



La Formación Yacoraite en el perfil del Espinazo del Diablo y su importancia en el análisis estratigráfico de la cuenca cretácica del noroeste Argentino

Ariadna COPPA VIGLIOCCO^{1,2}, Ricardo A. ASTINI^{1,2}, Fernando J. GOMEZ^{1,2}

¹Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA-CONICET)

²Universidad Nacional de Córdoba (UNC)

ariadna.coppa@mi.unc.edu.ar

Editor: Ricardo A. Astini

Recibido: 12 de Abril de 2024

Aceptado: 22 de Mayo de 2024

RESUMEN

La Formación Yacoraite es una unidad predominantemente carbonática y única por sus características litológicas en el marco del rift cretácico del noroeste argentino. Con una edad entre ca. 72.7 a 64 Ma, representa un intervalo único durante el cual se desarrollaron mares epicontinentales, genéticamente conectados con la apertura del océano Atlántico Sur. Con un espesor máximo de 300 m, está compuesta por calcarenitas oolíticas, dolomías, areniscas calcáreas, calcilitas y tobas, y se destaca en el NOA como un intervalo guía dentro el Grupo Salta. Además de la importancia paleogeográfica, tiene interés exploratorio, por cuanto en la subcuenca de Olmedo conforma reservorios y constituye roca madre. A pesar de su renombre, la Formación Yacoraite posee problemas en su definición original y un reciente estudio en la localidad del Espinazo del Diablo (Cordillera Oriental de Jujuy), permite definir un hipoestratotipo, donde, se separan cinco miembros distintivos. El miembro calcáreo inferior apoya en clara discordancia erosiva sobre eolianitas de la Formación Lecho y se caracteriza por el desarrollo de ciclos granocrecientes coronados por estromatolitos domales, mientras que el miembro calcáreo superior, caracterizado por ciclos de calcipelitas verdes intercalados con estromatolitos tabulares, es truncado por otra discordancia que lo separa de la suprayacente Formación Mealla, caracterizada por series pelíticas rojas. Este perfil ubicado dentro de la subcuenca de Tres Cruces permite la revisión y revaloración de su estratigrafía y significado.

Palabras clave: carbonatos, subcuenca de Tres Cruces, estratigrafía, hipoestratotipo, Cretácico.

ABSTRACT

The Yacoraite Formation in the Espinazo del Diablo range and its importance in the stratigraphic analysis of the Cretaceous basin in northwestern Argentina.

The Yacoraite Formation is a predominantly carbonate unit, unique for its lithological characteristics within the Cretaceous rift framework of northwestern Argentina. With an age between approximately 72.7 a 64 Ma, it represents an interval during which epicontinental seas developed, genetically connected to the opening of the South Atlantic Ocean. With a maximum thickness of 300 m, it is composed of oolitic calcarenites, dolomites, calcareous sandstones, marls, and tuffs, standing out in Northwest Argentina as a key-stratigraphic interval within the Salta Group. In addition to its paleogeographic importance, it has exploratory interest, as it forms reservoirs and serves as source rock in the Olmedo sub-basin. Despite its renown, the Yacoraite Formation has issues in its original definition, and a recent study in the Espinazo del Diablo locality (Eastern Cordillera of Jujuy) allows for the definition of a hypostratotype, where five distinctive members are separated. The lower calcareous member rests in clear erosive unconformity on the Lecho Formation aeolianites and is characterized by the development of upward-coarsening cycles crowned by domal stromatolites. In contrast, the upper calcareous member, characterized by cycles of green shales and marls intercalated with tabular stromatolites, is truncated by another unconformity separating it from the overlying Mealla Formation, characterized by red fine-grained siliciclastic series. This profile located within the Tres Cruces sub-basin allows for a revision and reevaluation of its stratigraphy and significance.

Keywords: carbonates, Tres Cruces sub-basin, stratigraphy, hypostratotype, Cretaceous.

INTRODUCCIÓN

La Formación Yacoraite (Turner 1959) de edad Maastrichtiana-Daniana, representa un intervalo estratigráfico de gran interés científico debido a que expone afloramientos de calidad mundial que registran una etapa de inundación durante un intervalo dominado por extensión de intraplaca que afectó a Sudamérica durante el Cretácico y eventual transición al Paleógeno (Salfity y Marquillas 1994, Hay 1995, Miller et al. 2003, Haq y Huber 2017, Ray et al. 2019). Esta unidad, atraviesa el límite K-Pg y ha sido recientemente datada con gran exactitud entre ca. 72.7 a 64 Ma (Montano et al. 2022), aunque la posición precisa del límite sigue siendo materia de debate (Marquillas et al. 2003, Sial et al. 2013, Deschamps et al. 2020). Esta unidad está ampliamente distribuida por todo el noroeste de Argentina y es el equivalente temporal de la Formación El Molino en Bolivia (Sempere 1994, Camoin et al. 1997). Registros marinos epicontinentales durante ese período (Haq 2014, Aguirre Urreta et al. 2011, Guler et al. 2019; Astini et al. 2020) han sido documentados en Argentina, donde se reconocen estratos marinos asociados con momentos inusuales de nivel de mar alto que permitirían, asimismo, explicar algunos intervalos de la Formación Yacoraite, especialmente en la sección basal del perfil Espinazo del Diablo (Palma 2000, Marquillas et al. 2005, Hernández et al. 2017, Coppa Vigliocco et al. 2022).

El objetivo central de esta contribución es resaltar el valor estratigráfico del perfil de Espinazo del Diablo mediante un relevamiento de detalle y donde las relaciones estratigráficas de base y techo de la Formación Yacoraite se encuentran bien expuestas, a diferencia de la localidad homónima cercana donde fue definida la unidad originalmente. Las notables características de la sección Espinazo del Diablo debido a que es la más completa en relación a otras secciones relevadas en la cuenca, junto con la calidad de sus afloramientos, proporciona un escenario ideal para ser considerada como un excelente perfil de referencia para la subcuenca de Tres Cruces. Además, rasgos como la heterogeneidad de facies, continuidad lateral y espesor (~300 m), la arquitectura estratigráfica y excepcionales relaciones de base y techo agregan valor a este perfil. En esta localidad, un análisis estratigráfico robusto permite, asimismo, la diferenciación clara de miembros informales que facilitan su caracterización y la comprensión de su evolución paleoambiental. Cabe destacar que el análisis paleoambiental detallado de la unidad es motivo de una contribución que se encuentra en preparación (véase Coppa Vigliocco 2023).

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y ANTECEDENTES

La Formación Yacoraite (Turner 1959) es una unidad perteneciente a la cuenca de rift del noroeste argentino, también conocida como Cuenca del Grupo de Salta (Fig. 1a, b). Esta cuenca está vinculada genéticamente con la extensión asociada a la apertura del Océano Atlántico Sur hacia el este y a los ajustes extensionales de retroarco a lo largo del margen occidental convergente de la placa Sudamericana (Coira et al. 1982, Viramonte et al. 1999, Ramos y Aleman 2000, Franke et al. 2007). La Formación Yacoraite es la unidad media del Subgrupo Balbuena (Moreno 1970), que durante años su edad fue discutida (Rouchy et al. 1993, Sempere et al. 1997, Marquillas et al. 2007, 2011, Tasistro-Hart et al. 2019). Dataciones recientes de alta resolución de U-Pb tanto en tobas intercaladas, como en las calizas de la unidad, han permitido acotarla con gran precisión entre ca. 72.7 a 64 Ma (Montano et al. 2022). Si bien la unidad fue originalmente definida en el extremo norte de Argentina, próximo al límite con Bolivia (Turner 1959), Moreno (1970, pg. 16), al incluirla dentro del Subgrupo Balbuena, sugirió restringir el término de Formación Yacoraite a la sección con dominio de bancos calcáreos que originalmente reconociera Groeber (1952) en el perfil de la quebrada homónima, considerada además como el estratotipo (Horizonte calcáreo-dolomítico de Bonarelli 1913). El problema del estratotipo original radica en la dificultad de su acceso y la falta de relaciones de base y techo claras. A pesar de su definición, tanto Turner (1959) como Moreno (1970) y trabajos posteriores, han sido relativamente ambiguos o flexibles en relación con la composición de estas unidades y su relación estratigráfica. Así, de acuerdo con el análisis de diferentes perfiles en la cuenca (véase por ejemplo Salfity 1980, Marquillas 1985, Gómez Omil et al. 1989), han surgido múltiples problemas interpretativos de índole estratigráfico y litofacial.

Con 300 m de espesor máximo, y hasta 500 m estimados por sísmica en el subsuelo de Lomas de Olmedo (Starck 2011), la Formación Yacoraite está constituida por calcarenitas oolíticas y areniscas calcáreas grises, localmente dolomitizadas y amarillentas, con intercalaciones margosas oscuras, verdosas y moradas, calcilititas negras y tobas blanquecino-amarillentas (Salfity y Marquillas 1981, 1994, Marquillas 1985, 2003, 2005, 2007, Stark 2011, Deschamps et al. 2020). Estos rasgos en conjunto le confieren un carácter de excelente intervalo guía dentro del Grupo Salta. La superficie de inundación que separa la Formación Yacoraite de la Formación Lecho es claramente identificable en los perfiles

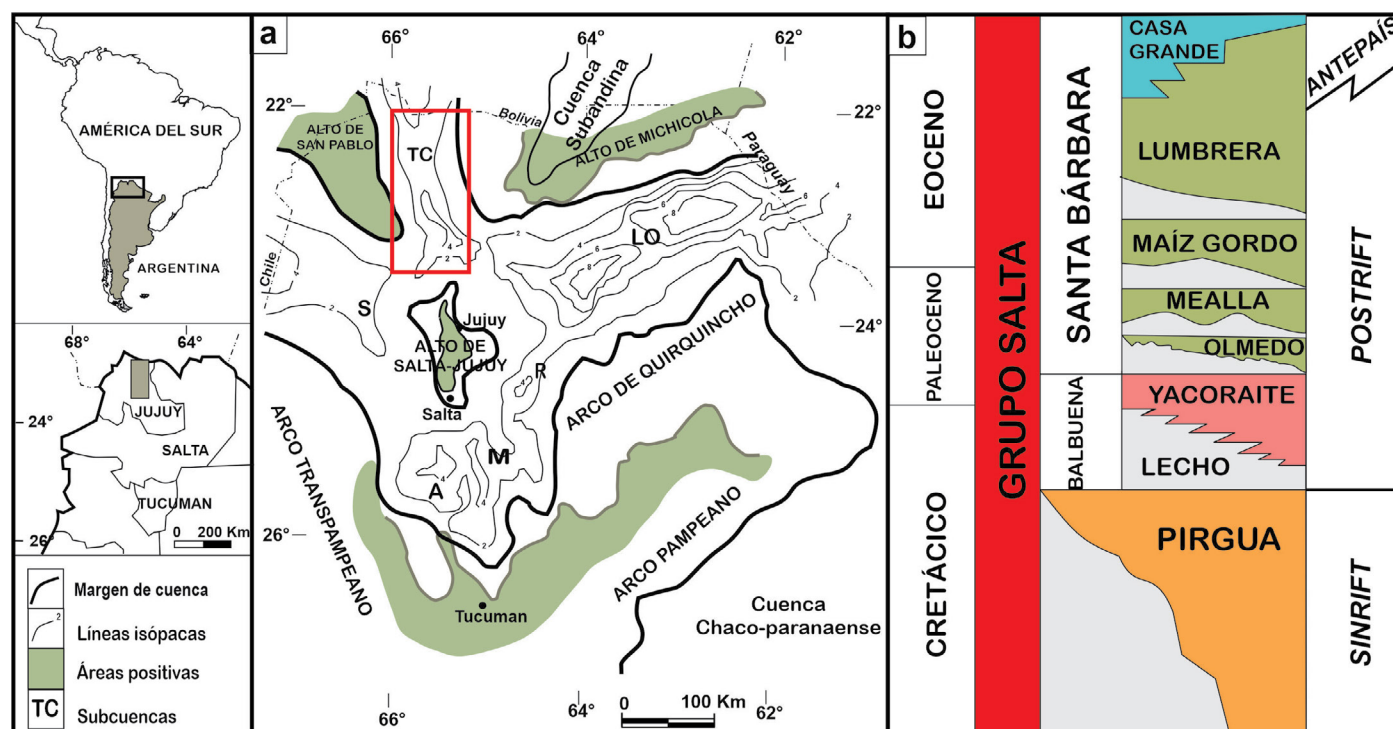


Figura 1: a) Cuenca Cretácica del noroeste argentino. El recuadro rojo marca el área de la Subcuenca Tres Cruces donde se realizó este trabajo. Modificado de Salfity (1982) y Salfity y Marquillas (1994). TC=Tres Cruces, S=Sey, A=Alemania, M=Metán, R=Rey y LO=Lomas de Olmedo, b) Cuadro estratigráfico generalizado del Grupo Salta. Modificado de Disalvo et al. (2002) y Starck (2008).

sísmicos, en donde la Formación Yacoraite muestra patrones de solapamiento sobre la Formación Lecho o las unidades previas del Subgrupo Pirgua o incluso sobre el basamento paleozoico de la cuenca (Starck 2011). Mientras que las intercalaciones de pelitas multicolores y margas negras constituyen rocas madres de hidrocarburos, los carbonatos, tanto calcipélticos y calcareníticos, como biohermales, conforman reservorios demostrados en la subcuenca de Olmedo del noroeste argentino y regiones de frontera exploratoria en el caso de la subcuenca Tres Cruces (Gómez Omil y Boll 2005). Los perfiles eléctricos de pozos exploratorios también muestran un resalto característico asociados con picos de radiactividad observable en los registros de gamma ray en esta superficie para las tres subcuencas exploradas, lo que sugiere que se trata de una discontinuidad a nivel de cuenca (Hernández et al. 2008, Starck 2011 y referencias allí citadas).

Estudios previos sobre la Formación Yacoraite ayudaron como valiosos antecedentes para conocer los marcos tectónicos y sedimentarios del intervalo, la posición estratigráfica y edad de la unidad (Marquillas et al. 2003, 2007, 2011, Sial et al. 2013), distribución areal (Moreno 1970, Salfity y Marquillas 1994, Marquillas y Matthews 1996), el significado paleoambiental (Palma 2000, Marquillas et al. 2005, Roemers Oliveira et al. 2015, Rohais et al. 2019, Deschamps et al. 2020, Mutti et al. 2023, Vallati et al. 2023), su contenido paleontológico

(Benedetto y Sánchez 1972, Fernandez 1975, Gasparini y Buffetaut 1980, Moroni 1984, Quattrocchio y Volkheimer 2000, Alonso 2007, Cónsole-Gonella y Marquillas 2014, Cónsole-Gonella et al. 2012, 2013, 2017, 2021, Díaz-Martínez et al. 2016, Krapovickas et al. 2017, Escobar et al. 2018, de Valais y Cónsole-Gonella 2019, Villafañe et al. 2021, 2023), y su desarrollo estratigráfico secuencial (Boll y Hernández 1985, Gómez Omil et al. 1989), potencial económico (Hernández et al. 1999, 2008, Disalvo 2002, Stark 2011, Grosso et al. 2013) y aspectos geofísicos (García et al. 2016).

A pesar de la importancia que tiene la Formación Yacoraite en el noroeste argentino, su origen es aún motivo de gran controversia (Palma 2000, Bento Freire 2012, Cónsole-Gonella et al. 2013, Coppa Vigliocco et al. 2022, Mutti et al. 2023, Vallati et al. 2023). Si bien el grueso de la Formación Yacoraite por su fuerte contraste con el entorno y las series infra y suprayacentes, es interpretada como lacustre (Palma 2000, Röemers Oliveira et al. 2015, Deschamps et al. 2020, Mutti et al. 2023), algunos indicadores estratigráficos, geoquímicos y faunísticos sugieren conexiones e influencia marina asociada con los niveles de mar altos del Cretácico (Marquillas et al. 2005, 2007, Hernández et al. 2008, Cónsole-Gonella et al. 2012, Coppa Vigliocco 2023). La discusión ha estado centrada en criterios paleontológicos, tafonómicos, icnológicos, petrográficos y sedimentológicos que, si bien sugieren grados

de salobridad, oxigenación relativa, sustratos relativamente firmes, regímenes hidrodinámicos y gradientes energéticos, son criterios que resultan relativos y ninguno de estos, por sí sólo, permite discriminar la naturaleza marina o lacustre de este intervalo.

Este trabajo se llevó a cabo en el perfil Espinazo del Diablo (Fig. 2a, b), cuyo acceso se realiza desde la localidad de Humahuaca, tomando un desvío hacia el oeste desde la ruta nacional N°9, por un camino de ripio de aproximadamente 40 km que conduce a la localidad de Casa Grande. El Espinazo del Diablo, corresponde a la continuación sur de los cerros Huaira Huasi y Filo de la Vieja (González et al. 2004), y se ubica al este de la Sierra de Aguilar (Fig. 2b). Por este mismo camino en dirección hacia Mina Aguilar, y a 4 km de Casa Grande, se cruza esta localidad que ofrece excelentes exposiciones para realizar un detallado relevamiento de columnas sedimentarias. La aridez y la elevación de la región dan lugar al desarrollo de vegetación baja y rala, lo que facilita el acceso, la observación, análisis y muestreo de la unidad.

METODOLOGÍA

En la localidad del Espinazo del Diablo se levantaron varias secciones estratigráficas (Fig. 2b), que luego se combinaron en una única columna y sus asomos se caminaron lateralmente por kilómetros de distancia para corroborar continuidad lateral de contactos, facies y geometrías. Se estudiaron las características litológicas capa por capa a escala centimétrica, midiendo los espesores de sus bancos. Además, se describieron características superficiales, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero y se realizó una clasificación petrológica utilizando Dunham (1962) y Embry y Klovan (1971).

