N.P. (eds.), *Facies Models*. Geological Association of Canada, 195-218, Ontario.
- Dalrymple, R.W. y Choi, K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvialmarine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81 (3-4): 135-174.
- Dalrymple, R.W., Knight, R.J. y Lambiase, J.J. 1978. Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature* 275: 100-104.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. y Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62: 1130-1146.
- Dean, C.D., Collins, D.S., van Cappelle, M., Avdis, A. y Hampson, G.J. 2019. Regional-scale paleobathymetry controlled location, but not magnitude, of tidal dynamics in the Late Cretaceous Western Interior Seaway, USA. *Geology* 47(11): 1083-1087.
- Dyer, K.R. 1995. Sediment transport processes in estuaries. En: Perillo, G.M.E. (ed.) *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier, 423-449, Amsterdam.
- Ehlers, T.A. y Chan, M.A. 1999. Tidal cyclicities and estuarine deposition of the Proterozoic Big Cottonwood Formation, Utah: *Journal of Sedimentary Research* 69: 1169-1180.
- Embry, A.F., y Johannessen, E.P. 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. En: Vorren, T.O., Berg-Sager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., y Lund, T.B. (eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Norwegian Petroleum Society, Special Publication 2, 121-146, Stabekk.
- Embry, A.F. y Johannessen, E.P. 2017. Two Approaches to Sequence Stratigraphy. En: Montenari, M. (ed.), *Advances in Sequence Stratigraphy. Stratigraphy & Time Scales 2*, Elsevier, 85-118, Amsterdam.
- Embry, A., Johannessen, E., Owen, D., Beauchamp, B. y Gianolla, P. 2007. Sequence Stratigraphy as a “Concrete” Stratigraphic Discipline, Report of the ISSC Task Group on Sequence Stratigraphy. Geological Survey of Canada, 1-104, Calgary.
- Ericksen, M.C. y Slingerland, R. 1990. Numerical simulations of tidal and wind-driven circulation in the Cretaceous Interior Seaway of North America. *Bulletin of the Geological Society of America* 102: 1499-1516.
- Faas, R.W. 1991. Rheological boundaries of mud. Where are the limits? *Geo-Marine Letters* 11: 143-146.
- Frey, R.W. y Pemberton, G. 1984. Trace fossils facies models. En: Walker, R.G. (ed.), *Facies Models*. Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 1, 189-207, Ontario.
- Gómez Omil, R., Boll, A. y Hernandez, R.M. 1989. Cuenca Cretácico-Terciario del Noroeste Argentino (Grupo Salta). *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica* 6: 43-64.
- Guler, M.V., González Estebenet, M.S., Navarro, E.L., Astini, R.A., Perez Panera, J.P., Pieroni, D., Paolillo, M.A. y Ottone, E.G. 2019. Maastrichtian to Danian Atlantic transgression in the North of Patagonia: a Dinoflagellate Cyst approach. *Journal of South American Earth Sciences* 92: 552-564.
- Hagerman, T. 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del departamento de Santa Bárbara en la provincia de Jujuy. *Boletín de Informaciones Petrolíferas* 10 (137): 1-35.
- Hallam, A. 1975. *Jurassic Environments*. Cambridge University Press, 269 p., Cambridge.
- Helland-Hansen, W. y Martinsen, O.J. 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research* 66: 670-688.
- Helland-Hansen, W. y Hampson, G.J. 2009. Trajectory analysis: concepts and applications. *Basin Research* 21: 454-483.
- Hernández, R., Disalvo, A., Boll, A., Gómez Omil, R. y Galli, C. 1999. Estratigrafía Secuencial del Grupo Salta, con énfasis en las subcuencas de Metán-Alemanía, Noroeste Argentino. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (eds), *Geología del Noroeste Argentino. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 263-283*, Salta.
- Hernández, R.M., Gómez Omil, R. y Boll, A. 2008. Estratigrafía, tectónica y potencial petrolero del rift cretácico en la provincia de Jujuy. En: Coria B. y Zappettini, E.O. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy. 17° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 207-232*, San Salvador de Jujuy.
- Hernández, R.M., Hernández, J.I., Raja Gabaglia, G., Bento Freire, E., Lykawka, R., Terra, G., Borges Rodrigues, E., Dalenz Farjat, A., Gallo, L. y Tomazzoli, R.N. 2017. Análisis secuencial de alta frecuencia en el límite Cretácico-Paleógeno del Grupo Salta, Subcuenca de Metán, Noroeste Argentino: estado actual y perspectivas futuras. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 1046-1079*, San Miguel de Tucumán
- Hunt, R.L. y Gawthorpe, D. 2000. Sedimentary responses to forced regression. *Geological Society of London, Special Publication* 172: 1-383, London.