Se tomaron muestras de rocas para su posterior análisis petrográfico de detalle en más de 150 cortes delgados, con énfasis en las texturas de rocas carbonáticas, mixtas y siliciclásticas más representativas. Se sistematizó el análisis de microfacies carbonáticas, utilizando la metodología de Wilson (1975) y Flügel (2004). Las microfacies portadoras de ooides fueron especialmente tenidas en cuenta dada su abundancia y variedad dentro del perfil estudiado, formando parte de un análisis específico sobre estas partículas (Coppa Vigliocco et al. 2022). Asimismo, se profundizó en aspectos de texturas y fabricas microbiales. Las actividades petrográficas se llevaron a cabo en la sala de óptica de CICTERRA-CONICET (UNC), mediante el microscopio petrográfico Leica DM 4500P LED con iluminación transmitida. Los estudios de microscopía fueron complementados con análisis de pulidos en mues-

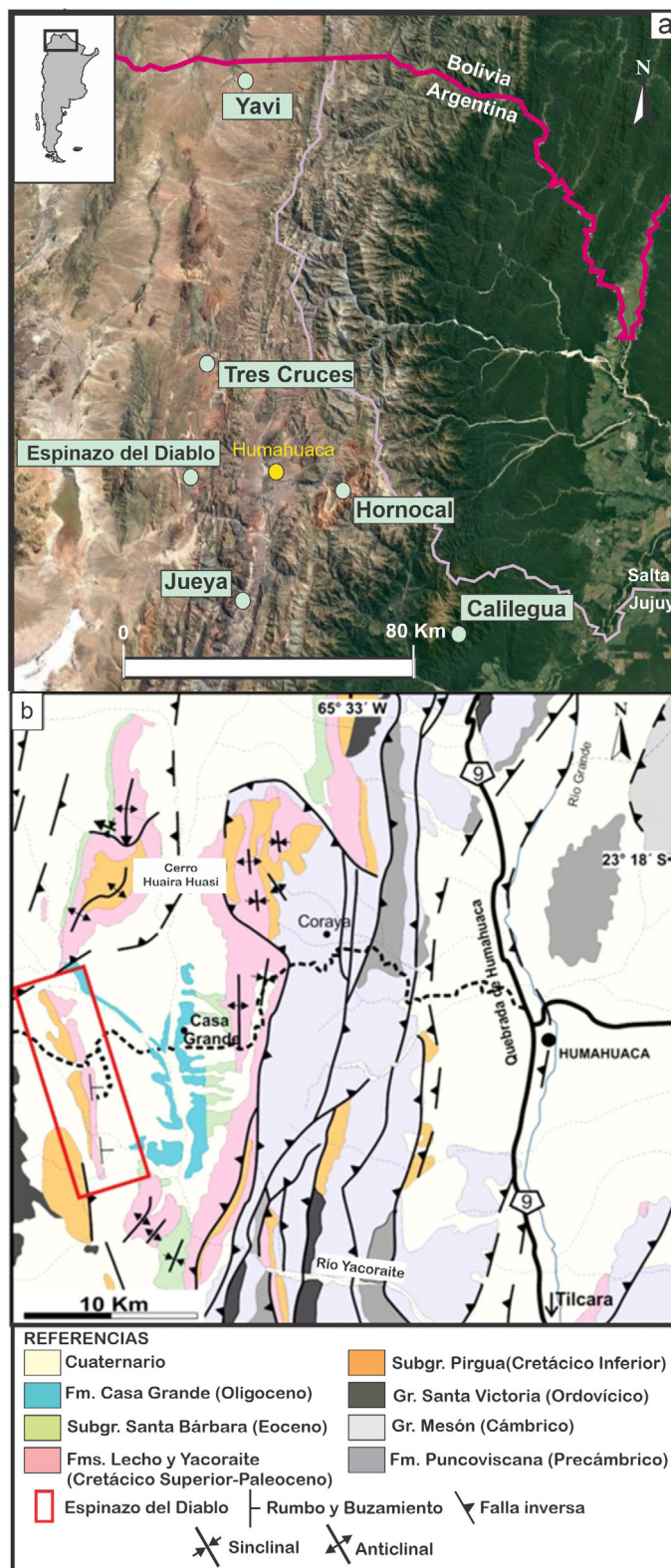


Figura 2: a) Imagen Google Earth del área de estudio mostrando la ubicación del perfil Espinazo del Diablo y otras localidades relevadas en Coppa Vigliocco (2023). b) Mapa regional geológico-estructural de la zona del Espinazo del Diablo (cuadro rojo).

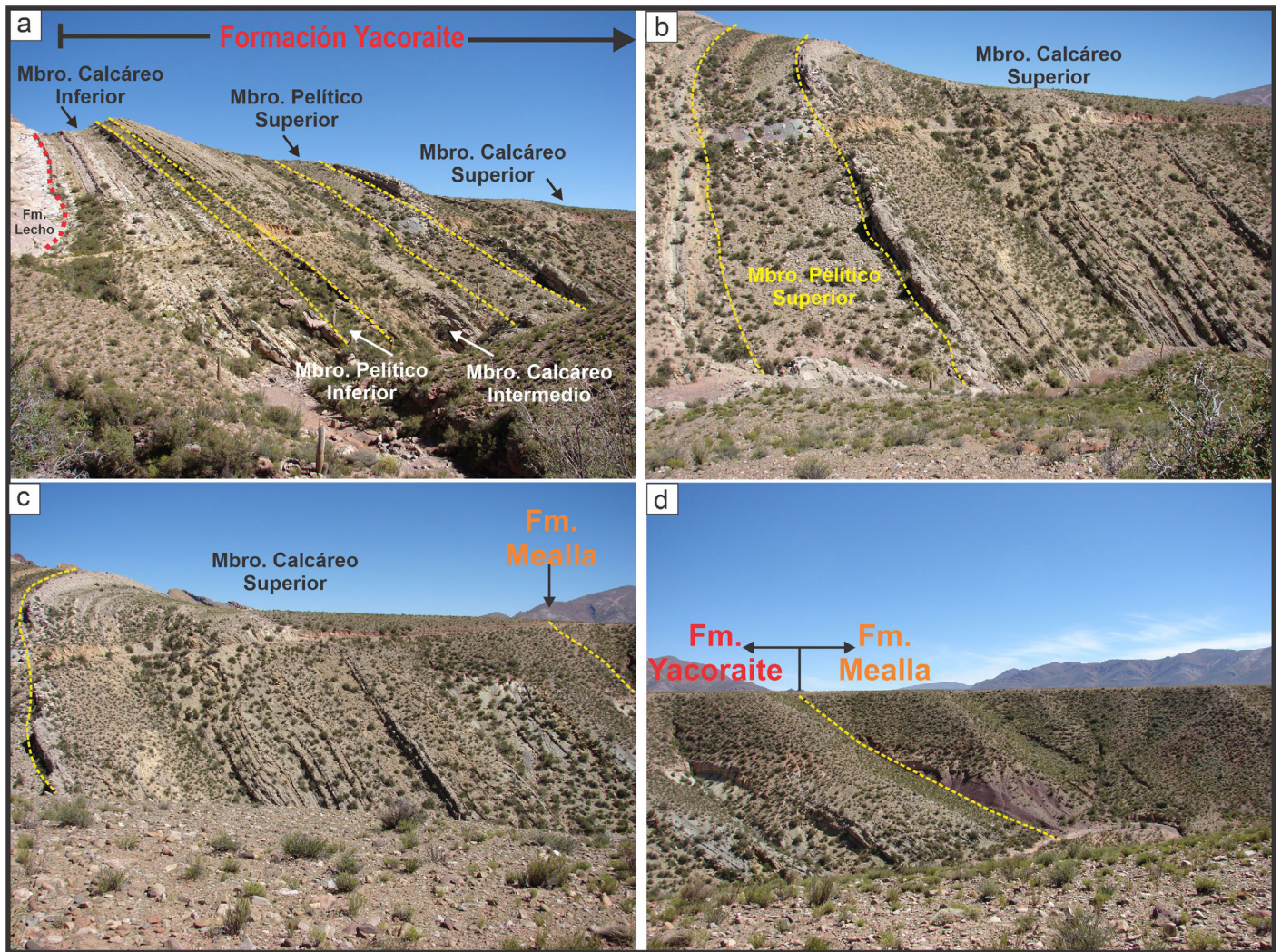


Figura 3: a) Sección completa de la Formación Yacoraite en el Espinazo del Diablo con la identificación de los cinco miembros informales. b) Detalle de los miembros pelítico superior y del miembro calcáreo superior. c) Miembro calcáreo superior con sus respectivos límites. d) Límite entre el miembro calcáreo superior de la Formación Yacoraite y la unidad suprayacente, Mealla.

tras de mano evaluados y fotografiados bajo lupa binocular.

DIVISIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA UNIDAD

En la localidad del Espinazo del Diablo, la Formación Yacoraite aflora formando parte de una estructura homoclinal de 10 km de largo por 0,7 km de ancho, con rumbo y buzamiento general N345°/45°E (Fig. 2b). En ella, la Formación Yacoraite, de coloración blanquecina-amarillenta, resalta del entorno rojizo, característico de las unidades del Grupo Salta (Fig. 3a-d). Yace sobre las areniscas cuarzosas bimodales con megaestratificación cruzada de origen eólico de la Formación Lecho (espesor ≈ 80 m) mediante un contacto neto planar, de increíble continuidad cartográfica, e irregular a la mesoescala (Fig. 3a). El tope de la Formación Lecho tiene relevancia desde el análisis secuencial de toda la sucesión

(ver apartado: Relaciones estratigráficas de la Formación Yacoraite en el Espinazo del Diablo).

Del análisis estratigráfico del perfil de la Formación Yacoraite en el Espinazo del Diablo, se pueden diferenciar los siguientes miembros informales (Figs. 4, 5 y 6): a) el miembro calcáreo inferior de la Formación Yacoraite de 53 m de espesor (Figs. 3a y 6), b) el miembro pelítico inferior mide 23 m (Figs. 3a y 6), c) el miembro calcáreo intermedio con un espesor de 90 m (Figs. 3a y 6), d) el miembro pelítico superior de 15 m de espesor (Figs. 3b y 6) y e) el miembro calcáreo superior de 34 m de espesor (Figs. 3b, c, d y 6). La Tabla 1 muestra las diferentes facies que integran cada uno de los miembros donde se advierte la variedad litofacial en el perfil analizado. A continuación, se describen y analizan en detalle cada uno de los miembros informales reconocidos.

Miembro calcáreo inferior (≈ 53 m)

Se trata de un desarrollo predominantemente carbonático

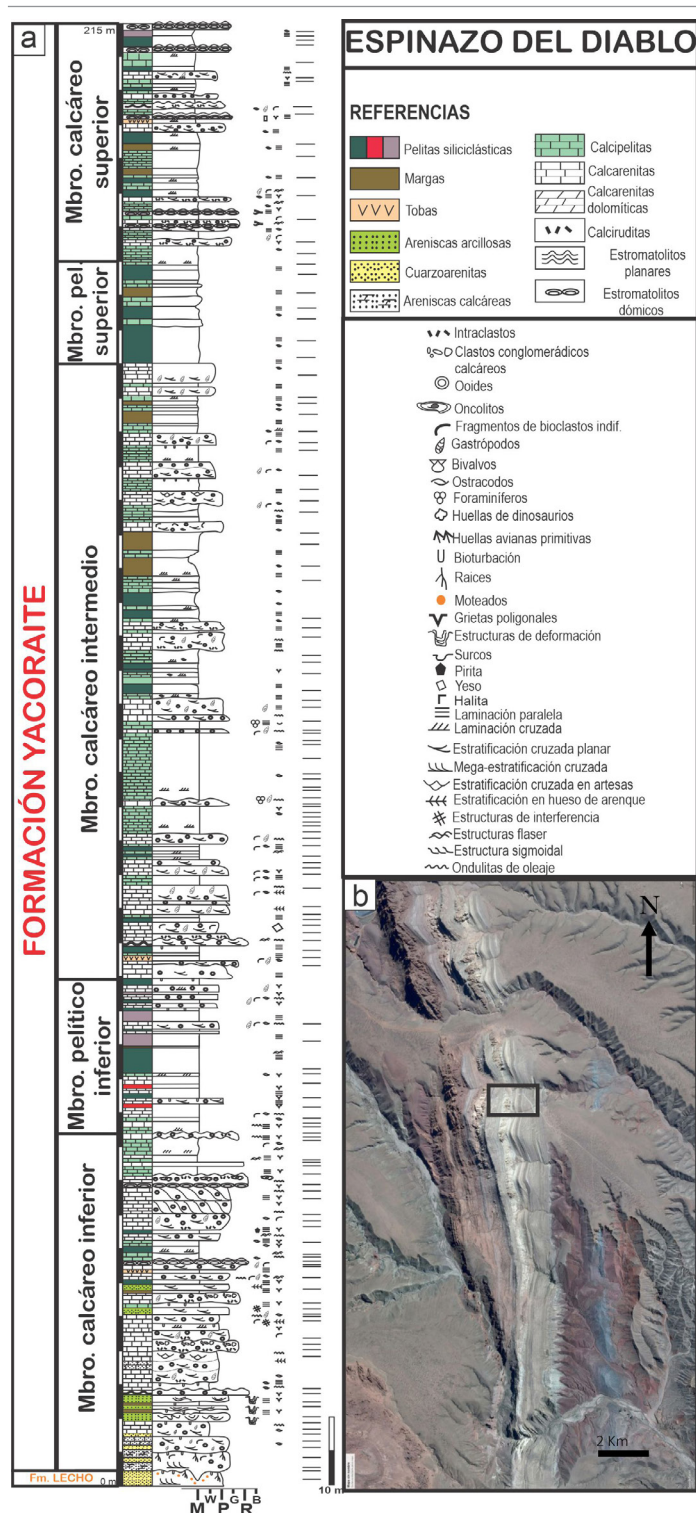


Figura 4: a) Columna estratigráfica del perfil Espinazo del Diablo, considerada en este trabajo como un hipostatotipo, mostrando la división de cinco miembros informales. b) El recuadro en la imagen *Google Earth* muestra la zona donde se levantó la columna.

que caracteriza a la Formación Yacoraite en su sección basal. Yace en contacto neto sobre la superficie neta que la separa de la infrayacente Formación Lecho. Incluye un nivel basal con calcarenitas oolíticas-bioclásticas arenosas (Figs. 4, 5 y

6), que hacia arriba se intercalan con areniscas calcáreas, calizas arenosas y calizas oolíticas-bioclásticas-intraclásticas y microbiales que conforman conjuntos métricos. En este miembro resaltan niveles tabulares de calcarenitas oolíticas, bioclásticas e intraclásticas, calciruditas intraclásticas y bioclásticas, coronadas por brechas calcáreas y estromatolitos (Fig. 7a-l) que forman conjuntos métricos. Se intercalan con paquetes de reducido espesor (de hasta 0,30 m) de limolitas y pelitas verdes, portadores de granos de cuarzo bien redondeados y, a 12 metros de la base, un nivel de areniscas calcáreas es portador de granos verdes, presumiblemente de glauconita. En la sección basal de este miembro también se intercalan dos niveles con profusa deformación sinsedimentaria en forma de pliegues asimétricos y en caja afectando a calcarenitas y areniscas calcáreas delgadas a medianas (Fig. 7d). A través de todo el miembro inferior es, asimismo, común observar capas de tobas de color blanquecino-grisáceo a verdosos, muy deleznales, con espesores de ~ 0,05 a 0,10 m.

Las calcarenitas son el litotipo dominante y por su variedad de componentes granulares (ooides, bioclastos, peloides e intraclastos) consisten en *grainstones* oolíticos, *grainstones* oolíticos-peloidales, *grainstones* oolíticos-bioclásticos y *grainstones* oolíticos-intraclásticos (Fig. 7a-c y e). Se presentan en bancos tabulares con una excelente continuidad lateral a escala de la centena de metros y granulometría arena gruesa a media, con tonalidades grises a amarillas y espesores que varían entre 0,2 y 0,8 m. Internamente, son características las estratificaciones cruzadas en conjuntos de hasta 0,5 m y estructuras bidireccionales-bimodales (estratificación *herring-bone*, en espina de pez o hueso de arenque) con vergencias opuestas (~180°) y direcciones de paleocorrientes dominantes norte-sur. Además, comúnmente se observa estratificación cruzada de alto ángulo, en artesas y con bajo ángulo, de tipo *hummocky* (Fig. 7a-c, l). En menor medida, se reconoce laminación paralela que alterna o pasa lateralmente a conjuntos con laminación cruzada bimodal, con incipientes cubiertas de fango. También en un banco de geometría lenticular del miembro inferior, a 46 m de la base, se reconocen estructuras sigmoidales de escala métrica (Fig. 7b). Los conjuntos con estructuras sigmoidales presentan un espesor amalgamado de entre 2 y 6 m. Internamente, las geometrías sigmoidales exhiben terminaciones tangenciales (tanto por la base como por el techo), aunque localmente se desarrollan terminaciones superiores en ángulos de entre 20° y 30° contra la estratificación.

Las calcarenitas oolíticas resaltan por la variedad de morfotipos y tamaños de sus ooides (Fig. 7e). Al microscopio, los ooides pueden ser con o sin núcleos reconocibles, cortezas superficiales y multicapas, mostrando microfábricas

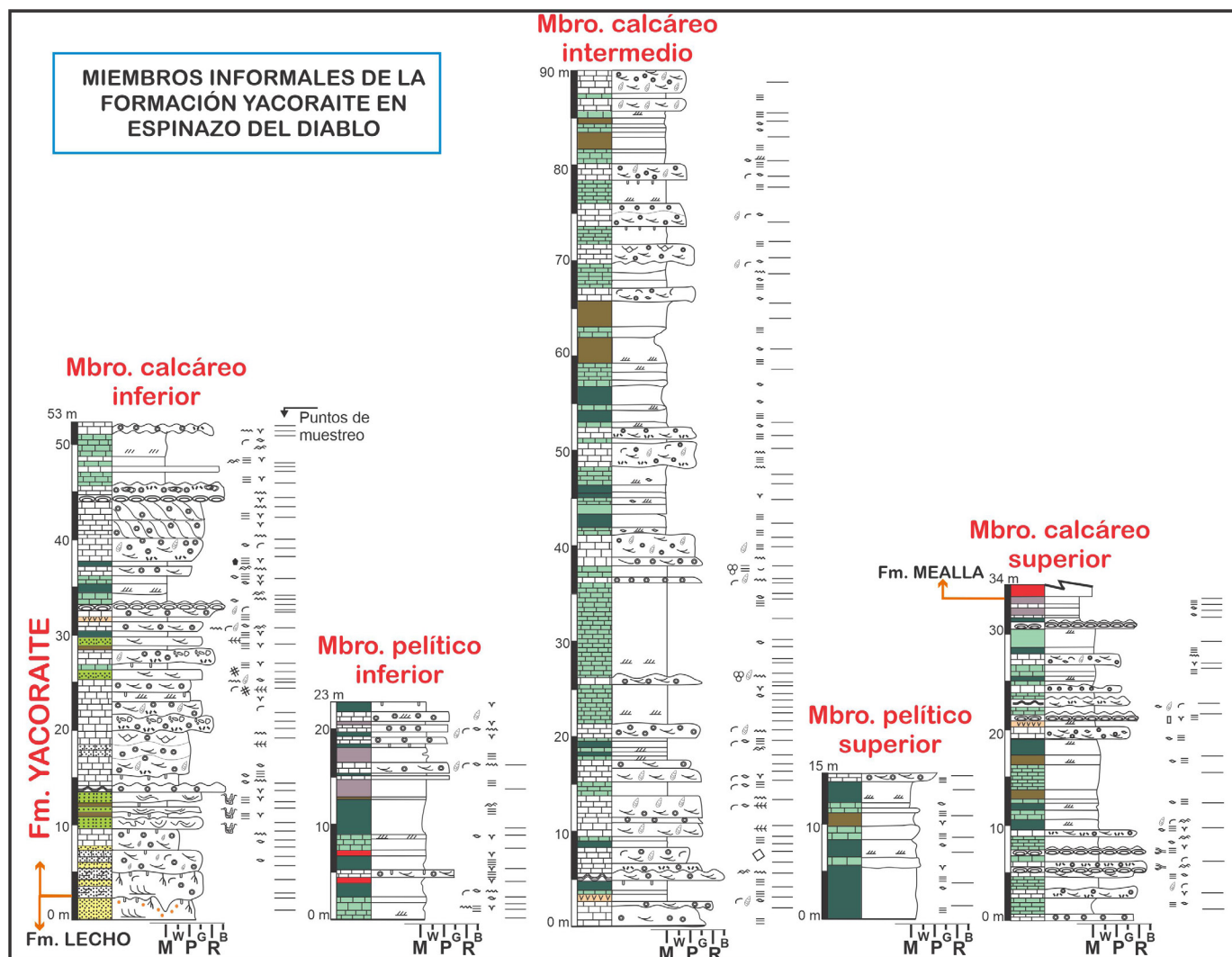


Figura 5: Columnas estratigráficas de detalle de los miembros informales del perfil Espinazo del Diablo con sus espesores medidos en el campo. Referencias en la figura 4.

fibrosa-radiales y tangenciales micríticas. La superficie de los ooides varía de lisa a crenulada hasta festoneada. El tamaño de los ooides comprende un rango amplio, entre 0,3 mm y 3,4 mm (Fig. 7e).

Las facies más gruesas, como las calciruditas intraclásticas, están compuestas por una variedad de intraclastos de *grainstones* oolíticos, fragmentos de estromatolitos, *mudstones* laminados y *wackstones* bioclásticos con ostrácodos (Fig. 7f, g). Los bancos son generalmente lenticulares con espesores de 0,5 m y de 5 a 10 m de largo, internamente son masivos o con estratificación cruzada grosera (Fig. 7f). Se observan surcos rellenos en forma de U (tipo *gutter & cast*) de 0,2 m de diámetro con clastos calcáreos subredondeados a subangulares (Fig. 7h). Las calciruditas bioclásticas comprenden a los *rudstones* bioclásticos, *floatstones* bioclásticos con gastrópodos y bivalvos. Se presentan en niveles tabulares delgados a lenticulares, con espesores máximos de 0,5 m y

se extienden entre 4 a 7 m. Se reconocen restos esqueléticos con una composición taxonómica monotípica indeterminados de gastrópodos de gran porte (1 a 5 cm), con buena a moderada selección, inmersos en una matriz de granulometría media a gruesa. Los microbialitos cercanos a la base del perfil son de tipo planares y se hallan intercalados a los *grainstones* oolíticos (Fig. 7 j, k). Hacia la parte superior del miembro calcáreo inferior, comienzan a predominar las formas dómicas, ya sean unidos lateralmente (coalescentes) o aislados. Las capas tabulares de estromatolitos próximas al tope de este miembro, presentan espesores entre 0,2 y 1 m y son de gran continuidad lateral (> a 100s de m). Apoyan sobre un paquete de brechas intraclásticas y están formados internamente por alternancias laminares a onduladas con desarrollo de microdomos y columnas de manera localizada, donde alternan láminas claras y oscuras mostrando diferentes microfábricas (Fig. 7l). Mientras las más claras son generalmente

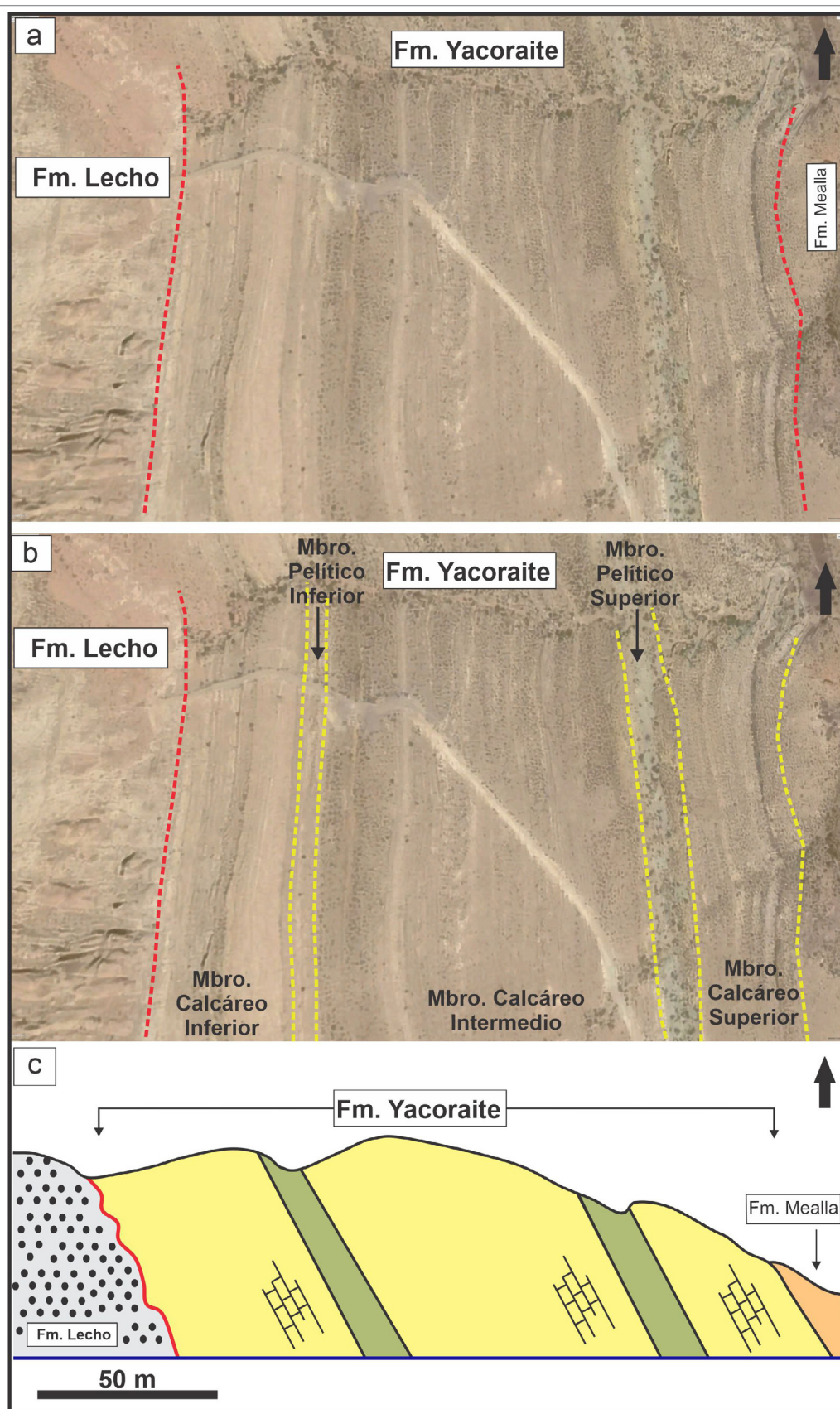


Figura 6: a-b) subdivisión de los miembros informales de la Formación Yacoraite en el perfil Espinazo del Diablo a partir de imágenes Google Earth. En c) Perfil geológico generalizado del Espinazo del Diablo, mostrando su relación con las unidades infra y suprayacentes. Escala vertical exagerada.

crystalinas y formadas por calcita fibrosa-radial, las oscuras son micríticas densas, a veces grumulosas y otras contienen componentes granulares (ooides, bioclastos, peloides e intraclastos). Es común, que los estromatolitos estén coronados por grietas de contracción y brechas calcáreas.

Miembro pelítico inferior (≈ 23 m)

El miembro pelítico inferior está caracterizado por la presencia de pelitas verdes a grisáceas, limo-pelitas rojas y margas (Fig. 8a, b). Se observan de manera esporádica algunos niveles calcareníticos intercalados con las pelitas, aunque de espesores reducidos ~ 0,2 m (Fig. 8b). Las pelitas se disponen en niveles tabulares, con espesores que varían entre 0,3 a 1,2 m con buena continuidad lateral (Fig. 8a). Las pelitas tienen grietas de desecación en los topes y es común observar en corte transversal, tabiques con diferentes tamaños y espaciamientos. Internamente, presentan laminación paralela a difusa (Fig. 8c). Las margas se caracterizan por su fuerte reacción calcárea, laminación paralela y en ocasiones considerable bioturbación. Pueden contener intercalaciones de láminas calcipelíticas con peloides y ostrácodos con desarrollo de laminación paralela o cruzada de bajo ángulo.

Miembro calcáreo intermedio (≈ 90 m)

El miembro calcáreo in-

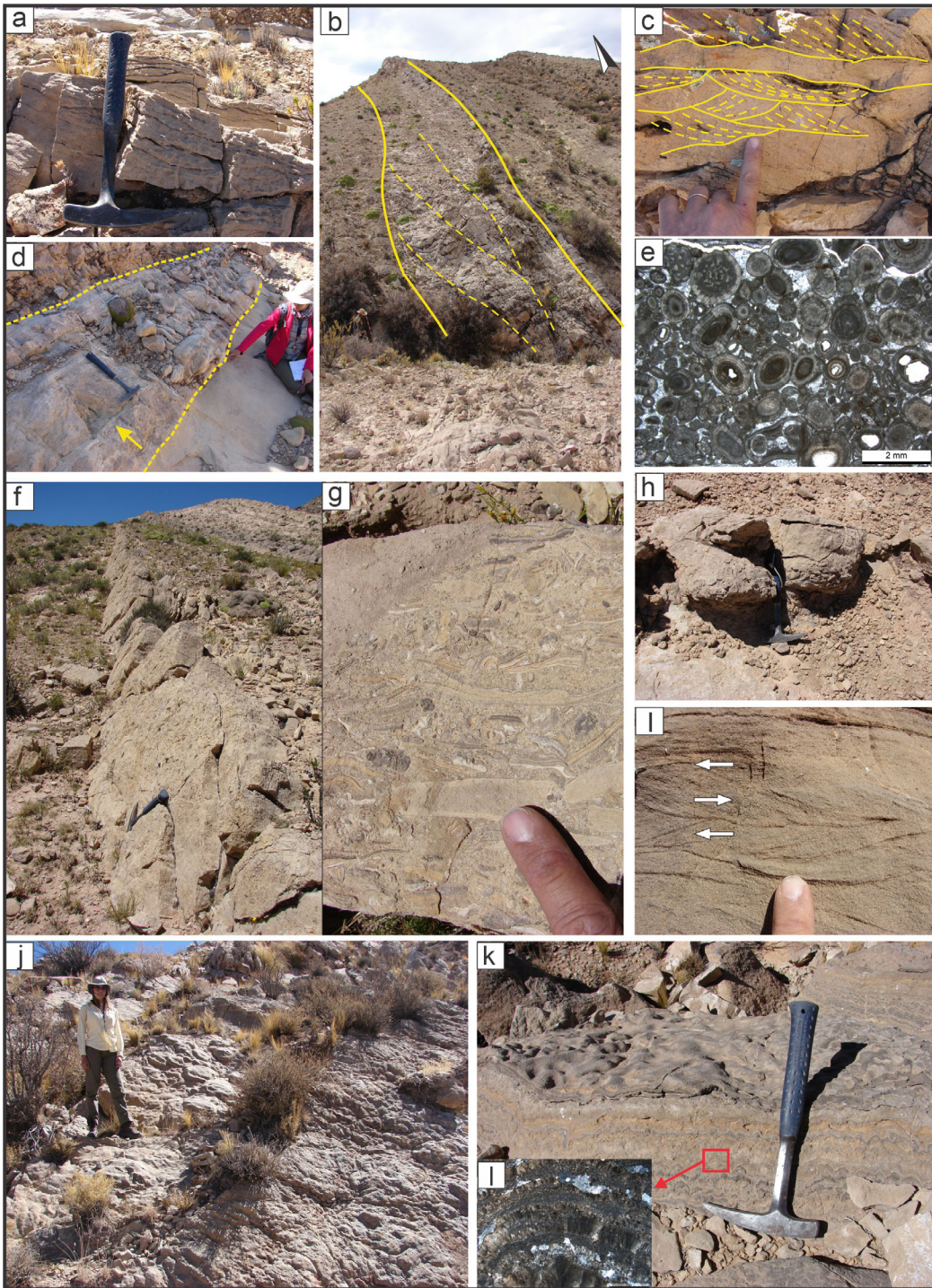


Figura 7: Miembro calcáreo inferior. a) Calcarenitas oolíticas-bioclásticas con estratificación cruzada. b) Calcarenitas oolíticas con estratificación sigmoidal. Las líneas amarillas gruesas delimitan la geometría de los sigmoides (~ 2 a 6 m de espesor), las líneas punteadas muestran la estructura interna con sus terminaciones tangenciales. c) Calcarenitas oolíticas con estratificación cruzada en artesas. d-e) Variedad de ooides en calcarenitas oolíticas del Espinazo del Diablo. d) Niveles con deformación sinsedimentaria en forma de pliegues asimétricos (indicado por flecha amarilla) afectando a calcarenitas y areniscas calcáreas. e) Sección delgada de grainstones oolíticos, con una distribución de tamaños bimodales. Algunos ooides muestran texturas cerebroidales. f-g) Brechas poli-mícticas al tope del miembro calcáreo inferior. Incluye clastos de grainstones oolíticos, mudstones y fragmentos de estromatolitos. h) Surcos rellenos en forma de U (tipo gutter & casts) con clastos calcáreos subredondeados a subangulares. i) Estratificación bimodal bidireccional en calcarenitas oolíticas (flechas blancas). j) bancos tabulares de estromatolitos dómicos coalescentes. k-i) detalle de la laminación estromatolítica formada por microdomos y columnas con láminas claras y oscuras (cuadro rojo). i) corte delgado de boundstones microbial microdómico, se aprecia la alternancia entre láminas cristalinas gruesas con texturas radiales y botroidales y láminas de micrita densa. Nótese la porosidad secundaria ocluida por esparita en mosaico.

termedio del Espinazo del Diablo (Fig. 8d) se caracteriza por la presencia de calcarenitas bioclásticas que forman cuerpos tabulares delgados de hasta 0,5 m de espesor, con continuidad lateral de algunos metros. Se tratan de *grainstones* bioclásticos-oolíticos que presentan granulometría arena media-fina con arreglos gradados y yacen en conjuntos con espesores individuales de ~10 cm con estratificación cruzada de bajo ángulo a paralela (Fig. 8d). Las calcarenitas bioclásticas se encuentran intercaladas entre margas. Resaltan estructu-

ras verticales cuneiformes de hasta 0,5 m con espaciamento métrico, próximos a la base del miembro.