- Irwin, M.L. 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 49: 449-459.
- Kessler L.G. y Gollop, I.G. 1988. Inner shelf/shoreface-intertidal transition, upper Precambrian, Port Askaig tillite, Isle of Islay, Argyll, Scotland. En: de Boer, P. L., Van Gelder, A. y Nio, S.D. (eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. Reidel Publishing Company, 341-358, Dordrecht.
- Klein, G. de V. 1970. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Journal Sedimentary Petrology* 40: 1095-1127.

- Klein, G.D. 1998. Clastic tidalites - a partial retrospective view. En: Alexander, C.R., Davis, R.A. y Henry, V.J. (eds.), *Tidalites: Processes and Products*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 61: 5-14, Oklahoma.
- Kreisa, R.D. y Moiola, R.J. 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Bulletin of the Geological Society of America* 97: 381-387.
- Ladipo K.O. 1988. Example of tidal current periodicities from an Upper Cretaceous sandstone succession (Anambra Basin, S.E. Nigeria). En: de Boer, P. L., Van Gelder, A. y Nio, S.D. (eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. Reidel Publishing Company, 333-340, Dordrecht.
- Legarreta, L., Kokogian, D.A. y Boggetti, D.A. 1989. Depositional sequences of the Malargüe Group (Upper Cretaceous-Lower Tertiary), Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 10: 337-356.
- Longhitano, S.G. 2011. The record of tidal cycles in mixed silici-bioclastic deposits: examples from small Plio-Pleistocene peripheral basins of the microtidal central Mediterranean Sea. *Sedimentology* 58 (3): 691-719.
- Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel, R.J. y Ainsworth, R.B. 2012. Tidal depositional systems in the rock record: a review and new insights. *Sedimentary Geology* 279: 2-22.
- McCave, I.N. 1970. Deposition of fine grained sediments from tidal currents. *Journal of Geophysical Research* 75: 4151-4159.
- Macellari, C.E. 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. *Journal of South American Earth Sciences* 1 (4): 373-418.
- Malumián, N. y Náñez, C. 2011. The Late Cretaceous–Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Andes: foraminifera, palaeoecology, and palaeogeography. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 269-288.
- Malumián, N., Nullo, F.E., Ramos, V.A. 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. *The Phanerozoic of the World II, The Mesozoic B*, Elsevier, 265-303, Amsterdam.
- Marquillas, R.A. y Salfity J.A. 1988. Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentine. En: Bahlburg, H., Breitkreuz, C., y Giese, P. (eds.), *The Southern Central Andes: Contributions to structure and evolution of an active continental margin*. Lecture Notes in Earth Sciences, 17, Springer, 119-136, Berlin.
- Marquillas, R.A., Salfity, J.A. 1990. Las facies calcáreas cretácicas del cordón de Los Siete Hermanos, provincia de Jujuy, República Argentina. 9 Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 117-120.
- Marquillas, R.A. y Salfity, J.A. 1994. Las relaciones estratigráficas regionales de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior), Norte de la Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 479-483, Concepción.
- Marquillas, R.A., del Papa, C. y Sabino, I.F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94: 94-113.
- Marquillas, R., Sabino, I., Sial, A.N., del Papa, C., Ferreira, V. y Matthews, S. 2007. Carbon and oxygen isotopes of Maastrichtian–Danian shallow marine carbonates: Yacoraite Formation, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 304-320.
- Mehta, A.J. 1989. On estuarine cohesive sediment suspension behavior. *Journal of Geophysical Research* 94: 14303-14314.
- Milano, M.T y Steel, R.J. 2002. A high-frequency sequence study: a Miocene deltaic and estuarine succession in the eastern Maracaibo composite foreland basin, western Venezuela. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 50(1): 3-30.
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L. 1979. Sierras Subandinas. En: Turner, J.C.M. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 1: 95-138, Córdoba.
- Monaldi, C.R., Kley, J. y Salfity, J.A. 2008. Estructura del rift cretácico de Tres Cruces, provincia de Jujuy. En: Coira, B. (ed.), *Geología y recursos naturales de Jujuy*. 17 Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 233-243, San Salvador de Jujuy.
- Moreno, J.A. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Superior en la cuenca del Noroeste Argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 9-44.
- de Mowbray, T. y Visser, M.J. 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, SW Netherlands. *Journal Sedimentary Petrology* 54: 811-824.
- Myrow, P.M., Jerolmack, D.J. y Perron, J.T., 2018. Bedform disequilibrium. *Journal of Sedimentary Research*, 88: 1096-1113.
- Náñez, C. y Malumián, N. 2008. Paleobiogeografía y paleogeografía del Maastrichtiense marino de la Patagonia, Tierra del Fuego y la Plataforma Continental Argentina, según sus foraminíferos bentónicos. *Revista Española de Paleontología* 23: 273-300.
- Nio, S.D. y Yang, C. 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. En: Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A. y Rahmani, R.A. (eds.), *Clastic tidal sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16: 3-28, Calgary.
- Nio, S.D., Siegenthaler, C. y Yang, C.S. 1983. Megaripple cross-bedding as a tool for the reconstruction of the paleohydraulics in a Holocene subtidal environment, S.W. Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* 63: 499-510.
- Nummedal, D. y Swift, D.J.P. 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocen and Cretaceous examples. En: Nummedal, D., Pilkey, O.H. y Howard, J.D. (eds.), *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 41: 241-260, Oklahoma.
- Ottone, E.G., Lovecchio, J.P., Pérez-Panera, J.P. y Ronchi, D. 2018. A new dinoflagellate from the Late Cretaceous of the Colorado Basin, off shore Argentina. *Ameghiniana* 55: 343-349.

- Palma, R.M. 2000. Lacustrine facies in the Upper Cretaceous Balbuena Subgroup (Salta Group): Andina Basin, Argentina. En: Gierlowski-Kordesch, E.H. y Kelts, K.R. (eds.), Lake basins through space and time. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 46, 323-328, Tulsa.
- Plint, A. y Nummedal, D. 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. En: Hunt, D. y Gawthorpe, R. (eds.), Sedimentary responses to forced regressions. Geological Society of London, Special Publication 172: 1-17, London.
- Pratt, B.R. y Holmden, C. 2008. Introduction. En: Pratt, B.R. y Holmden, C. (eds.), Dynamics of epeiric seas. Geological Association of Canada, Special Paper 48, 1-5, Calgary.
- Rahmani, R.A. 1998. Estuarine tidal channel and nearshore sedimentation of a late Cretaceous epicontinental sea, Drumheller, Alberta, Canada. En: de Boer, P. L., Van Gelder, A. y Nio, S.D. (eds.), Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies. Reidel Publishing Company, 433-471, Dordrecht.
- de Raaf, J.F.M. y Boersma, J.R. 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures. *Geologie en Mijnbouw* 50: 479-504.
- de Raaf, J.F.M., Boersma, J.R. y Van Gelder, A. 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology* 24: 451-483.
- Reineck, H.E. y Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11: 99-104.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer, 1-549, New York.
- Rossetti, D.F. y Junior, A.S. 2004. Facies architecture in a tectonically influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 267-284.
- Rubiolo, D.G., Gallardo, E., Seggiaro, R., Turel, A., Disalvo, A., Coira, B., Ramallo, E., Sandruss, A., Godeas, M. y Sánchez, M.C. 1997. Hoja Geológica La Quiaca (2366-11 y 2166-IV), escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Boletín 246: 1-159, Buenos Aires.
- Ryan, D.A., Heap, A.D., Radke, L. y Heggie, D.T. 2003. Conceptual models of Australia's estuaries and coastal waterways applications for coastal resource management. *Geoscience Australia, Record 2003/09*: 1-136.
- Sáez, M.P. 1960. Observaciones geológicas en la Serranía «Siete Hermanos», Departamento Yavi-Provincia de Jujuy. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Serie Ciencias Naturales, Revista 21 (3-4): 116-136.
- Salfity, J.A., 1980. Estratigrafía de la Formación Lecho (Cretácico) en la Cuenca Andina del Norte Argentino. Tesis 1, Universidad Nacional de Salta, Publicación Especial, 1-91. Salta. Inédito.
- Salfity, J.A. 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. 5 Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1:11-26, Buenos Aires.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1981. Las unidades estratigráficas cretácicas del norte de la Argentina. En: Volkheimer, W., Musacchio E.A. (eds.), Cuenas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 303-317, Buenos Aires.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (ed.), Cretaceous Tectonics of the Andes. Friedr Vieweg & Sohn, 266-315, Braunschweig-Wiesbaden.
- Scasso, R. A., Aberhan, M., Ruiz, L., Weidemeyer, S., Medina, F. A. y Kiessling, W. 2012. Integrated bio-and lithofacies analysis of coarse-grained, tide-dominated deltaic environments across the Cretaceous/Paleogene boundary in Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 36: 37-57.