En este miembro, las intercalaciones calcipelíticas, algunas con estratificación heterolítica, son más recurrentes y están formadas por *mudstones* laminados a crenulados (Fig. 8e, g, h), *mudstones* homogéneos, *mudstones* bioclásticos con ostrácodos y foraminíferos y *grainstones-packstones* con carófitas (Fig. 8j). Se manifiestan en niveles tabulares delgados grisáceos a amarillos bien laminados y de grano fino (li-

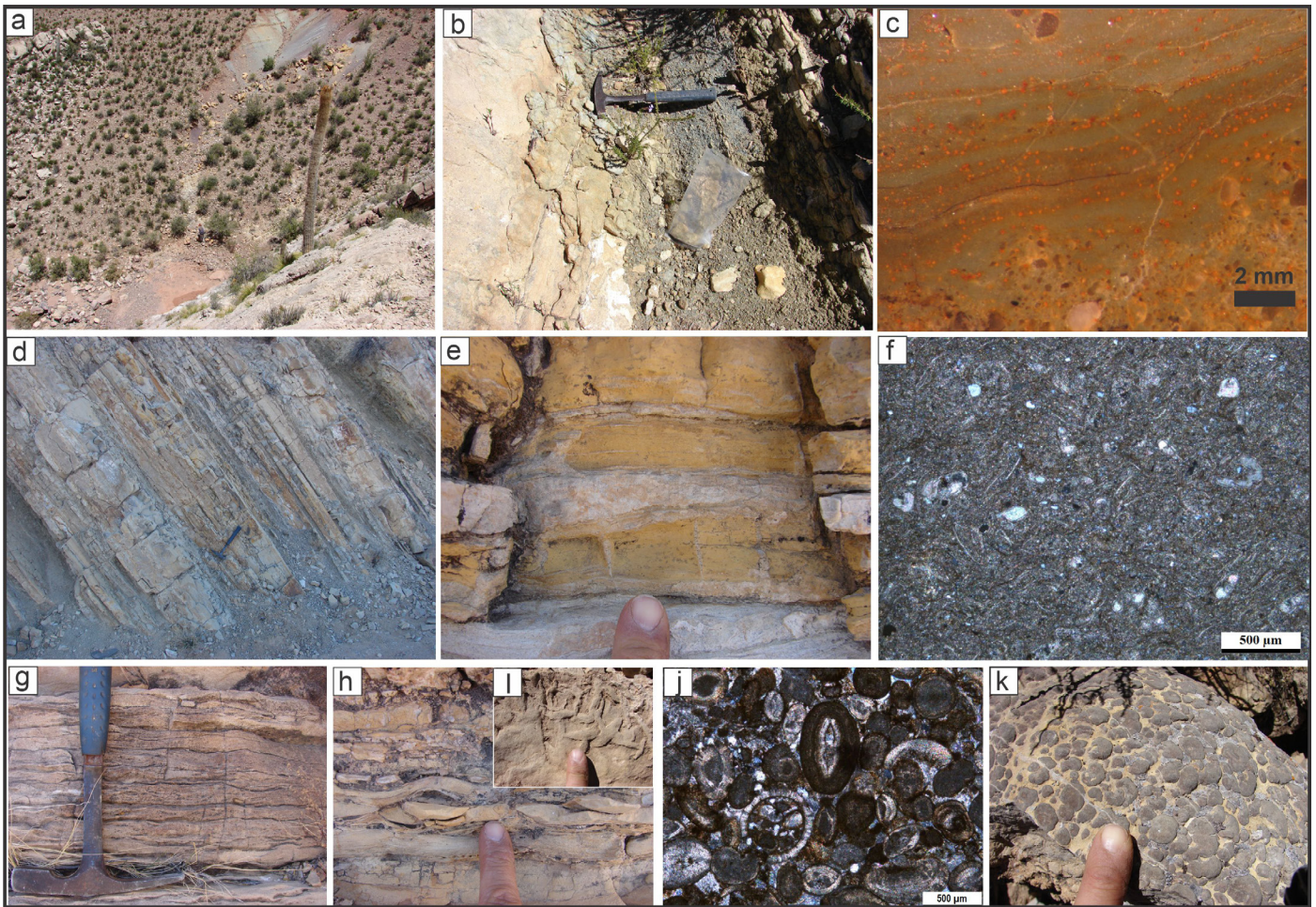


Figura 8: a-c). Pelitas verdes a grisáceas, rojas y margas del miembro pelítico inferior. b) pelita verde en contacto con calcarenitas oolíticas. c) Pastilla pulida de una marga verdosa. Hacia la parte inferior de la figura se observa una fracción arenosa y hacia arriba, se observa laminación paralela de delgados niveles pelíticos verde con algunos granos color ocre. d-k) Calcarenitas y calcipelitas del miembro calcáreo intermedio. d) Niveles tabulares delgados de calcarenitas y calcipelitas alternantes con pelitas verdes. e) Calcipelitas bien laminadas y margas que muestran tabiques verticales indicativos de eventos de exposición subaérea. f) Calcipelitas vistas en microscopio en microfacies de wackstone-packstone bioclástico con laminación difusa y con ostrácodos desarticulados y restos de foraminíferos. g) Estratificación heterolítica fina en calcipelitas. h-i) estratificación flaser en calcipelitas. i) Detalle de la parte superior de las calcipelitas con grietas de sinéresis. Nótese el patrón irregular y la superposición entre ellas. j) grainstone-packstone bioclástico-oolíticos. Los bioclastos son carófitas (parte inferior izquierda), ostrácodos rotos y desarticulados y escasos peloides en cemento esparítico. k) Estromatolitos con geometrías dómicas abovedadas y superficie externa de tipo pustular.

mo-arcilloso). Los espesores varían entre 0,1 a 0,15 m, con laminación interna paralela a ondulada. Petrográficamente, se reconocen granos de cuarzo angulosos a subangulosos, minerales arcillosos y opacos. Pelitas verdes y algunas intercalaciones de pelitas moradas se encuentran hacia el tope del miembro intermedio.

Los estromatolitos dómicos aislados o agrupados están presentes de manera localizada y sin continuidad lateral (Fig. 8e, f). Tienen geometrías dómicas abovedadas y corresponden a *boundstones* microbiales de grano grueso con colores grises a amarillentos. En planta, presentan formas circulares a semicirculares y lobuladas y la superficie externa es rugosa y pustular (Fig. 8k). En sección transversal, se observa que los domos se desarrollan directamente sobre las calcarenitas oolíticas y muestran crecimientos mayormente verticales y ra-

diales. Las láminas que forman las estructuras columnares y digitadas muestran varios patrones de apilamiento y grosor.

Rasgos de bioturbación con mezcla de material e interrupción de la laminación son comunes, así como también patrones de agrietamiento variados (Fig. 8d, i).

Miembro pelítico superior (≈ 15 m)

El miembro pelítico superior se caracteriza por el predominio de pelitas verdes de reducido espesor, ocasionalmente con pasajes a las pelitas multicolores (limo-arcilitas rojas y moradas, Fig. 9a-c) masivas o con laminación horizontal difusa, con espesores relativamente constantes (0,4 a 1 m) e intercalaciones de carbonatos delgados. Los contactos de base y techo son netos ondulados. Internamente, las limo-arcilitas pueden alternar algunos niveles muy delgados de areniscas, limolitas y calcarenitas amarillentas con trenes de

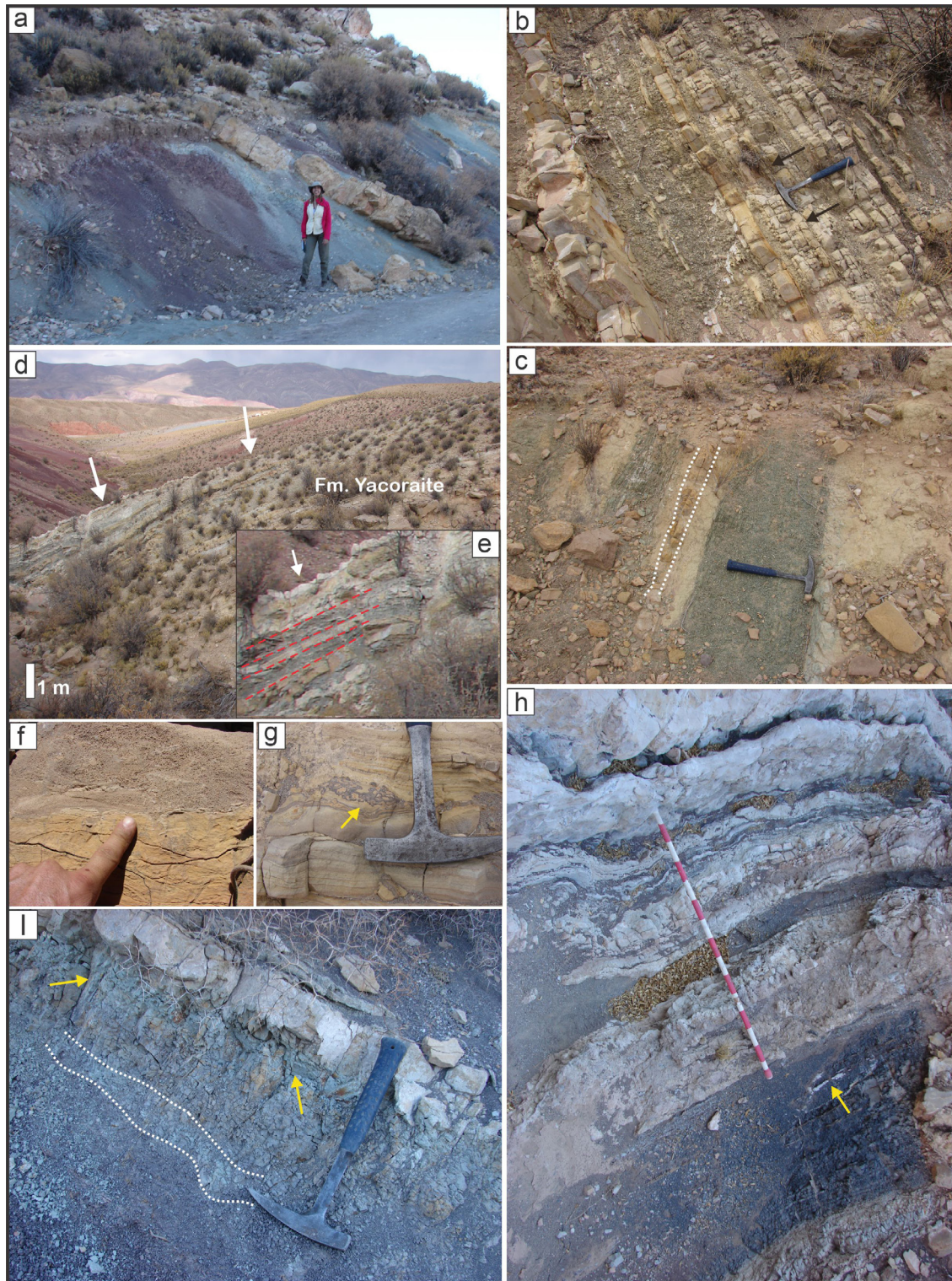


Figura 9: a-c) Limo-arcillitas laminadas rojas, moradas y verdes del miembro pelítico superior. b) Calcarenitas oolíticas-biolásticas y particiones finas calcipelitas (flecha negra) junto a delgados niveles de pelitas verdes comunes en el miembro superior de la unidad. c) Pelitas verdes entre bancos calcáreos y niveles delgados de margas (líneas de punto blancas). d-e) Vista al sur de los últimos metros del miembro calcáreo superior, en proximidad al contacto con la Formación Mealla. Las flechas blancas señalan un nivel tabular de estromatolitos, por debajo muestra la alternancia entre calcarenitas y limo-arcillitas oscuras. f) Contacto entre grainstone oolítico y facies más finas calcipelíticas. Nótese los pequeños tabiques verticales rellenos de material granular dentro de las calcipelitas. g) Estromatolitos crenulados a microdómicos (flecha amarilla) entre láminas de calcipelitas laminadas con particiones pelíticas. h) Estromatolitos dómicos tabulares dispuestos entre niveles pelíticos oscuros con signos de bioturbación y pedogénesis (flecha amarilla). i) Limo-arcillitas de color rojo oscuro a gris púrpura (línea de puntos blancos). Las flechas amarillas señalan tabiques verticales rellenos con facies calcáreas muy finas

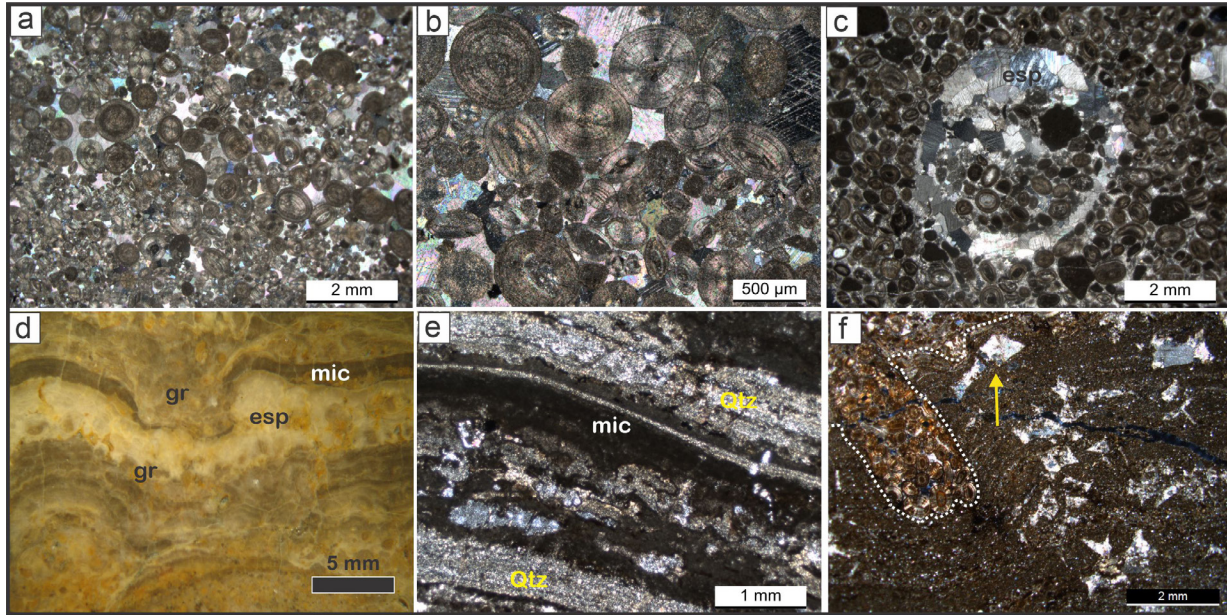


Figura 10: a-b) Grainstones oolíticos con distribución de tamaños bimodales. b) Nótese las cortezas radiales fibrosas con extinción en cruz que presentan casi todos los granos. c) Rudstones a floatstones bioclástico. La conchilla del gastrópodo se encuentra completamente reemplazada por esparita blocosa. d) Pastilla pulida de estromatolito dómico. e) Sección delgada de estromatolito dómico con láminas parcialmente reemplazadas por cuarzo microcristalino. f) Mudstone laminado evaporítico con cristales pseudomorfs de yeso (flecha amarilla). esp = esparita, mic = micrita, gr= fracción granular, Qtz = cuarzo.

óndulas y topes afectados por bioturbación. Se han detectado también niveles delgados de pelitas verdes como particiones finas, comunes entre las variedades de facies heterolíticas a través de gran parte de la unidad (Fig. 9b). Las margas también están presentes, donde la fracción siliciclástica se distingue por petrografía, aunque en afloramiento, las margas tienen un aspecto sacaroide fino producto de la presencia de limo-arena cuarzosa (Fig. 9b, c). Petrográficamente, se reconocen granos de cuarzo angulosos a subangulosos, escasos bioclastos (restos de ostrácodos desarticulados y foraminíferos), peloides, minerales arcillosos y opacos.

Miembro calcáreo superior (≈ 34 m)

La secuencia finaliza con el miembro calcáreo superior, compuesto por calcarenitas oolíticas-bioclásticas, limo-arcilitas verdes y moradas intercaladas con estromatolitos tabulares de espesor decimétrico de remarcable continuidad lateral (por kilómetros) y notable color amarillento a ocre (Fig. 9d-g). Las calcarenitas oolíticas (*grainstones* oolíticos, *grainstones* oolíticos-bioclásticos con granos compuestos y *grainstones-rudstones* bioclásticos) forman delgados bancos tabulares a lenticulares que componen paquetes de hasta 0,6-0,9 m de espesor (Fig. 9d-f). Los bancos pueden seguirse lateralmente desde cientos de metros hasta kilómetros. Los topes de los bancos presentan ondulaciones comunes y grietas de desecación (Fig. 9f). Los ooides están bien seleccionados, aunque en ciertos niveles se reconoce una bimodalidad en la distribución de tamaños, en general son esféricos a subsféri-

cos, con diámetros de 350 a 800 µm (Figs. 9f, 10a, b). Predominan las cortezas radial-fibrosas y radial-concéntricas (Fig. 10a, b, c), con extinción en cruz y también se observan ooides con láminas tangenciales. Los núcleos de los ooides están representados por peloides y ostrácodos, pero son comunes los ooides compuestos (Fig. 10c) y aquellos con núcleos indiferenciados o con una única corteza gruesa fibrosa-radial, sin núcleo. Los bioclastos presentes son generalmente gastrópodos indeterminados de gran tamaño (~ 1cm) que se encuentran junto a ooides simples y compuestos y en menor proporción granos micríticos inmersos en un cemento carbonático (Fig. 10d). También son comunes los peloides subsféricos bien redondeados, de 100-200 µm de tamaño.

Los estromatolitos que se observan en el miembro superior muestran una laminación macroscópica distintiva con bajo a mediano relieve sinóptico (Fig. 9 g, h). Se trata de estromatolitos planares-crenulados (*mudstones* a *wackstones* microbialíticos pedogenizados y *mudstones/dolomudstones* microbialíticos crenulados) y microdómicos a dómicos coalescentes (*boundstones* microbialíticos peloidales micro-columnares y *boundstones* microbialíticos microdómicos con porosidad fenestral). En general, están formados por la alternancia de láminas microdómicas a dómicas claras y oscuras con espesores que varían entre 0,3 a 8 mm, a veces agrupadas en cuplas simples o incluso en patrones más complejos (Fig. 9g, h). Las láminas claras están compuestas de esparita fibrosa-radial, a veces esferulítica y/o partículas bien selec-

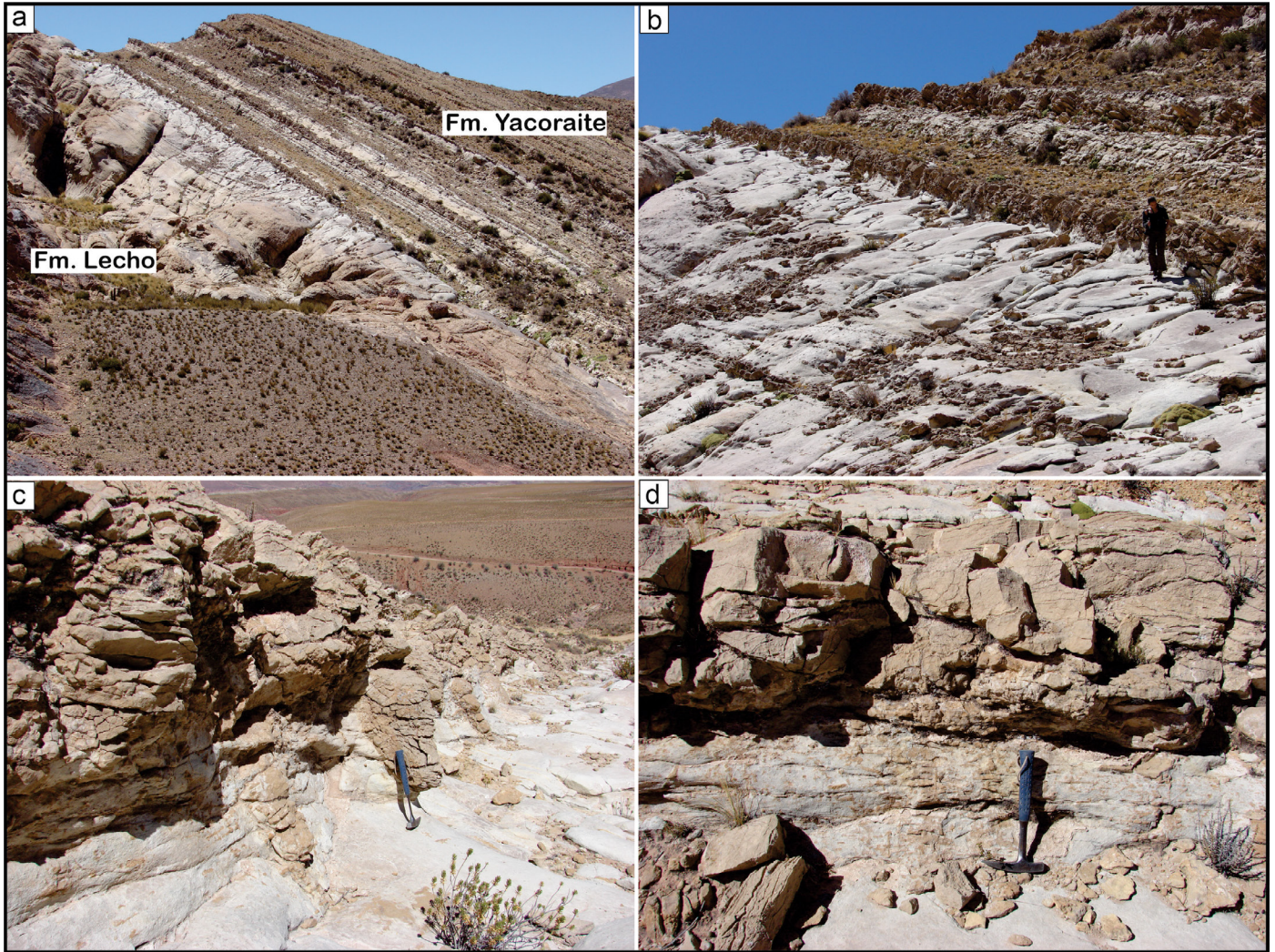


Figura 11: Superficie neta planar que separa las formaciones Lecho y Yacoraite en el Espinazo del Diablo, expuesta sobre el camino de acceso a Mina Aguilar desde Casa Grande. a) Vista a la distancia donde puede contrastarse el estilo estratofábrico de ambas unidades, y la megaestratificación cruzada en la unidad inferior. b) Aproximación de la anterior donde pueden verse truncamientos intraformacionales notables, típicos de ambientes eólicos en la Formación Lecho, además de la rugosidad que caracteriza a la superficie limitante entre ambas unidades. Nótese que en el tramo superior de la Formación Lecho la estratificación cruzada (líneas de puntos rojos) se pierde aproximadamente en los últimos 5 m. En c), detalle de la irregularidad morfológica de la superficie que separa las Formaciones Lecho y Yacoraite en el Espinazo del Diablo. Nótese la marcada irregularidad de la superficie, controlada parcialmente por patrones de bioturbación localizados y con notable desarrollo vertical. Algunas de estas estructuras son aprovechadas por la erosión para generar superficies de corte y relleno como el caso donde apoya la piqueta. d) Nivel basal de calizas oolíticas-bioclásticas arenosas en la base de la Formación Yacoraite que cubre abruptamente y mediando una superficie de carácter regional a la Formación Lecho, afectada en su tope por patrones de perturbación anidados (de colores ocres), dispuestos ortogonalmente a la estratificación. Nótese en su techo el desarrollo de estratificaciones cruzadas.

cionadas como ooides, intraclastos, peloides y bioclastos (ostrácodos). Las láminas oscuras muestran fábricas micríticas-peloidales y de manera localizada pueden tener cuarzo microcristalino y/o yeso (Fig. 10d, e).

Los intervalos de granulometrías más finas en el miembro calcáreo superior se reconocen cercanos al tope de la Formación Yacoraite (en los últimos 6-8 m) y están formados por calcipelitas laminadas (*mudstones* grises oscuros a verdosos y *mudstones* laminados evaporíticos) y limo-arcilitas de color rojo oscuro a gris púrpura (Fig. 9h, i). Se disponen en nive-

les tabulares delgados y son lateralmente continuos a escala kilométrica. Las limo-arcilitas parecen carecer de estructura, pero pueden mostrar una estratificación discontinua o irregular a escala centimétrica, y en ocasiones presentan una textura moteada de color gris amarillento, típica de los rasgos de moteado o marmorización (Fig. 9h, i). Se observaron rasgos verticales que se asemejan a restos de raíces, de escala milimétrica, posiblemente rizolitos (Fig. 9h). Sobre los topes de algunas capas se han reconocido patrones poligonales de agrietamiento de diferentes tamaños, superpuestos entre sí.

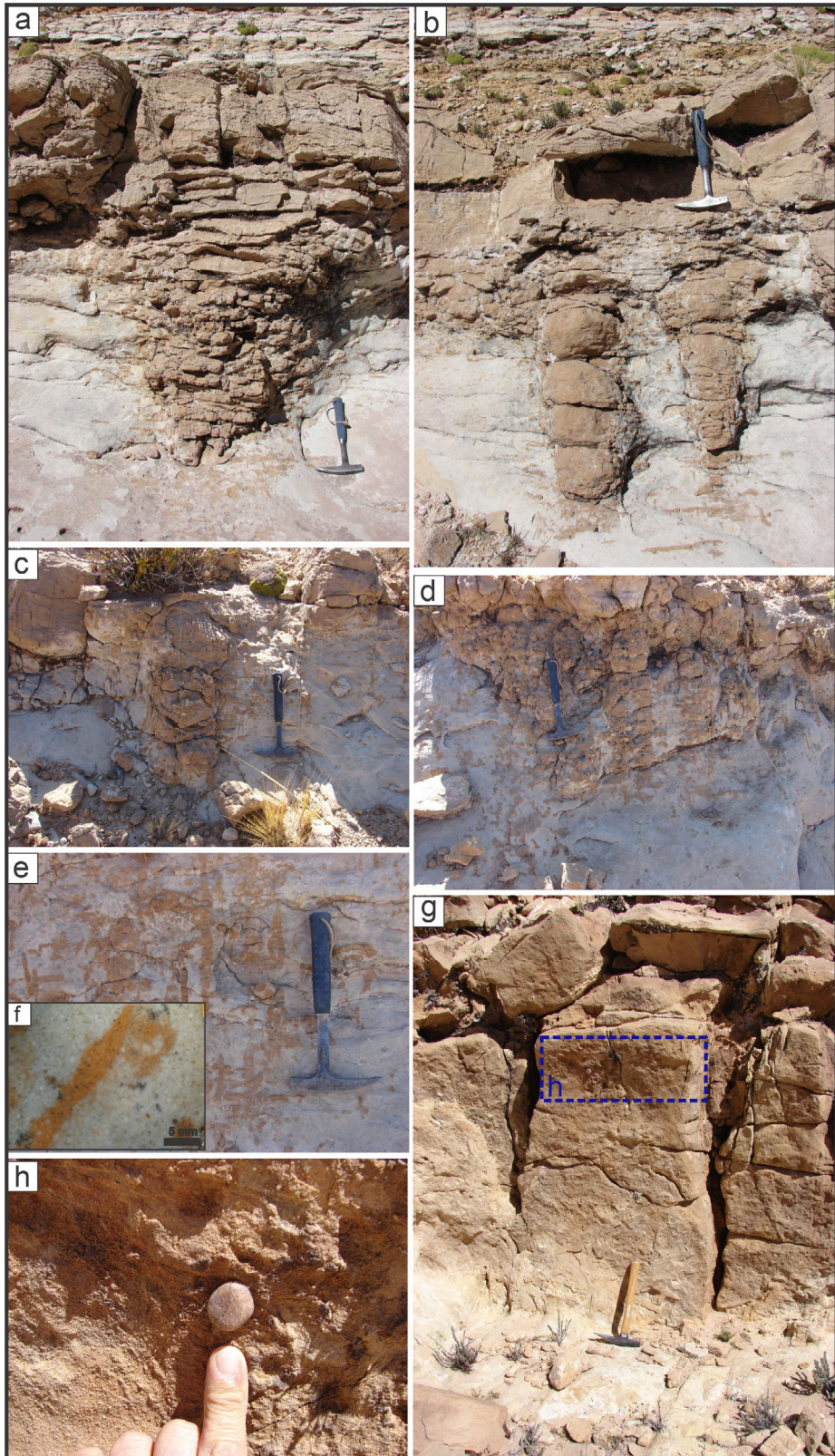


Figura 12: a) Detalle de los patrones de perturbación biótica con notable desarrollo vertical localizados inmediatamente por debajo de la superficie de biselamiento, en el tope de la Formación Lecho. Nótese la estructura cónica general y ramificaciones horizontales. Largo de la piqueta: 33 cm. En a) y b) se alcanza a ver la capa carbonática basal de la Formación Yacoraité. En c), d) y e) se observan en detalle estructuras de corte afectando las sedimentitas eólicas de la Formación Lecho. Nótese bifurcaciones y algunos desarrollos de muy pequeño diámetro aparte de los patrones ortogonales y nodulares. Tubos de posible *Thalassinoides* y otras indeterminados. Largo de la piqueta: 33 cm. f) Detalle de los patrones de bioturbación en una superficie pulida de roca. g-h) Clastos de cuarzo bien redondeados (tipo lag basal) en la base en la localidad de Tres Cruces.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LA FORMACIÓN YACORAITE EN EL ESPINAZO DEL DIABLO

Superficie de contacto entre las formaciones Lecho y Yacoraite

Características descriptivas del contacto basal

En esta localidad (Figs. 3b, 11a), este contacto puede caminarse, casi ininterrumpidamente, por aproximadamente 9 km. Se trata de un contacto planar neto, muy diferenciado a escala de mapa o de la observación en imágenes satelitales (Figs. 6 y 11a, b), por cuanto el contraste estratofábrico, de color y de los patrones de fracturamiento (diaclasamiento) que afectan a las unidades a ambos lados de dicha superficie son notables. Este contacto separa a una sucesión de

eolianitas cuarzosas con estratofábrica gruesa a muy gruesa, perteneciente a la Formación Lecho (Astini et al. 2020), de los carbonatos con estratofábrica delgada y muy delgada de la Formación Yacoraite (Fig. 11a, b). A pesar de su planaridad general a la macroescala, a la mesoescala (escala del afloramiento), el contacto denota una notable irregularidad (Fig. 11c, d). Esta rugosidad se expresa por inflexiones muy marcadas de la superficie que la afectan a manera de surcos cóncavos, que en un gran número de casos se superponen parcial o totalmente con patrones localizados con intensa perturbación del sustrato (Fig. 12a, b, d). Estos rasgos incisivos pueden tener hasta 1 metro de amplitud y relaciones ancho/alto variables de entre 1/1 y 1/5 (Fig. 12a, b) y son rellenos con el material que caracteriza a la base de la Formación Yacoraite, es decir carbonatos bioclásticos-oolíticos-arenosos amarillentos a grisáceos (Coppa Vigliocco 2023). Estos contrastan claramente con las areniscas cuarzosas blanquecinas

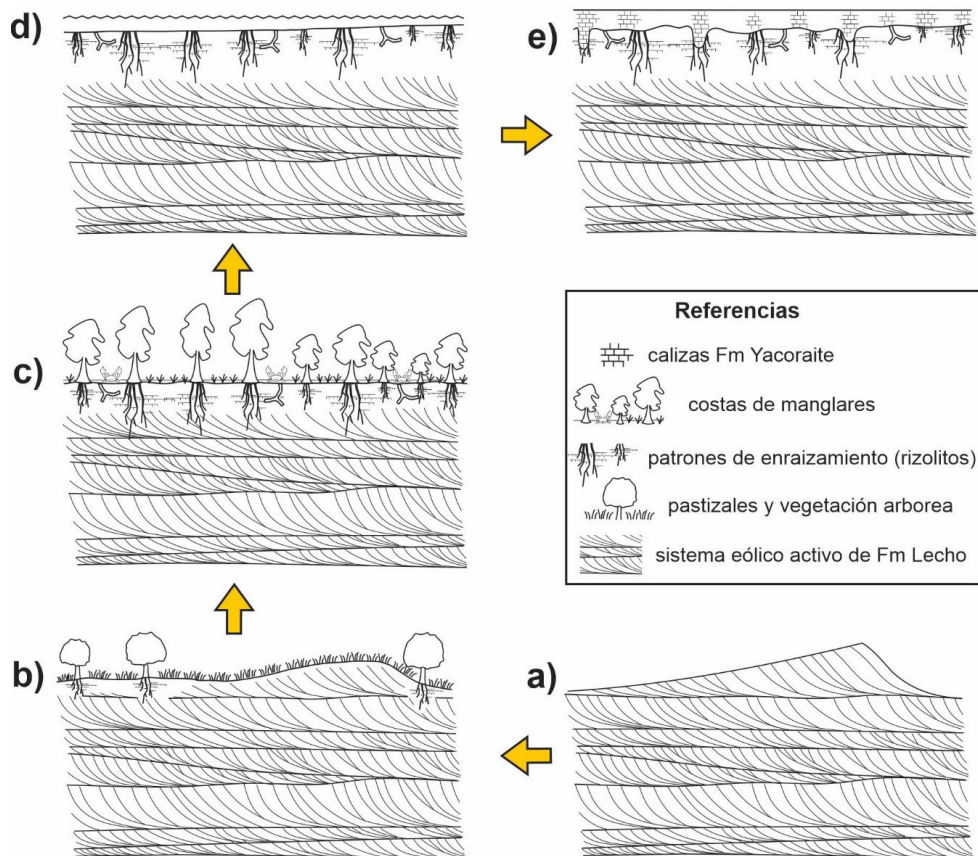


Figura 13: Etapas evolutivas interpretadas para la superficie basal de la Formación Yacoraite que representa el contacto entre las Formaciones Lecho y Yacoraite. La misma se interpreta como una superficie de biselamiento por acción del oleaje en un contexto transgresivo. a) Representa la actividad eólica activa durante el desarrollo del mar de arena que tipifica regionalmente a la Formación Lecho. b) Representa la etapa de estabilización generalizada del sistema eólico e inicio de la transformación general de los últimos metros de espesor que muestran actividad edáfica activa. c) Representa la suave inundación costera con la acomodación progresiva de los manglares en un ambiente a intermareal tranquilo, de muy reducida profundidad y sustratos firmes saturados. d) Representa el contexto retrocedente de la línea de costa durante la etapa de transgresión sostenida, donde comienza a labrarse el biselado erosivo producto de la actividad del oleaje actuando sobre la cara de playa. e) Representa el momento subsiguiente durante el cual se depositan materiales re trabajados (residuales) y coquinas recubriendo la superficie erosiva y se genera la factoría carbonática que caracteriza a la Formación Yacoraite en el marco de un ambiente marino somero.

bioturbadas del tope de la Formación Lecho, con la que se diferencian composicional y granulométricamente de manera muy significativa como se advierte en las observaciones petrográficas (Fig. 12c, d).

La Formación Lecho se destaca por un patrón de megaestratificación cruzada con conjuntos superando los 5 m de espesor de areniscas blanquecinas a amarillentas, cuarzosas, muy bien seleccionadas y redondeadas y, localmente, con rasgos granulométricos de bimodalidad. En los metros cuspidales (últimos 3-5 m), y de manera gradual, se desarrolla una notable variación de color (Figs. 11b, 12c-f) que acompaña a rasgos de bioturbación complejos, que logran borrar por completo la estratificación cruzada, tan típica de la unidad.

Fenómenos de perturbación bajo la superficie basal de la Formación Yacoraite

En la observación de detalle (Figs. 11c, d y 12d-h) se reconocen fenómenos de perturbación localizada en forma de patrones nodulares y ortogonales que afectan al sustrato de manera localizada dispuestos perpendicularmente a su espesor, separados por distancias regulares de entre 1 y 5 m. De acuerdo con los rasgos más notables de estas estructuras de clara perturbación se diferencian tres tipos. 1) Un primer conjunto lo forman estructuras tubulares más o menos cilíndricas a suavemente cónicas hacia abajo con diámetros superiores a los 5 cm y disposición perpendicular a la estratificación. A partir del contacto basal se proyectan hacia abajo (con dirección ortogonal a la estratificación) y constan de una superposición de patrones de tubos simples que varían entre 0,5 y 2,5 cm de diámetro, no tabicados, con disminución gradual del diámetro hacia abajo y ocasionales bifurcaciones. 2) Un segundo tipo lo forman tubos con aspecto radicular, de diámetro centimétrico, producto de la ramificación de los tubos de mayor dimensión, algunos de los cuales se disponen horizontales y conectan con otros verticales en T o más raramente diagonales, formando patrones 3D complejos de tipo *boxwork*. Estos también reducen progresivamente su diámetro. 3) pequeños y delicados moldes rectos o sinuosos que ocurren en grupos o individualmente y se conservan en posiciones de crecimiento verticales, inclinados u horizontales y, en ocasiones ramificados a partir de una estructura de mayor diámetro (de tipo 1 o 2). Estas estructuras son milimétricas con y largos que alcanzan 0,1 y 0,2 m.

En sectores aparece una estructura de mayor diámetro (hasta 5-8 cm) con terminación cónica hacia abajo y longitudes de hasta 0,8 m. Pequeños tubos horizontales aparentan interconectarse con los diseños verticales bifurcados. Este patrón se intensifica con la proximidad a la superficie limitante (Fig. 12b, c, d, e) cuyos rasgos podrían ser el resultado

de excavaciones de vertebrados. Todos estos rasgos de bioturbación y, en particular, los patrones verticales de mayor desarrollo resaltan por contener rellenos ocreos, de carbonatos ferruginosos (Fig. 12e, f), que contrastan con el cemento carbonático esparítico y silíceo de las areniscas. En general, estos rasgos de perturbación no poseen contactos netos, sino que aparecen en corte delgado como perturbaciones localizadas con acumulación diferencial de carbonatos ferruginosos. Aparte de algunos diseños más comparables con estructuras radicales (rizolitos), se destaca otro conjunto de estructuras tubulares simples (Fig. 12f) de menor diámetro (< 10 mm), de entre 1-10 cm de longitud, con secciones subcirculares, engrosamientos localizados, con terminaciones globosas en forma de cámaras o rellenos meniscados que se superponen con los moteados.