- Shchepetkina, A., Gingras, M.K., Zonneveld y J.P. y Pemberton, S.G. 2016. Sedimentary fabrics of the macrotidal, mud-dominated, inner estuary to fluvio-tidal transition zone, Petitcodiac River estuary, New Brunswick, Canada. *Sedimentary Geology* 333: 147-163.
- Shlagintweit, O. 1941. Correlación de las calizas de Miraflores en Bolivia con el Horizonte calcáreo-dolomítico del noroeste argentino. Universidad Nacional de La Plata, Notas del Museo, Geología 14: 337-354, La Plata.
- Shaw, A.B. 1964. *Time in Stratigraphy*. McGraw-Hill, 365 p., New York.
- Slattery, J.S., Cobban, W.A., McKinney, K.C., Harries, P.J. y Sandness, A.L. 2013. Early Cretaceous to Paleocene paleogeography of the Western Interior Seaway: The interaction of eustasy and tectonism. En: Bingle-Davis M. (ed.), Wyoming Geological Association, 68th Annual Field Conference Guidebook, 22-60, Casper.
- Starck, D. 2011. Cuenca cretácica-paleógena del noroeste argentino. En 8 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuenas Argentinas: 407-453, Mendoza.
- Steel, R.J., Plink-Bjorklund, P. y Aschoff, J. 2012. Tidal deposits of the Campanian Western Interior Seaway, Wyoming, Utah and Colorado, USA. En: Davis, R.A. y Dalrymple, R.W. (eds.), Principles of Tidal Sedimentology, 437-472, Dordrecht.
- Swift, D.J.P. 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology* 76: 444-456.
- Terwindt, J.H.J. 1971. Litho-facies of inshore estuarine and tidal-inlet deposits. *Geologie en Mijnbouw*, 50: 515-526.
- Tessier, B. 1993. Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): perspectives for paleoreconstruction. *Marine Geology* 110: 355-367.
- Turner, J.C.M. 1958. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13:15-39.
- Turner, J.C.M. 1960. Descripción geológica de la Hoja 2b La Quiaca (provincial de Jujuy). Instituto Nacional de Geología y Minería. Boletín 103: 1-117, Buenos Aires.
- Turner, J.C.M. 1964a. Descripción geológica de la hoja 2b La Quiaca (provincial de Jujuy). Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 103: 1-117, Buenos Aires.

- Turner, J.C. 1964b. Descripción geológica de la hoja 2c, Santa Victoria (provincias de Salta y Jujuy). Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 104: 1-64, Buenos Aires.
- Turner, J.C. y Mon, R. 1979. Cordillera Oriental. En: Turner, J.C.M. (ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 57-94, Córdoba.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (eds.), Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 46: 599-614, Tulsa.
- Vellekoop, J., Holwerda, F., Prámparo, M.B., Willmott, V., Schouten, S., Cúneo, N.R., Scasso, R.A. y Brinkhuis, H. 2017. Climate and sea-level changes across a shallow marine Cretaceous–Palaeogene boundary succession in Patagonia, Argentina. *Palaeontology* 60: 519-534.
- Vilela, J.R. 1956. Descripción geológica de la hoja 7d, Rosario de Lerma (Salta). Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 84: 1-64, Buenos Aires.
- Visser, M.J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology* 8(11): 543-546.
- Viramonte, J.G., Kay S.M., Becchio, R., Escayola, M. y Novitski I. 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Science* 12: 109-121.
- Wells, M.R., Allison, P.A., Hampson, G.J., Piggott, M.D. y Pain, C.C. 2005. Modelling ancient tides: The Upper Carboniferous epeiric seaway of Northwest Europe. *Sedimentology* 52: 715-735.
- Wells, M.R., Allison, P.A., Piggott, M.D., Hampson, G.J., Pain, C.C. y Gorman, G.J. 2010. Tidal modeling of an ancient tide-dominated seaway, Part 2: The Aptian lower Greensand Seaway of Northwest Europe. *Journal of Sedimentary Research* 80: 411-439.
- Williams, G.D. y Stelck, C.R. 1975. Speculations on the Cretaceous paleogeography of North America, The Cretaceous System in the Western Interior of North America. Geological Association of Canada, Special Paper 13: 1-20.
- Ziegler, A.M. y Rowley, D.B. 1998. The vanishing record of epeiric seas, with emphasis on the late Cretaceous Hudson Seaway. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics* 39: 147-168.
- Zimmermann, J., Franz, M., Heunisch, C., Luppold, F., Monnig, E. y Wolfgramm, M. 2015. Sequence stratigraphic framework of the Lower and Middle Jurassic in the North German Basin: epicontinental sequences controlled by Boreal cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 440: 395-416.