Interpretación y significado paleoambiental del contacto basal

La Formación Lecho muestra atributos que permiten suponer que se habría tratado de típicos depósitos eólicos (Fig. 11a, b). Por su continuidad regional y espesores constantes se interpreta como mares de arena (Starck 2011) y depósitos dominados por complejos de barjanes con diversidad de truncamientos internos y frecuentes terminaciones basales en cuña, derivadas de la intercalación de flujos granulares entre depósitos de caída de granos.

La variedad de bioturbaciones y patrones verticales registrados en el tope de la Formación Lecho, junto a la naturaleza de sus rellenos y el contexto y posición donde se encuentran, permite establecer comparaciones con patrones pedogenéticos en suelos húmedos (Kraus 1999, Jordan y Mountney 2010) y particularmente de manglares (Plaziat 1995, Kraus y Hasiotis 2006). El hecho de que las perturbaciones no desarrollen contactos netos o con recubrimientos sino graduales, indicaría que se trata de estructuras pedogenéticas que afectaron a un suelo tempranamente. La cementación de las areniscas eólicas y la progresiva participación de cementos ferruginosos en este intervalo es consistente con procesos pedogenéticos que, a su vez, permiten la cementación diferencial y producen cambios de color y de apariencia en el intervalo superior de la Formación Lecho, donde, a pesar de su clara herencia eólica, se borran gradualmente las estructuras mecánicas. Tanto los túneles simples como las trazas meniscadas parecen ser cortados por enjambres de tubos con bifurcaciones en "Y" y "T" y patrones tipo *boxwork*, sugiriendo que podrían corresponder a *Thalassinoides* asociados posiblemente con *Palaeophycus* (Cónsole-Gonella et al. 2012, 2013, Horner et al. 2016).

Resulta importante destacar que los sectores intensa-

mente bioturbados, antes descriptos, habrían sido localmente aprovechados, por fenómenos de erosión e incisión para formar estructuras de corte y relleno (véase Figs. 11 y 12). Las relaciones de ancho/profundidad iguales o inferiores a 1 denotan un proceso que originó morfologías incisas, sólo explicables a partir de erosión localizada. Esto queda indicado no sólo por las incisiones, sino también por el contraste litológico y la presencia de clastos del infrayacente acumulados en las incisiones. Además, existe una notable superposición espacial entre los patrones de perturbación afectando la unidad arenosa inferior y las concavidades de la capa basal de la Formación Yacoraite, donde estas concavidades se superponen parcial o totalmente sobre los enjambres de bioturbaciones anidadas. Mientras que el paquete superior de la Formación Lecho luce relativamente masivo y se encuentra afectado por un diaclasamiento ortogonal abierto (clivaje frágil) abajo del contacto, por encima, la Formación Yacoraite se caracteriza por su delgada estratificación, como ha sido mencionado previamente (Fig. 11a).

De acuerdo con las características descriptas con anterioridad, puede sugerirse una secuencia evolutiva para explicar esta notable relación estratigráfica que caracteriza el inicio de la Formación Yacoraite (Fig. 13, estadios a-e) y que, en la literatura reciente (Mutti et al. 2022, Vallati et al. 2023) ha sido pasada por alto. Durante un tiempo, relativamente prolongado, habrían dominado procesos eólicos constructivos, capaces de transportar y depositar arena predominantemente cuarzosa en desiertos arenosos formados por complejos de barjanes, en el marco de un mar de arena. La diversidad de superficies de truncamiento interno de diferente orden indica una prolongada historia de dinámica eólica afectando toda la región del noroeste y, característica de la Formación Lecho (Starck 2011), aunque no siempre son tan evidentes las megaestratificaciones cruzadas que la caracterizan en el perfil de Espinazo del Diablo, como en otros perfiles de la cuenca (por ejemplo, Yavi y Hornocal). Además, esta unidad muestra un importante grado de reciclado (arenas predominantemente cuarzosas), propio de sistemas eólicos desarrollados en paisajes relativamente evolucionados y sin relieve considerable; de lo contrario, las eolianitas deberían ser portadoras de abundantes líticos.

La intensa perturbación dada por los patrones de perturbación, rizolitos anidados y trazas superpuestas permiten interpretar una humidificación generalizada (Fig. 13b, c), consistente con un proceso de estabilización general del paisaje. Esto explicaría la intensa pedogénesis registrada al tope de un sistema eólico (cf., Hasiotis y Bown 1992, Hasiotis 2002, 2003, Bedatou et al. 2009, Krapovikis et al. 2016, Genise 2017), que es seguida por el desarrollo de una costa de man-

glares bajo la influencia de una freática marina salina en un ambiente intermareal (Fig. 13d, e) (Abdel Fattah et al. 2010, 2016). Los carbonatos ferruginosos que cementan los sistemas radicales complejos y sistemas de galerías producto de bioturbación son indicativos de condiciones redox oscilantes, compatibles con momentos de cierta reducción, común de sustratos saturados o inundados. La distribución de los enjambres de rizolitos y sistemas de galerías en 3D superpuestas permiten sugerir costas de manglares (Abdel Fattah y Gringras 2020).

El desarrollo de un truncamiento neto sobre estos depósitos con presencia de calizas oolíticas-bioclásticas en el perfil del Espinazo del Diablo constituye una evidencia contundente de un proceso transgresivo que produjo erosión y contribuyó a decapitar la historia previa, definiendo un importante hiato depositacional. Es decir, un intervalo temporal de ausencia de depositación en el sistema. Esto es consistente con las características regionales que muestra distintos espesores preservados y diferentes niveles estratigráficos del depósito eólico de la Formación Lecho que se dispone, por debajo de la Formación Yacoraite (Starck 2011), solapando o traslapando regionalmente a la anterior, generando erosión sobre la misma (Fig. 13). Las evidencias de erosión e incisión están dadas por las estructuras de corte y relleno (véase Figs. 11c y 12a, b). Las relaciones de ancho/profundidad iguales o inferiores a 1 denotan un proceso que originó morfologías incisas, sólo explicables a partir de erosión localizada. Esto queda indicado no sólo por las incisiones, sino también por el contraste litológico. La superficie de deslinde entre ambas unidades posee, además, de un notable contraste composicional, una topografía muy marcada, con amplitudes locales del orden de 0,30-0,60 cm de desnivel y depresiones localizadas en forma de surcos erosivos y marmitas (véase ejemplo análogo en Astini y Waisfeld 1995). En cuanto al marcado contraste composicional a ambos lados de la superficie que separa depósitos siliciclásticos amarillentos por debajo y calizas arenosas grises por encima (Fig. 11a); estas se caracterizan por su diversidad de gastrópodos, bivalvos y granos recubiertos (ooides de tamaño variado entre 0,3 y 1 mm) (Figs. 7 d, e y 10a-c) dispuestos en conjuntos con estratificación cruzada de pequeña a mediana escala en bancos tabulares delgados a medianos (Fig. 7a, b, c). Inmediatamente, por encima de la superficie neta del contacto, resalta la presencia de clastos, hileras de clastos o agrupamientos de clastos diferencialmente acumulados en ondulaciones o depresiones dispuestos por debajo del nivel medio de la superficie o en los centímetros basales del depósito calcarenítico que, asimismo, posee numerosos granos de cuarzo bien redondeados, aunque algo corroídos, suspendidos entre los bioclastos y ooides. También se han

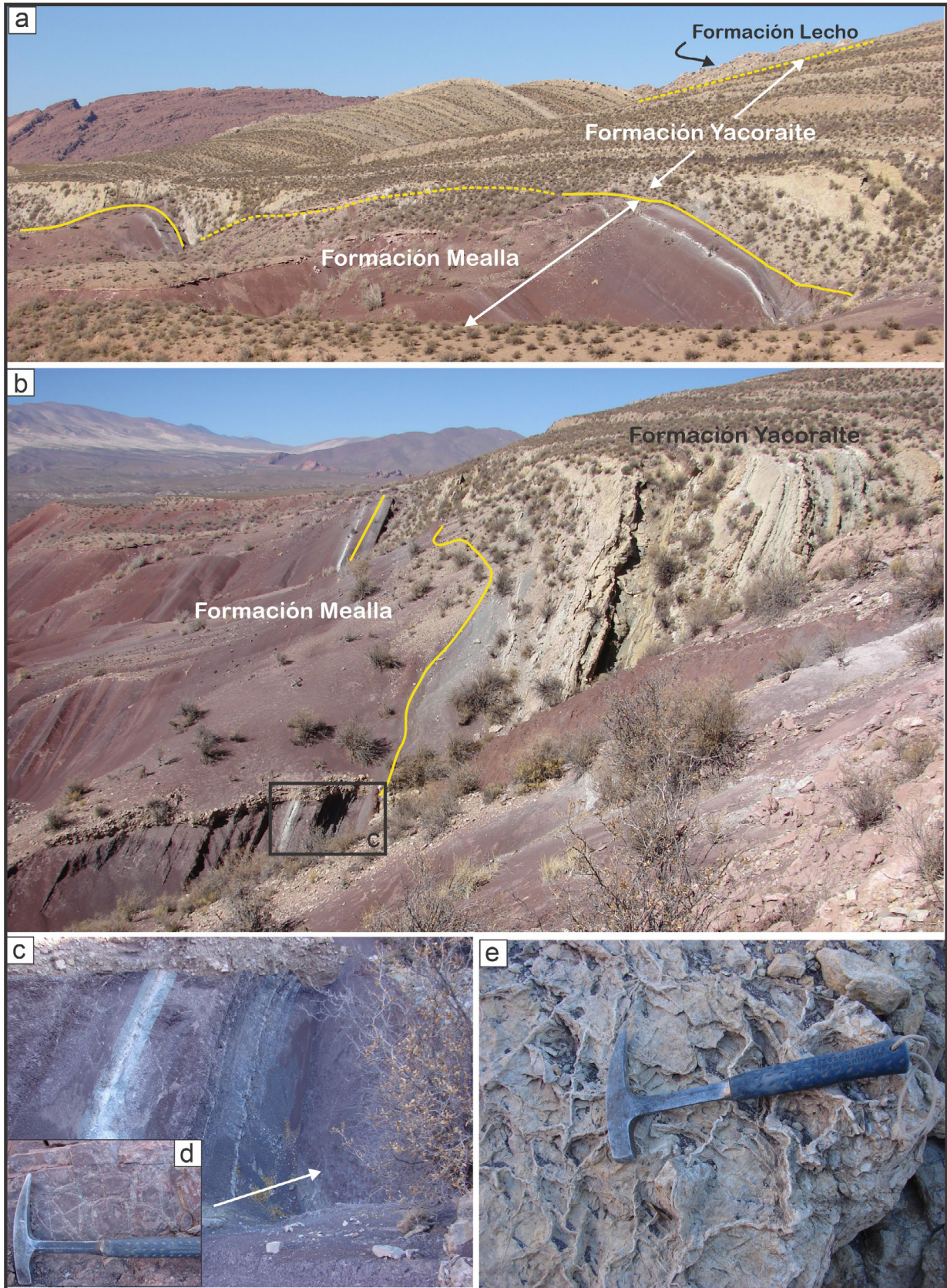


Figura 14: a-b. Contacto entre las formaciones Yacoraite y Mealla. La superficie que separa ambas formaciones es un pase litológico marcado por las limo-arcilitas multicolores del tramo final de Yacoraite y las limo-arcilitas purpuras oscuras de la Formación Mealla. En c) y d) se muestra el detalle de estas facies finas con grietas de desecación al tope de las capas rojizas. e) Niveles afectados por pedogénesis con posibles marcas de raíces.

encontrado clastos de cuarzo de hasta 3 y 4 cm de diámetro muy bien redondeados y pulidos dentro de los niveles basales que apoyan sobre el contacto (Fig. 12g, h).

El intervalo descrito en el Espinazo del Diablo y sus patrones de bioturbación permiten sostener que entre la etapa árida eólica y el evento transgresivo se habría desarrollado una estabilización del sistema eólico a partir de colonización vegetal y generación de suelos. Esto podría vincularse con una situación de mejoramiento climático con condiciones más favorables al desarrollo de vegetación y colonización de insectos del tipo de las hormigas-termiteros, que localmente modificaron, por completo, la herencia eólica. No obstante, la superficie de biselamiento asociada con la transgresión marina habría modificado la paleogeografía de una manera sustancial. Esto implica que la ausencia de este horizonte cuspidal intensamente perturbado en otras localidades de la Formación Lecho puede indicar un truncamiento erosivo parcial o total, más allá de las variaciones paleogeográficas espaciales vinculadas con entrantes y saliencias de la línea

de costa y con la posición de parches de arena estabilizados y otros aún activos.

El carácter neto de la superficie de biselamiento (Posamentier y Vail 1988, Bhattacharya 1993, Posamentier y Allen 1999) y su geometría y contraste litofacial a ambos lados implican una notable discontinuidad erosiva que debe explicarse adecuadamente y no puede ser atribuida a una simple expansión lacustre. La superficie registrada en el contacto entre las formaciones Lecho y Yacoraite podría entonces ser interpretada no solo como resultado de una etapa erosiva del sistema, sino también de un hiato en el sentido de ausencia de depositación, que podría corresponder al momento paroxístico de la estabilización del sistema (Fig. 13). Este tipo de discontinuidades han sido analizadas reiteradamente como producto de etapas transgresivas en contextos de mares epicontinentales que aparte del contraste de facies pueden explicar la naturaleza erosiva del biselamiento. Las superficies de biselamiento (*ravinement surface*) (Swift 1968, Embry 1995, Galloway 2001, Catuneanu 2006, Zecchin y Catuneanu 2013,

MIEMBROS INFORMALES DEL PERFIL ESPINAZO DEL DIABLO					
	Calcáreo inferior	Pelítico inferior	Calcáreo intermedio	Pelítico superior	Calcáreo superior
FACIES DIAGNÓSTICAS	Calcarenitas oolíticas con estrat. cruzada de alto ángulo	Pelitas verdes laminadas	Calcipelitas con estrat. heterolítica	Pelitas verdes laminadas	Calcarenitas oolíticas con estrat. cruzada de bajo ángulo
	Calcarenitas oolíticas con estrat. sigmoidal	Limo-arcillitas rojas y moradas	Calcipelitas laminadas	Limo-arcillitas rojas y moradas	Calcarenitas oolíticas con estrat. hummocky
	Calcarenitas oolíticas con estrat. bimodal-bipolar	Margas laminadas	Calcarenitas oolíticas con estrat. bimodal-bipolar	Margas laminadas	Limo-arcillitas rojas y moradas
	Calcarenitas bioclásticas-oolíticas gradadas	Calcipelitas laminadas	Calcarenitas oolíticas con estrat. <i>hummocky</i>		Estromatolitos tabulares dómicos coalescentes
	Calciruditas intraclásticas		Estromatolitos microdomales a digitados		Estromatolitos planares-crenulados
	Brechas calcáreas		Estromatolitos domales aislados o agrupados		Estromatolitos microdomales a digitados
	Estromatolitos planares-crenulados				
	Estromatolitos tabulares dómicos coalescentes				
	Areniscas calcáreas con granos redondeados				
	INTERPRETACIÓN	Paleoambientes costeros de bajo gradiente con influencia de corrientes mareales, ya sea enfrentadas a un cuerpo de agua abierto y paralelo a la línea de costa o albuferas, engolfamientos y estuarios. Sistema de barreras de arenas oolíticas (shoals), parcialmente sumergidas o emergidas y canales de mareas.		Desconexión parcial o total de la influencia mareal. Paleoambientes relacionados a etapas contrastadas en el marco de sistemas lacustres. Las facies detríticas resultarían de una expansión del cuerpo lacustre con alternancias climáticas muy altas, mientras que las facies carbonáticas estarían relacionadas a momentos de mayor productividad por disminución de aporte clástico. Cuerpos de aguas propensos a variaciones de salinidad y alcalinidad de acuerdo a expansiones y contracciones del mismo.	

Zecchin et al. 2019) también conocidas como superficies de erosión transgresivas (Posamentier y Vail 1988, Bhattacharya 1993, Posamentier y Allen 1999) o diastemas fuentes (Thorne y Swift 1991) constituyen superficies de gran importancia estratigráfica secuencial porque son esculpidas por el avance del mar en el sistema costero durante etapas transgresivas. Específicamente, resultan de la erosión retrocedente que genera la mayor pendiente de la cara de playa y la rompiente del oleaje al avanzar sobre sistemas costeros o depósitos previos durante una incursión marina.

Superficie de contacto entre las formaciones Yacoraite y Mealla

Características descriptivas del contacto superior

Tan relevante como el contacto basal de la Formación Yacoraite, cuyo valor estratigráfico se destaca en el apartado anterior, es el contacto superior con la Formación Mealla (Fig. 14 a, b). Este último constituye un rasgo de gran importancia a escala de cuenca, tanto desde una perspectiva paleoambiental como en términos de la división estratigráfica de la cuenca. Este cambio estratigráfico registra el paso del Subgrupo Balbuena al Subgrupo Santa Bárbara dentro del Grupo Salta, y es particularmente notable en el perfil de Espinazo del Diablo debido a la ausencia de la Formación Tunal/Olmedo (Moreno 1970, Palma 1986, Salfity y Marquillas 1994 del Papa y Salfity 1999, Quattrocchio y Volkheimer 2000, Vallati et al. 2023).

Los últimos metros de la Formación Yacoraite están caracterizados por una alternancia entre calcipelitas laminadas (*mudstones* grises a verdosos) y limo-arcilitas de color rojo oscuro a morado que forman intervalos de escala decimétrica junto a niveles calcareníticos y microbiales delgados (Fig. 9f-i). Estos niveles se encuentran bioturbados como lo sugiere la preservación de estructuras en forma de tubos. El paso de la Formación Yacoraite a la Formación Mealla en la sección de Espinazo del Diablo, se caracteriza en cambio, por la súbita aparición de margas rojas oscuras a púrpuras, bien estratificadas y con finas intercalaciones de areniscas arcillosas rojizas bien consolidadas (Fig. 14a-c). A 1,5 m de la base, una toba blanca de 10 cm de espesor resalta y se dispone de manera tabular con continuidad de escala mapeable.

La Formación Mealla se define, en general, por depósitos clásticos rojos con espesores que varían alrededor de 200 m, aunque en algunas localidades pueden alcanzar hasta 400 m (Moreno 1970, Palma et al. 1986, Salfity y Marquillas 1997). En la Subcuenca Tres Cruces, se destaca un marcado carácter arcilloso en el intervalo basal (Fig. 14a, b, c), atribuible a su posición central en la cuenca. Hacia los bordes de cuenca,

esta característica cambia hacia litologías clásticas más gruesas, con presencia de ocasionales conglomerados finos. En el sur y oeste, en el entorno de las subcuencas de Metán-Alemanía y Sey, se reconocieron niveles de halita intercalados con limo-arcilitas rojas.

El intervalo superior de la Formación Mealla se caracteriza por intercalaciones de arcilitas y limolitas de coloración gris-verdosa junto a areniscas finas blancas y calizas estromatolíticas. Este nivel es considerado de importancia cro-noestratigráfica y fue denominado Faja Gris (Cazau et al. 1976, Gómez Omil et al. 1989, del Papa et al. 2022).

Interpretación y significado paleoambiental del contacto superior

Una dinámica de cuerpos lacustres fluctuantes se propone para explicar los depósitos cuspidales de la Formación Yacoraite, formados principalmente por niveles pelíticos multicolores, lentes de areniscas finas y carbonatos junto a intervalos muy delgados de pelitas negras que podrían haber resultado de momentos de lagos meromícticos con estratificación de la columna de agua con una batimetría muy baja y en consistencia con climas áridos. Las delgadas intercalaciones de carbonatos indicarían momentos de mayor productividad carbonática, es decir, mayor alcalinidad y saturación en iones de carbonato de calcio (Carroll y Bohacs 1997, Bohacs et al. 2000, Renault y Gierlowski-Kordesch 2010), posiblemente controlada por la interrupción del suministro detrítico al sistema lacustre, comportándose por un tiempo como un lago cerrado, lo que sugiere que este entorno depositacional se secaba e inundaba periódica o localmente. Estas condiciones estarían relacionadas a periodos de clima árido con momentos de predominio de facies carbonáticas con la generación de sistemas estromatolíticos en zonas litorales y desarrollos comparables a los formados en Green River Lake Formation (Eugster y Surdam 1973, Gierlowski-Kordesch y Park 2004, Frantz et al. 2014, Smith y Carroll 2015). Mientras que los depósitos de grano fino se habrían formado en condiciones de baja energía por decantación en las zonas infralitorales en un ambiente lacustre (Bohacs et al. 2000).

Las estructuras en forma de tubos, interpretadas como bioturbaciones, podrían indicar la ausencia de estratificación permanente de la columna de agua del lago y buena oxigenación (Tucker y Wright 1990). Los intervalos de limo-arcilitas multicolores, en ocasiones presentan una textura moteada de color gris amarillento, típica de los rasgos de marmorización (Freytet y Verrecchia 2002, Alonso-Zarza y Wright 2010) inducidos por fluctuaciones de las condiciones de oxido-reducción. Estas expresiones se habrían generado

en una planicie de inundación de lagos efímeros, con fluctuaciones periódicas del nivel freático, y esto, junto con las trazas de posibles raíces y rizolitos, indicaría una fase prolongada de exposición subaérea que habría dado lugar al desarrollo de paleosuelos (Deschamps et al. 2020, Vallati et al. 2023). También como consecuencia de la contracción del cuerpo de agua, habría tenido lugar en las planicies lacustres la precipitación de sulfatos y sales de carácter desplazativo reflejando diferentes grados de salinidad (Fig. 10f) (Kendal 1992, Demicco y Hardie 1994, Deschamps et al. 2020).

La Formación Mealla representaría en líneas generales, un depósito fluvial y lacustre de extensión regional donde predominaron los arroyos que dieron lugar a sistemas canalizados, desde ríos meandriformes de grano fino (pelíticos) hasta ríos entrelazados arenosos (Palma et al. 1986, Palma 1988, del Papa y Salfity 1999, del Papa et al. 2022). En este contexto, se desarrollaron con frecuencia niveles muy bioturbados con marca de raíces y grietas de desecación interpretados como paleosuelos y sugiriendo prolongados periodos de exposición subaérea (Fig. 14d, e).

En relación con la superficie de contacto entre las Formaciones Yacoraite y Mealla, ésta es de tipo paraconcordante y fue interpretada por Moreno (1986) como una transición rápida considerando continuidad estratigráfica entre ambas formaciones. Se trata de una superficie planar paralela, de continuidad regional o al menos a escala de subcuenca (Fig. 14a, b). De hecho, es una superficie de discontinuidad que registra, por debajo, facies subacuas particularmente limo-arcilitas multicolores, calcipelitas y calcarenitas, y por encima, facies subaéreas donde las limoarcilitas rojas oscuras y moradas se encuentran afectadas por notables evidencias de pedogénesis.

DISCUSIÓN

¿Para qué definir un hipoestratotipo de la Formación Yacoraite en el perfil Espinazo del Diablo?

Trabajos previos en la subcuenca Tres Cruces han destacado las características estratigráficas del perfil de Espinazo del Diablo, así como de otras localidades de la subcuenca (Marquillas 1985, Boll et al. 1989, Hernandez et al. 2008, Mutti et al. 2022). Sin embargo, al presente y por una razón histórica (principio de prioridad, CAE, 1992, p. 14, artículo 17) y de usos y costumbres, se mantiene como estratotipo a un perfil incompleto, expuesto sobre el río Yacoraite, de donde la unidad toma su nombre. La propuesta de este estudio es designar al perfil de Espinazo del Diablo como un hipoestratotipo y sección de referencia

principal de acuerdo a su buena accesibilidad, excepcionales características de los afloramientos (continuidad de las exposiciones, continuidad lateral de los afloramientos y variabilidad litológica de colores y composiciones que permiten resaltar la unidad) y relaciones estratigráficas de base y techo. El perfil de la Formación Yacoraite en el cordón del Espinazo del Diablo sobre la ruta provincial N° 14 sirve de acceso a Mina Aguilar (por Coraya y Casa Grande) desde Humahuaca y constituye una de las sucesiones aflorantes más completas de la cuenca. En esta unidad, su significativo espesor la hace claramente mapeable a diversas escalas y sus relaciones de base y techo pueden describirse y analizarse. Su color gris amarillento resalta del entorno blanquecino de la infrayacente Formación Lecho y la suprayacente Formación Mealla, de color rojizo oscuro, resaltando como un crestón sobresaliente del entorno, claramente identificable en imágenes satelitales. Sus notorias y excelentes relaciones de base y techo, caracterizadas en las secciones previas, le confieren en esta localidad las características suficientes como para ser considerada como un perfil de referencia auxiliar para el análisis de la cuenca en el noroeste argentino.

La revisión del estratotipo originalmente definido por Groeber (1952), en la margen izquierda de la quebrada de Yacoraite, en el cerro Pollera de la Coya (también conocido como mesón de Yacoraite) ubicado a unos 9 km al noroeste de la localidad de Huacalera (Quebrada de Humahuaca) en la provincia de Jujuy, confirma no sólo la dificultad de acceso al mismo, sino sus relaciones estratigráficas incompletas. De acuerdo con Groeber (op. cit.), el perfil incluye en su base “areniscas calcáreas amarillentas y grises” que corresponderían a las capas de la Formación Lecho. Además, el perfil carece de una relación de techo, dado que la unidad aflora al tope de una mesada. Esto pone de manifiesto que la elección de la localidad tipo y, por ende, del estratotipo de la Formación Yacoraite, posee difícil accesibilidad, carece de relaciones estratigráficas claras (dudosa relación de base y sin relación de techo), no permite estudiar las relaciones de continuidad lateral de manera confiable, y, además, registra un espesor notablemente disminuido (<150 m).

Por todas estas razones, se sugiere designar al perfil del Espinazo del Diablo como un hipoestratotipo (o perfil de referencia auxiliar) siguiendo las normas del Código Argentino de Estratigrafía (CAE, 1992). Que esta sección sea considerada una “sección de referencia principal”, en el sentido del Código Norteamericano de Estratigrafía (NASC, 2005, Artículo 8e), es coincidente con la propuesta de denominarlo como hipoestratotipo. Según el código in-

ternacional de estratigrafía (ISSC, 1976, p. 26; 1994, p. 28) y su adaptación argentina del año 1992 (CAE, 1992, p. 13, artículo 15.7.), se aclara que constituye un estratotipo auxiliar propuesto con posterioridad a la designación del holoestratotipo (y eventuales paraestratotipos) con la finalidad de ampliar el conocimiento de la unidad y las características de sus límites estratigráficos. Este último constituye un problema crítico al servir el límite cuspidal de la unidad, también como límite de una unidad de mayor rango (límite entre los subgrupos Balbuena y Santa Barbara, Vilela 1956, nom. transl. Moreno 1970). La designación de un hipoestratotipo se recomienda a los efectos de extender el conocimiento sobre la unidad a otras regiones geográficas (ISSC, 1976, p. 26; 1994, p. 28). Si bien, el contacto basal se encuentra excepcionalmente bien expuesto en casi todas las localidades de la Subcuenca Tres Cruces (Coppa Vigliocco 2023), es en el perfil del Espinazo del Diablo, donde sus rasgos son más significativos y es por eso que se propone como estratotipo de límites (CAE, 1992, p. 13, artículo 15.2.). Los estratotipos de límite inferior y superior de la unidad se exponen sobre la ruta provincial N° 14 en los puntos 23°13'23.59" S-65°35'34.80" O y 23°13'18.83" S-65°35'23.35" O, respectivamente.

Vale remarcar, asimismo, que en el cordón del Espinazo del Diablo la Formación Yacoraite aflora con una continuidad lateral de aproximadamente 9 kilómetros permitiendo realizar estudios litofaciales, de geometría y caracterización de sus contactos, con relativa facilidad, como en ninguna otra parte de la cordillera oriental. A diferencia del perfil expuesto sobre los flancos del anticlinorio de Tres Cruces, recientemente estudiado por Vallati et al (2023), en esta localidad la unidad carece de deformación.

CONCLUSIONES

En este trabajo se define un hipoestratotipo para la conocida Formación Yacoraite que reviste un horizonte guía característicamente carbonático y amarillento en el noroeste argentino. Este perfil auxiliar está formidablemente expuesto sobre un corte del camino provincial N° 14, transversal al cordón del Espinazo del Diablo, y constituye una sección de referencia principal para el análisis estratigráfico de la unidad. En este perfil pueden diferenciarse cinco miembros informales y la unidad se separa de la infrayacente Formación Lecho y la suprayacente Formación Mealla por sendas discontinuidades. Estos miembros son: a) el miembro calcáreo inferior de la Formación Yacoraite de 53 m de espesor, b) el miembro pelítico inferior mide 23 m, c) el miembro calcáreo intermedio con un espesor de 90 m, d) el miembro pelítico superior de

15 m de espesor y e) el miembro calcáreo superior de 34 m de espesor.

La superficie basal que pone en contacto a las formaciones Lecho y Yacoraite, se trata de un contacto planar neto que presenta irregularidades con incisiones de hasta un metro de amplitud y rellenos por carbonatos bioclásticos-oolíticos-arenosos amarillentos a grisáceos. Estos contrastan claramente con las areniscas cuarzosas blanquecinas bioturbadas del tope de la Formación Lecho. Profusos patrones de perturbación afectan la unidad arenosa inferior y las concavidades de la capa basal de la Formación Yacoraite mostrando etapas de humidificación del sistema y se interpretan momentos de ausencia de depositación sedimentaria superpuestos en una superficie compleja. El carácter neto de la superficie de bise-lamiento, su geometría y contraste litofacial a ambos lados implican una notable discontinuidad erosiva difícilmente interpretada como una expansión lacustre, sino más bien por el carácter transgresivo de una ingresión marina.

El contacto entre las formaciones Yacoraite y Mealla marca un notable cambio litofacial representado por calcipelitas laminadas y limo-arcilitas de color rojo oscuro a morado de la Formación Yacoraite, interpretada como lagos efímeros. La Formación Mealla se caracteriza por la súbita aparición de margas rojas oscuras a púrpuras, bien estratificadas y con finas intercalaciones de areniscas arcillosas rojizas bien consolidadas de ambientes de ríos entrelazados y sistemas lacustres. Este cambio estratigráfico registra el paso del Subgrupo Balbuena al Subgrupo Santa Bárbara dentro del Grupo Salta, y es particularmente notable en el perfil de Espinazo del Diablo. La superficie de contacto entre las formaciones Yacoraite y Mealla, se trata de una superficie planar paralela, de continuidad regional o al menos a escala de subcuenca. Es una superficie de tipo paraconcordante y fue interpretada como una transición rápida considerando continuidad estratigráfica entre ambas formaciones.

Finalmente, en esta contribución se discute designar al perfil del Espinazo del Diablo como un hipoestratotipo (o perfil de referencia auxiliar) siguiendo las normas del Código Argentino de Estratigrafía (CAE, 1992), sugiriendo además que esta sección sea considerada una "sección de referencia principal" o hipoestratotipo, en el sentido del Código Norteamericano de Estratigrafía (NASC, 2005, Artículo 8e) con la finalidad de ampliar el conocimiento de la unidad y las características de sus límites estratigráficos.

AGRADECIMIENTOS

Esta contribución tuvo la financiación y el apoyo del ins-

tituto CICTERRA (Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra), CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas) y SECYT (Secretaría de Ciencia y Tecnología-Universidad Nacional de Córdoba). Reconocemos a los técnicos del CICTERRA por su continuo trabajo para promover y desarrollar investigación científica de alto nivel. Agradecemos especialmente a los revisores Paolo Citton (Universidad Nacional de Río Negro) y a Ignacio Díaz-Martínez (Universidad de Cantabria) por sus muy valiosas revisiones que mejoraron notablemente la versión final de nuestro trabajo. Agradecemos fundamentalmente al Editor Silvio Casadio por sus revisiones y recomendaciones finales del trabajo.

Referencias bibliográficas

- Abdel-Fattah, Z.A., y Gingras, M.K. 2020. Origin of compound biogenic sedimentary structures in Eocene strata of Wadi El-Hitan universal heritage area, Fayum, Egypt: Mangrove roots or not? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 560: 110048.
- Abdel-Fattah, Z.A., Gingras, M.K., Caldwell, M.W., Pemberton, S.G., y MacEachern, J.A. 2016. The Glossifungites Ichnofacies and sequence stratigraphic analysis: A case study from Middle to Upper Eocene successions in Fayum, Egypt. *Ichnos* 23(3-4): 157–179.
- Abdel-Fattah, Z.A., Gingras, M.K., Caldwell, M.W., y George Pemberton, S. 2010. Sedimentary environments and depositional characteristics of the Middle to Upper Eocene whale-bearing succession in the Fayum Depression, Egypt. *Sedimentology* 57(2): 446-476.
- Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, 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(2): 482-494.
- Alonso, R.N. 2007. Dinosaurios salteños y argentinos: un fascinante capítulo en la historia de la Tierra: Salta. Argentina, Crisol Ediciones-UNSa-CONICET 283 p., Salta.
- Alonso-Zarza, A.M., y Wright, V.P. 2010. Palustrine carbonates. *Developments in Sedimentology* 61: 103–131.
- Astini, R.A., Coppa Vigliocco, A., y Gómez, F.J. 2020. Una cuña marina dominada por mareas en la base de la Formación Lecho en el extremo noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77(2): 271-295.
- Bedatou, E., Melchor, R.N., y Genise, J.F. 2009. Complex palaeosol ichnofabrics from Late Jurassic–Early Cretaceous volcanoclastic successions of Central Patagonia, Argentina. *Sedimentary Geology* 220: 74-102.
- Benedetto, J.L., y Sanchez, T.M. 1972. *Coelodus toncoensis* nov. sp. (Pisces, Holostei, Pycnodontiformes) de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) de la Provincia de Salta. *Ameghiniana* 9(1): 59-71.
- Bento-Freire E. 2012. Caracterização estratigráfica em alta resolução das sequências calcárias de origem microbiana do intervalo paleocênico da Formação Yacoraite (Sequência Balbuena IV) na região de Salta - Argentina. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 243 p., Rio de Janeiro.
- Bohacs, K.M., Carroll, A. R., Neal, J. E., Mankiewicz, P. J., Gierlowski-Kordesch, E. H., y Kelts, K. R. 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. *Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology* 46: 3-34.
- Boll, A., Gomez Omil., R. y Hernández, R. 1989. Síntesis estratigráfica del grupo Salta. Gerencia general de Exploración YPF. Inedito YPF, 127 p., Buenos Aires
- Boll, A., y Hernández, R.M. 1985. Área Tres Cruces. Provincia de Jujuy. Análisis estratigráfico-estructural. Evaluación con objetivo exploratorio. Inédito YPF, 66 p., Buenos Aires.
- Camoin, G., Casanova, J., Rouchy, J.M., Blanc-Valleron, M.M., y Decoinck, J.F. 1997. Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central palaeo-Andean Basin of Bolivia during Late Cretaceous to early Tertiary times. *Sedimentary Geology* 113 (1-2): 1-26.
- Carroll, A.R., y Bohacs, K.M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls: *Geology* 27: 99-102.
- Cazau, L. B., JO, G., y Cellini, N. 1976. El Subgrupo Santa Barbara (Grupo Salta) en la porción oriental de las provincias de Salta y Jujuy. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 341-356, Buenos Aires.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., y Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews* 18(3-4): 303-332.
- Comité Argentino de Estratigrafía 1992. Código Argentino de Estratigráfica. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 20: 1-64, Buenos Aires.
- Cónsole-Gonella C.A., y Marquillas R.A. 2014. Bioclaustration trace fossils in epeiric shallow marine stromatolites: the Cretaceous–Paleogene Yacoraite Formation, North-western Argentina. *Lethaia* 47(1):107-119.
- Cónsole-Gonella, C., de Valais, S., Marquillas, R.A., y 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.
- Cónsole-Gonella, C., Díaz-Martínez, I., Citton, P., y de Valais, S. 2021. New record of Late Cretaceous vertebrate tracks from the Yacoraite Formation (Juella, Quebrada de Humahuaca, northwestern Argentina): aerial drone survey, preservation and sedimentary context. *Journal of South American Earth Sciences* 107: 103116.
- Cónsole-Gonella, C., Griffin, M., Cione, A., Cavalli, S.G., y Aceñolaza, F.G. 2012. Paleontología de la Formación Yacoraite (Maastrichtiano-Daniano) en el ámbito de la Subcuenca de Tres Cruces, Cordillera Oriental de la provincia de Jujuy, Argentina. 13° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 45–56.
- Cónsole-Gonella, C.A., de Valais, S., Sánchez, M., Marquillas, R., y He-

- rrera Oviedo, P. 2013. Icnocenos de vertebrados e invertebrados en el Subgrupo Balbuena (Maastrichtiano-Daniano), Quebrada de Humahuaca, noroeste argentino. 2° Simposio Latinoamericano de Icnología, 34 p.
- Coppa Vigliocco, A. 2023. Estudio litofacial, petrológico y geoquímico de la Formación Yacoraite (Noroeste argentino). Tesis doctoral. Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 477 p., Córdoba.
- Coppa Vigliocco, A., Astini, R.A., y Gomez, F.J. 2022. Atypical ooid diversity in the Upper Cretaceous Yacoraite Formation, Argentina. *Sedimentology* 69(6): 2642-2675.
- de Valais S., y Cónsole-Gonella C. 2019. An updated review of the avian footprint record from the Yacoraite Formation (Maastrichtian-Danian), Northwestern Argentina. *Ichnos* 26(3):224-241.
- del Papa C.E., y Salfity J.A. 1999. Non-marine Paleogene sequences, Salta Group, Northwest Argentina. *Acta Geológica Hispánica* 34: 105-122.
- del Papa, C., Babot, J., Dahlquist, J., López, D. G., Deraco, V., Herrera, C., Bertelli, S., Rougier, G. W., y Giannini, N. P. 2022. Toward a chronostratigraphy of the Paleocene-Eocene sedimentary record in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 113, 103677.
- Demiccio, R.V., y Hardie, L.A. 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonates. *SEPM atlas series* 1: 265.
- Deschamps, R., Rohais, S., Hamon, Y., y Gasparrini, M. 2020. Dynamic of a lacustrine sedimentary system during late rifting at the Cretaceous-Palaeocene transition: Example of the Yacoraite Formation, Salta Basin, Argentina. *The Depositional Record* 6(3): 490–523.
- Díaz-Martínez, I., de Valais, S., y Cónsole-Gonella, C. 2016. First evidence of *Hadro-sauropodus* in Gondwana (Yacoraite Formation, Maastrichtian-Danian), northwestern Argentina. *Journal of African Earth Sciences* 122: 79-87.
- Disalvo, A., Schelotto, R.M.L., Omil Gómez, R., Hoffman, C., Benítez, J., y Hurtado, S. 2002. Rocas reservorio de las cuencas productivas argentinas. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 717-738, Mar del Plata.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures, 108-121.
- Embry, A. F., y Klovan, J. E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian petroleum geology* 19(4): 730-781.
- Escobar, J.A., Bona, P., Paulina Carabajal, A., y Gasparini, Z. 2018. Redescripción del cráneo de un ejemplar de *Dolichochochampsia minima* (Crocodyliformes) del Cretácico Superior del Noroeste argentino: ¿Es realmente un cocodrilo eusuquio? *Publicación Electronica de la Asociación Paleontológica Argentina* 18(2): R24.
- Eugster, H. P., y Surdam, R. C. 1973. Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming: a preliminary report. *Geological Society of America Bulletin* 84(4): 1115-1120.
- Fernandez, J. 1975. Consideraciones sobre el clima, la flora y la fauna cenozoicas y sobre la presencia del hombre temprano en las montañas del Noroeste Argentino y borde occidental del Chaco (Resumen). *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines* 4(3): 157-172.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer, 976 p., Berlin.
- Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., y Hinz, K. 2007. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Marine Geology* 244: 46–67.
- Frantz, C.M., Petryshyn, V.A., Marengo, P.J., Tripathi, A., Berelson, W.M., y Corsetti, F.A. 2014. Dramatic local environmental change during the Early Eocene Climatic Optimum detected using high resolution chemical analyses of Green River Formation stromatolites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 405: 1-15.
- Freytet, P., y Verrecchia, E.P. 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology* 27: 221-237.
- García, A.H.P., Klinger, L.F., Giménez, M.E., y Ruiz, F. 2016. Geodinámica de la subcuenca Lomas de Olmedo, noroeste argentino, interpretada a partir de un modelo de compensación local y del análisis estadístico de datos gravimétricos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 33(1): 49–58.
- Gasparini, Z., y Buffetaut, E. 1980. Nuevos cocodrilos *Eusuchia* del Cretácico tardío de la provincia de Salta (Argentina). *Ameghiniana* 17(1): 10-10.
- Genise, J.F. 2017. Ichnoentomology: Insect Traces in Soils and Paleosols. *Topics in Geobiology* 37, 695 p.
- Gierlowski-Kordesch, E.H., y Park, L.E. 2004. Comparing species diversity in the modern and fossil record of lakes. *Journal of Geology* 112: 703–717.
- Gómez-Omil, R., y Boll, A. 2005. Cuenca Cretácica del Noroeste Argentino. *Frontera Exploratoria de la Argentina* 63–76.
- González, M.A., Pereyra, F., Ramallo E., y Tchilinguirian P. 2003. Hoja Geológica 2366-IV, Ciudad de Libertador General San Martín, provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250000. *Boletín* 274, 109 p., Buenos Aires.
- Groeber, P. 1953. Ándico. In: Groeber, P., Stipanovic, P.N., and Mingramm, A. (eds.), *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Tomo 2: 349-351, Buenos Aires.
- Grosso, S., López, R., Vergani, G., y O'leary, S. 2013. Naturally fractured carbonate reservoirs in the Caimancito Oilfield (Yacoraite Formation), Cretaceous basin of northwestern Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 53–69.
- Guler, M. V., Estebenet, M. S. G., Navarro, E. L., Fuentes, S., Cuitiño, J. I., Palazzesi, L., Pérez Panera, J. P. y Barreda, V. 2021. Miocene Atlantic transgressive-regressive events in northeastern and offshore Patagonia: A palynological perspective. *Journal of South American*

- Earth Sciences 109, 103239.
- Haq, B. U., y Huber, B. T. 2017. Anatomy of a eustatic event during the Turonian (Late Cretaceous) hot greenhouse climate. *Science China Earth Sciences* 60, 20-29.
- Haq, B.U. 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary change* 113: 44-58.
- Hasiotis, S.T. 2000. The invertebrate invasion and evolution of Mesozoic soil ecosystems: the ichnofossil record of ecological innovations. En *Phanerozoic terrestrial ecosystems*, Gastaldo R.A. y DiMichele, W.A. (Eds). The Paleontological Society Papers 6: 141-170.
- Hasiotis, S.T. 2003. Complex ichnofossils of solitary to social soil organisms: understanding their evolution and roles in terrestrial paleoecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 192: 259-320.
- Hasiotis, S.T., y Bown, T.M. 1992. Invertebrate trace fossils: The backbone of Continental Ichnology. En *Trace Fossils: Their Paleobiological Aspects*, Maples, C. y West, R. (Eds.). Paleontological Society Short Course 5: 64-104.
- Hay, W. W. 1995. Cretaceous paleoceanography. *Geologica Carpathica*, 46(5), 257-266.
- Hernández, M., y Franzese, J. R. 2017. The fracture patterns of the Tin Tin anticline: Fracturing process during the foreland evolution in the Calchaquí Valley, northwestern Argentina. *Journal of Structural Geology* 96, 54-64.
- Hernández, R., Disalvo, A., Boll, A., y Gómez-Omil, R. 1999. Estratigrafía secuencial del Grupo Salta, con énfasis en las subcuencas de Metan-Alemania, noroeste argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas: 264-284, Salta.
- Hernández, R., Gómez-Omil, R., y Boll, A. 2008. Estratigrafía, tectónica y potencial petrolero del rift Cretácico en la provincia de Jujuy. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas: 207-232, Jujuy.
- Horner, R. J., Wiest, L. A., Buynevich, I. V., Terry, D. O., y Grandstaff, D. E. 2016. Chemical composition of Thalassinoides boxwork across the marine K-PG boundary of central New Jersey, USA. *Journal of Sedimentary Research* 86 (12): 1444-1455.
- International Commission on Stratigraphy 1994. *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. The Geological Society of America Inc 1-214, Boulder.
- Jordan, O.D., y Mountney, N.P. 2010. Styles of interaction between aeolian, fluvial and shallow marine environments in the Pennsylvanian to Permian lower Cutler beds, south-east Utah, USA. *Sedimentology* 57(5): 1357-1385.
- Kendall G.St., y Skipwith, Bt. 1969. Geomorphology of a recent shallow-water carbonate province: Khor al Bazam, Trucial Coast, Southwest Persian Gulf. *Geological Society of America Bulletin* 80(5): 865-892.
- Krapovickas, V., Mángano, M.G., Buatois, L.A., y Marsicano, C.A. 2017. Integrated Ichnofacies models for deserts: Recurrent patterns and megatrends. *Earth-Science Reviews* 157: 61-85.
- Kraus, M.J. y Hasiotis, S.T. 2006. Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Journal of Sedimentary Research* 76(4): 633-646.
- Kraus, M.J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews* 47(1-2): 41-70.
- Marquillas, R.A., y Matheos, S D. 2000. Catodoluminiscencia de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) de la Puna Argentina. Actas 2nd Congreso Latinoamericano y 8° Reunión Argentina de Sedimentología 112-113.
- Marquillas, R., Salfity, J., González, R., Matthews, S., y Battaglia, R. 1997. Geología del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno) en la comarca de Huaytiquina, Puna Argentina. Proc. 8° Congreso Geológico Chileno 1: 139-143.
- Marquillas, R.A. 1985. Estratigrafía, sedimentología y paleoambientes de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el tramo austral de la cuenca, Norte Argentino. Norte Argentino. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédito), 77p., Salta.
- Marquillas, R.A., Del Papa, C., Sabino, I., y Heredia, J. 2003. Prospección del límite K/T en la cuenca del Noroeste, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(2): 271-274.
- 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* 54: 94-113.
- Marquillas, R.A., 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(4): 304-320.
- Marquillas, R.A., Salfity, J.A., Matthews, S.J., Matteini, M., y Dantas, E. 2011. U-Pb zircon age of the Yacoraite Formation and its significance to the Cretaceous-Tertiary boundary in the Salta Basin, Argentina. En *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (Eds.), 227-246. Salta.
- Miller, K.G., Sugarman, P. J., Browning, J. V., Kominz, M. A., Hernández, J. C., Olsson, R. K., Wright; J. D. Feigenson, M. D., y Van Sickle, W. 2003. Late Cretaceous chronology of large, rapid sea-level changes: Glacioeustasy during the greenhouse world. *Geology* 31(7): 585-588.
- Montano, D., Gasparrini, M., Rohais, S., Albert, R., y Gerdes, A. 2022. Depositional age models in lacustrine systems from zircon and carbonate U-Pb geochronology. *Sedimentology* 69(6): 2507-2534.
- 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* 29: 9-44.
- Moroni, A. M. 1984. *Mtchedlishvilia saltenia* n. sp. en sedimentitas del Grupo Salta, provincia de Salta. 3° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 129-139, Corrientes.
- Mutti, M., Vallati, M., Tomás, S., Galli, C., Rumbelsperger, A.M.B., Maerz,

- S., y Coira, B. 2023. Constraining depositional evolution and reservoir compartmentalization in a mixed carbonate-siliciclastic lacustrine system: The Yacoraite formation, Salta Group, NW Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 149: 106049.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature 2005. North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists* 89(1): 1547-1591.
- Palma, R. M., y Andreis, R. R. 1988. Oncolites en la Formación Yacoraite y su significado ambiental-Valle del Tonco. Salta-Argentina. 2° Reunión Argentina de Sedimentología 1, 207-211.
- Palma, R.M. 2000. Lacustrine facies in the Upper Cretaceous Balbuena subgroup (Salta Group): Andina Basin, Argentina. En *Lake basins through space and time*, Gierlowski- Kordesch, E.H. y K.R. Kelts (Eds.), AAPG Studies in Geology 46: 323-332.
- Palma, R.M., Marquillas, R., y Boso, M. 1986. Interpretación paleoambiental de la Formación Mealla-Terciario (Grupo Salta- Subgrupo Santa Bárbara) en el río Corralito, Salta, Argentina. 1° Reunión Argentina de Sedimentología 1, 128-129.
- Plaziat, J. C. 1995. Modern and fossil mangroves and mangals: their climatic and biogeographic variability. *Geological Society, Special Publications* 83(1): 73-96.
- Quattrocchio M, Ruiz L., y Volkheimer, W. 2000. Palynological zonation of the Paleogene of the Colorado and Salta Group basins, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 32, 61-78.
- Quattrocchio, M. E., y Volkheimer, W. 2000. Paleoclimatic changes during the Paleocene-Lower Eocene in the Salta Group Basin, NW Argentina. In *Southern Hemisphere Paleo-and Neoclimates: Key Sites, Methods, Data and Models*. Springer Berlin Heidelberg 353-367.
- Ramos, V.A., y Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. En *Tectonic evolution of South America*, Cordani, U.J. Milani, E.J., Thomaz Filho, A. y Campos, D.A. (Eds.), 31° International Geological Congress 635-685, Río de Janeiro.
- Ray, D. C., van Buchem, F. S., Baines, G., Davies, A., Gréselle, B., Simons, M. D., y Robson, C. 2019. The magnitude and cause of short-term eustatic Cretaceous sea-level change: A synthesis. *Earth-Science Reviews* 197, 102901.
- Renaut, R.W., y Gierlowski-Kordesch, E.H. 2010. Lakes. En *Facies Models* 4, James, N.P. y Dalrymple, R.W. (Eds.), *Geological Association of Canada* 541-575.
- Roemers-Oliveira E., Fernandes L.A., y Freire E., Simões L.S.A. 2015. Filamentos microbianos em estromatólitos e laminitos da Sequência Balbuena III (Maastrichtiano/Daniano) da Formação Yacoraite na Subbacia Metán-Alemania, na região de Salta, Argentina, e seus significados paleoambientais. *Brazilian Journal of Geology* 45(3): 399-413.
- Rohais, S., Hamon, Y., Deschamps, R., Beaumont, V., Gasparrini, M., Pillot, D., y Romero-Sarmiento, M. 2019. Patterns of organic carbon enrichment in a lacustrine system across the K-T boundary: insight from a multi-proxy analysis of the Yacoraite Formation, Salta rift basin, Argentina. *International Journal of Coal Geology* 210: 103208.
- Rouchy, J.M., Camoin, G., Casanova, J., y Deconinck, J.F. 1993. The central palaeo-Andean basin of Bolivia (Potosi area) during the Late Cretaceous and early Tertiary: reconstruction of ancient saline lakes using sedimentological, paleoecological and stable isotope records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 105: 179-198.
- Salfity, J.A., y Marquillas, R.A. 1994. Relaciones estratigráficas regionales de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior), norte de la Argentina. *Congreso Geológico Chileno*, 1: 479-483.
- Sempere, T. 1994. Kimmeridgian? to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. En: Salfity J.A. (Ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes* 168-212.
- Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W., y Swisher III, C.C. 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America, Bulletin* 109: 709-727.
- Sial, A.N., Ferreria, V.P., Toselli, A.J., Parada, M.A., Aceñolaza, F.G., Pimentel, M.M. y Alonso, R.N. 2001. Carbon and oxygen isotope compositions of some Upper Cretaceous-Paleocene sequences in Argentina and Chile. *International Geology Review* 43: 892-909.
- Smith, M.E., y Carroll, A.R. 2015. *Stratigraphy and paleolimnology of the Green River Formation, western USA*, Springer. *Syntheses in Limnogeology* 1, 355 p.
- Starck, D. 2011. Cuenca Cretácica-Paleógena del noroeste argentino. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos Simposio Cuencas Argentinas: Visión Actual, Instituto Argentino del Petróleo y el Gas 407-453.
- Tasistro-Hart, A., Maloof, A., Schoene, B., y Eddy, M.P. 2020. Astronomically forced hydrology of the Late Cretaceous sub-tropical Potosí Basin, Bolivia. *Geological Society of America, Bulletin* 22 p.
- Thorne, J. A., y Swift, D. J. P. 1991. Sedimentation on continental margins, VI: a regime model for depositional sequences, their component systems tracts, and bounding surfaces. In *Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, facies and sequence stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Special Publications 14, 189-255.
- Tucker, M.E., y Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell 482 p., Oxford.
- Turner, J.C.M. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 15-39.
- Vallati, M., Tomás, S., Galli, C., Winterleitner, G., y Mutti, M. 2023. Depositional controls in an ancient, closed lake system: A high-resolution and multi-scalar case study from the Yacoraite Formation (Salta Basin, Argentina). *Sedimentary Geology* 106456.
- Villafañe P., Frías-Saba R.d.C., Della-Vedova, M., Citton P., Díaz-Martínez I., de Valais S., Aceñolaza F.G., Marquillas R. A., y Cónsole-Gonella C.A. 2023. Microbialiitic deposits of the Yacoraite Formation, NW Argentina: distribution, environments, paleoecology and economic implications. *Brazilian Journal of Geology* 52(2): e20210088.
- Villafañe, P.G., Cónsole-Gonella, C., Citton, P., Díaz-Martínez, I., y de Valais, S. 2021. Three-dimensional stromatolites from Maastrich-

- tian–Danian Yacoraite Formation, Argentina: modelling and assessing hydrodynamic controls on growth patterns. *Geological Magazine* 158(10): 1756-1772.
- 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 Sciences* 12(2): 109-121.
- Wilson, J. L. 2012. Carbonate facies in geologic history. Springer Science & Business Media 371 p.